



Université
de Toulouse

THÈSE

En vue de l'obtention du
DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :

Université Toulouse III Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)

Discipline ou spécialité :

Téledétection et glaciologie

Présentée et soutenue par :

Thomas Flament

le : vendredi 20 septembre 2013

Titre :

Variations de hauteur de la calotte antarctique par altimétrie radar par satellite : amincissement dynamique, vidanges de lacs sous-glaciaires et autres curiosités

Ecole doctorale :

Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace (SDU2E)

Unité de recherche :

Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales, UMR5566

Directeur(s) de Thèse :

Frédérique Rémy, Directrice de recherche, CNRS

Rapporteurs :

Catherine Ritz, Directrice de recherche, CNRS

Jean Tournadre, chercheur, IFREMER

Membre(s) du jury :

Nick Hall, Professeur, Université Paul Sabatier

Catherine Prigent, Directrice de recherche, CNRS

Résumé

La calotte polaire Antarctique est une région immense et peu accessible, ce qui ne l'empêche pas d'être partie intégrante du système climatique planétaire. Pour mieux comprendre son fonctionnement et prévoir ses réactions face à un climat qui évolue, les mesures satellites sont des outils précieux.

Dans ce travail, nous exploitons l'un de ces capteurs satellites : l'altimètre radar d'Envisat. Cet instrument permet de mesurer la hauteur de la surface de la calotte et, par des mesures répétées dans le temps, son évolution temporelle.

A partir de ce jeu de données, nous explorons les changements de volume de la calotte sur une période de 8 ans, entre 2002 et 2010. Cette période est très courte en regard de certains phénomènes agissant sur la calotte mais permet néanmoins de détecter d'importants changements, dus à des excès de précipitations ou à une accélération de l'écoulement de la glace. Par ailleurs, la densité spatiale et temporelle de l'échantillonnage d'Envisat permet d'observer des événements rapides (quelques mois) et localisés (quelques kilomètres) tels que des vidanges de lacs sous-glaciaires. Ces phénomènes sont encore mal connus et l'altimétrie est un des principaux outils aptes à les observer.

La manière dont l'onde radar est réfléchi et rétrodiffusé par la surface de la calotte est un problème complexe, principalement parce que le manteau neigeux est lui-même changeant et complexe. Dans nos travaux, nous évoquons l'état de l'art de la compréhension des phénomènes impliqués.

Nous terminons ces travaux par une ouverture sur les techniques qui permettront d'avancer dans la compréhension des calottes polaires : nouveaux altimètres, séries de données plus longues, fusion de jeux de données provenant de capteurs différents et complémentarité avec les données in situ.

Abstract

The Antarctic Ice Sheet is a vast and remote hostile land. It is nonetheless an important part of the planetary climate system. Space-borne instruments are among the best tools to study the evolution of the ice sheet.

In this work, we use data from one of these space sensors : the Envisat radar altimeter. This instrument provided us repeated measurements of the ice sheet surface elevation every 35 days during 8 years.

From this dataset, we investigated volume change of the ice sheet between 2002 and 2010. This period is relatively short compared to the typical duration of ice sheet response (thousands of years after an ice age) but the data show some evolution, either extreme precipitation events or accelerated flow and associated thinning. The high space and time resolution also allowed us to observe rapid and local events such as subglacial lake drainages. These were only recently discovered in Antarctica and altimetry is one of the best suited tool to study them.

The reflection and backscatter of the radar wave by the snowpack is still a complex problem that has to be further investigated. The own behaviour of the snowpack must be better understood. We present the state of the art of the understanding of the radar/snowpack interaction.

We conclude with an outlook on future techniques that will enhance our understanding of the ice sheet process and ice sheet evolution : new altimeters, longer time series, multi-sensor studies and additional in situ calibration.

Sommaire

1	Introduction	1
1.1	Introduction générale	1
1.2	Le continent Antarctique	2
1.3	Géographie	3
1.4	L'inlandsis	5
1.5	Les objectifs scientifiques	8
1.6	Les observations et les outils spatiaux	9
1.7	Plan du manuscrit	13
2	L'altimétrie en Antarctique : de la forme d'onde à la cartographie	15
2.1	L'altimétrie radar	15
2.2	L'écho radar	17
2.2.1	Effets atmosphériques	17
2.2.2	L'orbitographie	17
2.2.3	La modulation d'impulsion	18
2.2.4	La forme d'onde	20
2.3	Les spécificités de l'altimétrie sur la glace	22
2.4	L'orbite ERS/Envisat	24
2.5	Les nouveaux altimètres "glace"	27
2.5.1	ICESat	27
2.5.2	Cryosat	27
2.6	Le traitement des séries temporelles	28
2.7	Correction des effets de la pénétration à travers la surface	30
2.8	Validation des mesures et interpolation sur une grille	31
2.9	Conclusion	34
3	Variations de hauteurs sur 8 ans et observations de la dynamique des glaciers émissaires	35
3.1	Introduction	35
3.2	Le rôle des glaciers émissaires	35
3.3	Les contrôles des glaciers émissaires	37
3.4	Accélération de l'écoulement : Péninsule et mer d'Amundsen	39

3.5	Variations de hauteur, signature de changements dynamiques?	41
3.5.1	Estimation de la contribution probable de la variabilité d'accumulation au changement de hauteur	41
3.5.2	Corrélation entre courbure de surface et changement de hauteur	43
3.5.3	Modélisation du compactage du manteau neigeux	43
3.6	Observation avec Envisat sur Pine Island Glacier	43
3.7	Autres glaciers	45
3.8	Conclusion	46
4	Lacs sous-glaciaires et dynamique de la calotte	48
4.1	Introduction	48
4.2	A l'origine de l'hydrologie sous-glaciaire	48
4.3	Premières observations de lacs "actifs"	52
4.4	L'observation de lacs sous glaciaires par Envisat : atouts et limites	54
4.5	La cascade du lac Cook E2	55
4.6	Conclusion	59
5	Conclusion : discussion et perspectives	61
5.1	Discussion	61
5.1.1	L'interpolation pour la modélisation	61
5.1.2	Interpolation et vision "intégrée"	62
5.1.3	Interaction micro-ondes/neige	66
5.1.4	Conversion volume/masse	68
5.2	Perspectives et nouvelles techniques	69
5.2.1	Futures missions altimétriques	69
5.2.2	Modèles de terrain stéréo-photographiques	70
5.2.3	Approche multi-capteurs	70
5.2.4	Validation par des mesures in situ	70
6	Bibliographie	73
A	Article Rémy et al. 2012	85
B	Article Flament and Rémy, 2012	95
C	Article Rémy et al., 2014	107
D	Article Flament, Berthier and Rémy, 2014	125

Chapitre 1

Introduction

1.1 Introduction générale

Toute thèse se rapportant de près ou de loin à l'évolution du climat se doit de commencer par un chiffre : en 2007, le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat a rapporté un réchauffement de la Terre en surface de $0,75 \pm 0,18$ °C en moyenne au cours du XX^e siècle (Trenberth et al. [2007]).

Or dans un climat qui se réchauffe, on s'attend à ce que les glaciers reculent. L'eau qui s'en échappe rejoint les mers du monde entier et le niveau moyen des mers monte. L'Antarctique est la plus grande réserve de glace existant aujourd'hui dans le monde et la question se pose : dans quelle mesure la calotte antarctique va-t-elle contribuer à la hausse du niveau des mers ?

Car le lien température / recul des glaciers n'est pas si simple. Une hausse des températures entraîne une augmentation des précipitations. Ce phénomène peut-il compenser l'accélération de certains glaciers ? Plus qu'un simple chiffre global, il nous faut comprendre les différentes contributions au bilan de masse de la calotte.

L'étude de l'Antarctique ne se résume pas simplement au bilan de masse car le continent blanc, bien qu'éloigné et relativement isolé du reste du monde "connu" fait partie intégrante du système climatique mondial. On peut citer par exemple, les eaux froides qui se forment dans l'océan austral et qui sont l'un des moteurs de la circulation océanique mondiale. Comprendre le fonctionnement de la calotte polaire est un enjeu important des sciences du climat, et un domaine où il reste de nombreux phénomènes à comprendre et même encore à découvrir.

Rappelons également que pour explorer le passé de notre planète, les réserves de glace du continent ont un grand intérêt scientifique, car elles contiennent des archives climatiques régulièrement déposées et très bien conservées. Ces archives nous ont permis de reconstituer les grands traits du climat local et mondial jusqu'à plus de 800 000 ans dans le passé. L'interprétation de ces archives bénéficie aussi de notre connaissance de la calotte actuelle.

La modélisation des écoulements de glace est l'un des outils majeurs dans cette quête. Les modèles permettent aussi bien de dater les carottes profondes que de prévoir l'état de la calotte dans le futur. Mais surtout, ils nous éclairent sur les mécanismes en jeu au sein de la calotte.

Enfin, les outils embarqués sur des satellites d'observation ont permis des progrès importants

dans la science antarctique depuis environ 2 décennies. L'échange entre modélisation et observations progresse car les modèles sont désormais capables de simuler l'évolution actuelle des glaces et les observations couvrent des périodes suffisamment longues pour détecter des changements significatifs. En simplifiant volontairement, les observations apportent une description de la calotte réelle que les modèles doivent intégrer pour mieux les expliquer et déduire leurs effets sur la calotte.

Ces travaux de thèse apportent leur contribution à cette étude, par l'exploitation de mesures de hauteur de la surface de la calotte, pour la mesure du volume total de glace et de son évolution au cours du temps.

1.2 Le continent Antarctique

Le continent Antarctique est à l'autre bout de la planète, encerclé par un océan rarement accueillant, froid et même souvent gelé. Il a fallu attendre le début du XIX^e siècle pour que l'Antarctique soit découvert. En tant que français, nous revendiquons souvent que Jules Dumont d'Urville a été le premier à poser le pied sur le continent en 1840. Les américains préfèrent se souvenir qu'un capitaine de navire phoquier nommé John Davis se serait approché de la terre dès 1821 ... Après sa découverte et en tant que dernière terre vierge, le continent est devenu le théâtre d'une course aux premières jusqu'à l'hiver 1911-1912, quand Amundsen et Scott atteignent le pôle Sud à quelques semaines d'intervalle.

La recherche scientifique de cette époque ne bénéficie pas d'une logistique bien établie. Elle avance grâce à des expéditions organisées par une poignée d'explorateurs motivés et soutenues soit par leurs gouvernements soit par des fonds privés. Il n'y a pas de suivi régulier des mesures, l'heure est encore à la découverte. Le continent sera relativement bien cartographié après la seconde guerre mondiale grâce à de nombreux survols lors de l'opération américaine Highjump qui bénéficie des moyens mécaniques développés et construits pendant la guerre. Et c'est surtout en 1956-1957 que l'année géophysique internationale a enfin permis à la science de trouver sa place en Antarctique. Cette année là verra l'établissement de nombreuses bases scientifiques, certaines encore occupées aujourd'hui. Cette expérience de coopération internationale a donné naissance quelques années plus tard à l'Antarctique "moderne" via le traité sur l'Antarctique. Par ce traité, les pays signataires s'engagent à faire de l'Antarctique un continent "réservé aux seules activités pacifiques" (Secrétariat du Traité sur l'Antarctique [1959]). Il sera plus tard complété par d'autres protocoles qui, ensemble, constituent le Système du Traité sur l'Antarctique. On retiendra en particulier, le protocole sur la protection de la faune marine et le protocole de Madrid qui interdit la prospection et l'exploitation minière sur le continent jusqu'en 2041. On peut y voir un aveu d'impossibilité technique d'exploitation ou un élan pacifique des nations du monde pour le respect de la nature. Toujours est-il que l'Antarctique reste suffisamment inhospitalier pour ne pas être la proie aux ambitions d'exploitation industrielle (sauf pour la pêche au krill ?) dont l'Arctique fait l'objet.

1.3 Géographie

Au cours de ce travail, nous évoquerons un certain nombre de glaciers, de zones et de régions du continent. Je suggère au lecteur qui ne serait pas familier avec la toponymie du continent de marquer la figure 1.1! Pour l'Homme, l'Antarctique est un continent jeune. Il n'y a jamais eu de peuple indigène qui aurait pu donner des noms aux baies ou aux îles, aux glaciers, aux pics ou aux nunataks. Les toponymes du continent sont le plus souvent des noms de mécènes ou de souverains, d'explorateurs ou de scientifiques.

A grande échelle, le continent est d'abord découpé en 3 grandes parties : La Péninsule, l'Antarctique de l'Ouest et l'Antarctique de l'Est. La péninsule est la chaîne de montagne qui s'avance à travers l'océan austral vers l'Amérique du Sud. C'est une zone particulière car la Péninsule monte plus au nord et à plus de contacts avec l'océan que n'importe quelle autre côte du continent. Le climat y est plus "doux" et les courants qui la baignent la dégagent plus facilement de la banquise en été. Cela explique que la majorité des stations de recherche en Antarctique sont situées au nord de la Péninsule. Nous verrons aussi que cette proximité avec le reste du système climatique produit des changements rapides sur la Péninsule (chapitre 3.4).

Au sud-ouest de la Péninsule se trouve l'Antarctique de l'Ouest, qui fait face à l'océan Pacifique entre 70° et 160° de longitude ouest. Il est séparé de l'Antarctique de l'Est par la chaîne nommée, de manière plus pragmatique que poétique, "chaîne Transantarctique". L'Antarctique de l'ouest est au cœur de nombreuses recherches car l'évolution de ses glaciers est préoccupante : ils perdent de la masse suite à une accélération de leur écoulement et les causes de leur accélération sont encore mal comprises. La plus grande source d'inquiétude vient de la topographie du socle rocheux : il est très profond et il présente une pente descendante vers le centre de la calotte. L'antarctique de l'ouest est ainsi sujet à la "marine ice sheet instability" qui prévoit que si la calotte amorce un recul, celui-ci ne fera qu'accélérer jusqu'à la désintégration de la calotte (Mercer [1968]). L'Antarctique de l'Ouest ne compte pas de base scientifique permanente.

L'Antarctique de l'Est est la région la plus étendue du continent. Elle fait face à la fois aux océans Atlantique et Indien sur environ 180° de longitude. C'est aussi la région qui renferme le plus de glace et sans doute la plus "inerte" : pour l'instant les changements du monde semblent peu l'affecter. Son socle est plus élevé que celui de l'ouest, souvent au dessus du niveau de la mer, ce qui met la plupart de ses glaces à l'abri d'un effondrement (voir chapitre 3). D'autre part les plates-formes de glace d'Antarctique de l'Est semblent avoir moins de contacts avec les eaux chaudes de l'océan que celles de l'Ouest, et fondre moins rapidement (Pritchard et al. [2012]). Enfin, le plateau central est très élevé (Dôme A culmine à plus de 4000 m) et relativement isolé des influences extérieures.

Le point commun à toutes ces régions est d'être recouvert quasi-intégralement de glace. Glace qui a une épaisseur moyenne avoisinant les 2000 m. En plus de ces glaces "posées", qui reposent sur un socle rocheux, l'Antarctique possède des plates-formes flottantes : la glace issue du continent est épaisse de plusieurs centaines de mètres, jusqu'à plus d'un kilomètre. En arrivant au contact de l'océan, elle se met à flotter et ne fond pas immédiatement, elle reste accrochée au continent. Dans les baies où le flux de glace est suffisant, la glace va remplir tout

l'espace et venir s'appuyer sur les côtés pour former d'immenses plates-formes qui obstruent complètement la baie. Dans certains lieux moins confinés, la glace peut s'avancer dans l'océan de plusieurs dizaines de kilomètres en formant une langue de glace, comme celle du glacier Mertz (Lescarmontier et al. [2012]), qui s'est finalement décrochée en 2010 pour devenir un iceberg.

La calotte offre un terrain relativement propice à l'exploitation de mesure altimétrique radar car son relief est assez peu prononcé. Depuis la côte, l'altitude augmente doucement avec une pente de l'ordre de quelques pour cents. Quelques dizaines de kilomètres vers le centre du continent, cette pente diminue et atteint environ 1/1000 sur le plateau. Cette caractéristique est importante puisque la topographie de surface conditionne la précision de l'altimétrie radar. Nous en reparlerons dans le chapitre 2.

La carte de la figure 1.1 délimite les principales régions évoquées dans ce travail.

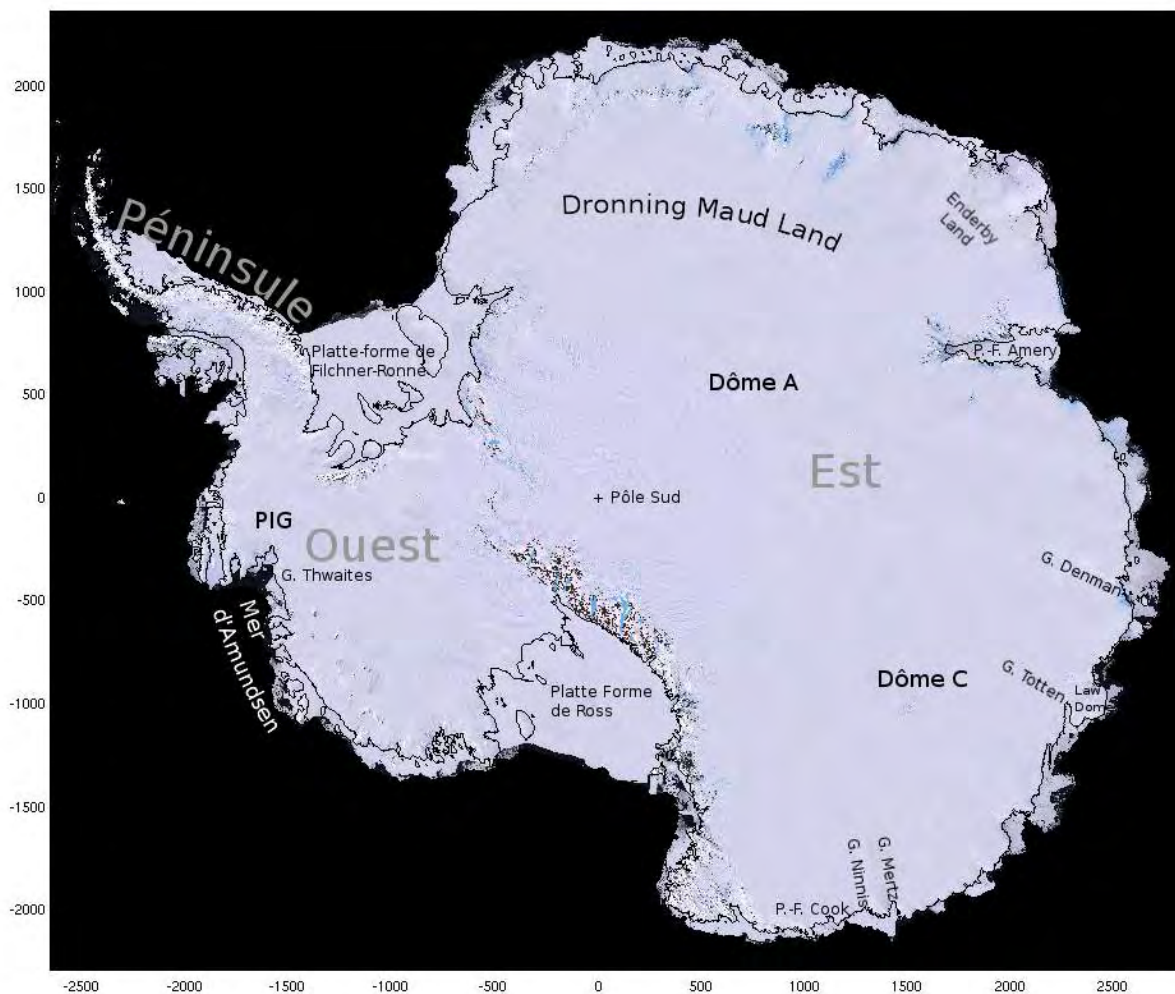


FIGURE 1.1 – Carte de l'Antarctique, sur fond d'une mosaïque Landsat (USGS [2007]).

1.4 L'inlandsis

"Inlandsis" est un joli mot scandinave signifie littéralement "glace de l'intérieur des terres". Il désigne les deux vastes étendues de glace qui couvrent l'Antarctique et le Groënland. Ce mot est un peu désuet et on parle plus souvent de calotte, bien qu'une calotte puisse avoir des dimensions plus réduites (par exemple la calotte Cook à Kerguelen). La calotte qui nous intéresse ici s'étend sur près de 12 millions de kilomètres carrés, et pas loin de 14 millions si l'on compte les plates-formes flottantes issues des glaciers du continent.

La calotte antarctique s'est formée il y a environ 14 millions d'années. Le débat continue sur l'origine exacte de la glaciation. Ce qui est certain c'est qu'autour de cette date, le passage de Drake s'est ouvert et que la concentration de dioxyde de carbone dans l'atmosphère a chuté. Depuis ce temps là, une immense couche de glace couvre le continent. La calotte connaît des fluctuations de masse, notamment dans son histoire "récente", entre périodes glaciaires et interglaciaires mais elle n'a jamais complètement disparu, contrairement aux calottes Laurentide (américaine) et Fénno-scandienne (eurasiatique) de l'hémisphère nord.

La présence de glace très ancienne est une aubaine pour les paléoclimatologues car la glace conserve de nombreux indicateurs de l'état du climat à la date de sa formation. Les campagnes scientifiques les plus connues du grand public sont sans doute les forages réalisés à Vostok et Dôme C qui ont permis de reconstituer l'histoire des températures et des concentrations en dioxyde de carbone sur plusieurs cycles glaciaires, nous en reparlerons dans le paragraphe 1.5 objectifs scientifiques. Les plus vieilles glaces exploitées actuellement n'ont pas 14 millions d'années mais "seulement" 800 000 ans. Car la calotte vit : la glace se déforme, s'écoule, fond, se reforme.

L'inlandsis antarctique représente une masse de glace si importante qu'elle peut mettre des milliers d'années avant de réagir à une perturbation. Par exemple, le réchauffement de l'atmosphère depuis la fin de la dernière période glaciaire n'a pas encore traversé la glace jusqu'au socle. Les nombreux mécanismes qui agissent sur la calotte provoquent des changements sur des échelles de temps très variables. Ainsi, une chute de neige fait instantanément augmenter la hauteur de la surface mais le rebond post-glaciaire peut mettre plusieurs milliers d'années à rejoindre l'isostasie. L'inlandsis n'est donc jamais vraiment dans un état d'équilibre (voir échelles de temps, figure 1.2).

Les deux principaux mécanismes qui contrôlent la forme de la calotte sont les précipitations et l'écoulement de la glace, nous reviendrons sur ces deux phénomènes au chapitre 3. Nous allons aborder ici les autres phénomènes à l'œuvre, résumés sur la figure 1.2.

Le vent, s'il peut souffler souvent très fort près des côtes, est plus un facteur de redistribution de la masse que d'export. Par endroits néanmoins, le rôle du vent est majeur. Près des côtes, dans les couloirs de vent, l'érosion est suffisante pour faire émerger en surface des couches de glace profonde et compacte. Ces zones de "glace bleue" sont visibles sur la figure 1.1. On les trouve en particulier le long de la chaîne Transantarctique, au Dronning Maud Land ou le long des côtes de la plate-forme d'Amery. Dans ces régions, la glace libère les objets plus durs qu'elle renfermait et qui résistent mieux à l'érosion. Ce phénomène intéressant ouvre un autre pan de la

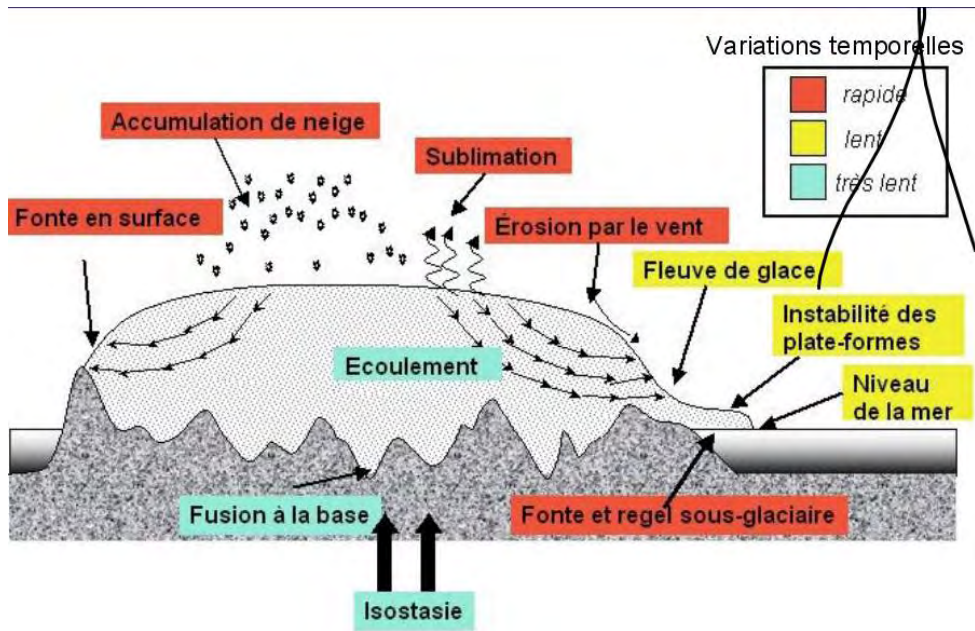


FIGURE 1.2 – Principaux acteurs sur la forme de la calotte et l'échelle de temps sur laquelle ils ont une influence significative. Tirée de Rémy [2003], p. 152. Les échelles de temps sont données à titre indicatif.

recherche en Antarctique : l'étude des météorites (McKay et al. [1996]). Car la glace accumule ces pierres venues du ciel, les transporte et les rassemble avant de les libérer. L'antarctique a fourni plus de la moitié des météorites collectées aujourd'hui¹. Même dans les régions où il ne souffle pas suffisamment fort pour éroder la surface de la glace, le vent contrôle directement l'état de la surface (Scambos et al. [2012]). Il peut agir sur le métamorphisme de la neige, former des sastrugi (Remy et al. [1992]) voire des méga-dunes (Frezzotti et al. [2002]). Il souffle aussi la banquise, formant des polynies, des grandes étendues d'eau libre qui mettent en contact l'eau "chaude" de l'océan austral avec l'atmosphère. Les polynies sont les lieux de production de grandes quantités de glace jeune et d'eaux froides et salées (car la glace rejette de la saumure lorsqu'elle se forme). Ces eaux denses plongent au fond de l'océan et vont alimenter la circulation océanique profonde sur toute la planète. Le vent a donc un rôle extrêmement important sur le climat de l'Antarctique, même s'il ne contribue pas directement au transport de masse vers l'extérieur. Un changement dans la structure spatiale des vents peut avoir des répercussions rapides sur les conditions météorologiques sur le continent, en changeant la provenance des masses d'air ou d'eau qui entrent en contact avec la calotte, en dégageant ou non la surface de la mer de la banquise, ce qui permet ou non des échanges de chaleur avec l'atmosphère. Cela peut produire des variations de précipitation ou de température en surface et affecter la calotte.

L'éclairement solaire a aussi une influence même si l'albédo de la surface est proche de 1. Il fait très sec sur le plateau et bien que la température soit toujours loin d'être suffisante pour faire monter la température à 0° et faire fondre la glace, l'énergie solaire peut mener à la sublimation

1. <http://www.lpi.usra.edu/meteor/>

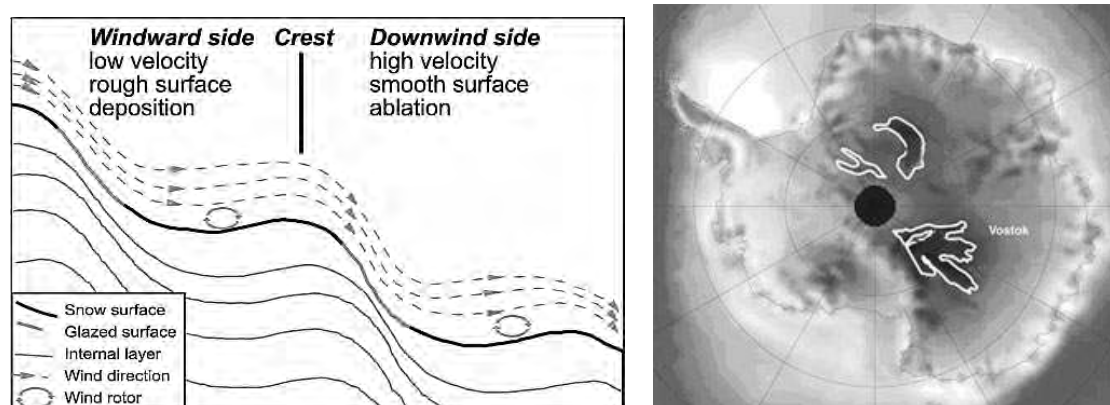


FIGURE 1.3 – Modèle explicatif de croissance des megadunes par le vent. Tirée de Frezzotti et al. [2002], et carte de répartition des zones de megadunes (NSIDC)

de la surface.

Près de la côte, la température peut monter jusqu'au point de fusion pendant l'été (le record de température mesuré à Dumont D'Urville est de 9.9°C , le 30 décembre 2001). Mais sur la plupart du continent, on est encore loin des effets observés au Groënland, où des rivières se forment à la surface de la calotte durant l'été. L'eau de fonte aura un effet important sur le métamorphisme de la neige en transportant à la fois de la masse et de la chaleur. Si elle percole à travers le manteau neigeux, elle va aussi apporter en profondeur une quantité de chaleur latente, libérée au moment du regel. Ce mécanisme est supposé avoir fragilisé les plates-formes de Larsen A et B (voir chapitre 3.4). On imagine aussi facilement l'impact de la fonte sur les archives climatiques enfermées dans la glace : quand l'eau s'infiltré, elle mélange les couches et fausse l'interprétation chronologique de la stratification. Heureusement, la fonte reste confinée à faible altitude, très près des côtes, voir figure 1.4.

Enfin d'autres phénomènes très lents peuvent jouer sur la taille de la calotte. Une calotte en formation va voir sa masse augmenter et le socle rocheux en dessous va s'enfoncer. Car la terre "solide" est en fait bien molle et la croûte sur laquelle nous vivons "flotte" sur le manteau supérieur. Si une masse vient appuyer dessus, il faut soutenir cette masse par une force de flottaison plus grande, obtenue en immergeant un plus grand volume de croûte. Un peu de la même manière que s'il neige sur un iceberg, il va s'enfoncer légèrement dans l'eau. Dans la terre solide, ce phénomène est très lent et pour atteindre l'isostasie, c'est-à-dire l'équilibre, il faut jusqu'à plusieurs milliers d'années. La Scandinavie subit encore de nos jours une remontée de l'ordre du centimètre par an consécutive à la disparition de la calotte Fénno-Scandienne, à la fin de la dernière période glaciaire (Peltier [1998]). A l'équilibre, le sol s'enfoncé en fonction de la masse de glace accumulée et du rapport de densité entre la glace et la croûte, soit environ $1/3$ à $1/4$ de l'épaisseur totale de la calotte. Le socle sur lequel la glace repose s'affaisse et pour une géométrie de socle différente, l'état d'équilibre vers lequel la calotte tend est modifié lui aussi. La Terre agit aussi par un autre phénomène : le flux géothermique. Il est faible, surtout en Antarctique de l'Est (qui est un vieux craton) (Shapiro [2004], Fox Maule et al. [2005], Llubes

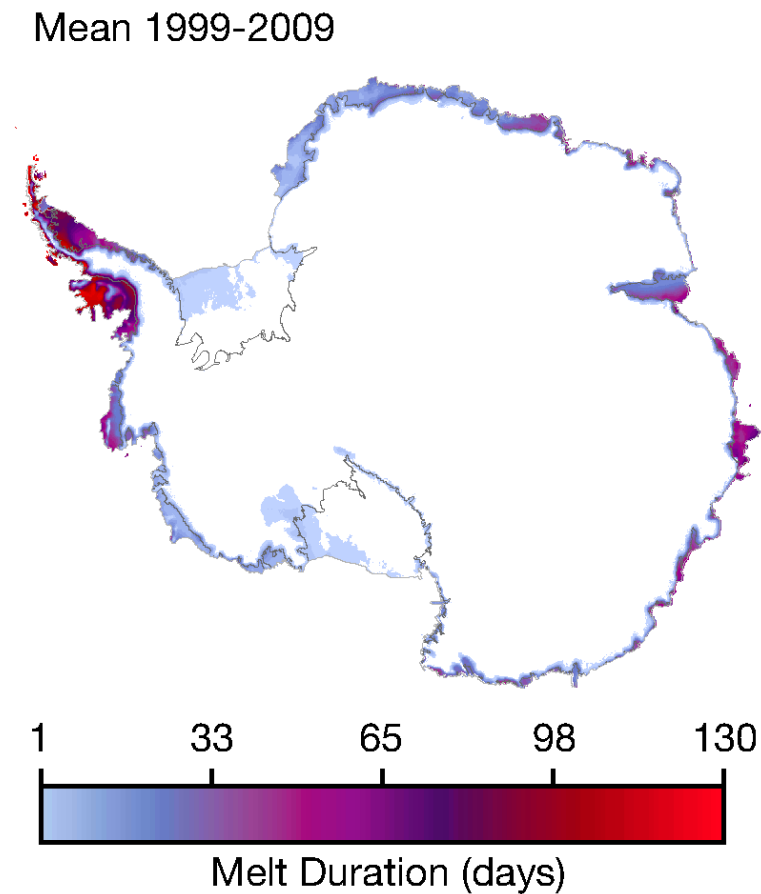


FIGURE 1.4 – Nombre moyen de jours de fonte observés entre 1999 et 2009, adapté de Trusel et al. [2012].

et al. [2006], Pattyn [2010]). Mais sous plusieurs kilomètres de glace, ces quelques dizaines de milliwatts par mètre carré suffisent à faire monter la température jusqu’au point de fusion à certains endroits, et même à faire fondre par la base quelques millimètres de glace par an. Dans certaines régions, une grande partie de la glace n’est plus la glace d’origine, déposée couche par couche depuis le haut, mais une glace regelée à la base (Bell et al. [2011]). Car l’eau peut se déplacer d’une zone propice à la fonte à une autre qui le sera moins (variation de pression, de température). Mais elle peut aussi s’écouler jusqu’à l’océan, nous le verrons au chapitre 4.

Quoi qu’il en soit, c’est toujours l’écoulement de la glace qui est responsable du plus important flux de masse sortant.

1.5 Les objectifs scientifiques

En matière de science du climat, l’Antarctique présente un double intérêt : les archives climatiques que sa glace renferme et son rôle d’acteur majeur de la hausse du niveau des mers.

Dans les deux cas, la modélisation de l'écoulement joue un rôle prépondérant. Elle permet de dater les strates de glace des forages profonds d'un côté, et elle permet d'avoir une idée de l'évolution de la calotte polaire dont on ne saisit qu'un instantané par nos observations.

Nous avons évoqué au paragraphe 1.4 que les glaces du continent pouvaient être très anciennes. La récupération et l'étude de ces glaces occupent un pan majeur des activités au centre du continent. La constitution de ces glaces peut-être analysée très finement, jusqu'aux ratios isotopiques des constituants, pour livrer des informations sur le climat qui régnait au moment où elles se sont formées. Par exemple, l'eau sur Terre contient surtout de l'oxygène sous sa forme $\text{H}_2\text{}^{16}\text{O}$ mais une petite fraction contient de l'oxygène-18 ou du deutérium D, respectivement plus lourds que l'oxygène-16 et l'hydrogène. L'eau plus lourde va s'évaporer ou précipiter légèrement différemment de l'eau "légère". Le passage par ces divers états produit un fractionnement isotopique, c'est à dire un changement de proportion de chaque isotope. Et l'intensité du fractionnement dépend de la température. Ainsi, si les précipitations qui ont formé la glace du continent provenaient de l'évaporation d'une eau plus chaude, elles en porteront la signature à travers le rapport entre les isotopes ^{16}O et ^{18}O ou H et D. C'est le "thermomètre isotopique". Il est donc contenu dans la glace elle-même. Mais la glace renferme d'autres "richesses". Au fur et à mesure que la neige se compacte, elle enferme des bulles d'atmosphère. Chaque petite bulle est un échantillon d'atmosphère prélevé au moment où elle a été piégée. Les carottes de glace profonde extraites à Vostok ou à Dome C (Petit et al. [1999], Jouzel et al. [2007]) ont permis de reconstituer l'histoire de certains paramètres climatiques et de montrer la très bonne corrélation entre concentration de dioxyde de carbone dans l'atmosphère et la température.

L'exploitation des archives climatiques est bien plus complexe que le simple établissement d'un forage à plus de 3000 m de profondeur au milieu du plateau antarctique (déjà complexe en lui-même) car de nombreux phénomènes contribuent à déplacer ou comprimer la glace, à mélanger les gaz et les fractionnements isotopiques. C'est un pan de recherche à part entière auquel l'altimétrie ne contribue que marginalement (via des cartes de topographie autour du site de forage).

L'Antarctique nous intéresse plus particulièrement ici pour la contribution de sa calotte de glace à la hausse du niveau des mers. En 2007, le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC) a pointé dans son 4^e rapport que notre méconnaissance des mécanismes à l'œuvre nous empêchait de prendre en compte et de quantifier l'éventualité d'un effondrement de la calotte d'Antarctique de l'Ouest. Depuis cette date, un grand effort a été entrepris vers une meilleure compréhension des processus en jeu. Les pouvoirs politiques sont en effet préoccupés par les répercussions directes que le niveau des mers peut avoir sur les populations littorales. Cet intérêt s'est matérialisé par exemple dans les programmes européen "Ice2Sea" et américain "Sea-level Response to Ice Sheet Evolution" (SeaRISE).

1.6 Les observations et les outils spatiaux

Pour mesurer l'état de santé d'un glacier, il existe de nombreuses méthodes d'observation à échelle humaine. On peut par exemple mesurer l'accumulation sur le glacier en mesurant, avec un

mètre ruban, l'enfoncement (bilan de masse en surface (BMS) localement positif) ou l'émergence (BMS localement négatif) d'une "balise", une tige (de bois, d'aluminium, de plexiglas ...) ancrée dans la glace. Via des mesures complémentaires de la densité de la neige en profondeur (voir figure 1.5) on obtient le bilan de masse en surface.

On peut également mesurer la vitesse d'écoulement d'un glacier. C'est une mesure relativement simple qui existe depuis qu'on s'est intéressé aux mouvements des glaciers. On peut ainsi mesurer la vitesse d'écoulement en suivant le mouvement d'un repère solide du glacier par rapport à un point fixe. On peut par exemple relever au théodolite la position d'une pierre posée à la surface du glacier depuis le bord du glacier. Aujourd'hui, on préfère la méthode plus précise et plus facile à mettre en œuvre qui consiste à enregistrer le mouvement d'une antenne GPS ancrée sur le glacier. On remarquera que cette méthode fait déjà appel à des satellites!

Il existe bien d'autres mesures utiles en surface, comme les mesures météorologiques classiques (température, humidité, vent ...) ou les mesures de flux de neige transporté par le vent (Gallée et al. [2012]).

Ces mesures in situ sont extrêmement importantes puisque ce sont les plus précises (ex. : vitesse) ou les seules (ex. : BMS) que l'on puisse obtenir, les instruments en orbite ayant besoin de calibration et ne pouvant pas tout mesurer. Mais les outils spatiaux sont les seuls que l'on puisse envisager pour évaluer l'état de santé d'un inlandsis tout entier et couvrir quelques millions de kilomètres carrés.

L'altimétrie est un des trois principaux outils spatiaux qui permettent de mesurer le bilan de masse d'une étendue de glace aussi vaste que l'Antarctique. Les deux autres méthodes sont la méthode du bilan entrée-sortie et la gravimétrie. Chaque technique a ses points forts et ses faiblesses, qui sont détaillés ci-après et résumés dans le tableau 1.1.

Méthode	Points forts	Faiblesses
Altimétrie radar	Longues séries temporelles, bonne couverture spatiale et temporelle	Pas de données si topographie chaotique, pénétration dans la neige, conversion volume/masse
Altimétrie laser	Empreinte adaptée à la glace, pas de pénétration	Technologie "fragile", pas de pénétration à travers les nuages non plus, conversion volume/masse
Gravimétrie	Vision "intégrée"	Faible résolution (400 km), séparation des signaux
Méthode des bilans	Examen séparé de l'accumulation et de la dynamique	Comparaison de deux grands nombres (2000 Gt/an), incertitudes sur l'épaisseur

TABLE 1.1 – Résumé des caractéristiques des 3 principales méthodes d'observation du bilan de masse d'une calotte polaire

La gravimétrie mesure la variation spatiale et temporelle du champ de gravité à la surface de la Terre. Nous nous intéressons ici particulièrement à la mission germano-américaine "Gravity



FIGURE 1.5 – Travaux pratiques en Antarctique : des scientifiques grenoblois relèvent une balise près de la piste d'atterrissage au point D10, Terre Adélie, décembre 2012

Recovery And Climate Experiment" (GRACE). Ce n'est pas la seule mission gravimétrique (voir la mission GOCE de l'ESA) mais ses caractéristiques en font la plus à même de décrire les variations temporelles de la répartition des masses. Le principe de mesure est beau par sa simplicité : GRACE est constituée de deux satellites qui se suivent sur la même trajectoire. Lorsqu'un des deux satellites survole une anomalie de masse, il va subir une accélération et s'éloigner ou se rapprocher de son "compagnon" jusqu'à ce que celui-ci subisse la même perturbation. La mesure précise de la distance entre les deux satellites est effectuée grâce à un télémètre micro-ondes. C'est principalement cette distance qui est ensuite traitée pour obtenir des cartes de répartition des anomalies de masse à la surface de la Terre.

En comparant des cartes calculées à des dates différentes, on obtient des cartes de changement de répartition des masses au cours du temps. L'interprétation correcte des résultats demande un important travail de séparation des signaux car tous les mouvements de masse ne sont pas causés par un gain ou une perte de glace. Pour un satellite en orbite à plus de 400 km d'altitude, une masse est une masse, peu importe si c'est la croûte terrestre, une marée océanique ou une grosse tempête qui se déplace. Le traitement des données GRACE est donc très indirect et doit se baser sur des modèles (d'atmosphère, d'océans, de croûte terrestre ...) pour corriger tous les effets connus afin de pouvoir extraire et mesurer les contributions "inconnues". Le principal

problème, c'est qu'en Antarctique, le rebond post-glaciaire (RPG, ou ajustement isostatique), une des principales corrections à appliquer, est lui même mal connu. La remontée de la Terre solide suite au retrait de la calotte est mal contrainte car l'histoire glaciaire de la région est mal connue et les mesures *in situ* manquent. Le RPG peut faire remonter la surface rocheuse de quelques millimètres par an. Et une fois qu'une telle incertitude est intégrée sur 12 millions de km², elle atteint 100 à 200 milliards de tonnes par an, soit jusqu'à 0,5 mm de hausse du niveau des mers, ou une erreur de 100 % sur le bilan de masse. Des grands progrès ont été permis récemment grâce à l'assimilation de mesures GPS du mouvement de la croûte dans les modèles de RPG (Whitehouse et al. [2012]). Certaines estimations gravimétriques du bilan de masse Antarctique ont dû être revues à la baisse (Velicogna and Wahr [2006], King et al. [2012], Shepherd et al. [2012]).

Une autre méthode d'estimation du bilan de masse consiste à estimer la différence entre l'apport et l'export de masse (Rignot et al. [2008]), "entrée moins sortie". Etant donné les particularités de la calotte Antarctique, ces deux termes se résument à l'apport sous forme de précipitations et à l'export par l'écoulement de la glace à travers la ligne d'échouage. C'est surtout le bilan de masse en surface qui est simplifié par l'absence de gros volumes de fonte. Au Groenland, il faut en plus tenir compte de cette fonte qui représente jusqu'à la moitié des pertes de masse (Hanna et al. [2008]).

La méthode "entrée-sortie" nécessite plusieurs jeux de données : pour estimer le flux entrant, il faut une estimation du bilan de masse en surface, pour le flux sortant, il faut mesurer le débit de glace à travers une "frontière" entourant le continent. La limite des glaces posées sur le continent se trouve à la ligne d'échouage, une ligne théorique en forme de "point triple" où se rejoignent la glace, l'océan et le socle rocheux. Pour être en mesure de calculer un bilan "entrée-sortie", il faut connaître à la fois la position de la ligne d'échouage, la vitesse des glaciers et leur épaisseur à cet endroit. Parmi ces grandeurs, seules la vitesse d'écoulement en surface et la position de la ligne d'échouage peuvent être mesurées depuis l'espace. L'épaisseur de glace ne peut être mesurée que par radar basse fréquence, éventuellement aéroporté, ou par réflexion sismique. La densité d'observation est donc limitée. L'altimétrie pourrait permettre de mesurer l'épaisseur des glaces flottantes via la mesure de leur hauteur apparente et le calcul de la hauteur immergée mais pour cela, la glace doit être à l'équilibre hydrostatique. Ce n'est pas le cas près de la ligne d'échouage (il faut plusieurs kilomètres pour atteindre l'équilibre) et la fonte à la base des glaces flottantes est souvent concentrée près de la ligne d'échouage, là où la glace atteint les plus grandes profondeurs. Ainsi, une estimation altimétrique serait biaisée en estimant systématiquement des épaisseurs de glaces plus faibles. La connaissance précise de l'épaisseur de glace est importante puisque toute erreur sur l'épaisseur se répercute proportionnellement sur le débit sortant.

Enfin l'altimétrie estime les variations de volume de la calotte par des mesures d'altitude répétées réparties sur toute la calotte. La technique est détaillée dans le chapitre 2. Parmi les problèmes de cette technique on peut citer la nécessité de convertir un volume en masse. Sachant que la densité de la neige peut être jusqu'à trois fois inférieure à celle de la glace, cette étape est cruciale mais complexe, nous y reviendrons au chapitre 5.

Mais les apports de l'observation spatiale ne se résument pas à l'estimation du bilan de

masse. Chaque instrument apporte des informations sur l'état de la calotte et son évolution. Les cartes de topographie servent ainsi de contraintes pour les modèles d'écoulement, tout comme les vitesses mesurées en surface. Ces vitesses peuvent aussi servir à estimer les contraintes subies par la glace (Young and Hyland [2002], Forster et al. [2003]). L'altimétrie permet aussi de détecter des processus qui affectent la topographie de la calotte sans être liés à un changement de précipitations ou de vitesses d'écoulement. Ainsi nous verrons que les changements de hauteur peuvent être provoqués par le vent, par le déplacement d'ondulations, ou par le déplacement d'eau à la base de la calotte. La compréhension de ces phénomènes et la quantification de leur impact sur la calotte sont primordiaux pour améliorer les modèles d'écoulement.

1.7 Plan du manuscrit

Dans la suite de ce travail, nous commencerons par une description de notre principal outil, l'altimétrie radar, depuis les considérations techniques sur le fonctionnement de l'instrument jusqu'à l'obtention de résultats géophysiques (chapitre 2). Puis nous présenterons les résultats sur les glaciers émissaires, qui concentrent la majeure partie du flux de glace sortant du continent (chapitre 3). Mais une zone présentant un intérêt particulier a échappé à cette analyse car elle a été affectée par un autre phénomène : nous verrons, dans le chapitre 4, l'effet que peut avoir la vidange d'un lac sous-glaciaire sur la topographie de surface de la calotte. Enfin, pour obtenir une estimation du bilan de volume de la calotte, il faut pouvoir intégrer les mesures de variation de hauteur sur toute la surface du continent. Mais ces mesures ne sont effectuées qu'au nadir du satellite et il n'y a que peu de mesures valides au plus près de la côte. Le chapitre 5 présente une réflexion sur l'impact de la méthodologie employée (échantillonnage spatial et temporel, interpolation, durée d'observation, etc.) et l'incertitude qui en résulte sur la valeur finale. Nous terminerons par une synthèse et une mise en perspective de nos résultats.

Enfin, une petite note pour faciliter la lecture : les travaux publiés dans des revues à comité de lecture sont résumés en français et intégrés dans le corps du texte. Les versions publiées en anglais sont données en annexe.

Chapitre 2

L'altimétrie en Antarctique : de la forme d'onde à la cartographie

2.1 L'altimétrie radar

Après avoir décrit le sujet de l'étude et ses enjeux, nous allons voir maintenant les outils utilisés.

Commençons ce chapitre par une petite note de rédaction : dans les travaux portant sur l'altimétrie, le nom d'un instrument est souvent interchangeable avec la mission sur laquelle il est embarqué. En effet, on ne peut pas séparer un altimètre du satellite sur lequel il est embarqué ni plus globalement encore de la mission dont il fait partie. Car un altimètre sans système de positionnement précis ou sans radiomètre n'a que peu de valeur. Ainsi, plutôt que de parler d'Envisat/RA-2 ou de SARAL/AltiKa, on évoquera simplement Envisat (on comprendra ici que l'on parle de l'altimètre d'Envisat et pas de ses autres instruments ou de la mission complète) ou AltiKa¹. Signalons aussi que la plupart des informations techniques et des valeurs chiffrées concernant le fonctionnement de l'altimètre proviennent du "Radar altimetry tutorial" (Rosmorduc et al. [2011]) et de l' "Envisat RA2-MWR Product Handbook" (ESA [2007]). Voyons tout d'abord comment l'altimétrie est née et s'est développée.

L'altimétrie a débuté sur les océans avec les premières expériences à bord de Skylab, lancé en 1973. Skylab était la première station orbitale américaine destinée à mener des expériences scientifiques, avec entre autres un altimètre radar. C'était un instrument basique qui a surtout permis de tester le concept d'altimètre radar. Sa précision était de l'ordre de 15 m.

L'altimétrie sur les océans a véritablement débuté avec le lancement de SeaSat par la NASA en 1978. Seasat avait une orbite inclinée à 108° et pouvait observer la Terre entre +72° et -72° de latitude. Au cours de ses trois mois de vie, Seasat a prouvé qu'il était possible de mesurer non seulement les grandes ondulations du géoïde mais aussi les grandes structures océaniques. Il a été suivi de Geosat, TOPEX/Poseidon, ERS-1, ERS-2, Geosat Follow On (GFO), Envisat, SARAL/AltiKa et la série des satellites Jason.

1. SARAL signifie "simple" en hindi (<http://en.bab.la/dictionary/hindi-english/%E0%A4%B8%E0%A4%B0%E0%A4%B2>) mais pour ce qui nous intéresse ici, c'est surtout un "Satellite with Argos and AltiKa"

CHAPITRE 2. L'ALTIMÉTRIE EN ANTARCTIQUE : DE LA FORME D'ONDE À LA
CARTOGRAPHIE

Mission	Lancement	Fin	Alti. (km)	Lat. max (deg)	Répét.	Fréq.
GEOS-3	04/1975	07/1979	840	65	?	Ku
Seasat	06/1978	10/1978	800	72	3j/17j	Ku
Geosat	03/1985	01/1990	800	72	17j	Ku
ERS-1	07/1991	03/2000	785	81.5	3j,35j,168j	Ku
Topex-Poseidon	08/1992	01/2003	1336	66	10j	Ku C
ERS-2	08/1995	06/2003	785	81.5	35j	Ku
GFO	02/1998	11/2008	800	72	17j	Ku
Jason-1	12/2001		1336	66	10j	Ku C
Envisat	03/2002	10/2010	800	81.5	35j	Ku (+S)
Envisat prolong.	10/2010	04/2012	785	81.5	n/a	Ku
Jason-2	06/2008		1336	66	10j	Ku S
Cryosat-2	04/2010		717	88	369j	Ku
SARAL/AltiKa	02/2013		800	81.5	35j	Ka
ICESat/GLAS	01/2003	10/2009	590	86	91j	Laser

TABLE 2.1 – Résumé des caractéristiques des principales missions altimétriques

L'altimétrie océanographique fait toujours l'objet de nouveaux développements (e.g. Durand et al. [2010]) mais elle a atteint un niveau de maturité suffisant pour devenir une technique "opérationnelle". En temps quasi-réel, la topographie de surface des océans est mesurée et assimilée dans les modèles de prévision météorologiques et océanographiques². C'est pourquoi Eumetsat³ participe aux programmes Jason-2 et Jason-3 par exemple, ou pourquoi le programme GMES⁴ de la commission européenne intègre une mission altimétrique (dont le segment en orbite sera constitué des satellites Sentinel-3).

Petit à petit, l'altimétrie a été mise au profit de l'étude des glaces. Les grandes calottes polaires sont suffisamment "plates" pour que l'écho radar reste exploitable. Les missions ont évolué pour s'adapter légèrement aux contraintes de l'observation de la glace et les missions ERS de l'ESA avaient parmi leurs objectifs d'étudier la topographie des calottes polaires. Envisat a pris la suite et aujourd'hui SARAL/AltiKa poursuit les observations sur l'orbite inclinée à 81,5°.

Sauf mention contraire, tous les résultats présentés ici sont basés sur les mesures de l'instrument RA-2 qui a volé à bord d'Envisat. Nous nous concentrons sur la période de septembre 2002 à octobre 2010 pendant laquelle Envisat est resté sur son orbite à 35 jours (voir le paragraphe 2.4). Nous n'utilisons que les résultats obtenus en bande Ku, à la fréquence centrale de 13,575 GHz, l'altimètre en bande S ayant cessé de fonctionner début 2008. L'altimètre d'Envisat est un altimètre "classique". Nous reviendrons plus tard sur les caractéristiques d'un écho "glace" pour

2. <http://www.aviso.oceanobs.com/en/data/product-information/duacs.html>

3. European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites, ou Eumetsat, est un organisme européen qui gère les satellites météorologiques opérationnels pour les services météorologiques du continent.

4. Global Monitoring for Environment and Security. Le programme GMES a été renommé "Copernicus" fin 2012

ce type d'instrument mais voyons d'abord les principes de base de l'altimétrie sur une surface bien connue : l'océan.

2.2 L'écho radar

L'altimétrie radar fonctionne sur un principe simple : pour mesurer la distance entre le satellite et la surface terrestre, on mesure la durée du trajet aller-retour d'une impulsion micro-ondes. La simplicité n'est qu'apparente car pour localiser précisément la surface, il faut tout d'abord localiser précisément le satellite, à quelques centimètres près sur des distances de plusieurs centaines de kilomètres (sachant que pendant ce temps, le satellite se déplace lui-même à ~ 7 km/s par rapport au sol). Et la vitesse de la lumière n'est pas constante dans tous les milieux traversés : l'onde ralentit lorsqu'elle traverse les différentes couches de l'atmosphère (ionosphère, troposphère sèche et vapeur d'eau). Enfin pour obtenir des comparaisons précises du niveau de la surface à des moments différents, il faut tenir compte des différents effets de marée.

2.2.1 Effets atmosphériques

Avec les altimètres bi-fréquences, on peut mesurer directement les effets de l'ionosphère qui affectent différemment des longueurs d'onde différentes. Le retard dû à la présence de vapeur d'eau dans l'atmosphère peut être estimé à partir des mesures du radiomètre généralement associé à l'altimètre (contre-exemple, Cryosat n'embarque pas de radiomètre). La correction de "tropo sèche" dépend de l'épaisseur d'air traversée et donc directement de la pression atmosphérique au niveau du sol. Elle varie entre 2,10 m (près des côtes) et 1,40 m (au sommet de la calotte). Les variations de pressions la font varier de 20 cm environ. Contrairement aux effets de l'ionosphère et du contenu en vapeur d'eau, ceux de la pression atmosphérique ne peuvent être mesurés depuis l'espace. La mesure de pression est facile depuis le sol mais le déploiement d'un réseau d'observation est beaucoup plus difficile en Antarctique, où les foyers de populations sont pour le moins éparses. Les corrections sont donc calculées par des modèles sur tout le globe à partir des données disponibles. Le problème est ainsi atténué mais une incertitude persiste car en Antarctique les données manquent pour contraindre ces modèles.

Une fois que les corrections de "délai" sont faites précisément, l'altimétrie permet également d'estimer les variations de hauteur dues à la marée à partir de mesures répétées (Le Provost et al. [1995]).

2.2.2 L'orbitographie

L'orbitographie (la mesure précise de la position d'un corps en orbite) a fait d'énormes progrès depuis les débuts de l'altimétrie. Et ces progrès ont été en partie motivés par les besoins de l'altimétrie car une erreur dans la coordonnée radiale de la position du satellite se répercute directement sur la hauteur estimée de la surface. Cette erreur est par contre une erreur de grande longueur d'onde, le satellite ne bondit pas instantanément sur une orbite d'altitude différente car les forces perturbatrices en orbite sont faibles. En analysant les points de croisement entre

les différents passages du satellite, cette erreur a pu être bien corrigée. Ce n'est plus nécessaire aujourd'hui car les orbites sont devenues extrêmement précises. La position des satellites est obtenue encore une fois par un savant mélange de mesures et de modélisation. Car les forces agissant sur un satellite sont bien connues. En particulier, la non-sphéricité du champ de gravité terrestre est très bien mesurée. Les données recueillies depuis le début de l'ère spatiale nous ont aussi aidés à mieux comprendre les effets de la (très) haute atmosphère ou de la pression de radiation solaire. Le navigateur DIODE, fonctionnant sur le système DORIS et embarqué à bord de Jason-2 et Cryosat, fournissait en 2011 une erreur sur la composante radiale de 2.7 cm RMS, et ce, en temps réel (Jayles et al. [2011]). A la place ou en complément de ce système, les satellites embarquent généralement un instrument simple : un réflecteur laser. Il permet de faire de l'altimétrie à l'envers, en mesurant la distance du satellite à une station sol bien connue. Ce principe est même utilisé pour faire de la géodésie, avec des satellites dédiés uniquement à ce rôle de réflecteur. C'est dans cette optique qu'ont été lancés des satellites très "disco" tels que les LAGEOS (voir figure 2.1), les petits Starlette ou Stella ou les plus massifs "Etalon" soviétiques. Ce sont généralement des sphères en métal massif dans lesquelles des coins réflecteurs sont incrustés. Aucun système de contrôle ou de propulsion n'est embarqué à bord, le satellite est laissé libre de dériver au gré des forces spatiales. Leur densité (les petites étoiles françaises Starlette et Stella affichent une taille mannequin de 24 cm de diamètre pour ... 47 kg!) leur permet d'atténuer autant que possible les perturbations atmosphériques ou solaires pour ne faire ressortir que les effets des variations du champ de gravité. Outre leur apparence amusante, ces satellites étonnants ont permis des avancées importantes en géodésie (Yoder et al. [1983], Nerem et al. [1994]). Enfin, certains satellites altimétriques embarquent également des récepteurs GPS.



FIGURE 2.1 – Un satellite géodésique passif LAGEOS, source NASA

2.2.3 La modulation d'impulsion

On présente souvent l'altimètre comme un instrument qui émet une impulsion et qui mesure la durée jusqu'à la réception de l'écho. La réalité est plus complexe et en particulier, l'instrument n'émet pas une impulsion d'une durée infinitésimale⁵. En effet, la transformée de Fourier d'un Dirac parfait donne de l'énergie dans toutes les fréquences. Outre le fait que ce concept demanderait une puissance instantanée extrêmement importante à l'émission de l'impulsion, on peut supposer que l'ITU (International Telecommunications Union) n'autoriserait jamais un tel instrument à voler. Pour diminuer la puissance crête et ne pas empiéter sur les bandes voisines sans dégrader la résolution en distance de l'altimètre, il a fallu trouver une astuce.

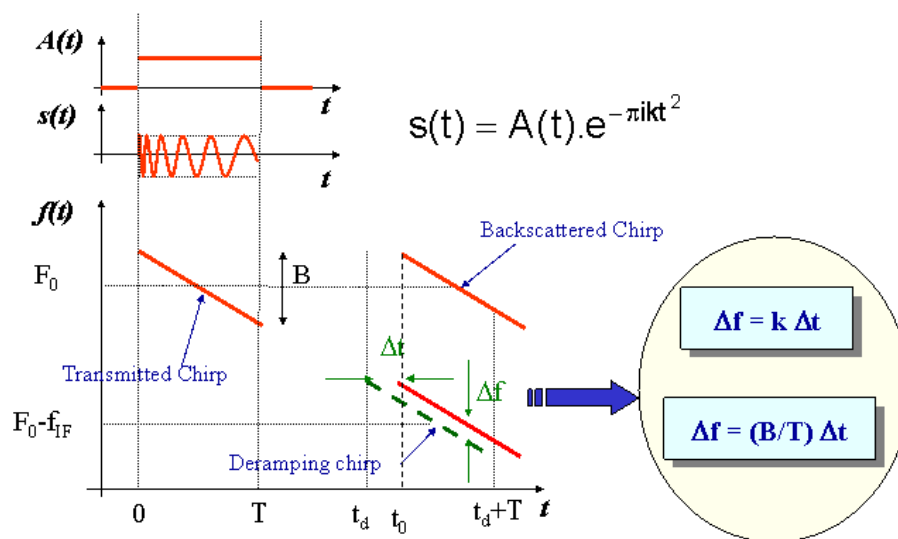


FIGURE 2.2 – Diagramme temps-fréquence montrant les "chirps" émis, réfléchis et de "deramping". Illustration tirée de http://www.altimetry.info/html/alti/principe/waveform/deramp_en.html

C'est là qu'entre en jeu la "pulse compression" (ou compression d'impulsion). Au lieu d'émettre une impulsion brève, l'instrument émet un signal modulé en fréquence, le "chirp". C'est en mesurant précisément la fréquence du signal de retour que l'altimètre mesure le décalage temporel de l'écho. Cela permet d'étaler la consommation d'énergie de l'instrument et d'éviter des puissances de crête trop élevées. Par exemple, sur RA-2 en bande Ku, la fréquence centrale est 13,575 GHz avec une bande passante nominale de 320 MHz. La fréquence du signal varie linéairement au cours de la durée de l'impulsion, entre 13735 MHz et 13415 MHz. Dans un diagramme temps-fréquence, le chirp donne une rampe, un segment de droite incliné qui traduit ce décalage de la fréquence en fonction du temps. Cette rampe est émise par l'altimètre et après un aller-retour au sol, revient à l'antenne. L'écho reçu est comparé à un autre chirp à la fréquence centrale différente (le "deramping chirp") généré en interne à l'instant estimé du retour. Le décalage en fréquence entre le deramping chirp et l'écho donne accès au délai de l'écho en fonction du décalage en

5. Note au lecteur : ce paragraphe est purement technique et n'est pas nécessaire à la compréhension du reste des travaux. Il est néanmoins utile pour qui s'intéresse au fonctionnement "matériel" de l'altimètre

fréquence et de la pente du chirp (cette pente est égale à la largeur de bande passante divisée par la durée de l'impulsion). La résolution de l'altimètre est ainsi inversement proportionnelle à la bande passante du chirp car une plus grande plage de variation permet une meilleure lecture. La figure 2.2 complète le texte précédent pour bien expliquer la technique.

2.2.4 La forme d'onde

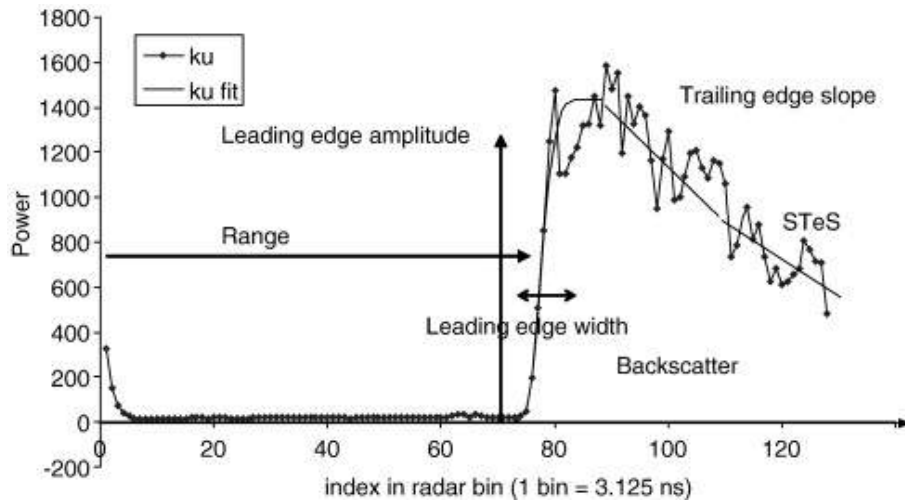


FIGURE 2.3 – Forme d'onde typique en bande Ku et paramètres estimés par le retracker ICE-2, tirée de Lacroix et al. [2008]

Quand le signal est traité, on obtient la puissance rétrodiffusée en fonction du temps, cet enregistrement de l'écho est appelé la forme d'onde (figure 2.3). La majeure partie de cette forme d'onde peut être expliquée simplement par la géométrie du système. Sur Envisat, le chirp modulé avec une bande passante de 320 MHz est équivalent à une impulsion de durée 3,125 ns ($3,125 \cdot 10^{-9} = 1/320 \cdot 10^6$). Cette durée est la durée d'une porte d'échantillonnage du signal retour, c'est-à-dire que l'écho est constitué des puissances intégrées par plages de 3,125 ns. Pendant cet intervalle de temps, et à la vitesse de la lumière dans le vide, le signal parcourt environ 94 cm. Comme l'altimètre mesure un temps aller-retour, la largeur d'une porte se traduit par une distance de l'antenne au sol (en aller simple) de 47 cm. Nous ne considérons plus maintenant que la durée équivalente de l'impulsion compressée. Le signal émis se propage comme une mince coquille sphérique de 94 cm d'épaisseur, c'est-à-dire qu'à l'instant t le signal est compris entre les surfaces de deux sphères de rayon ct et $c \cdot (t - \delta t)$, où δt vaut 3,125 ns. Si on se place sur une surface plane, lisse et horizontale comme un océan en conditions calmes, le point du premier contact entre cette coquille et la surface se situera exactement au nadir. Pendant la durée δt , la surface illuminée va former un disque de rayon croissant puis la fin de l'impulsion va atteindre le nadir à son tour. A partir de ce moment là, la surface illuminée devient un anneau délimité par deux cercles, voir la figure 2.4. On peut démontrer qu'à partir du moment où la fin de l'impulsion atteint le nadir, la surface illuminée reste constante (Chelton et al. [1989]). La période où la tâche au sol s'élargit correspond dans l'écho à ce qu'on appelle le front ou "leading

2.2. L'ÉCHO RADAR

edge" en anglais. Pendant cette période, la puissance reçue augmente rapidement avec le temps. Ensuite, un plateau se forme, le flanc ou "trailing edge" de la forme d'onde.

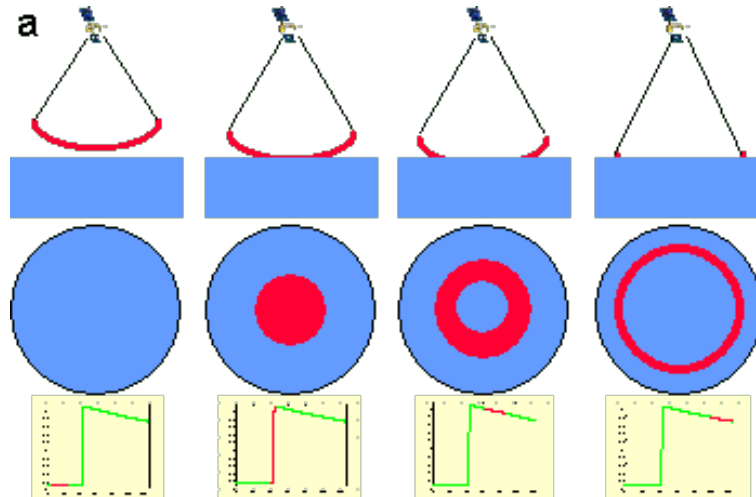


FIGURE 2.4 – Illustration de la propagation de l'impulsion radar lors de son contact avec la surface, tirée de http://www.altimetry.info/html/alti/principe/waveform/footprint_size_en.html

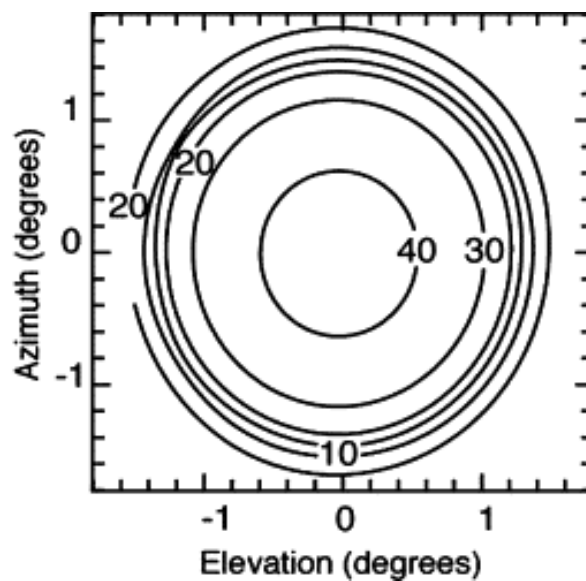


FIGURE 2.5 – Diagramme d'antenne de Cryosat. Les contours sont en dB, la direction 'elevation' est la direction de la trajectoire du satellite. On y repère la chute rapide du gain au bord de l'empreinte principale et les lobes secondaires. Tiré de Wingham et al. [2006a]

Même sur une surface idéale, il reste à prendre en compte un effet non-géométrique : le diagramme de rayonnement de l'antenne, voir figure 2.5. L'altimètre n'émet pas le signal avec la même puissance dans toutes les directions. Il "éclaire" seulement la surface qui se trouve dans un cône. Et même dans ce cône, la puissance n'est pas constante : plus un point est éloigné de

l'axe du cône (i.e. du centre de la zone illuminée), plus la puissance qu'il reçoit de l'altimètre est faible (voir figure 2.5). Pour donner une comparaison visuelle, on peut comparer ce cône à celui d'une lampe torche qui éclaire plus au centre et de moins en moins sur les bords. Le diagramme d'antenne est caractérisé par une "ouverture d'antenne" qui est l'angle au sommet du cône sur lequel la puissance rayonnée est égale à la moitié de la puissance au centre, soit une atténuation de 3 dB de cette puissance. Avec notre lampe torche, la tache au sol serait délimitée par le cercle sur lequel l'intensité lumineuse est égale à la moitié de l'intensité dans l'axe de la torche. Cette comparaison avec l'optique est pratique mais peu rigoureuse car l'empreinte au sol est en fait une tache de diffraction : c'est le rapport entre la longueur d'onde et la taille du réflecteur de l'antenne qui détermine l'ouverture. Comme AltiKa fonctionne en bande Ka, à une fréquence presque 3 fois plus élevée que celle d'Envisat, la petite taille de son antenne est plus que compensée et son ouverture d'antenne est de $0,61^\circ$ (Tournadre et al. [2009]), soit une empreinte de 8,5 km de diamètre, comparée à $1,35^\circ$ (ESA [2007]) et 18,9 km sur Envisat. Cette répartition de l'énergie rayonnée fait que le nadir reçoit plus d'énergie que les zones environnantes et donc, bien que la surface illuminée reste constante, la puissance rétrodiffusée diminue. Sur un écho typique, la puissance décroît linéairement dans le flanc de la forme d'onde. Cette description de l'écho est précisée par le modèle de Brown (Brown [1977]) et sur l'océan, la hauteur de la surface est mesurée au milieu du front de la forme d'onde. Mais la surface océanique vérifie des hypothèses fortes tant au niveau de la topographie que de l'homogénéité des surfaces rencontrées. Sur la glace, le terrain est plus accidenté et de nouveaux problèmes se posent.

2.3 Les spécificités de l'altimétrie sur la glace

Les premières orbites n'étaient pas conçues pour observer les calottes polaires. Après quelques études préliminaires avec SeaSat ou GeoSat (Brooks [1982], Zwally et al. [1983]), ERS-1 marque véritablement les débuts de l'altimétrie polaire. Outre son altimètre radar, son imageur a aussi permis de belles avancées avec les premières mesures de vitesses d'écoulement de la glace par InSAR (Rignot [2001]). Grâce aux données collectées durant la phase géodésique d'ERS-1, la topographie de la calotte Antarctique a pu être décrite avec une précision bien meilleure et de manière bien plus complète qu'auparavant (Rémy et al. [1999]). Avant cela, l'altitude de la surface du plateau n'était mesurée qu'en de rares endroits et avec une précision limitée.

L'altimétrie fournit donc des mesures utilisables sur les calottes polaires. Mais cette surface est bien différente de la surface des océans et en particulier sa topographie varie sur des échelles verticales beaucoup plus grandes et sur des distances beaucoup plus courtes. L'instrument doit être capable de "suivre" la surface pour enregistrer l'écho au bon moment. Cette fonction est remplie par le système de tracking, dont le but est de localiser la surface dans l'écho.

La première détermination de hauteur, la plus simple et la moins précise, est effectuée par le "tracker bord". Le tracker bord est le système qui permet d'ouvrir la fenêtre d'écoute au bon moment. Il recherche simplement là où se trouve l'énergie réfléchi en calculant le centre de gravité de l'écho. Le but est d'enregistrer l'écho au bon moment, c'est-à-dire d'enregistrer le front de l'écho.

2.3. LES SPÉCIFICITÉS DE L'ALTIMÉTRIE SUR LA GLACE

Une fois la forme d'onde enregistrée, il faut l'analyser pour en extraire des paramètres utilisables : hauteur de la surface, coefficient de rétrodiffusion de la surface. On appelle "retracking" cette analyse de la forme d'onde qui a pour but d'affiner les résultats obtenus par le tracker. L'équipe Cryosphère du LEGOS a développé l'algorithme de retracking ICE-2 pour les altimètres de l'ESA. ICE-2 ajuste un écho modèle basé sur l'écho de Brown à la forme d'onde reçue. Le front est modélisé par une fonction erreur (souvent notée *erf*) de largeur et d'amplitude variable, et le flanc est modélisé par un segment de droite. Dans cette technique aussi, la hauteur est mesurée au milieu du front. ICE-2 a l'avantage de fournir des informations supplémentaires que la simple hauteur de la surface et la puissance rétrodiffusée. Cela permet une interprétation plus fine des échos.

Notre capacité à interpréter l'écho sur la glace est limitée par la pente de la surface et la dimension de l'empreinte au sol de l'altimètre. En effet, la forme d'onde altimétrique est un histogramme de la puissance réfléchi en fonction du temps. Si la hauteur de la "surface réfléchissante" (sol, océan ...) occupe un grand intervalle à l'échelle de l'empreinte, la distance surface-altimètre et donc le temps de parcours aller-retour pourront prendre des valeurs dans une plage très étendue. Dans cette situation, on peut se demander quel est le sens de l'altitude moyenne mesurée par l'instrument. C'est une question difficile et l'exploitation des échos des altimètres radar nadir reste peu précise sur les terrains pentus (pente $>1\%$) ou chaotiques (crevasses, fort relief à l'échelle kilométrique). Les premières mesures d'AltiKa à bord de SARAL soulignent cette difficulté. Le faisceau plus étroit du nouvel instrument fait que le point de la surface le plus proche de l'antenne sort facilement de l'empreinte au sol du radar (voir à la fin de la partie 2.2 la définition de l'empreinte). Dans un certain nombre de cas, l'écho obtenu en retour est très déformé, avec un front de montée très large et peu marqué, dans lequel il est impossible de rechercher "la" hauteur de la surface (voir figure, 2.6). La seule certitude est que le début de l'écho provient du point de la surface le plus proche de l'antenne, qu'on appellera point d'impact. C'est l'hypothèse qui est retenue pour l'interprétation : la distance mesurée est la distance antenne-point d'impact.

Une autre difficulté sur la glace, et plus encore sur la neige, est la pénétration de l'onde radar à travers la surface. Le manteau neigeux est perméable et rétrodiffuse l'onde sur plusieurs mètres de profondeur. La neige est un milieu complexe, mélange d'air et de glace. Dans la neige, la glace est organisée en cristaux de formes très variables qui s'assemblent en grains de quelques centaines de microns de diamètre. La taille et la forme de ces grains ont une influence sur l'interaction avec le rayonnement micro-onde. A la surface de la calotte antarctique, la neige contient très peu d'eau sous forme liquide. Ce n'est pas le cas au Groenland, ce qui complexifie encore le problème de l'interaction avec l'onde radar pour la calotte polaire septentrionale. Enfin, la glace peut aussi contenir des impuretés.

La réflexion de l'onde radar par la surface dépend premièrement de la différence d'indice de réfraction entre l'air et la neige. Ainsi, plus la neige de surface est dense, plus le contraste est fort et plus l'écho de surface est fort. Mais l'onde poursuit sa propagation, jusqu'à plusieurs mètres de profondeur en bande Ku. Elle est rétrodiffusée par les grains de neige et les couches de sub-surface de densité différentes. Dans nos simulations de formes d'onde, la pénétration

est paramétrisée par un simple paramètre, le coefficient d'extinction. Plus l'extinction est forte, plus l'onde est absorbée rapidement et moins elle pénètre. La figure 2.6 montre l'ajout de l'écho de volume à l'écho de surface, d'autant plus important que l'extinction est faible. La pente de 1/100 choisie pour les simulations de la figure 2.6 est un cas extrême, proche de l'ouverture d'antenne sur Envisat et bien au-delà sur AltiKa. On voit que l'écho provenant du nadir est 40 m plus loin que le premier écho. Sur AltiKa, la forme d'onde n'est plus "retrackable" avec les hypothèses du modèle de Brown. Par ailleurs les échos montrés ici "durent" 250 m alors qu'ils ne sont enregistrés par l'instrument que sur $128 \times 0.47 = 60$ m sur Envisat et $104 \times 0.3 = 31$ m pour AltiKa.

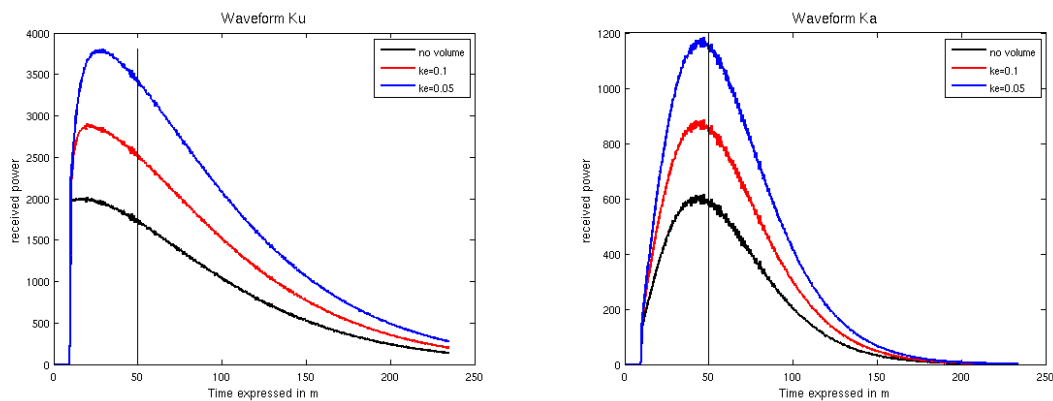


FIGURE 2.6 – Exemples d'échos simulés avec Envisat/RA-2 et SARAL/AltiKa sur une surface plane inclinée à 1/100. Le trait noir vertical signale la porte-distance dans laquelle se trouve l'écho du nadir.

A l'issue de l'analyse de la forme d'onde, on obtient une mesure simple de la topographie : latitude, longitude, altitude. Nous utiliserons ces données pour dresser le bilan de santé des calottes polaires et pour mieux comprendre leur fonctionnement. Mais il faudra toujours garder à l'esprit les aspects techniques et les limitations évoqués ci-dessus.

2.4 L'orbite ERS/Envisat

Une mission altimétrique, ce n'est pas qu'un instrument, nous l'avons déjà évoqué. Dans le cas d'Envisat, l'altimètre n'est qu'un des 10 instruments scientifiques de la mission, embarqué sur un satellite de plus de 8 tonnes au lancement ! Plus chargé encore que ses prédécesseurs, Envisat embarquait 10 instruments ... pour observer 10 choses différentes. Les contraintes orbitales pour chaque objectif diffèrent et il a fallu arriver à un compromis qui satisfasse tout le monde.

Les orbites des satellites autour de la Terre, tout comme les orbites des planètes autour du Soleil sont, décrites avec une bonne précision par des ellipses. Pour décrire ces ellipses et indiquer la position du satellite à un instant t , il faut 6 paramètres :

demi-grand axe la taille de l'ellipse

excentricité liée à l'aplatissement de l'ellipse

inclinaison l'angle entre l'équateur et le plan de l'orbite

ascension droite du nœud ascendant la position où le plan de l'orbite coupe l'équateur (quand le satellite va vers le Nord)

argument du périégée le point de l'orbite le plus proche de la Terre

instant de passage au périégée le moment où ce point est atteint

Dans le cas spécifique d'Envisat et de l'altimètre radar, le nombre de paramètres contraints est plus réduit. Tout d'abord, l'observation du sol à géométrie constante implique que l'altitude ne varie pas significativement, les orbites choisies sont donc quasi-circulaires. L'excentricité est très proche de 0 et le périégée est mal défini (il est difficile de mesurer le point d'un "quasi-cercle" qui est le plus proche du centre). Pour les satellites imageurs optiques, l'ascension droite du nœud ascendant et donc l'heure de survol d'une zone est très importante puisqu'elle détermine l'éclairement solaire (on a ainsi des satellites "du matin" et d'autres "de l'après-midi"); mais l'altimètre radar étant un instrument actif micro-ondes, ce paramètre n'est pas important pour nous. L'instant de passage au périégée, enfin détermine la position des traces au sol mais elle est indépendante des autres paramètres.

Il ne nous reste donc qu'à fixer le demi-grand axe et l'inclinaison. Pour choisir l'orbite d'un satellite il faut encore faire un choix crucial : le satellite doit-il être héliosynchrone ? Par un réglage des paramètres orbitaux, on peut en effet se débrouiller pour que le satellite survole un même endroit à une heure fixe, c'est-à-dire que le plan dans lequel est compris son orbite tourne en même temps que la Terre autour du Soleil, soit une révolution en 365 jours. Cette caractéristique permet de survoler un lieu à chaque fois à la même heure locale, avec les mêmes conditions d'éclairement et au même moment du cycle diurne. Pour échantillonner correctement la marée, en particulier la composante S2, il ne faut pas passer toujours à la même heure locale. Les satellites à vocation purement océanographique comme TOPEX/Poseidon ou les Jason ne sont pas héliosynchrones. Mais encore une fois, Envisat a beaucoup d'objectifs, aux contraintes parfois contradictoires ... le bon échantillonnage des marées a dû être abandonné au profit d'autres objectifs. L'orbite choisie est donc héliosynchrone.

L'héliosynchronisme impose une contrainte supplémentaire sur les deux paramètres qu'il nous restait à choisir. En effet, c'est principalement l'aplatissement de la Terre qui crée un champ gravitationnel inhomogène et qui fait dériver le plan de l'orbite. Plus un satellite passe près des pôles et plus il ressentira cet effet. Mais l'effet est aussi plus important si le satellite vole plus près du sol. En choisissant les paramètres, on peut régler la vitesse de rotation du plan d'orbite pour le maintenir aligné avec le Soleil. L'altitude et l'inclinaison sont ainsi liées par la contrainte d'héliosynchronisme.

L'altitude détermine aussi la durée de l'orbite et donc le nombre d'orbites par jour. En choisissant judicieusement l'altitude, on peut donc imposer un phasage de l'orbite avec la Terre. Avec une altitude moyenne de 800 km, une orbite d'Envisat durait 100,59 min (source Aviso). Chaque jour Envisat effectuait donc un peu plus de 14 orbites complètes, en fait $14 + 11/35$ orbites/jours. Ainsi, chaque jour, la Terre effectuait un nombre "non-entier" de rotations sous le satellite. Mais l'orbite n'était pas non plus "dérivante", elle était "répétitive" car en attendant

35 jours, le satellite survolait à nouveau exactement la même trace au sol.

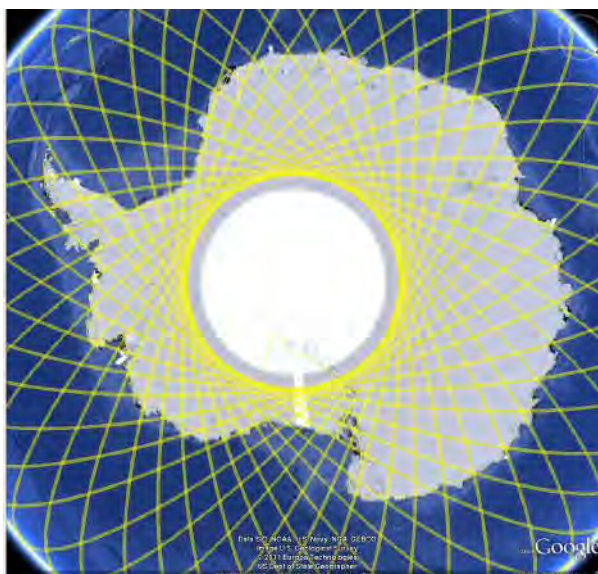


FIGURE 2.7 – Traces au sol couvertes par Envisat en environ 3 jours pendant sa mission nominale, entre février 2002 et octobre 2010, données disponibles sur http://www.avisio.oceanobs.com/fileadmin/documents/data/tools/Visu_EN_Tracks_GE_OldOrbit.kmz

Et ce cycle répétitif est extrêmement important pour nous : Envisat nous a permis de répéter la mesure de hauteur tout le long de sa trace au sol à intervalle régulier. La zone couverte en Antarctique est représentée sur la figure 2.7. Le cycle complet de 35 jours est la répétition du sous-cycle représenté sur la figure 2.7, avec un décalage entre chaque sous-cycle égal à un dixième de l'écart entre les traces du sous cycle.

En choisissant les caractéristiques de cycle (donc la partie fractionnaire du nombre d'orbites par jour) on règle le compromis entre échantillonnage spatial et temporel.

Sur la fin de sa vie (novembre 2010 à avril 2012), Envisat a été placé sur une orbite plus basse et "dérivante", c'est à dire qu'il a perdu cette répétitivité. ERS-1 a été une mission expérimentale sur ce point puisque le satellite a été successivement placé sur des orbites à 3 jours, 168 jours et 35 jours. L'orbite à 3 jours a permis d'expérimenter certaines utilisations du radar imageur (calcul de vitesse par InSAR). A la fin de sa mission, ERS-2 a été remis sur cette orbite, pour réacquérir le même type de données, à 17 ans d'écart⁶. La phase "géodésique" (deux cycles de 168 jours entrelacés) ont permis de couvrir toute la planète avec un espace inter-trace plus faible. L'objectif n'était pas de mesurer des changements de topographie entre des observations répétées mais d'obtenir une couverture maximale pour mieux connaître la topographie "statique". Cryosat vole sur un cycle à 369 jours, avec une orbite qui passe très près du pôle (88°). Dans ce cas, les techniques d'analyses utilisées pour obtenir des séries temporelles diffèrent de ce qui sera présenté plus loin. Sans répétitivité, il faut étudier les différences de hauteurs aux points de croisement, là où une trace ascendante croise une trace descendante.

6. ERS-2 orbit change to 3 days repeat cycle - 10 February 2011 - <https://earth.esa.int/web/guest/-/ers-2-orbit-change-to-3-days-repeat-cycle-7475>

En tenant compte à la fois de l'héliosynchronisme et de la répétitivité souhaitée, Envisat a été placé sur une orbite à 800 km d'altitude, inclinée à $98,55^\circ$. Cela signifie qu'il a survolé au "plus haut" la latitude de $81,45^\circ$, laissant un "trou polaire" : un disque de 8° autour du pôle n'est jamais survolé. Notre instrument de prédilection étant "à visée verticale", toutes les zones qui ne sont pas directement survolées ne sont pas observées⁷.

2.5 Les nouveaux altimètres "glace"

Avant de passer à l'exploitation des données d'Envisat, je voudrais ici faire un aparté sur les nouvelles techniques d'altimétrie développées spécifiquement pour l'observation des glaces. Ce paragraphe ne détaille pas mes travaux mais il permet d'avoir une vision à jour de ce qu'est l'altimétrie sur les glaces.

A la suite de l'altimétrie océanographique, des missions spécifiquement conçues pour l'observation des glaces ont vu le jour : Ice, Clouds and land Elevation Satellite (ICESat) de la NASA et CryoSat de l'ESA. Pour ces deux missions, les agences spatiales ont choisi deux directions de développement différentes : l'ESA a préféré développer un instrument radar amélioré alors que la NASA a choisi la rupture technologique en passant à un altimètre LiDAR (Light Detection And Ranging). Les deux choix se défendent a posteriori puisque les résultats d'ICESat ont été très concluants mais la robustesse et la bonne maîtrise de la technologie lui ont fait défaut.

2.5.1 ICESat

En effet, les lasers d'ICESat ont mal supporté l'environnement spatial et ont subi une usure prématurée qui a fortement limité la quantité de données acquises. Le premier des trois lasers est tombé en panne après seulement 10 jours. Néanmoins, une utilisation intelligente des ressources restantes a permis de prolonger la mission sur 6 ans. Les deux principaux avantages de l'instrument GLAS sont d'avoir une empreinte au sol très réduite, de ~ 70 m de diamètre, et de ne pas pénétrer à travers la neige en surface ... mais cela se paye aussi par une non pénétration à travers les nuages.

2.5.2 Cryosat

Mais revenons à la technologie radar : l'altimètre SIRAL sur Cryosat est quant à lui un raffinement de l'altimètre radar classique. Il est adapté à la mesure précise de la topographie des glaces polaires, aussi bien sur la glace des calottes que sur la glace de mer (Wingham et al. [2006a]). Comme la topographie de la glace varie sur des échelles spatiales plus petites que la surface de l'océan, la principale amélioration apportée par SIRAL est la réduction de l'empreinte au sol de l'altimètre, c'est-à-dire qu'il mesure une hauteur moyenne sur une surface plus petite

7. Ce sont donc des contraintes orbitales et techniques qui font apparaître ce trou. Simple et efficace, cette explication ne paraît pourtant pas suffisante à certains : <http://dossiers.secrets.free.fr/enquetes/terre.creuse.htm>

qu'un altimètre classique. Deux techniques sont utilisées pour cela, l'altimétrie Doppler et l'interférométrie perpendiculairement à la trace. La prise en compte de l'effet Doppler permet de discriminer les échos en fonction de leur position le long de la trace du satellite. Plus un point est loin vers l'avant du satellite, plus le satellite s'en rapproche avec une vitesse relative élevée, ce qui crée un décalage de l'écho vers des fréquences plus hautes. L'inverse vaut pour les échos venant de l'arrière du satellite. Grâce à cette technique, qui nécessite l'émission d'impulsions plus rapprochées dans le temps que pour un altimètre classique, les échos peuvent être séparés en bandes de quelques centaines de mètres de large ($\sim 250\text{m}-400\text{m}$). La deuxième amélioration, l'interférométrie, consiste en l'ajout d'une seconde antenne perpendiculairement à l'axe de la trajectoire du satellite. La différence de phase entre les échos reçus par chaque antenne est directement liée à la position du "point réflecteur". Plus un point est éloigné sur un côté du satellite, plus la différence de distance entre ce point et chaque antenne est grande. Cette technique permet de déterminer la position d'un réflecteur perpendiculairement à la base interférométrique, c'est-à-dire à la ligne passant par le centre des deux antennes. Judicieusement, la base interférométrique est orientée perpendiculairement à la trajectoire du satellite et les deux techniques, Doppler et interférométrie, contribuent chacune à réduire l'empreinte au sol effective de l'altimètre dans une direction. Les observations peuvent ainsi être conduites sur des terrains plus pentus ou avec un relief plus important qu'avec un altimètre classique.

2.6 Le traitement des séries temporelles

Nous avons vu comment mesurer une altitude et nous avons vu comment la mission Envisat nous permet d'observer régulièrement les mêmes zones. Nous avons donc, tout au long de chaque trace, des mesures répétées environ 80 fois (jusqu'à 85 fois) à 35 jours d'intervalle. Ces mesures ne sont encore que des mesures brutes et il faut apporter une nouvelle fois des corrections afin de comparer ces mesures entre elles et d'obtenir des séries temporelles exploitables.

La travail qui est résumé dans la suite de ce chapitre a fait l'objet de deux publications : une approche empirique de l'interaction entre l'onde radar et le manteau neigeux est traitée dans Remy et al. [2012] et l'exploitation des mesures altimétriques pour obtenir un bilan de volume de la calotte Antarctique est décrite dans Flament and Rémy [2012].

L'altitude est mesurée avec une bonne précision sur le plateau de la calotte antarctique mais pas toujours dans les mêmes conditions ni exactement au même endroit. Pour obtenir les meilleures séries temporelles possibles, il faut corriger de l'influence de phénomènes non répétitifs : principalement la dérive du satellite perpendiculairement à la trace et la variation de la profondeur de pénétration pour extraire les seules variations temporelles effectivement dues à une évolution de la hauteur de surface de la calotte. Les corrections ont pour but de ramener les altitudes mesurées à une même référence de comparaison.

Soumis à des forces plus complexes que la simple gravité d'une Terre aplatie, le satellite dérive et le survol de la trace au sol théorique n'est assuré que dans un couloir de deux kilomètres de large. Or, même au milieu du plateau antarctique, on rencontre des pentes de l'ordre de $1/1000$. Une différence de hauteur de plusieurs mètres peut apparaître entre deux passages

2.6. LE TRAITEMENT DES SÉRIES TEMPORELLES

successifs, simplement parce que l'altitude n'a pas été mesurée exactement au même endroit. Cette différence n'est pas causée par une modification de l'état de la calotte et il faut corriger cette différence de hauteur pour pouvoir interpréter correctement les séries temporelles. Dans le cadre de l'étude du bilan de masse de la calotte, la précision recherchée est de l'ordre de quelques dizaines de centimètres pour chaque mesure, de manière à atteindre une précision meilleure que le centimètre par an pour le bilan de volume à l'échelle du continent. Cette correction est nommée "correction topographique".

En plus de la topographie locale, il faut tenir compte de l'état de la neige en surface. Car la nature du manteaux neigeux influe beaucoup sur la profondeur de pénétration de l'onde radar sous la surface. Ainsi quand les propriétés de surface changent, la profondeur de pénétration change aussi. Comme nous l'avons évoqué avec la figure 2.6, la profondeur de pénétration a une influence sur la forme d'onde et nous allons voir qu'il est possible d'améliorer la précision de nos séries temporelles en tenant compte des paramètres décrivant la forme d'onde. C'est ce que nous appellerons la correction "écho".

Pour mettre en œuvre ces corrections, nous ajustons tous les paramètres de corrections par moindres carrés. La figure 2.8 montre comment les points sont regroupés localement puis traités. La correction topographique inclut 6 paramètres : l'altitude moyenne, les dérivées spatiales du premier ordre en x et y , c'est-à-dire la pente dans les deux directions, et les dérivées secondes, en x^2 , y^2 et xy , c'est-à-dire la courbure de la surface. Appliquer ces corrections revient en fait à replacer le point de mesure au barycentre du groupe de points, tout en tenant compte que ce déplacement implique un changement de hauteur si on reste à la surface. Les corrections "écho" consistent à ajouter dans l'ajustement les paramètres rétrodiffusion totale, largeur du front et pente du flanc. Comme nous l'avons vu au paragraphe 2.3, si ces caractéristiques de la forme d'onde ont varié au cours du temps, l'altitude mesurée a été affectée. Une rétrodiffusion faible ou un front très large peuvent par exemple refléter une variation entre les contributions de l'écho de surface et de l'écho de volume. Si l'écho de surface s'affaiblit, l'écho viendra en moyenne d'une couche plus profonde. La rétrodiffusion sera alors plus faible (moins d'écho de surface) et le front plus large (un écho faible viendra de la surface et un autre écho plus profond donc plus tardif viendra s'y ajouter).

Type de correction	RMS (m)
sans correction	2.18
corr. géo	0.21
corr. géo + écho	0.098
corr. géo + écho + saiso	0.097

TABLE 2.2 – RMS des résidus au point de traitement présenté en figure 2.8

Pour compléter ces corrections, on ajoute une tendance temporelle linéaire et une composante saisonnière (sinusoïde de période un an) à l'ajustement. Le coefficient ajusté correspondant à la tendance linéaire est celui qui nous intéresse plus particulièrement dans l'étude du bilan de

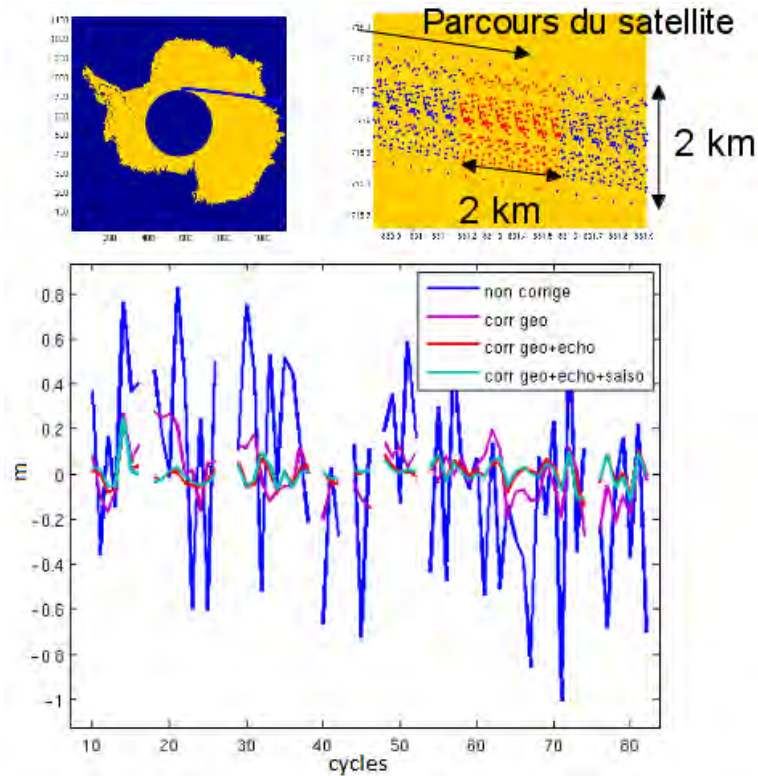


FIGURE 2.8 – Illustration de la correction "along-track" d'une trace. En haut à gauche, localisation de la zone de travail, en haut à droite, agrandissement sur cette zone, les points sélectionnés pour le traitement sont en rouge, les autres points de la trace en bleu. En bas, effet des différents niveaux de traitement sur la série temporelle (les points sont regroupés et moyennés par cycle : on ne montre qu'un point par cycle).

masse de la calotte. Ce coefficient, exprimé en mètre par an, représente l'évolution moyenne de la hauteur de la surface au cours de la période d'observation (septembre 2002 à octobre 2010). Dans la suite de ce travail, ce coefficient est appelé " dh/dt " car il représente la vitesse verticale de la surface de la calotte.

2.7 Correction des effets de la pénétration à travers la surface

L'étude approfondie de la correction "écho" a fait l'objet de l'article Remy et al. [2012]. Car la pénétration des micro-ondes dans la neige varie considérablement en fonction de l'état de la neige (température, taille des grains, ...) mais aussi en fonction de la direction de survol par le satellite.

En effet, aux points de croisement entre des traces ascendantes et descendantes, on observe une différence de hauteur systématique qui peut être de l'ordre du mètre et une différence de rétrodiffusion jusqu'à 2 dB (figure 2.9). L'explication proposée est que la polarisation de l'onde radar est linéaire et donc son orientation change avec l'orientation du satellite. En conjonction

2.8. VALIDATION DES MESURES ET INTERPOLATION SUR UNE GRILLE

avec une anisotropie de la neige, cet effet modulerait la profondeur de pénétration. L'anisotropie de la neige pourrait être créée soit par les sastrugi (Remy et al. [2006]) soit par un allongement des grains de neige dans la direction principale du vent (Arthern et al. [2001]).

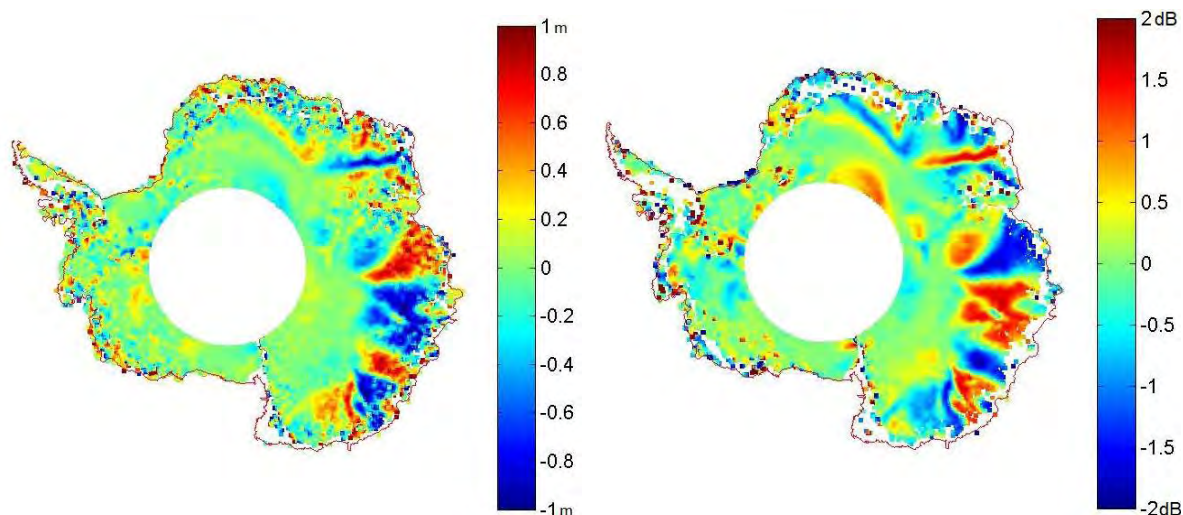


FIGURE 2.9 – Différences observées aux points de croisement entre traces montantes et descendantes par l'altimètre en bande Ku d'Envisat. A gauche, différence de hauteur, en m, à droite, différence de coefficient de rétrodiffusion, en dB

L'article propose de nouvelles corrections "écho". Ces autres corrections sont basées sur une relation non linéaire avec la rétrodiffusion (au carré ou au cube), sur les mesures du radiomètre, ou sur une séparation des composantes haute et basse fréquences de la variation de la rétrodiffusion. La conclusion est que la correction avec la rétrodiffusion seule n'est pas suffisante et qu'il faut utiliser la correction avec les 3 paramètres de forme d'onde. Mais même ainsi la différence aux points de croisement entre traces montantes et descendantes n'est toujours pas parfaitement corrigée.

2.8 Validation des mesures et interpolation sur une grille

	2003-2007		GPS 1 (austral summer 2006-2007)		GPS 2 (Austral summer 2007-2008)	
	Scott et al. ICESat	F. et R. Envisat	Scott et al. GPS	F. et R. Envisat	Scott et al. GPS	F. et R. Envisat
PC 55	$-1,9 \pm 0,4$	$-2,15 \pm 0,3$	$-3,5 \pm 0,65$	$-3,0 \pm 0,5$	$-3,65 \pm 0,7$	$-3,3 \pm 0,5$
PC 111	$-1 \pm 0,4$	$-1,2 \pm 0,15$	$-2,0 \pm 0,4$	$-2,2 \pm 0,3$	$-2,8 \pm 0,6$	$-2,3 \pm 0,3$
PC 171	$-0,6 \pm 0,4$	$-0,7 \pm 0,1$	$-1,2 \pm 0,2$	$-1,4 \pm 0,3$	$-1,05 \pm 0,2$	$-1,6 \pm 0,2$

TABLE 2.3 – Tableau de validation : comparaison des tendances d'élévations, en m/an, aux points de la figure 2.11.a, adapté de Flament and Rémy [2012]

CHAPITRE 2. L'ALTIMÉTRIE EN ANTARCTIQUE : DE LA FORME D'ONDE À LA CARTOGRAPHIE

Pour valider nos estimations de dh/dt nous avons utilisé des mesures GPS effectuées au sol par une équipe du British Antarctic Survey (Scott et al. [2009]) lors de deux saisons d'été sur le glacier de Pine Island (PIG), en Antarctique de l'ouest (voir figure 2.10, encart a, et figure 2.11). Ce travail est présenté en détail dans l'article Flament and Rémy [2012], en annexe. Le principal résultat à retenir est que l'altimétrie radar a fourni des résultats comparables aux GPS. Mais les marges d'erreurs atteignent plusieurs dizaines de centimètres par an et les résultats ne sont significatifs que grâce aux changements d'élévations très forts sur PIG. En particulier, on ne peut exclure l'existence d'un biais entre les mesures. Or, un biais systématique d'un seul centimètre par an sur tout le continent, une fois intégré sur les 12 millions de kilomètres carrés de la calotte, produirait un biais de $120 \text{ km}^3/\text{an}$, soit 0.3 mm/an de niveau des mers, si ce volume était un volume de glace. Une telle contribution représente 10 % de la hausse du niveau des mers actuellement mesurée. Une validation plus poussée est nécessaire mais les données de terrain manquent.

La comparaison avec ICESat est complexe et n'a pas été développée dans le cadre de cette thèse. Par ailleurs, l'altimètre laser lui-même semble souffrir d'une dérive temporelle causée par l'usure et la perte de puissance des lasers⁸. Cette dérive pourrait précisément expliquer une différence de bilan de volume car elle produit un biais dans l'estimation du dh/dt .

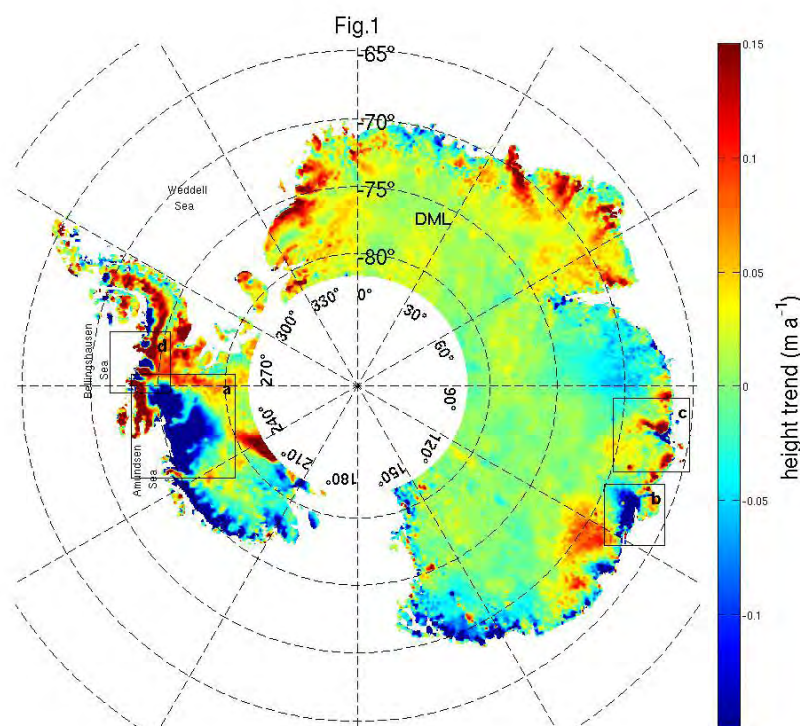


FIGURE 2.10 – Carte de dh/dt sur tout le continent, publiée dans Flament and Rémy [2012]

8. http://nsidc.org/data/icesat/pdf/inter-campaign_bias_notice_v1.pdf

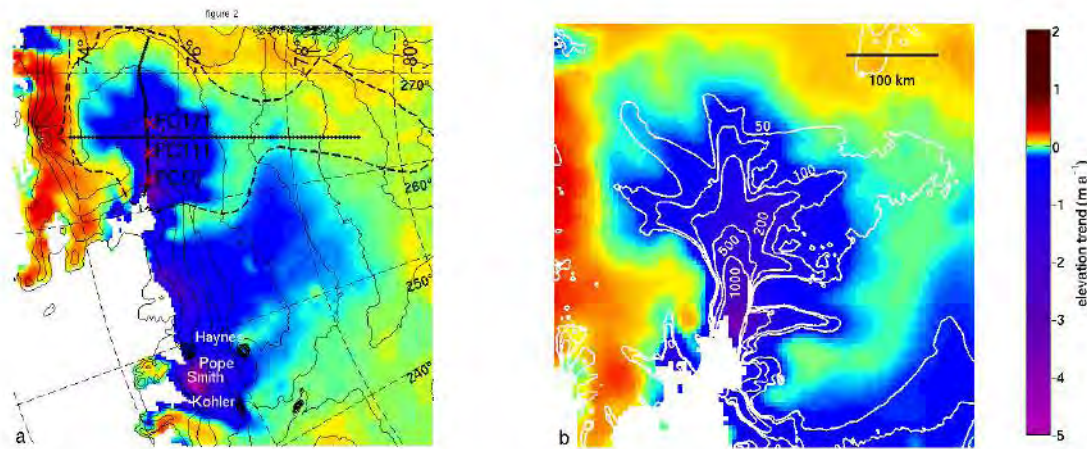


FIGURE 2.11 – Tendance de l'élévation de surface a) sur le secteur de la mer d'Amundsen (zone (a) sur la figure 2.10) et b) le glacier de Pine Island. Les lignes blanches donnent les vitesses d'écoulement, tirées de Rignot et al. [2011a]

Aurélie Michel, dans le cadre de son stage de M2 et le début de sa thèse dans l'équipe Cryosphère, a montré que la profondeur de pénétration d'Envisat pouvait être relativement bien corrigée si le retracking était adapté : il faut rechercher la hauteur de la surface plus tôt dans le front qu'on ne le fait actuellement, c'est-à-dire qu'il faut retracker avant le milieu du front pour obtenir une hauteur comparable à celle mesurée par ICESat. Malheureusement, cette correction ne fonctionne que sur les zones les plus plates du continent, au centre du plateau car il faut que les formes d'ondes ne soient affectées que par de la pénétration. Dès lors que la topographie à l'échelle de l'empreinte entre en jeu, les différentes contributions au front sont impossibles à séparer.

Par ailleurs, le problème de la correction "écho" n'est pas totalement résolu. Bien que Remy et al. [2012] ait montré qu'on ne puisse pas améliorer facilement la correction de la profondeur de pénétration, une incertitude pèse sur cette correction. En effet, il n'est pas impossible que sur la durée d'observation (8 ans avec Envisat) la manteaux neigeux ait subi des modifications qui impactent le dh/dt mesuré. Le passage d'une correction par la seule rétrodiffusion à une correction tenant compte des trois paramètres de forme d'onde modifie le bilan de masse de $20 \text{ km}^3/\text{an}$. Il n'y a aujourd'hui pas de source extérieure de données qui permette de mieux contraindre directement la précision de l'estimation du dh/dt . ICESat a montré ses limites lui aussi. A l'échelle du continent, l'approche la plus aboutie aujourd'hui est sans doute la comparaison avec d'autres moyens de mesures pour mieux contraindre les incertitudes (Shepherd et al. [2012]).

Enfin, avant d'obtenir une carte sur une grille régulière comme présentée dans les figures 2.10 et 2.11, il a fallu déterminer comment les données "le long de la trace" devaient être interpolées pour donner une grille représentative du bilan de volume en chaque endroit. Nous avons choisi

de calculer une moyenne pondérée par l'inverse de la distance par rapport au centre du pixel. Cette méthode a l'avantage d'être simple et de conserver les données dans les pixels où il y en a tout en interpolant dans les pixels "vides". En intégrant les cartes de dh/dt obtenues sur tout le continent, on obtient la dérivée temporelle du volume de la calotte antarctique. Mais tout "l'art" de faire une carte réside dans le choix de certains paramètres et il faut encore tenir compte de certaines incertitudes. Ce point sera discuté plus en détail au chapitre 5.

Il reste de nombreuses questions dans l'exploitation de ce résultat : comment peut-on valider les mesures de dh/dt ? Les surfaces observées sont-elles représentatives de la totalité de la surface du continent ? Sachant que la colonne neige/névé/glace contient une part d'air variable, comment convertir ce bilan de volume en bilan de masse ? ...

2.9 Conclusion

L'altimétrie permet de mesurer la topographie de surface de la calotte antarctique avec une précision satisfaisante. Du traitement du signal radar à l'interprétation des données, de nombreuses sources d'erreurs doivent toutefois être prises en compte et, autant que faire se peut, corrigées. Parfois par manque de données, parfois par inadaptation de l'instrument ou par une mauvaise compréhension des mécanismes en jeu, ces erreurs empêchent le calcul précis du bilan de masse de la calotte Antarctique par altimétrie seule.

Malgré ces limitations, nous allons voir dans les deux chapitres suivants que les résultats obtenus localement par Envisat sont d'une grande valeur scientifique. Nous nous intéresserons d'abord à l'étude de la dynamique des glaciers émissaires, puis à l'observation de phases d'activité de lacs sous-glaciaires. En effet, en se vidant et se remplissant, les lacs abaissent ou élèvent la surface de la calotte d'une manière détectable par Envisat.

Chapitre 3

Variations de hauteurs sur 8 ans et observations de la dynamique des glaciers émissaires

3.1 Introduction

Dans ce chapitre, nous allons aborder rapidement la structure du drainage de la glace, paragraphe 3.2, et les processus en jeu, paragraphe 3.3. Puis nous aborderons les résultats obtenus et présentés dans l'article Flament and Rémy [2012], paragraphes 3.4 et 3.7.

3.2 Le rôle des glaciers émissaires

L'inlandsis Antarctique est une énorme masse de glace mouvante. D'un certain point de vue, c'est un réservoir qui fuit, avec sensiblement le même débit en entrée et en sortie. Les flux en jeu sont tellement importants, plus de 2 000 milliards de tonne par an (Lenaerts et al. [2012]), qu'un petit déséquilibre se fait ressentir directement dans toutes les mers du monde. Le taux de conversion régulièrement admis est de 360 milliards de tonne pour un millimètre de niveau des océans. C'est à dire que si on charge 12 milliards de semi-remorques à pleine capacité avec de la glace et qu'on les envoie déverser toute cette masse dans l'océan, le niveau des mers montera en moyenne d'un millimètre. Un tel chiffre dépasse l'entendement. Mais plus impressionnant encore, lors du dernier maximum glaciaire, le niveau de la mer était environ 120 m plus bas que maintenant (Siddall et al. [2003], Medina-Elizalde [2013])! Les masses déplacées sont tellement gigantesques qu'il est difficile de se les représenter. Et cela explique sans doute pourquoi les partisans de la géo-ingénierie n'ont pas encore proposé de mettre des canons à neige sur les calottes polaires ou de remonter la glace qui s'écoule en camion¹.

1. Pour l'instant, leur attention reste portée sur les glaciers de montagne. Les actions proposées consistent par exemple à repeindre des vallées en blanc ou couvrir les glaciers avec un voile blanc. <http://www.bbc.co.uk/news/10333304> et <http://www.rts.ch/info/suisse/1096489-valais-un-permis-pour-bacher-les-glaciers.html>

Au cours des cycles glaciaires, on sait que la masse de glace stockée en Antarctique a varié, mais on ne connaît pas précisément les contributions respectives du Groenland et de l'Antarctique de l'Ouest (Quiquet et al. [2013], Cuffey and Marshall [2000]). L'Antarctique de l'Est a vraisemblablement peu évolué. On se demande aujourd'hui comment le continent fera face au changement climatique anthropogénique qui risque de faire monter la température mondiale de plusieurs de degrés au-dessus de ce que la planète a connu depuis quelques millions d'années. Dans le prolongement de ce qui s'est passé depuis la fin du dernier maximum glaciaire, on pourrait donner le chiffre impressionnant que la calotte Antarctique contient assez de glace pour provoquer plus de 60 m de hausse du niveau des mers. Encore faudrait-il qu'elle fonde complètement et cette perspective n'est pas réaliste à l'horizon de quelques siècles, ni même de quelques millénaires car l'Antarctique n'est pas dans la même situation que les calottes boréales disparues. On peut, par contre, évoquer l'accélération de la perte de glace (Rignot et al. [2011b]) et la contribution probable de l'Antarctique à plusieurs dizaines de centimètres de hausse du niveau des mers d'ici à 2100. C'est ce problème qui nous intéresse particulièrement ici.

Comme nous l'avons déjà évoqué, l'apport de masse sur le continent se fait principalement par les chutes de neige et la condensation solide (givre) (voir figure 3.1). Les précipitations sont faibles en Antarctique, avec un cumul annuel moyen équivalent à environ 15 cm d'eau. Du point de vue des précipitations, le centre du continent est un des déserts les plus secs du monde, avec seulement quelques centimètres de précipitation par an. Plus près des côtes en revanche, les accumulations peuvent atteindre plusieurs mètres.

Après s'être écoulée jusqu'à la côte, la glace est évacuée principalement par le vèlage d'iceberg et la fonte sous les plates-formes flottantes. Il y a peu de fonte en surface en Antarctique (voir figure 1.4) et le vent se charge surtout de redistribuer la masse.

Un déséquilibre dans le bilan de masse peut donc provenir soit d'une variation des précipitations, soit de "l'export" de glace à la côte. Du côté des précipitations, un climat plus chaud apporte plus de précipitations. Les accumulations récentes sont ainsi bien supérieures à celles de la dernière époque glaciaire. L'intérieur du continent aurait donc tendance à s'épaissir. L'augmentation des précipitations d'ici à la fin du XXI^e siècle pourrait contribuer à faire baisser le niveau des mers d'environ 1 mm/an (Krinner et al. [2006], Genthon et al. [2009]). Le débat fait rage à propos de cette possible contribution des précipitations (Monaghan et al. [2006], Monaghan [2006], Bromwich et al. [2011]).

Mais près de la côte, l'histoire est différente. Car si l'apport de masse est à peu près réparti sur tout le continent, l'export se fait à la côte. La côte est ainsi au centre de nos préoccupations. Et plus précisément que "la côte", nous allons parler des glaciers émissaires. Car la différence est grande entre les zones d'écoulement rapide (jusqu'à 4 km/an au front du glacier Pine Island à l'heure actuelle) et les autres. Les glaciers et fleuves de glace, s'ils n'occupent qu'une fraction de la côte, sont les acteurs majeurs du bilan de masse, voir la figure 3.2. Les glaciers émissaires sont à l'interface entre le centre de l'inlandsis plus ou moins inerte (sur des échelles de temps de quelques siècles) et le reste du monde, qui se réchauffe rapidement.

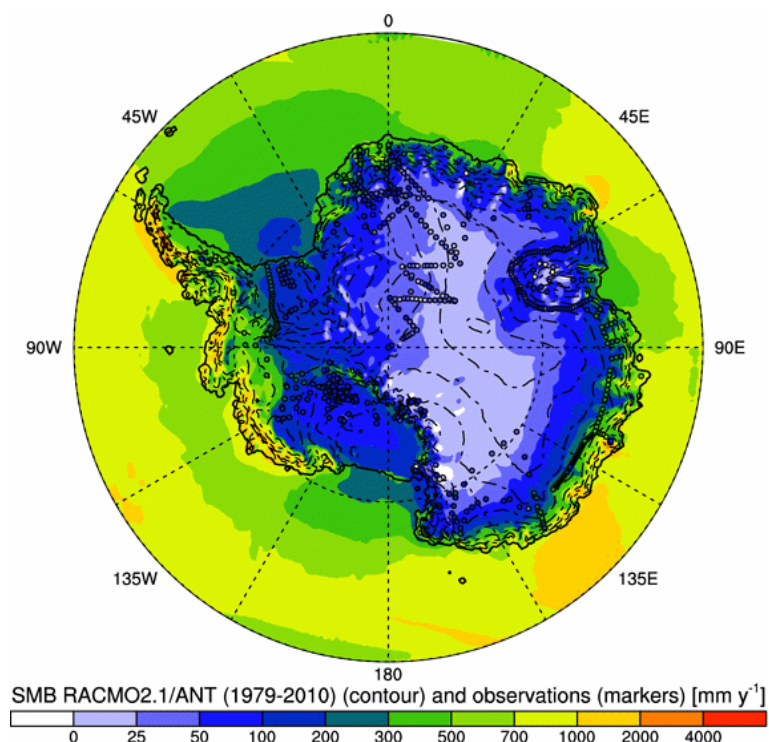


FIGURE 3.1 – Carte de bilan de masse en surface en Antarctique produite en sortie du modèle de circulation atmosphérique RACMO2.1/ANT. Tirée de Lenaerts et al. [2012].

3.3 Les contrôles des glaciers émissaires

La glace s'écoule principalement via deux mécanismes : la déformation et le glissement. La déformation se produit sous le propre poids de la glace. Même si la glace est figée au socle sous-jacent, la surface de la glace peut se déplacer. Le profil des vitesses n'est pas uniforme sur la verticale. Le glissement, au contraire, déplace la glace "en bloc". La base de la colonne de glace glisse sur le socle. Si le mouvement est produit par un glissement pur, le profil vertical de vitesse est uniforme. Le plus souvent, les mécanismes de déformation et glissement sont combinés, voir figure 3.3 et tout n'est pas si simple ...

Les contraintes mécaniques qui s'appliquent à la calotte ne sont pas les mêmes partout. Sur le centre de la calotte, l'approximation de couche mince (ou "Shallow Ice Approximation", SIA) suffit à décrire les écoulements à grande échelle. Une autre approximation est utilisée pour les plate-formes flottantes ("Shallow Shelf Approximation", SSA) qui s'écoulent différemment. Dans les deux cas l'approximation se base sur le fait que la glace a une extension horizontale bien supérieure à son extension verticale. Dans la SIA, c'est le cisaillement vertical qui domine alors que dans la SSA les seules contraintes sont celles contenues dans le plan horizontal, les contraintes "de membranes" (voir figure 3.3). Cette différence pose d'ailleurs le problème de la jonction entre les deux types d'approximation, puisqu'il ne peut y avoir de continuité des contraintes à l'interface. Le problème se pose alors soit à la ligne d'échouage soit au niveau des fleuves de glace ("ice streams"), là où les deux régimes d'écoulement se rencontrent. Pour

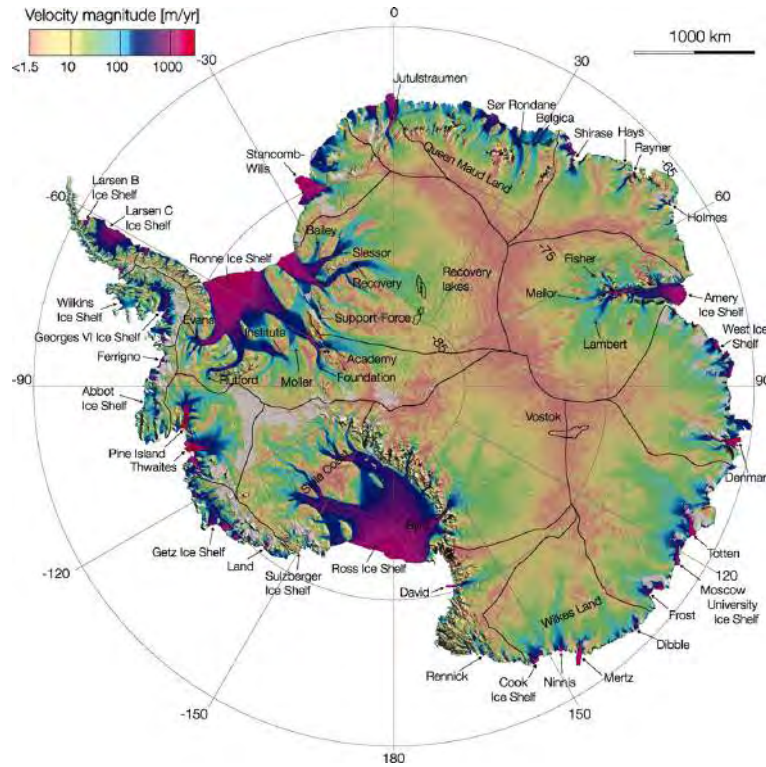


FIGURE 3.2 – Carte de vitesse d'écoulement en surface. Tirée de Rignot et al. [2011a].

calculer l'écoulement dans ces zones, il faut faire appel à des équations moins simplifiées (avec des approximations d'ordre plus élevé, "higher order approximation") ou même résoudre l'intégralité des équations de Stokes (méthode dite "Full Stokes").

D'après la SIA, la glace ne s'écoule que par déformation, sous l'effet du cisaillement vertical. Le "driving stress" vaut $\tau = \rho E g \alpha$, où ρ est la densité de la glace, E est l'épaisseur de glace, g est l'accélération de la pesanteur et α est la pente de la surface. ρ et g étant peu susceptibles de varier, la contrainte dépend de l'épaisseur et de la pente de surface de la glace. Pour obtenir la vitesse, il faut faire intervenir la loi de Glen qui lie contrainte et déformation de la glace : $\epsilon = A(T)\tau^n$, avec ϵ le taux de déformation dû au cisaillement, $A(T)$ une constante dépendant de la température, τ la contrainte de cisaillement définie ci-dessus et n l'exposant de Glen, dont la valeur change selon les conditions mais généralement donné autour de 3. La vitesse en surface sera l'intégrale des déformations depuis le socle, où la glace est supposée figée. Pour simplifier encore les calculs, on suppose que la température de la glace est constante sur la verticale. Avec toutes ces simplifications, la vitesse en surface est donc $u \propto \alpha^n E^{n+1}$.

D'autres efforts rentrent encore en jeu, à la jonction entre l'inlandsis et les plate-formes, ou le long des fleuves de glace. En particulier, le cisaillement latéral entre des zones d'écoulement rapide et des zones lentes ou stagnantes. C'est le principal phénomène qui retient les plate-formes et ralentit certains fleuves qui glissent très facilement sur leur socle. Dans un fjord confiné, une petite plate-forme interagit fortement avec les parois.

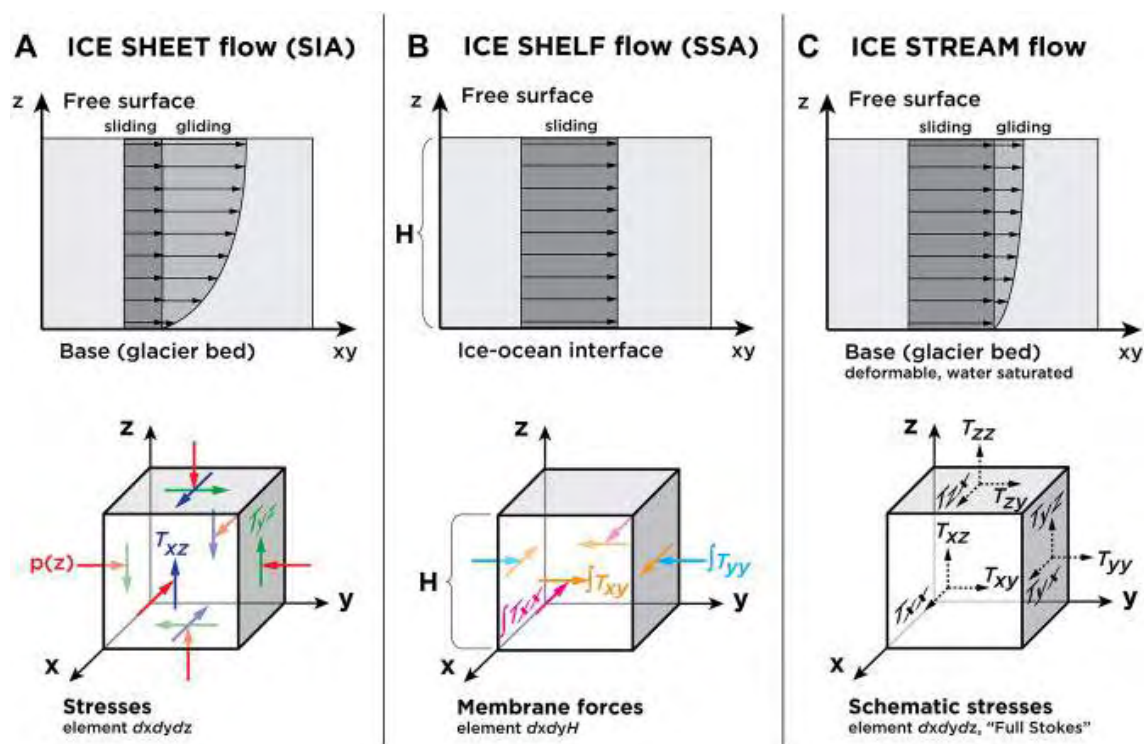


FIGURE 3.3 – Profils verticaux typiques de vitesse d'écoulement de la glace pour différents régimes et contraintes mécaniques associées. Tiré de Kirchner et al. [2011].

3.4 Accélération de l'écoulement : Péninsule et mer d'Amundsen

Il y a toujours un débat sur la contribution que pourraient apporter les précipitations aux variations du bilan de masse de l'Antarctique. Mais sur l'autre plateau de la balance, il n'y a pas de doute sur le fait que certains glaciers accélèrent. Par altimétrie radar, nous ne pouvons pas mesurer directement l'accélération de l'écoulement d'un glacier mais nous pouvons mesurer un de ses effets. Car si un glacier accélère (à épaisseur constante), son débit de glace va augmenter, et s'il n'y a pas d'augmentation des précipitations pour compenser cette perte, le bilan de masse du glacier devient négatif. La masse de glace stockée diminue et avec elle, l'altitude de la surface diminue.

Plusieurs mécanismes entrent en jeu pour expliquer l'accélération de certains glaciers.

Un des effets parmi les plus frappants du réchauffement climatique est la désintégration des plate-formes de glace Larsen A en 1996 et Larsen B en 2002, au nord de la péninsule Antarctique. Les températures atmosphériques élevées sont à l'origine de fonte en surface des plate-formes. L'eau produite percole à travers la glace et lui apporte de la chaleur en profondeur. Les plate-formes deviennent plus chaudes et plus fragiles jusqu'à se désintégrer. Ces plate-formes sont confinées dans des baies et exercent une force de retenue des glaciers en amont. Après leur disparition, les glaciers qui les alimentaient accélèrent fortement et commencent à perdre de la masse très rapidement (Scambos et al. [2004], Berthier et al. [2012]). Grâce aux nombreuses observations par satellite, la désintégration des plate-formes de Larsen et l'accélération consécutive

des glaciers sont devenus un cas d'école pour l'étude de la relation entre un glacier et sa plate-forme. Mais, nous l'avons vu au chapitre précédent, l'altimètre radar a une empreinte au sol de plusieurs kilomètres de diamètre. Or, la Péninsule Antarctique est une région très montagneuse et les glaciers s'écoulent au fond de vallées encaissées : les crêtes rocheuses renvoient un écho bien avant la surface du glaciers et un altimètre radar comme celui d'Envisat ne peut pas fournir de mesures sur cette région.

Nous allons donc travailler un peu plus au sud, en Antarctique de l'ouest, sur le glacier de Pine Island (PIG). C'est certainement l'un des glaciers émissaires les plus étudiés actuellement. En effet, c'est un gros glacier, qui draine une surface d'environ 180 000 km², mais surtout c'est un des glaciers qui perd le plus de masse. Et il accélère encore.

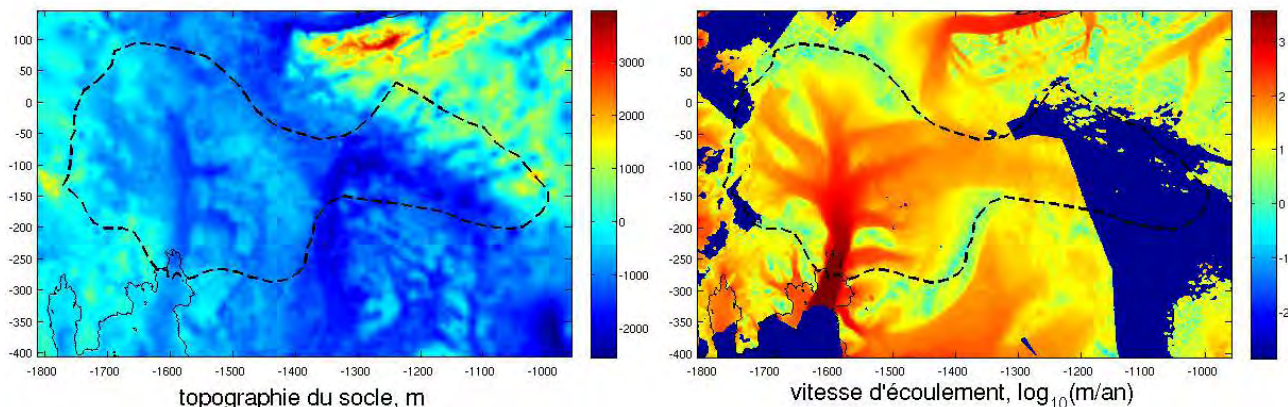


FIGURE 3.4 – Elevation du socle et vitesse d'écoulement en surface tirées respectivement de Fretwell et al. [2013] et Rignot et al. [2011a]. Le contour en pointillé délimite le bassin de PIG. Les coordonnées géographiques sont données en km dans la projection stéréographique polaire EPSG3031

PIG a toutes les caractéristiques qui font de lui un candidat idéal à l'effondrement. Il est posé sur un socle rocheux très profond et descendant vers le centre de la calotte. Comme la majorité des glaciers du continent, il se jette directement dans l'océan. Il possède une petite plate-forme flottante qui est très confinée par la topographie du socle. Comme nous l'avons vu précédemment, cette plate-forme retient l'amont du glacier mais elle s'amincit rapidement et son effet mécanique diminue (Jenkins et al. [2010], Steig et al. [2012], Pritchard et al. [2012]). Le phénomène est plus progressif mais similaire à ce qui s'est produit après la désintégration totale des plate-formes de Larsen A et B.

En ce qui concerne PIG, l'accélération a bien été déclenchée par l'arrivée d'eaux plus chaudes à la base de la plate-forme, qui a augmenté la fonte basale et aminci la plate-forme. Cet amincissement a lui-même déclenché le recul de la ligne d'échouage, qui se poursuit à un rythme élevé (Park et al. [2013]). Mais c'est un autre mécanisme qui propage l'amincissement vers le centre de l'inlandsis : l'augmentation de la pente de surface. Nous avons vu qu'une expression simplifiée de la vitesse (paragraphe 3.3) faisait intervenir directement la pente de surface. Or si

le glacier commence par s'amincir près de la côte, la différence de hauteur entre la côte et l'intérieur va augmenter, ce qui entraîne que la pente augmente, le glacier accélère, la perte de masse produit un déséquilibre local du bilan de masse et l'amincissement se propage vers l'amont. Ce mécanisme a été mis en évidence sur PIG par Joughin et al. [2003] et Scott et al. [2009].

3.5 Variations de hauteur, signature de changements dynamiques ?

Différents phénomènes peuvent contribuer à la variation de hauteur de la calotte, les deux principaux étant un changement dans l'écoulement ou un changement dans le bilan de masse en surface. En première approximation, le premier phénomène produit un changement du volume de glace alors que le second affecte le volume de neige (sur des échelles de temps courtes). Il est donc important de savoir identifier la cause du changement pour lui attribuer le bon "poids" : la neige peut être deux à trois fois moins dense que la glace.

Il est donc important de savoir séparer les changements de volume qui sont dus à un changement de la quantité de glace et ceux dus à de la neige. Pour cela nous avons utilisé deux méthodes qui ne requièrent que peu d'autres sources de données. La troisième méthode fait appel à une modélisation complexe de l'évolution du manteau neigeux et est évoquée rapidement.

3.5.1 Estimation de la contribution probable de la variabilité d'accumulation au changement de hauteur

Dans nos travaux nous avons utilisé une approche statistique en partant des taux d'accumulation moyens pour calculer une variabilité probable de l'accumulation. Ce travail pourrait être raffiné en utilisant des estimations avec une meilleure résolution temporelle, c'est-à-dire avec des sorties de modèles d'atmosphère (tels RACMO) ou des mesures de terrain qui fourniraient les variations réelles de l'accumulation au cours de la période d'observation. En partant de la carte d'accumulation d'Arthern et al. [2006], nous avons cherché à borner les fluctuations de l'altitude de la calotte qui pouvaient être attribuées à des fluctuations d'accumulation. A chaque pixel de la grille, nous avons tiré au hasard des séries temporelles d'accumulation en autorisant une variation gaussienne de 30% autour de l'accumulation moyenne. De plus, nous avons pris en compte la variabilité de densité de la neige : nous avons pris une neige qui tombe avec une densité moyenne de 350 kg/m^2 avec une fluctuation autorisée de 10%. Ces domaines de variation (30% pour l'accumulation et 10% pour la densité) sont les mêmes que celles utilisées par Wingham et al. [2009]. La densité de surface utilisée par Ligtenberg et al. [2011] se situe également entre 300 et 400 kg/m^2 .

Un autre phénomène important pour l'interprétation des mesures altimétriques est le compactage de la neige (Helsen et al. [2008], Ligtenberg et al. [2011]). Dans notre modèle simplifié, les couches de neige se tassent avec une vitesse suivant une exponentielle décroissante.

Après avoir défini ces distributions, nous avons procédé au tirage aléatoires de séries temporelles. Les valeurs pour chaque année sont tirées indépendamment de celles des autres années, ce qui ne tient pas compte d'une éventuelle corrélation, comme celle qui pourrait être due à des variations climatiques pluriannuelles. Un tel raffinement serait atteignable seulement en utilisant

directement des séries temporelles (mesurées ou issues de modèles) qui rendraient inutile cette approche statistique.

Nous avons tiré 3000 séries temporelles avec une accumulation normalisée pour obtenir un échantillon significatif des possibilités de variation de hauteur. Puis, pour chaque série temporelle, nous avons calculé la tendance correspondante. Enfin, nous avons calculé l'écart-type des 3000 tendances obtenues. Pour mettre à l'échelle ce résultat normalisé en chaque point de la carte, nous avons multiplié l'écart-type normalisé par l'accumulation locale. Nous avons ainsi obtenu une carte nous montrant la contribution probable des variations d'accumulation aux variations de hauteur de la calotte. Pour détecter de manière non ambiguë les zones dynamiques, nous devons tenir compte des erreurs de mesure qui peuvent atteindre la même amplitude que le signal recherché. Nous avons ajouté l'erreur sur la mesure du dh/dt à la contribution de l'accumulation. Ainsi, nous pouvons comparer la carte de dh/dt à cette contribution "erreur et accumulation" et pour obtenir une carte de rapport signal à bruit. Cette carte permet d'identifier les zones où les variations de hauteurs ne pourraient pas être provoquées par les variations d'accumulation. Cette carte de rapport "signal à bruit" est montré dans la figure 3.5.

Nous allons nous baser sur ce calcul pour faire le tour des glaciers du continent et isoler ceux dont l'évolution est susceptible d'être "dynamique".

3.5.2 Corrélation entre courbure de surface et changement de hauteur

Nous avons exploré une autre technique pour essayer d'identifier les effets dynamiques sur la topographie de la calotte. En effet, d'après l'approximation SIA, la glace s'écoule en suivant la pente de surface. En reliant ainsi topographie et écoulement la SIA nous permet d'obtenir des informations sur la structure de l'écoulement. Par exemple, la pente de surface converge dans les vallées. Cela implique que le flux de glace converge vers le fond des vallées. La courbure des lignes de niveau donne une mesure de cette convergence. Une zone de convergence est nécessairement une zone d'accélération du flux, car pour obtenir le même débit à travers une section plus étroite il faut augmenter la vitesse de l'écoulement. La courbure permet ainsi de caractériser les zones rapides en fond de vallées et les crêtes où l'écoulement est plus lent. La localisation des crêtes permet aussi de visualiser les bassins versants de l'écoulement glaciaire.

Nous avons donc proposé d'utiliser la courbure et de chercher là où un amincissement était fortement corrélé à une courbure négative, caractérisant un fond de vallée. Un article a été soumis au journal *Geophysical Research Letters* mais a été refusé. Etant donné l'ampleur des problèmes qu'il restait à résoudre, nous n'avons pas poursuivi dans cette voie.

3.5.3 Modélisation du compactage du manteau neigeux

En l'absence de précipitation et de tout mouvement de la glace sous-jacente, l'altitude de surface de la calotte varierait quand même. En effet, la neige se dépose avec une densité relativement faible : elle contient beaucoup d'air. Au cours du temps et sous l'effet combiné de la température et de la compression appliquée par de nouvelles chutes de neige, cet air est progressivement expulsé du manteau neigeux (En partie seulement car il reste toujours suffisamment d'air

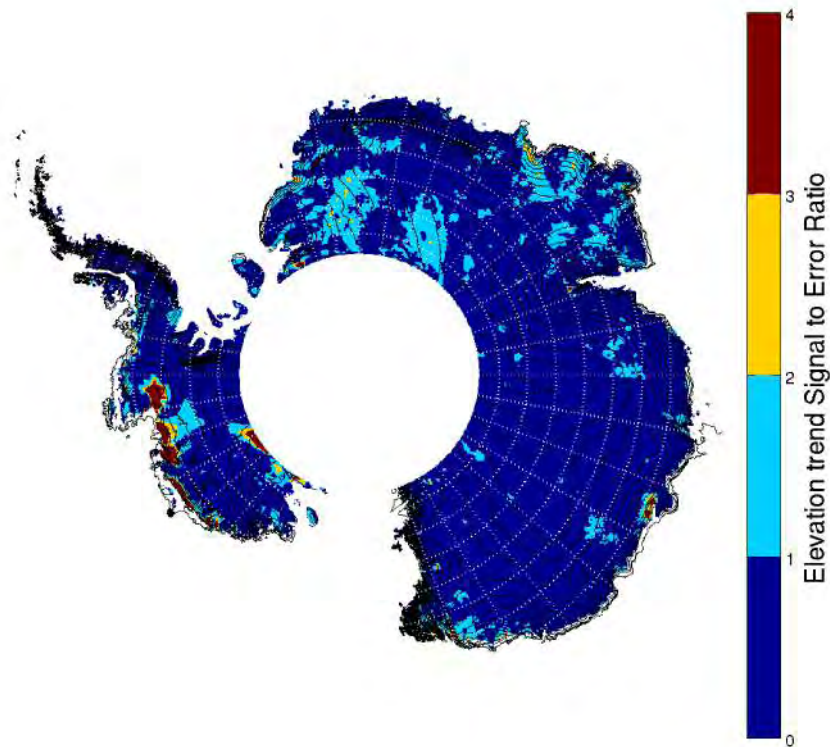


FIGURE 3.5 – Rapport de la tendance de hauteur mesurée à la contribution probable de l’accumulation à cette tendance, d’après la méthode de Flament and Rémy [2012]

dans la glace profonde pour faire la joie des amateurs de carottages). Ce compactage de la neige doit être pris en compte, en particulier pour l’interprétation de séries temporelles relativement courtes.

La méthode préférée aujourd’hui pour modéliser cette composante de l’évolution de hauteur consiste à utiliser un modèle météorologique régional pour estimer les précipitations et le volume qu’elles représentent en surface. Cette approche a été exposée en particulier par Helsen et al. [2008].

Le modèle météorologique permet d’obtenir à la fois la quantité de précipitation, la densité de la neige et les températures à la surface de la calotte qui contrôlent le compactage de la neige. Avec un petit modèle empirique complémentaire (Herron and Langway [1980], Ligtenberg et al. [2011]), il est possible de modéliser l’évolution de la hauteur et le contenu en air de la colonne de neige.

3.6 Observation avec Envisat sur Pine Island Glacier

Dans le paragraphe 3.4, nous avons vu que PIG s'amincit et que cet amincissement se propage vers l'amont du glacier (Joughin et al. [2003], Scott et al. [2009], Wingham et al. [2009]). Nous avons à nouveau mesuré et confirmé ce phénomène. L'accélération calculée à partir de l'évolution de la pente mesurée et de l'expression simplifiée de la vitesse dérivée de la SIA correspond bien à l'accélération observée séparément par mesures radar. La figure 3.6 montre l'augmentation de la pente que nous avons mesurée au cours des observations d'Envisat. L'augmentation de pente est donnée en % de la pente initiale qui, elle, était calculée à partir du MNT de Rémy et al. [1999]. La variation de la pente est déterminée en ajustant les séries temporelles de hauteur le long de la ligne d'écoulement par la position le long de la trace, la date et le produit des deux. C'est le coefficient ajusté correspondant à ce produit qui est représenté ici, normalisé par la pente du MNT ERS-1 de Rémy et al. [1999]. Présenté autrement, le calcul de l'évolution de la pente est simplement le calcul de la différence de hauteur le long de la ligne d'écoulement en fonction du temps. Le graphique en figure 3.6 représente donc l'évolution de la pente en proportion à une pente de référence en pour cent de la pente initial par an. Via la relation entre vitesse d'écoulement, épaisseur de glace et pente de surface, on peut en déduire une accélération. Et l'accélération déduite de nos mesures correspond bien à celle mesurée en surface, par GPS (Scott et al. [2009]) ou par InSAR (Joughin et al. [2003]).

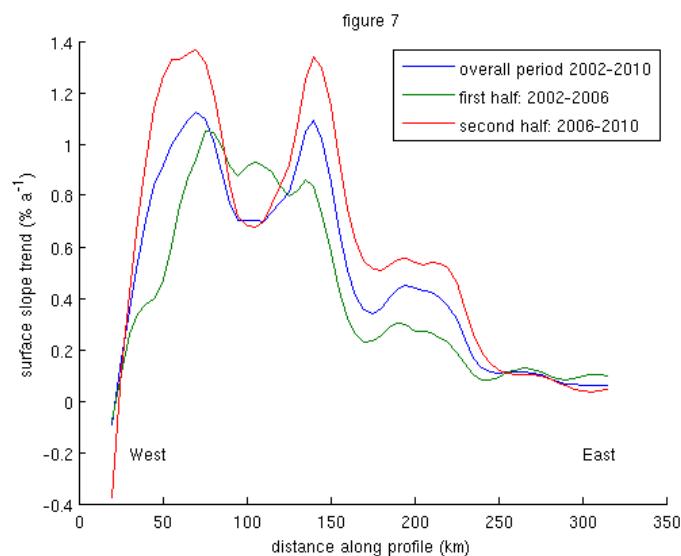


FIGURE 3.6 – Augmentation de la pente le long de la ligne centrale de PIG sur la période Envisat, en % de la pente initiale, elle-même calculée via le MNT de Rémy et al. [1999]. Figure tirée de Flament and Rémy [2012]

Par ailleurs, la calotte d'Antarctique de l'ouest fait peser une menace sur toutes les zones côtières du monde : elle risque de s'effondrer. Nous avons vu, au paragraphe 3.3, que l'épaisseur entre en jeu avec un exposant élevé dans l'expression de la vitesse d'écoulement de la glace. C'est ce qui a fait craindre, depuis les années 1970, une instabilité de certaines calottes marines,

dont le socle est sous le niveau de la mer. Les calottes dont le socle s'enfonce vers l'intérieur de la calotte sont supposées instables car si une perturbation déclenche un retrait de la ligne d'échouage, l'épaisseur de glace en contact avec la mer augmente au fur et à mesure du recul. L'augmentation d'épaisseur entraîne alors une augmentation de vitesse d'écoulement et plus encore du débit de glace sortant.

Le sujet du recul de la ligne d'échouage et de la stabilité des calottes marines fait l'objet d'intenses recherches (Gudmundsson et al. [2012]) et l'explication donnée ici est trop simple pour rendre compte de tous les phénomènes. Une bosse à "contre-pente" dans le socle descendant pourrait par exemple fournir un nouveau point d'encrage à la calotte en inversant localement la pente du socle et le signe de la variation de l'épaisseur le long de la ligne d'écoulement (Favier et al. [2012]). Mais cela suffira-t-il face à un apport d'eaux chaudes en profondeur, au pied de la calotte ?

3.7 Autres glaciers

Ailleurs que sur la Péninsule et autour de la mer d'Amundsen, les glaciers évoluent aussi.

Toujours en Antarctique de l'Ouest, on peut citer les glaciers de la mer de Bellingshausen qui semblent suivre le chemin tracé par leurs grands voisins de la mer d'Amundsen, avec un amincissement très concentré le long des lignes d'écoulement rapides (Bingham et al. [2012], figure 10 de Flament and Rémy [2012]). Notre carte des tendances de l'altitude de surface montre aussi clairement le fleuve de glace de Kamb (80°S, 120°O) qui s'épaissit. Ce grand glacier qui se jette dans la plate-forme de Ross par l'Est a brusquement arrêté de s'écouler aux alentours de 1850 (Retzlaff and Bentley [1993], Jacobel et al. [1996], Anandakrishnan and Alley [1997]). Avec le ralentissement de l'écoulement, la glace n'est plus évacuée et le glacier s'épaissit. C'est l'inverse de ce qui se produit pour les glaciers de la côte Pacifique. On parle parfois d'épaississement dynamique pour désigner ce phénomène car c'est un changement de dynamique qui est à l'origine de l'épaississement.

En Antarctique de l'Est, les choses sont un peu différentes. On parle souvent de cette partie du continent comme d'un tout, comme si le comportement des glaces de toute la région était uniforme. Mais on s'en doute, c'est un peu simpliste. Rien qu'au niveau de l'altitude du socle, les conditions diffèrent. Citons comme exemple les monts Gamburtsev qui culminent à plus de 2500 m, sous le Dôme A et le bassin de Wilkes à plus de 1000 m sous le niveau de la mer, atteignant par endroit une profondeur de près de 2000 m.

A aucun endroit la vitesse d'amincissement ne s'approche des valeurs observées à l'Ouest. La plus forte perte d'altitude se produit sur le glacier Totten avec environ -1,2 m/an. Ce glacier perd de la hauteur à une vitesse trop importante pour que celle-ci s'explique par un déficit d'accumulation. Mais aucune observation d'accélération de l'écoulement n'a été rapportée jusqu'ici (Rignot et al. [2008]).

Le glacier Denman, vers 99°E, présente aussi une répartition du changement de hauteur contrastée (Fig. 12 de Flament and Rémy [2012]). Le glacier s'écoule dans une vallée près de 1000 m plus bas que les "collines" alentour qui dépassent de la glace. Mais il est suffisamment

large (25-30 km) pour pouvoir être observé. Le fond de la vallée où s'écoule le glacier perd jusqu'à 40 cm/an. Et cela, malgré un surplus d'accumulation dans les années récentes comme le laisse supposer l'épaississement de tout le secteur. En particulier, les collines plus à l'ouest gagnent de l'altitude à un rythme de plusieurs dizaines de centimètres par an. Le secteur autour du glacier Denman est toutefois soumis à de très forts vents (glace bleue) et les variations observées ne peuvent être imputées à un changement dynamique sans une étude plus poussée, qui explorerait les origines mécaniques ou atmosphériques de l'amincissement. En particulier, une éventuelle variation du vent pourrait entraîner une érosion plus importante ou des variations de l'état de surface qui pourraient affecter l'écho radar.

3.8 Conclusion

Les mécanismes qui font varier le volume de la calotte sont multiples. Nous avons essayé de séparer les effets dynamiques des variations de précipitations. A partir d'une estimation statistique de la contribution probables des précipitations au changement de hauteur, nous avons délimité les zones dont le changement de volume doit être expliqué par un autre phénomène, en l'occurrence la dynamique des glaciers.

La plupart des zones dynamiques se situe en Antarctique de l'Ouest, sur les côtes des mers de Bellinghausen et Amundsen, et autour de la plate-forme de Getz. Quelques glaciers à l'Est montrent aussi un signal dynamique mais celui-ci est plus faible et les séries temporelles sont encore relativement courtes pour extraire un signal plus significatif.

Enfin, pour terminer notre tour des glaciers "intéressants" en Antarctique de l'est, il nous aurait fallu regarder autour du George V Land, juste à l'est de la terre Adélie. Les glaciers Mertz, Ninnis et ceux qui alimentent la plate-forme de Cook drainent un bassin important mais nous avons dû les "omettre" dans notre première étude. Le phénomène qui a le plus fort impact sur nos observations dans cette région s'est produit sous la glace et fait l'objet du prochain chapitre.

3.8. CONCLUSION

chapitre 4 : lacs sous-glaciaires

Chapitre 4

Lacs sous-glaciaires et dynamique de la calotte

4.1 Introduction

Dans le chapitre précédent, nous avons ouvertement occulté l'étude du "George V land" malgré leur proximité géographique à la station de Dumont d'Urville et aux terres Antarctiques chères aux français... Ce n'est pas que leur intérêt soit moindre, bien au contraire : au cours de la période d'observation ils ont été le théâtre de plusieurs vidanges de lacs sous-glaciaires.

Dans ce chapitre, nous parlons des lacs sous-glaciaires, et principalement de leur effet mesurable sur la hauteur de la surface de la calotte polaire. Nous commençons par une introduction à l'hydrologie sous-glaciaire qui présente les phénomènes en jeu par ordre chronologique de découverte (paragraphe 4.2). Ensuite nous présentons les premières observations de lacs "actifs" et les effets de cette alternance de remplissages et de vidanges sur la calotte (paragraphe 4.3). Nous poursuivons par une description générale des séries temporelles de hauteur obtenues par RA-2/Envisat sur les lacs actifs (paragraphe 4.4). Nous présentons à la suite nos propres observations (paragraphe 4.5) qui décrivent une vidange de grande ampleur en Antarctique de l'Est, en amont de la plate-forme de Cook. Ce travail a fait l'objet d'un article soumis à *The Cryosphere*, en collaboration avec Etienne Berthier.

4.2 A l'origine de l'hydrologie sous-glaciaire

Il est fascinant que de l'eau existe sous forme liquide à la base de la calotte polaire. Sous la surface du continent le plus froid de la planète, quelques sources de chaleur parviennent, dans certaines régions, à faire fondre quelques millimètres de glace chaque année (Pattyn [2010]).

Il y a principalement 3 mécanismes qui fournissent de la chaleur à la base de la calotte. Le premier est le flux géothermique. La chaleur produite par désintégration radioactive dans la terre solide fournit quelques dizaines de milliwatts par mètre carré à la base de la calotte. Les deux autres sources sont liées à l'écoulement de la glace : si la glace se déforme, elle libère de la chaleur (de la même manière que si on tord un fil de fer, il chauffe), et si la glace s'écoule "d'un

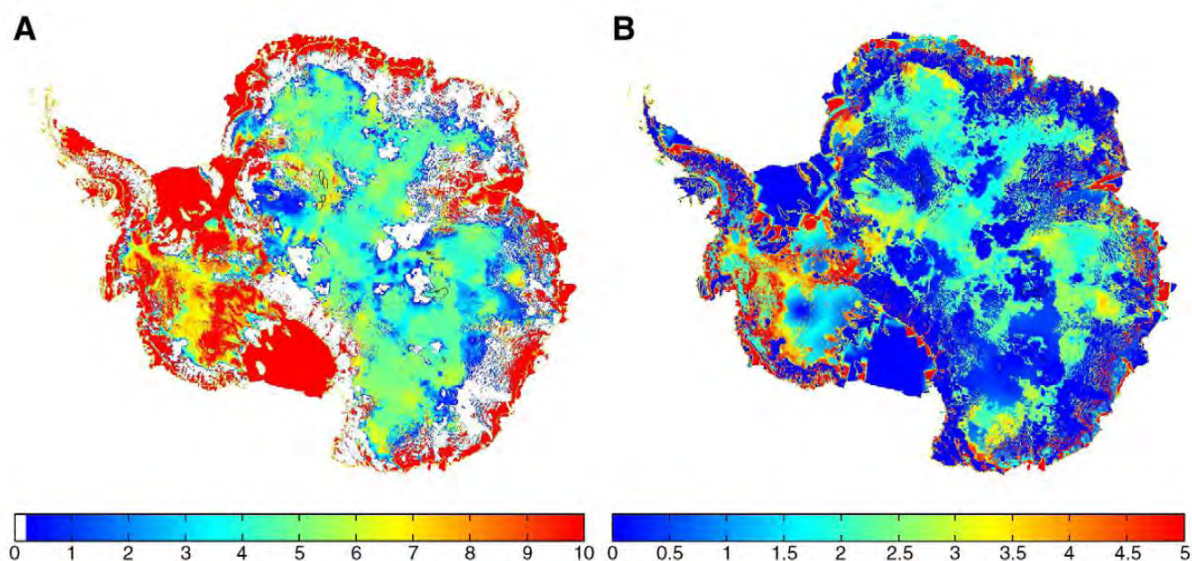


FIGURE 4.1 – A) Taux de fonte moyen estimé à la base de la calotte à partir de différentes simulations, en mm/an, tronqué à 10 mm/an, B), écart-type entre les différentes simulations utilisées pour calculer A), tiré de Pattyn [2010]

bloc", par glissement, elle frotte sur le socle rocheux (comme pour allumer un feu en frottant un morceau de bois sur un autre). Ces deux phénomènes dépendent donc du régime d'écoulement de la glace. La part de chaque source varie donc selon les régions et le régime d'écoulement de la glace. Près des dômes par exemple, c'est le flux géothermique qui va dominer. Sous les fleuves de glace rapides, au contraire c'est le frottement qui libèrera le plus de chaleur.

Mais ces flux restent faibles et ils ne peuvent faire fondre la glace que grâce à l'immense pouvoir isolant de la calotte de glace. Si la température moyenne annuelle sur le plateau antarctique est d'environ -50°C (soit la température du névé à partir de 10 m de profondeur environ), la glace est plus chaude en profondeur, précisément grâce aux sources de chaleur à la base de la calotte. Le poids exercé par la colonne de glace sur le socle aide aussi à atteindre le point de fusion : la température de fusion s'abaisse d'environ $0.87^{\circ}\text{C}/1000\text{ m}$ de profondeur (Paterson [2000], p. 212). Le point de fusion plus bas est ainsi plus facile à atteindre.

Il existe donc des zones où la glace fond à la base de la calotte, voir figure 4.1. Cette eau peut être évacuée par des "rivières", mais pour que des lacs se forment, il faut une condition supplémentaire : l'eau doit pouvoir s'accumuler au niveau d'un minimum de potentiel. Pour le calcul de ce potentiel sous la glace, nous prenons en compte à la fois la topographie du socle et le poids de la colonne de glace surplombante. Il s'écrit

$$\Phi = \rho_g g E_g + \rho_e g \mathcal{H}_b \quad (4.1)$$

ou

$$\Phi = g(\rho_g(\mathcal{H}_s - \mathcal{H}_b) + \rho_e \mathcal{H}_b) = g(\mathcal{H}_b(\rho_e - \rho_g) + \mathcal{H}_s \rho_g) \quad (4.2)$$

où Φ est le potentiel hydrologique, ρ_g et ρ_e sont les densités de la glace et de l'eau, E_g est

l'épaisseur de glace, H_b est l'altitude du socle, H_s la hauteur de la surface de la calotte et g l'accélération de la pesanteur.

Ce potentiel est une estimation très simple qui suppose que le socle est imperméable et que la glace exerce tout son poids à la base (ce qui n'est pas le cas sous un glacier rapide). Ces hypothèses peuvent se révéler fausses localement mais permettent d'obtenir des résultats réalistes à grande échelle.

L'eau va s'écouler en suivant l'opposé du gradient du potentiel (i.e. vers les potentiels plus faibles). La dernière formulation du potentiel hydrologique montre que la pente de la surface de la calotte a une importance environ dix fois plus grande que la pente du socle : l'eau va s'écouler du centre vers les bords de la calotte. Le rôle de la pente de surface explique en partie pourquoi on ne connaît pas de lacs sous-glaciaires au Groenland (Livingstone et al. [2013]) : la calotte groenlandaise n'a pas de plateau central et il n'y a pas de minima locaux de potentiel où l'eau pourrait s'accumuler.

Ce modèle ne tient compte que de la gravité, mais en se déplaçant, l'eau peut rencontrer des conditions variables. Par exemple, la pression exercée par la glace peut varier et modifier la température du point de congélation. Au cours de son écoulement, l'eau peut ainsi atteindre une zone de plus faible pression et regeler. En se déplaçant, l'eau peut également atteindre une zone de glace plus mince et subir un refroidissement par conduction plus intense, entraînant là aussi un regel. Autour de Dôme A, 24 % de la glace à la base de la calotte est produite par ce phénomène (Bell et al. [2011]). Localement, l'épaisseur de glace "regelée" peut atteindre 50 % de l'épaisseur totale. Ce phénomène illustre la complexité de l'hydrologie sous-glaciaire et les difficultés à "explorer" la base de la calotte.

Les premiers lacs ont été découverts par des mesures radar de basse fréquence¹(e.g. Dowdeswell and Siegert [2003]). Les mesures RES permettent d'identifier les lacs par deux caractéristiques : la forme du profil et la puissance réfléchi (voir figure 4.2). Un lac sous glaciaire possède une surface plane facilement identifiable (Cette surface est plane mais légèrement inclinée par le gradient de pression d'au gradient d'épaisseur de glace.). Mais un lac présente aussi un écho renvoyé par l'eau beaucoup plus puissant que l'écho renvoyé par la roche ou le sédiment. Un lac apparaît donc comme une zone brillante par rapport à son environnement immédiat, voir figure 4.2.

Enfin, les lacs ont un effet direct sur la topographie de surface de la calotte car sur l'eau le frottement basal s'annule. La glace s'écoule alors principalement par glissement, le profil vertical de vitesse devient uniforme. Si le lac est suffisamment étendu (extension horizontale de l'ordre de l'épaisseur de glace), il se forme une structure caractéristique à la surface de la calotte (Rémy et al. [1999], figure 4.3). En arrivant sur le lac, l'écoulement de la glace passe d'un régime de "déformation", où le glissement est faible à l'interface glace-socle et où les vitesses diminuent

1. deux expressions désignent ce type de mesure Ground Penetrating Radar ou Radio Echo Sounding souvent réduites à leurs abréviations respectives GPR et RES

4.2. A L'ORIGINE DE L'HYDROLOGIE SOUS-GLACIAIRE

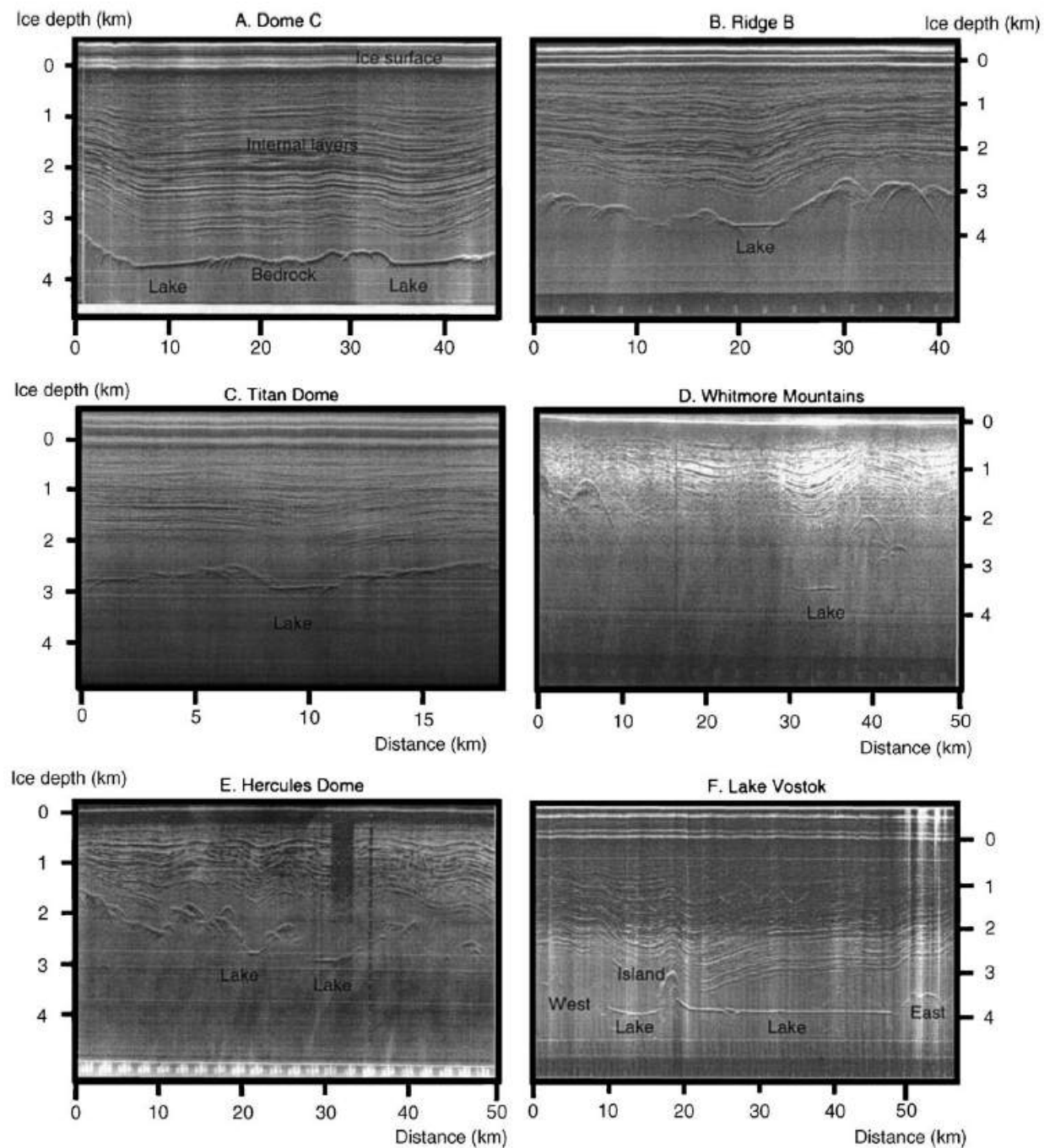


FIGURE 4.2 – Exemples de profils RES révélant des lacs sous-glaciaires, tiré de Dowdeswell and Siegert [2003]

avec la profondeur, à un régime de "glissement pur" où la vitesse est uniforme sur tout le profil vertical. (voir figure 4.3). Le flux de glace augmente légèrement ce qui creuse un fossé. En retrouvant la "terre ferme" après avoir traversé le lac, la transition inverse se produit, le flux de glace près du socle diminue et un bourrelet se forme. L'effet de lubrification de l'eau basale à l'interface glace-socle se voit également le long des réseaux hydrologiques qui transportent l'eau (Rémy et al. [2003]).

Ce même effet de déformation de la surface par lubrification se retrouve le long de réseaux hydrologiques, qui drainent la calotte (Remy and Legresy [2004]).

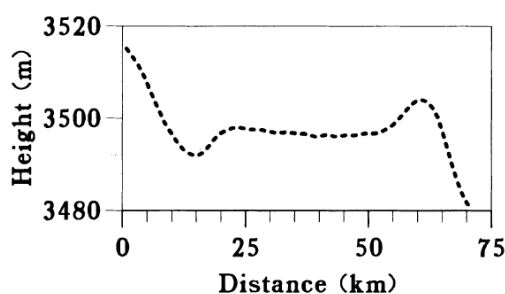


FIGURE 4.3 – Profil de la hauteur de la surface au-dessus du lac Vostok, à 78° S, tiré de Rémy et al. [1999]

4.3 Premières observations de lacs "actifs"

Les lacs ne sont pas simplement des réservoirs statiques : leur niveau de remplissage peut varier très rapidement, produisant des crues sous-glaciaires importantes. En Antarctique comme en Islande, les premières observations de ce phénomène sont venues des "habitants" proches de la calotte (Goodwin [1988]). Depuis les années 2000, des observations satellites répétées dans le temps ont permis de suivre les modifications rapides de la topographie de surface entraînées par l'activité des lacs sous-glaciaires (Gray et al. [2005], Wingham et al. [2006b], Fricker et al. [2007]). Les observations de ces vidanges ou remplissages sont de plus en plus nombreuses et le nombre de lacs détectés par cette méthode "dynamique" se rapproche du nombre de lacs découverts par RES. (Smith et al. [2009], Wright and Siegert [2012]). La figure 4.4 montre les lacs détectés par différentes méthodes.

Les mesures RES et sismiques conservent toutefois un rôle extrêmement important dans l'étude de ces événements puisque ce sont les seules à fournir directement des informations sur la position et la nature du socle rocheux. En 2012, le jeu de données BEDMAP 2 est publié (Fretwell et al. [2013]). C'est une nouvelle compilation de mesures de la topographie du socle. Largement améliorée depuis BEDMAP (Lythe et al. [2001]), BEDMAP 2 devrait constituer la nouvelle référence pour les années à venir. La connaissance du socle permet de calculer les bassins de drainage sous-glaciaires (Wingham et al. [2006b], Carter et al. [2009]) et même de

4.3. PREMIÈRES OBSERVATIONS DE LACS "ACTIFS"

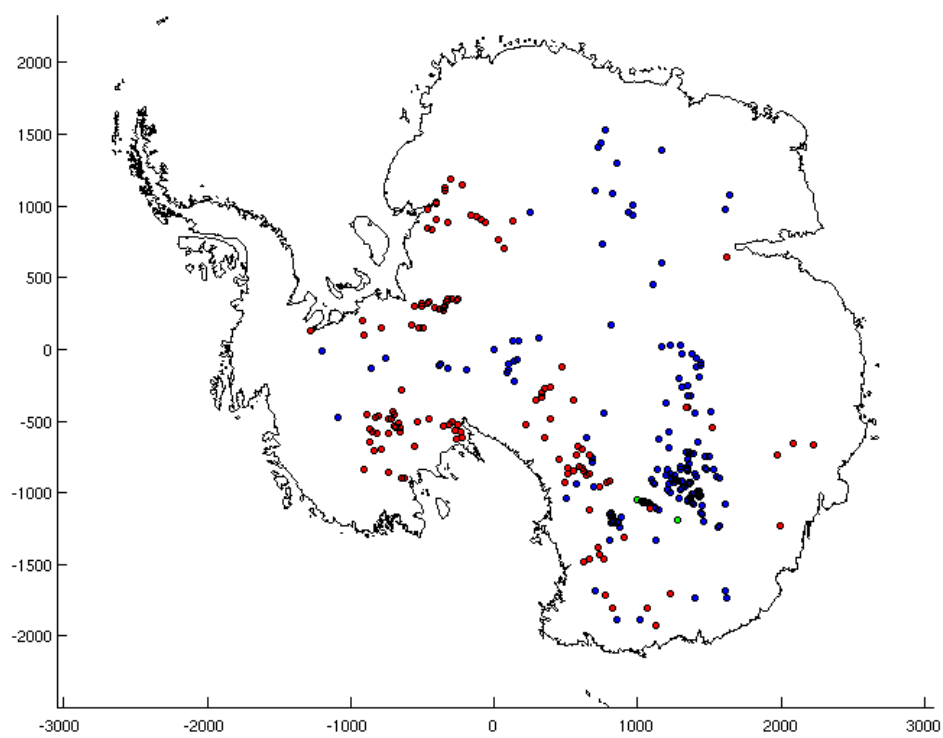


FIGURE 4.4 – Carte des lacs détectés par RES (bleu, Siegert et al. [2005]), par ICESat (rouge, Smith et al. [2009]) et aux points de croisement d'ERS-2 (vert, Wingham et al. [2006b])

prévoir l'existence de lacs (Livingstone et al. [2013]).

Les lacs sous-glaciaires accumulent et relâchent de grandes quantités d'eau (voir par exemple paragraphe 4.5) et modulent le régime hydrologique sous-glaciaire. Du point de vue mécanique, l'eau évacuée d'un lac en crue peut contribuer à lubrifier l'interface glace-socle (Stearns et al. [2008]). Mais cette eau a aussi un effet thermique (Carter and Fricker [2012]) qui peut influencer sur la fonte basale des plate-formes. Enfin l'eau relâchée pourrait avoir un contenu en micronutriments élevé suite à son contact prolongé avec le socle (Goodwin [1988], Bhatia et al. [2013]). Ces nutriments, une fois dispersés dans l'océan, pourraient favoriser l'activité biologique. Il reste encore beaucoup à explorer, étudier, expliquer dans le domaine de l'hydrologie sous-glaciaire.

4.4 L'observation de lacs sous glaciaires par Envisat : atouts et limites

A partir du travail présenté dans les chapitres précédents, nous avons obtenu une bonne couverture des variations de hauteur du continent, à la fois spatiale et temporelle. Dans ce jeu de données, nous avons observé des variations très fortes et très localisées de la hauteur de surface. Typiquement, ces "anomalies" ont une amplitude verticale de quelques mètres et s'étendent de manière cohérente sur plusieurs points consécutifs le long d'une trace (échelle horizontale : quelques kilomètres).

Il est difficile d'identifier avec certitude un lac actif. Beaucoup d'autres phénomènes peuvent avoir un impact similaire sur la surface et il faut croiser plusieurs critères pour s'assurer que le comportement observé est bien le fruit de l'activité d'un lac. Par exemple, le travail d'O. Sergienko (Sergienko and Hulbe [2011], Sergienko et al. [2007]) a montré que dans une zone d'écoulement rapide, des variations spatiales dans les conditions basales de frottement peuvent se répercuter sur la hauteur de la surface. Par ailleurs, si on ne tient pas compte des variations régionales du bilan de masse en surface, certaines chutes de neige exceptionnelles peuvent passer pour un remplissage rapide de lac. On peut citer par exemple les fortes chutes de neige sur le Dronning Maud Land et l'Enderby Land entre 2009 et 2011 (Boening et al. [2012]). Ces chutes de neige exceptionnelles ont une signature temporelle marquante, avec deux élévations brusques de la hauteur. Ce type de série temporelles est typique d'un lac qui reçoit de l'eau d'un autre réservoir situé en amont ... mais la zone géographique concernée est trop étendue pour que cette explication soit valable. Le croisement avec d'autres capteurs montre que les précipitations sont très variables et que quelques événements exceptionnels peuvent contribuer significativement à la hauteur de la surface.

Par ailleurs, l'observation altimétrique sur une trace répétitive est par nature eulérienne : elle ne suit pas l'écoulement et est répétée en un point géographique fixe. Si une structure topographique, comme une crevasse, est transportée par l'écoulement et traverse une zone d'observation, on observera localement une variation de hauteur importante, aussi peu étendue géographiquement et rapide qu'une activité de lac mais sans lien avec l'activité hydrologique.

Enfin les lacs sont souvent situés dans des zones à la topographie complexe, ce qui permet à l'eau de s'accumuler (voir le paragraphe 4.2). Si cette topographie varie verticalement de

quelques mètres sur une échelle horizontale de quelques kilomètres (dimension du "footprint" de l'altimètre), elle fait chuter la qualité des mesures de l'altimètre. La localisation et l'interprétation des séries temporelles deviennent délicates. Il faut recourir à d'autres sources d'information, comme les images optiques, pour se faire une idée du contexte de la série temporelle. Il n'est pas toujours possible de déterminer avec certitude si le signal observé en surface doit être attribué à un lac.

Les caractéristiques de la mission altimétrique à bord d'Envisat ont permis par exemple de suivre la "cascade de lacs" qui s'est produite après une vidange majeure (la plus grosse observée à ce jour) au Wilkes Land, en Antarctique de l'Est. Cette vidange a été signalée par Smith et al. (Smith et al. [2009]) mais les mesures ICESat n'avaient pas permis d'observer les conséquences de cette vidange en aval du lac. Le travail mené sur la succession de remplissages/vidanges observés dans les données Envisat a fait l'objet d'un article, soumis au journal *The Cryosphere*². Les principaux résultats de ce travail sont détaillés dans le paragraphe suivant, l'article soumis est donné en annexe.

4.5 La cascade du lac Cook E2

Ce paragraphe reprend de manière synthétique les travaux présentés dans l'article "Cascading water underneath Wilkes Land, East Antarctic Ice Sheet, observed using altimetry and digital elevation models", T. Flament, E. Berthier et F. Rémy, soumis à "The Cryosphere".

La vidange du lac Cook E_2 a été mentionnée pour la première fois par Smith et al. [2009] à l'aide de mesure ICESat. A partir de Modèles Numériques de Terrain (MNT) calibrés par des mesure ICESat, E. Berthier a affiné la description de ce lac qui n'était traversé que par deux traces ICESat dans l'étude de Smith et al. [2009]. Les changements de hauteur couvrent ainsi une surface de 220 km² environ. Au cours de l'année 2007 et jusqu'à mi-2008, la surface s'est affaissée en son centre : la différence de hauteur a atteint jusqu'à 70 m. La différence de volume est estimée à 5.2 km³ ± 0.64. C'est la plus grosse vidange décrite en Antarctique à ce jour. Les séries temporelles d'Envisat ne permettent pas d'observer ce lac car sa profondeur et ses dimensions relativement étroites empêchent l'altimètre de "voir" le fond du lac. C'est un cas d'étude intéressant de déformation de l'écho par la topographie. Ainsi, Envisat est capable de détecter le début de la vidange, mais très vite l'écho est "déplacé". Le retracker mesure la distance au bord du lac et non exactement au nadir. La différence de "hauteur" maximale mesurée est de 16 m environ, ce qui correspond remarquablement à la distance de 5 km entre le nadir et le bord du lac (voir figure 4.6. Le satellite vole à environ 800 km d'altitude, on mesure l'hypoténuse d'un triangle rectangle : $\sqrt{800000^2 + 5000^2} = 800015,6$). La surface avant la vidange est relativement plate et les faibles variations de hauteur observées peuvent être attribuées au bruit (~20 cm après traitement).

La masse d'eau libérée par cette vidange s'est ensuite écoulée vers la côte, en direction de la plate-forme de Cook. Nous avons pu calculer le cheminement probable de l'eau à partir de

2. <http://www.the-cryosphere-discuss.net/7/841/2013/tcd-7-841-2013-discussion.html>

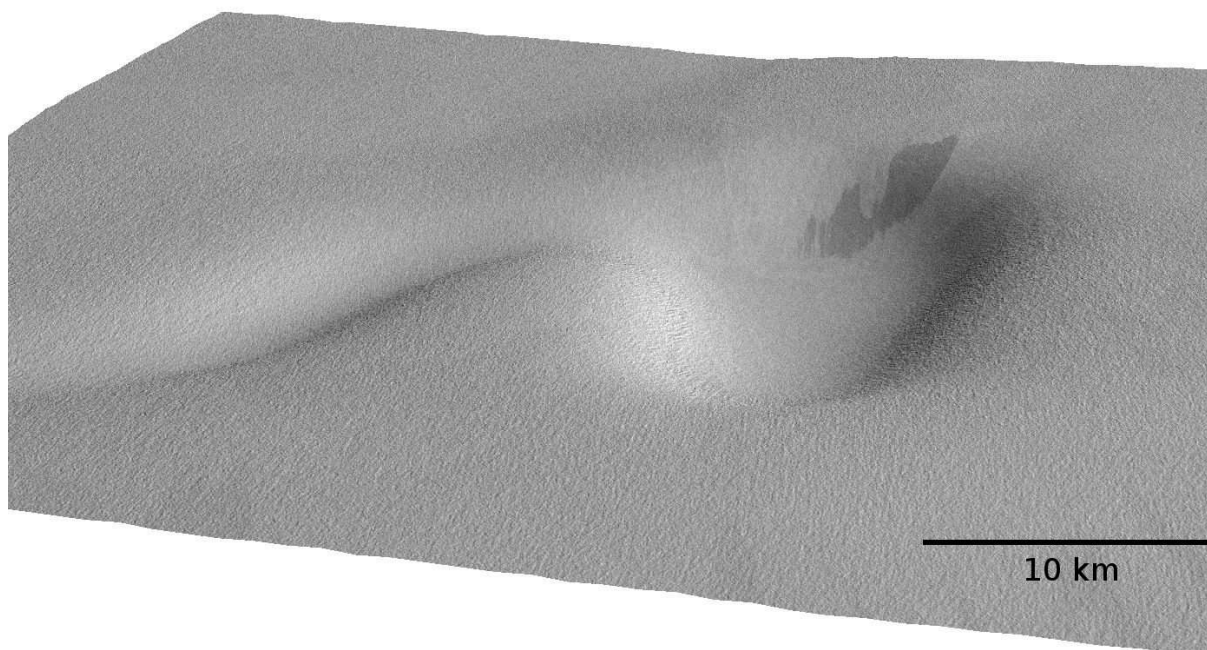


FIGURE 4.5 – La surface de la calotte après la vidange du lac lac Cook E_2 . Image panchromatique SPOT 5-HRS drappée sur le MNT issu du même instrument, le 09/02/2012. L'échelle verticale est exagérée par un facteur 50. Illustration réalisée par E. Berthier

l'équation 4.1 et des données de BEDMAP2. Pour tenir compte de l'incertitude du socle, nous n'avons pas forcé le chemin à suivre exactement la plus grande pente. Plus l'incertitude associée au socle était grande, plus le chemin était laissé libre, quitte à "remonter" le potentiel.

En pratique, la pente était calculée en ajustant une surface plane au potentiel hydrologique sur un rayon de 10 km. La direction de la plus grande pente nous donne la direction préférentielle pour la descente. Ensuite cette direction de descente est perturbée aléatoirement en ajoutant au vecteur déplacement un vecteur tiré aléatoirement, avec une distribution gaussienne de largeur moitié par rapport au pas choisi. Ainsi, avec un pas de 7 km, la longueur du vecteur de perturbation aura un écart-type de 3,5 km. Pour éviter que cette perturbation ne produise un chemin qui "remonte le potentiel", on n'autorise un déplacement uniquement si la différence entre potentiel de départ et potentiel d'arrivée est inférieure à 3 fois l'incertitude estimée dans les cartes de BEDMAP2 (c'est-à-dire $\Phi_a - \Phi_d < 3\sigma_B$ où Φ_a et Φ_d sont respectivement les potentiels de départ de d'arrivée et σ_B est l'incertitude sur le potentiel estimée d'après BEDMAP2. Ainsi, chaque point de destination n'est validé que si le potentiel y est inférieur au potentiel de départ plus 3 fois l'incertitude. L'opération est répétée jusqu'à ce que le potentiel en bas de chemin atteigne une limite fixée ou jusqu'à ce que le chemin se retrouve dans un minimum local suffisamment large et profond pour ne plus pouvoir en sortir.

Avec cette méthode, la zone couverte par les chemins probables était encore trop étroite pour contenir tous les lacs déjà repérés, tel que le lac Cook E_1 . Cela vient du rayon de 10 km choisi

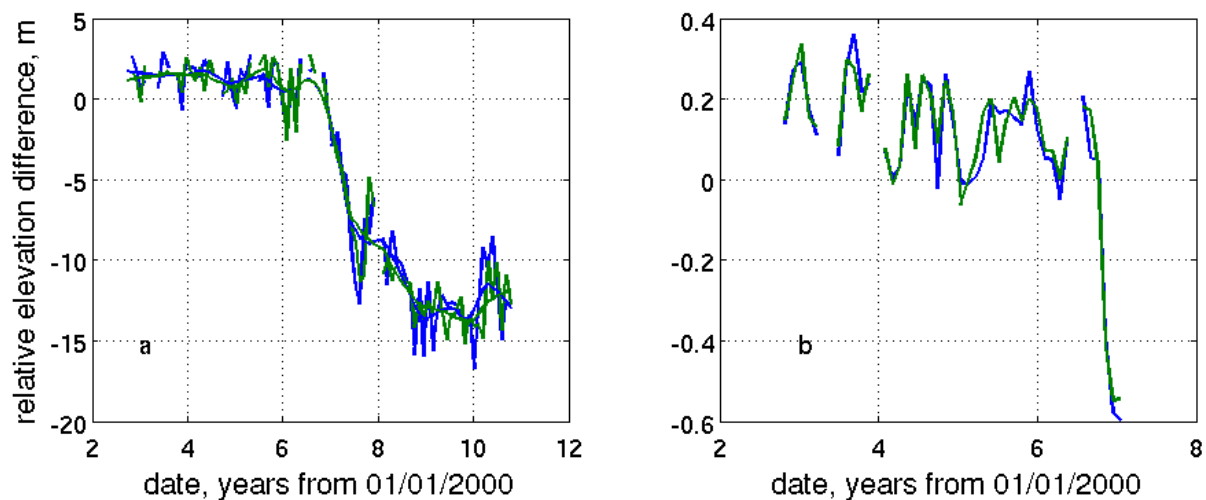


FIGURE 4.6 – Série temporelle de hauteur relative mesurée par Envisat/RA-2 sur le lac Cook E_2 , a) sur toute la série disponible, b) seulement jusqu'au début de la vidange

pour l'ajustement de la pente. Le lac $Cook_{E1}$ se trouve en effet dans une toute petite cuvette reliée au lit principal par un étroit canal. Pour prendre en compte cette limitation de notre algorithme, nous avons élargi la zone de recherche de lacs de 20 km autour des deux chemins d'écoulement les plus éloignés. (voir figure 4.7)³

A partir de ces chemins, nous avons délimité la zone de recherche de lacs et nous avons pu observer l'arrivée de l'eau en aval.

La figure 4.8 montre bien l'arrivée de l'eau en aval avec un délai d'autant plus important que le lac considéré se trouve loin en aval, mettant en évidence la "vitesse de propagation" de l'eau sous la glace. La série temporelle est à mettre en relation avec celle présentée en figure 4.6 pour la chronologie des évènements.

Une autre manière de représenter la vidange enfin, est de comparer les volumes issu du lac amont aux volumes stockés dans les lacs aval. Ce résultat est présenté en figure 4.9, les détails du calcul du volume et les différences entre les estimations calculées pour les lacs avals sont donnés dans l'article.

A partir de plusieurs jeux de données différents, nous avons pu estimer un bilan de volume quasi-fermé pour le système hydrologique de Cook, jusqu'à ce que l'eau atteigne l'océan. Depuis la fin de sa vidange, le lac $Cook_{E2}$ semble se remplir. Cette observation est évoquée dans l'article mais les données manquent pour trancher clairement entre 3 hypothèses : remplissage "par le bas", soit effectivement par de l'eau, soit par écoulement de la glace, ou remplissage "par le haut" avec une accumulation locale de neige qui pourrait être expliquée par une anomalie locale de transport par le vent (le creux bien que peu prononcé pourrait provoquer un dépôt de neige soufflée plus important).

Cet évènement très particulier n'est vraisemblablement pas un cas unique. L'observation

3. correction en 2015 : La méthode a été légèrement modifiée dans l'article final, fournit en annexe

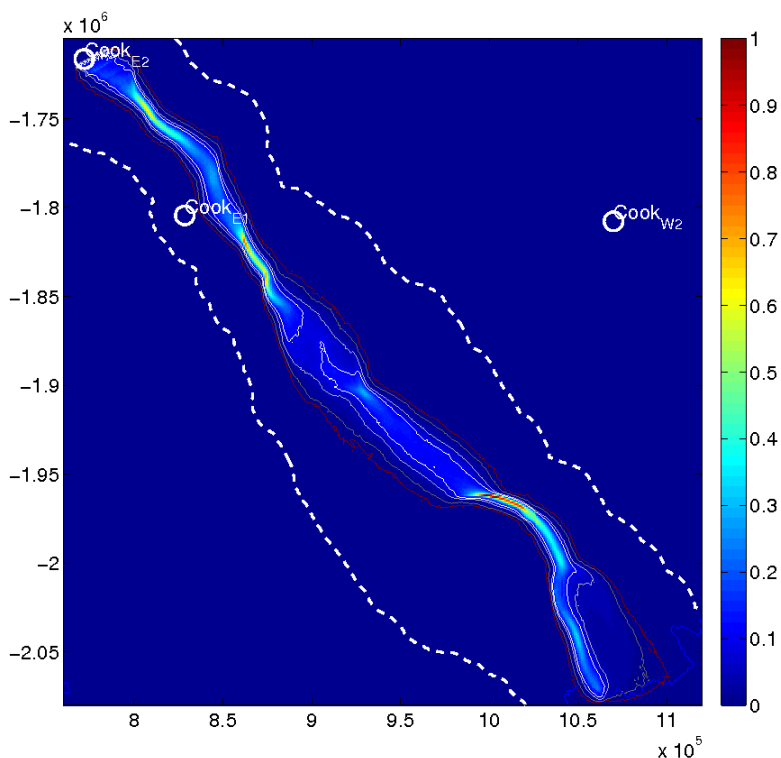


FIGURE 4.7 – Délimitation du lit de la crue sous-glaciaire issue du lac $Cook_{E2}$ à partir des données BEDMAP2. Les différents contours donnent la proportion de chemins d'écoulement passant par un pixel.

future de l'évolution de ce secteur devrait nous en apprendre plus sur les mécanismes qui régissent la relation entre la calotte antarctique et les phénomènes basaux.

4.6 Conclusion

Nous avons montré que l'altimétrie radar peut être utile dans la description de phénomènes à petite échelle en nous concentrant sur l'activité des lacs sous glaciaires. Outre le bilan de masse, l'altimétrie permet d'accéder à d'autres informations de première importance dans la compréhension des mécanismes de la calotte.

Ainsi, nous avons pu suivre l'eau s'étant échappée d'un lac sous-glaciaire en Antarctique de l'Est lors d'un évènement de vidange majeur. L'eau a suivi le chemin calculé à partir du potentiel hydraulique en laissant des "traces" sur son passage : le remplissage transitoire d'autres lacs en aval, au fur et à mesure que l'eau s'écoulait a soulevé la calotte et produit une signature visible en surface. Cette signature est la seule trace qui puisse être observée jusqu'à aujourd'hui d'une telle crue sous-glaciaire. Si l'évènement étudié n'est pas le premier du genre à associer une vidange et des remplissages en aval (Wingham et al. [2006b], Carter et al. [2009]), c'est le plus

4.6. CONCLUSION

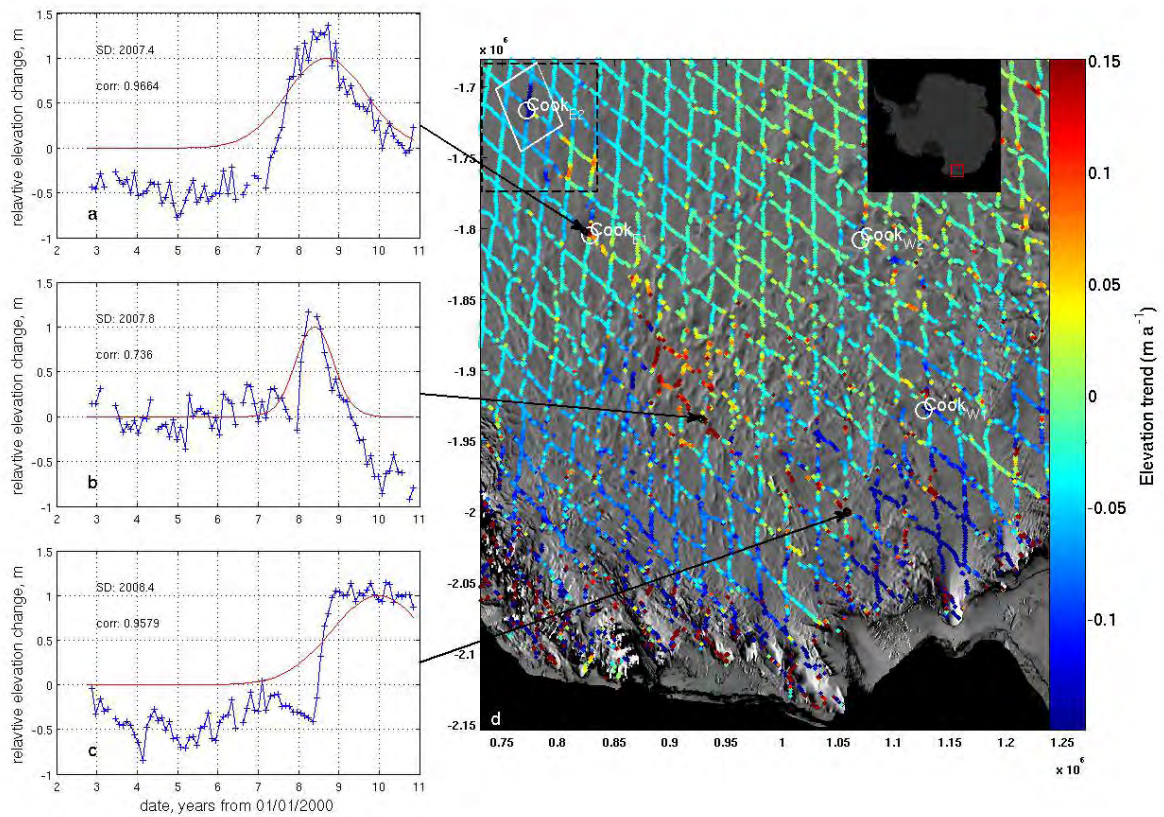


FIGURE 4.8 – Séries temporelles de hauteur relative sur 3 lacs en aval de Cook_{E2} (a,b,c) et localisation des trois lacs le long de la cascade (d). La cascade est visible par les tendances de hauteur positives (rouge), fond de carte : mosaïque MODIS (Scambos et al. [2007])

important par le volume d'eau impliqué ($\sim 5\text{km}^3$) et par l'amplitude du mouvement en surface (l'affaissement atteint ~ 70 m).

A travers l'exemple de crues catastrophiques depuis la fin de la dernière période glaciaire, l'hydrologie sous-glaciaire a montré son rôle important, rapide et encore mal connu dans la vie d'une calotte polaire. La poursuite de l'étude de ces phénomènes est cruciale pour mieux comprendre les flux de masse au sein de la calotte et vers l'extérieur.

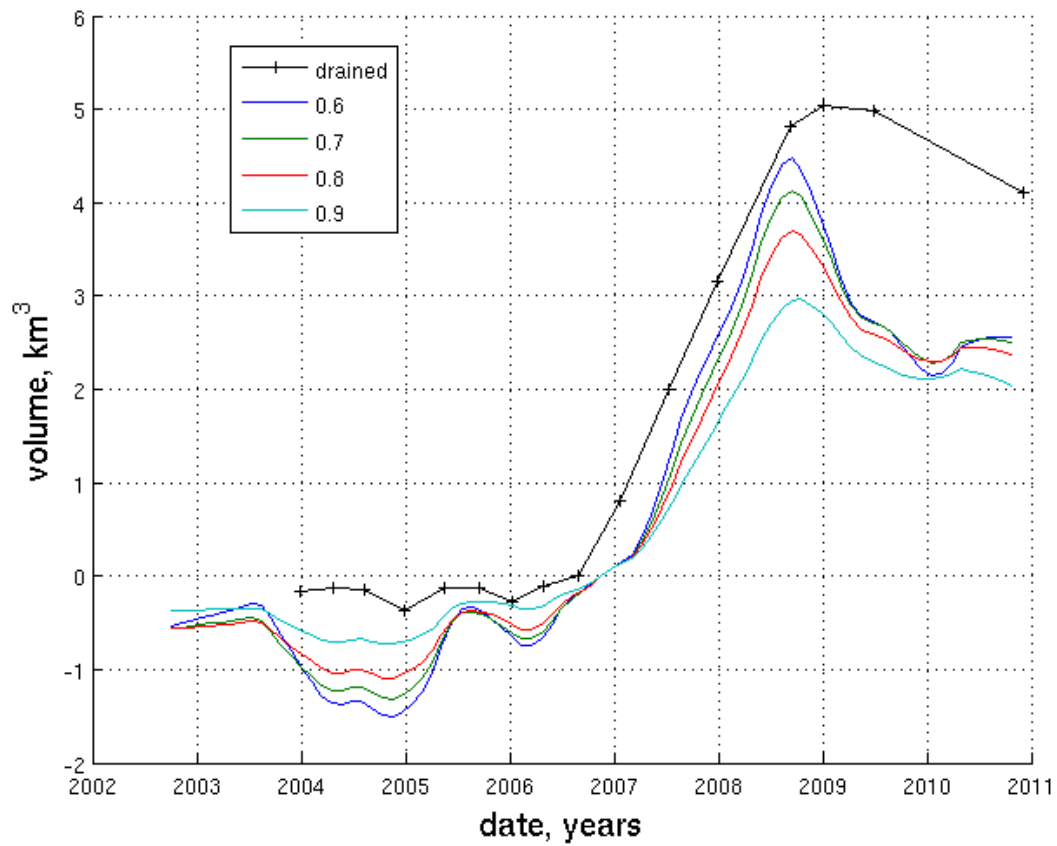


FIGURE 4.9 – Bilan de volume du lac Cook E_2 calculé à partir des MNT et mesures ICESat en noir, comparée à différentes estimations du volume d'eau stocké dans les lacs avals par les mesures Envisat (courbes de couleur).

Chapitre 5

Conclusion : discussion et perspectives

Au cours de ce travail, nous avons présenté l'altimétrie spatiale et son application aux calottes polaires. En exploitant cet outil, nous avons pu observer les variations de hauteur de la calotte Antarctique sur une période 8 ans. Cette période est courte en regard des temps d'actions caractéristiques de certains mécanismes sur la calotte mais cet "instantané" nous permet tout de même d'observer certaines évolutions.

Grâce à un traitement le long des traces plutôt qu'aux points de croisement, nous avons amélioré l'échantillonnage spatial par un facteur 20. Le traitement permet aussi de s'approcher plus près des côtes car il ne dépend que d'un seul passage de satellite, quand il en faut deux pour traiter les points de croisement.

Nous avons pu voir que certains glaciers étaient nettement "hors équilibre", c'est-à-dire qu'il gagnent ou perdent de la masse. Par cet aspect, l'altimétrie peut ainsi contribuer à l'estimation du bilan de masse de la calotte. Si nous n'avons pas proposé de valeur pour le bilan de masse, nous travaillons à extraire les contributions "neige" et "glace" au bilan de volume.

Nous avons aussi pu observer certains phénomènes rapides comme des vidanges de lacs sous-glaciaires. Ces mouvements rapides d'eau à la base de la calotte ont été relativement peu observés et c'est seulement depuis que la couverture par les outils spatiaux est suffisante que l'activité des lacs sous-glaciaires a commencé à être étudiée.

Mais nous n'avons pas abordé le sujet du bilan de masse. Car celui-ci est complexe et il ne suffit pas de fournir une valeur : il faut avoir conscience de toutes les limitations et des erreurs qui entachent ce résultat. Nous allons donc aborder ici quelques difficultés à surmonter pour passer des estimations de dh/dt à un bilan de masse intégré sur le continent.

5.1 Discussion

5.1.1 L'interpolation pour la modélisation

Repartons de ce qui est disponible : nous avons un jeu de données dense, spatialement et temporellement mais restreint aux traces du satellite. Comment interpoler une carte à partir de ces données "along-track" ? mais aussi pourquoi en a-t-on besoin ?

Car le passage par la carte "grillée"¹ n'est pas forcément obligatoire, ni même utile. La modélisation a fait des progrès rapides, tant en terme de compréhension des mécanismes que de puissance de calcul. L'assimilation de données est devenue une nouvelle interface entre données et modèles. Et dans ce cadre, la carte devient un intermédiaire "encombrant" car elle implique une double interpolation, pour le passage des données brutes à la carte puis de la carte aux nœuds du maillage numérique (voir chapitre 4 de Drouet [2012]). Ce double processus entraîne une perte d'information.

Mais la carte a toujours un intérêt pour visualiser les résultats. C'est aussi un intermédiaire pratique lorsque l'on cherche à calculer un bilan de volume. Il faut alors bien réfléchir à comment les données doivent être interpolées pour que chaque pixel de la carte soit représentatif de la surface qu'il couvre.

5.1.2 Interpolation et vision "intégrée"

Nous discuterons ici de plusieurs effets qui tendent à biaiser notre évaluation de l'état de la calotte, à cause de la mauvaise qualité des mesures côtières et du besoin d'interpoler nos mesures principalement.

Rappelons qu'il n'est pas nécessaire de passer par l'étape carte pour obtenir un bilan de volume intégré. Pour pondérer la contribution de chaque point de mesure au bilan global, on peut calculer les poids simplement en fonction de la latitude² du point mesuré pour tenir compte de la plus grande densité de points aux hautes latitudes. C'est l'approche choisie dans l'article Rémy et al. [2014] (voir fig. 4). Cette méthode est beaucoup plus simple et ne demande que très peu de temps de calcul mais ne tient pas compte plus précisément de la répartition spatiale des points. Ainsi, s'il n'y a qu'une mesure de "bonne qualité" pour couvrir une large zone, celle-ci devrait avoir un poids plus important que d'autres qui sont plus nombreuses pour couvrir le plateau central. Nous verrons plus loin que la position précise des points de mesure a une influence sur le bilan calculé (paragraphe "Echantillonnage").

La première étape, avant de calculer une carte, est de sélectionner les données car toutes les séries temporelles ne sont pas de qualités égales. Les points mesurés au plus près de la côte par exemple sont affectés par la configuration du lieu (fortes pentes, rochers, proximité de l'eau libre ...) qui peut envoyer déplacer le point d'impact de plusieurs kilomètres ou déformer radicalement l'écho entre deux passages successifs. La correction que nous proposons au chapitre 2 ne peut alors pas significativement améliorer les choses.

Seuil de qualité

Il faut donc se fixer un seuil pour rejeter les points complètement inexploitable sous peine que quelques points aberrants modifient complètement le bilan de volume intégré. Car à la sortie du traitement, certaines valeurs de dh/dt sont aberrantes. Se pose alors la question : "comment

1. anglicisme ne signifiant pas que la carte est passée au feu (grilled) mais construite sur une grille (gridded)
 2. Seule la latitude compte ici, la longitude ne module pas la densité de mesures et n'affecte pas le poids que nous devons accorder à chacune

sélectionner les mesures de bonne qualité?". Un problème apparaît : les zones proches des côtes sont les plus perturbées, mais c'est aussi là que le signal est le plus fort, avec une perte de volume concentrée sur le littoral. Si on choisit de rejeter toutes les mesures qui ne sont pas fiables, on élimine une grande partie du signal et le bilan de volume s'en trouve changé. Le risque est de fausser une estimation en rejetant les points de mauvaise qualité car la mauvaise qualité est corrélée au signal fort.

Les critères de sélection se basent sur le nombre de mesures utilisées pour calculer le dh/dt , la qualité de l'ajustement par moindres carrés (écart-type estimé sur le dh/dt ou Root Mean Square des résidus) et un seuil de vraisemblance (± 20 m/an). Avec différentes hypothèses "raisonnables"³ pour le rejet de points de mauvaise qualité, le bilan de volume varie entre -108 et -20 km^3/an (tableau 5.1 et figure 5.1). Ce critère se manifeste dans l'application de la présélection.

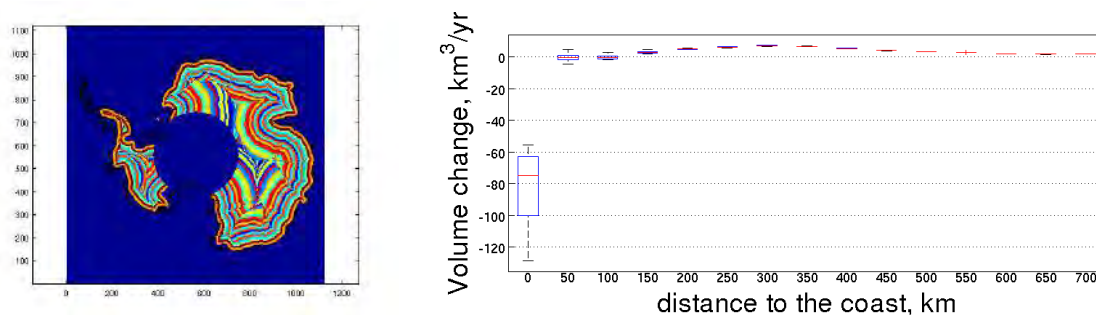


FIGURE 5.1 – A gauche, découpage de l'antarctique en bandes de 50 km par classe de distance à la côte, à droite, diagramme "boîte à moustache" montrant l'écart de bilan de masse selon les paramètres d'interpolation choisis.

Distribution statistique des dh/dt

Si l'on prend l'hypothèse par défaut de tout "statisticien amateur", on considère simplement que toute distribution inconnue est gaussienne. Mais la distribution des variations de hauteur de notre jeu de données ne l'est pas. En effet, les zones côtières "hautes" (100 à 300 km des côtes) ont tendance à gagner légèrement de la hauteur alors qu'en moyenne les zones les plus côtières (à moins de 100 km des côtes) perdent beaucoup de hauteur. La distribution présente donc une bosse pour les faibles gains de hauteur et une longue queue dans les valeurs négatives. Si l'on choisit de rejeter les points aberrants en se basant sur l'hypothèse de normalité, le risque est de rejeter systématiquement les valeurs les plus fortes, et ces "valeurs fortes" sont plus souvent négatives que positives. Un critère de sélection plus strict (3 écarts-type plutôt que 5 écarts-type) produit ainsi un bilan de volume moins négatif. Dans le tableau 5.1, cet effet se manifeste à la fois dans le choix du rayon de sélection (un rayon plus grand produit une carte plus lisse en rejetant aussi plus de points extrêmes, donc de points négatifs) et dans le choix du critère de rejet à 3 ou 5 écarts-type.

3. c'est-à-dire que j'estime qu'un reviewer ne les remettrait pas en cause, définition subjective

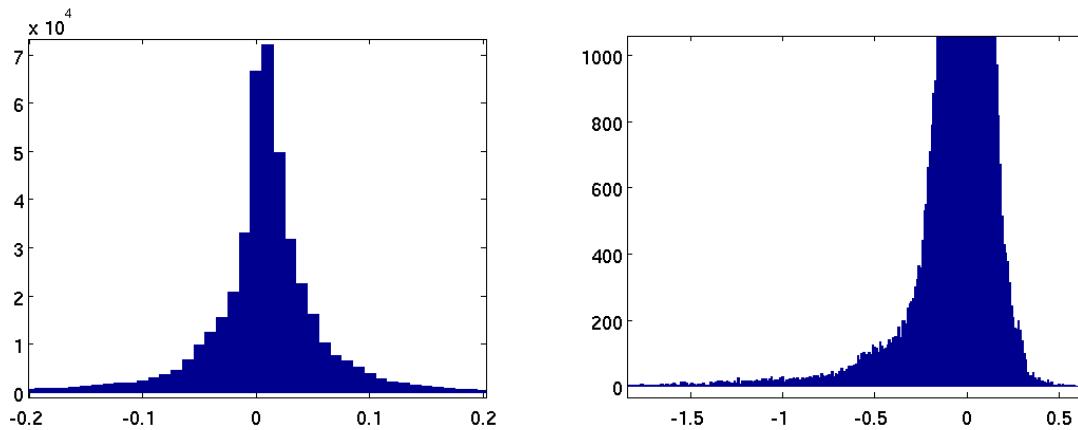


FIGURE 5.2 – Distribution des variations de hauteur, en m/an, après interpolation sur une grille (paramètres : $3\text{-}\sigma$, 35 km, reloc. et pré-sel.). A gauche, distribution des valeurs entre -20 et +20 cm/an, à droite, agrandissement sur la "queue" négative de la distribution. Même avec les critères qui éliminent le plus de points, voir paragraphe 5.1.2 et tableau 5.1, la distribution est loin d'être gaussienne.

Echantillonnage

Enfin il existe un biais d'échantillonnage : nous avons vu que sur un terrain pentu, l'écho radar provient d'un point plus haut que le point au nadir. Les crêtes sont donc systématiquement mieux observées que le fond des vallées. Et dans le cas d'un amincissement dynamique, comme sur PIG, le fond des vallées s'amincit le plus. Il y a donc moins de points avec un dh/dt fortement négatif qu'il devrait y en avoir avec un échantillonnage régulier, si toutes les estimations étaient réellement localisées au nadir. Les estimations de dh/dt sont en fait plus représentatives de ce qui se passe au point le plus proche du satellite, le point d'impact. Pour tenir compte de ce phénomène, nous relocalisons les estimations de dh/dt au niveau du point d'impact avant d'interpoler les mesures sur la grille. Il y a malgré tout quelques points au fond des vallées suffisamment larges. Après relocalisation, ces points sont plus isolés et, dans une moyenne pondérée, ils représenteront individuellement une surface moyenne plus importantes que leur voisins des crêtes, voir figure 5.3. Une méthode d'interpolation plus évoluée a été proposée par Hurkmans et al. [2012] pour essayer de compenser le mauvais échantillonnage par l'apport d'information extérieure (les auteurs supposent que l'amincissement dynamique est corrélé à la vitesse d'écoulement du glacier), mais les points de mesure doivent en premier lieu être localisés correctement.

La relocalisation des mesures de dh/dt peut s'effectuer soit par l'utilisation directe de la pente estimée par le traitement aux moindres carrés soit en calculant le point d'impact à partir de la position du satellite et d'un modèle de terrain extérieur. Nous avons par exemple utilisé le MNT de Bamber et al. [2009] pour l'Antarctique. Il peut y avoir localement des désaccords entre les deux méthodes de relocalisation mais lorsque nous appliquons cette correction avant le calcul d'une grille de dh/dt , l'effet sur le bilan de volume de la calotte est d'environ $-10 \text{ km}^3/\text{an}$ dans les deux cas.

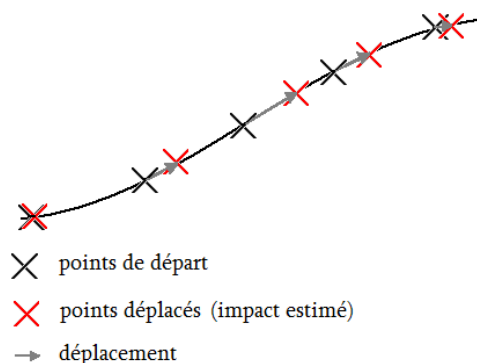


FIGURE 5.3 – Illustration idéalisée du déplacement du point d'impact, du nadir (gris) vers le point le plus proche en distance antenne-sol (rouge)

Rayon de sélection, km	3 σ			5 σ		
	15	25	35	15	25	35
Basique	-78,0	-62,0	-47,5	-94,5	-83,7	-74,8
Relocalisation	-94,5	-84,2	-67,6	-108,5	-98,7	-90,2
Pré-sélection	-24,2	-27,0	-20,2	-24,3	-29,2	-24,2
Reloc. et Pré-sel.	-37,9	-43,1	-34,1	-38,0	-45,5	-38,4

TABLE 5.1 – Bilans de volume en km^3/an obtenus avec différents paramètres pour le calcul de la carte (rejet à 3 ou 5 écarts-type, rayon de sélection, relocalisation et/ou pré-sélection).

Rayon de sélection, km	3 σ			5 σ		
	15	25	35	15	25	35
Basique	142	27	16	98	7	5
Relocalisation	334	79	33	290	55	20
Pré-sélection	727	353	169	720	349	166
Reloc. et Pré-sel.	764	397	196	757	394	192

TABLE 5.2 – Surface non cartographiée en milliers de km^2 , en fonction des paramètres utilisés au calcul de la carte.

L'information du tableau 5.2 est importante pour bien interpréter le tableau 5.1. En effet, cet éclairage permet de faire ressortir la grande influence de la technique sélectionnée sur l'étendue des zones observables. Avec un rayon de sélection plus faible, l'interpolation n'utilise que les points de mesure proches du pixel considéré : le résultat est moins lisse mais il ne peut être calculé aux plus basses latitudes, ou les traces de satellite et donc les mesures sont plus espacées. C'est cet effet qui apparaît surtout dans la première colonne (rayon 15 km). L'autre effet est le rejet des points de mauvaise qualité (pré-sélection) qui exclut quasiment toutes les mesures à

proximité des côtes.

5.1.3 Interaction micro-ondes/neige

Nous avons vu au paragraphe 2.7 que l'interaction entre l'onde radar et le manteaux neigeux était complexe. L'hypothèse retenue est que la pénétration est modulée par l'état de la neige (densité de surface, taille et orientation des grains ...). Avec des contributions variables de l'écho de surface et de volume, le "retour moyen" voit sa profondeur varier. Ce problème limite notre compréhension et donc l'exploitation précise des échos radar.

Avec l'utilisation d'une fréquence plus haute, AltiKa semble moins souffrir de la variation de la profondeur moyenne car l'écho de volume est dominant (figure 5.4, gauche). En effet, la majeure partie de l'écho d'AltiKa est un écho de volume mais peu profond. Il y a peu de réflexion mais l'extinction est très forte, c'est-à-dire que l'écho provient de la sub-surface mais "s'enfonce" peu, quel que soit l'état de la neige. Néanmoins la puissance de cet écho reste modulée, en particulier en fonction de l'orientation du capteur (figure 5.4, droite). Il est vraisemblable que la puissance rétrodiffusée subira aussi des variations temporelles.

Les différences de hauteur sur les plate-formes sur la figure 5.4.gauche sont dus aux marées océaniques, dont les effets sont encore présents dans les premiers produits AltiKa. Rappelons que ces premières mesures sont préliminaires et restent destinées à la calibration et validation de la mission.

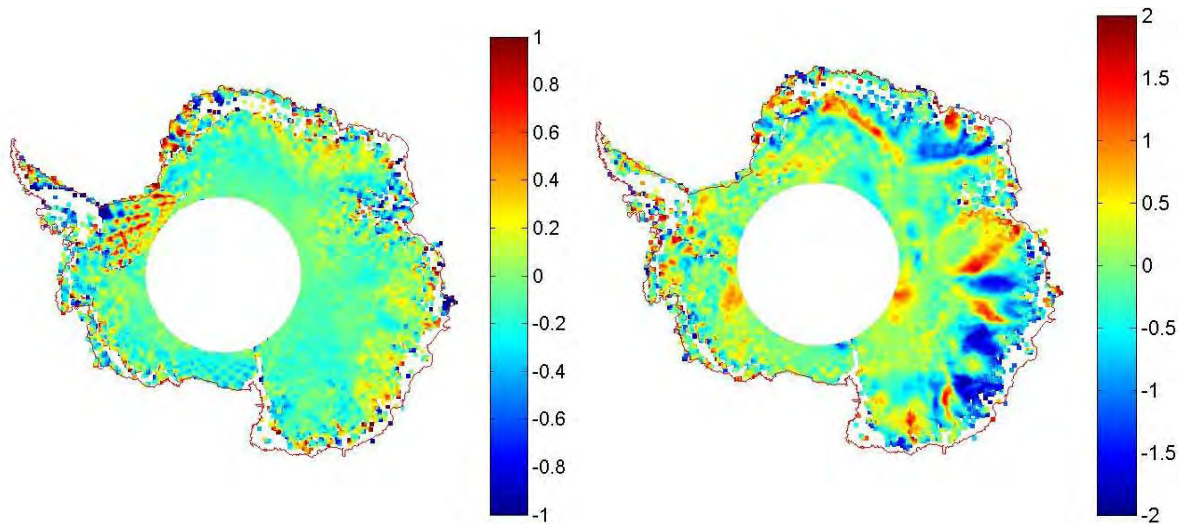


FIGURE 5.4 – Différences observées aux points de croisement entre traces montantes et descendantes par AltiKa. A gauche, différence de hauteur, en m, à droite, différence de coefficient de rétrodiffusion, en dB

Mais ce comportement différent de celui des altimètres "habituels" en bande Ku ne facilitera pas l'inter-comparaison des résultats avec d'autres missions. Pour obtenir une continuité des observations sur l'orbite à 35 jours, il faudra être capable d'évaluer plus précisément l'impact du changement de fréquence sur la profondeur de pénétration. La comparaison avec les mesures

passées d'Envisat ou les mesures concomitantes de Cryosat en mode "basse résolution" devraient permettre de mieux contraindre cet effet.

La comparaison avec ICESat n'apporte pas de réponse définitive au problème de la pénétration puisqu'elle fait ressortir une dérive des mesures d'une campagne à l'autre dont souffre l'instrument laser. En effet, les trois lasers de l'instrument GLAS ont subi une usure plus rapide que prévue et leur puissance a décliné au cours de leur utilisation. Cette tendance à la perte de puissance s'est vraisemblablement propagée à la mesure de hauteur. Le terme "inter-campaign bias" est couramment utilisé pour désigner cet effet encore mal compris. Du point de vue de la détermination d'un bilan de volume, le biais entre deux campagnes n'est pas aléatoire et contient une tendance temporelle. Par un raccourci sémantique, nous assimilons la différence entre les tendances de hauteur basées sur les données Envisat et ICESat à ce biais inter-campagnes. Le résultat est bien visible sur la figure 5.5. La différence de bilan de volume à l'intérieur de la zone rouge est de $70 \text{ km}^3/\text{an}$. La surface couverte représentant $4,5 \text{ millions de km}^2$, la différence moyenne entre les deux estimations est de $1,55 \text{ cm/an}$. Cette valeur est cohérente avec celle proposée par ailleurs (Riva et al. [2009], Shuman et al. [2010], Siegfried et al. [2011]).

Début 2013, l'équipe scientifique de la mission a proposé la correction d'une erreur de traitement qui semble atténuer le problème⁴. L'équipe précise néanmoins que "Applying the per-shot G-C changes, but does not remove all the inter-campaign biases". La correction apporterait en effet une différence de l'ordre de 0.4 mm/an en moyenne. Le problème va plus loin qu'une simple bataille pour quelques millimètres par an. En effet, sur la figure 5.5, on voit nettement qu'ICESat mesure une élévation du plateau central. Cela peut-être dû à un biais dans l'un des instruments ... ou à l'incapacité de l'autre à détecter le gonflement de la calotte prévu en période interglaciaire (voir paragraphe 3.2). Ainsi, la différence entre les valeurs implique une interprétation différente.

Mais la carte présentée en figure 5.5 fait aussi apparaître des variations plus subtiles, aux latitudes plus basses. Ces différences ICESat/Envisat ont une répartition similaire aux différences que l'on obtient entre des cartes constituées seulement avec les traces montantes ou seulement descendantes d'Envisat. C'est une autre manifestation du phénomène évoqué en 2.7. Mais cette fois-ci, la différence porte sur la tendance de hauteur, le dh/dt . Non seulement le rapport entre écho de surface et écho de volume n'est pas constant mais il varie aussi différemment selon la direction de polarisation de l'observation. La figure 5.6 montre cet effet.

5.1.4 Conversion volume/masse

Le problème de conversion d'un volume en masse est au cœur de l'estimation altimétrique du bilan de masse. En effet, la densité de la neige peut être jusqu'à trois fois inférieure à celle de la glace dense. Quand la calotte change de volume a-t-elle gagné de la neige ou de la glace ? Ou même, a-t-elle perdu plus de glace qu'elle n'a gagné de neige ?

Le concept de densité effective (Li and Zwally [2011]) permet de faire la conversion mais présente le problème intrinsèque que si la glace s'est amincie de 10 cm et qu'il a neigé 10 cm

4. <http://nsidc.org/data/icesat/correction-to-product-surface-elevations.html>

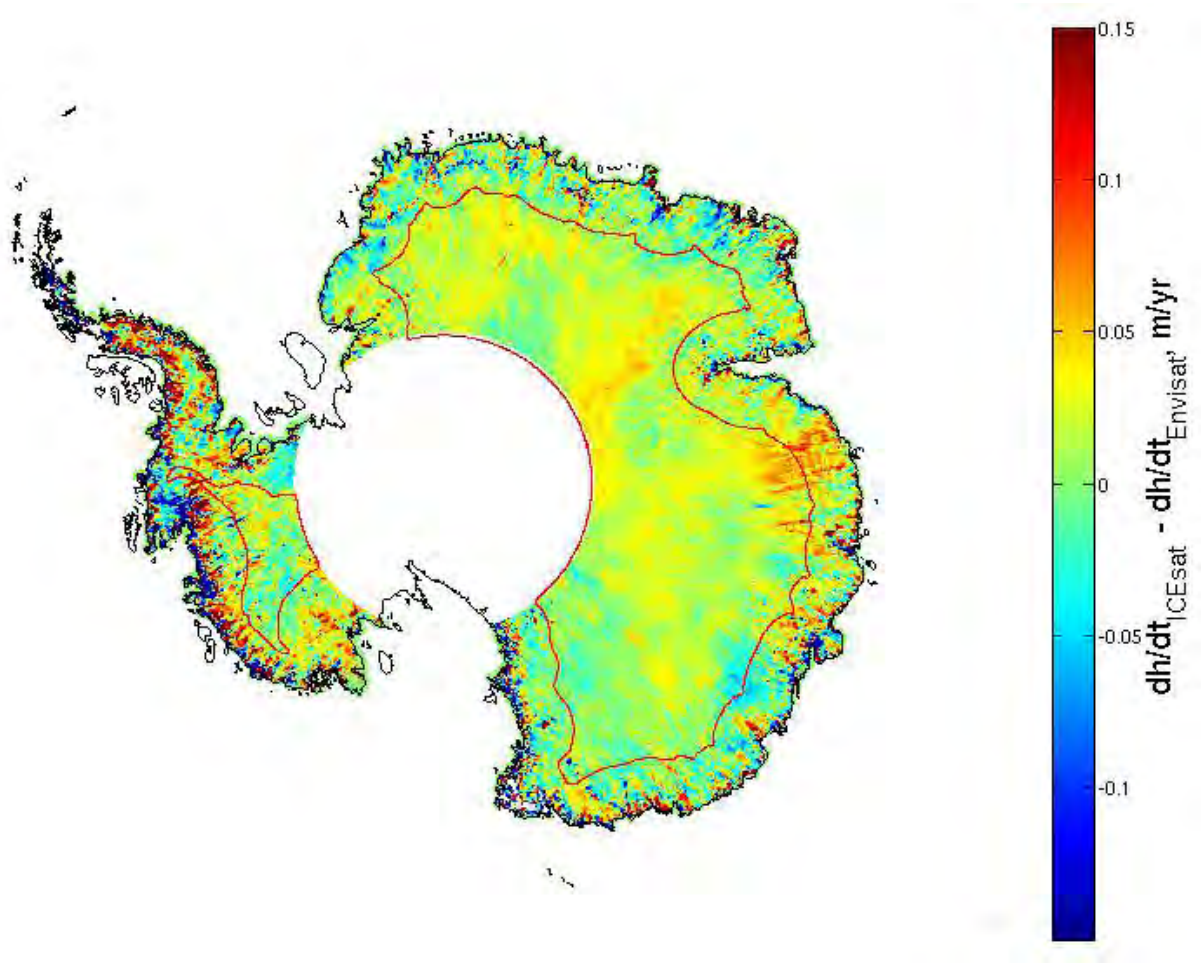


FIGURE 5.5 – Différence de tendance de hauteur entre ICESat et Envisat, sur la période 2003-2009.

de plus que la normal, la surface n'aura pas bougé et la densité effective nécessaire pour rendre compte du changement de masse sera infinie. Cet exemple est volontairement simple et extrême pour montrer les difficultés que peut présenter la simple multiplication par un facteur dont tout ce qu'on sait est qu'il s'exprime en kg/m^3 .

Il existe principalement deux méthodes pour estimer les contributions : l'estimation approchée, basée sur la connaissance des phénomènes à l'œuvre (e.g. Wingham et al. [2009]), ou le calcul, basé sur des modèles de météorologie et de compactage de la neige (e.g. Herron and Langway [1980], Helsen et al. [2008]).

Grâce à la première méthode, il est très simple de fournir une valeur pertinente mais la précision est limitée. La deuxième est bien plus complexe et nécessite des ajustements qui n'ont pas été directement confrontés à des mesures, que ce soit in situ ou spatiales.

En collaboration avec Anthony Mémin, nous travaillons actuellement à combiner des mesures gravimétriques (GRACE) et altimétriques (Envisat) dans le but de séparer les variations d'épaisseur en deux termes, de "glace" et de "neige". Des travaux similaires ont été présentés

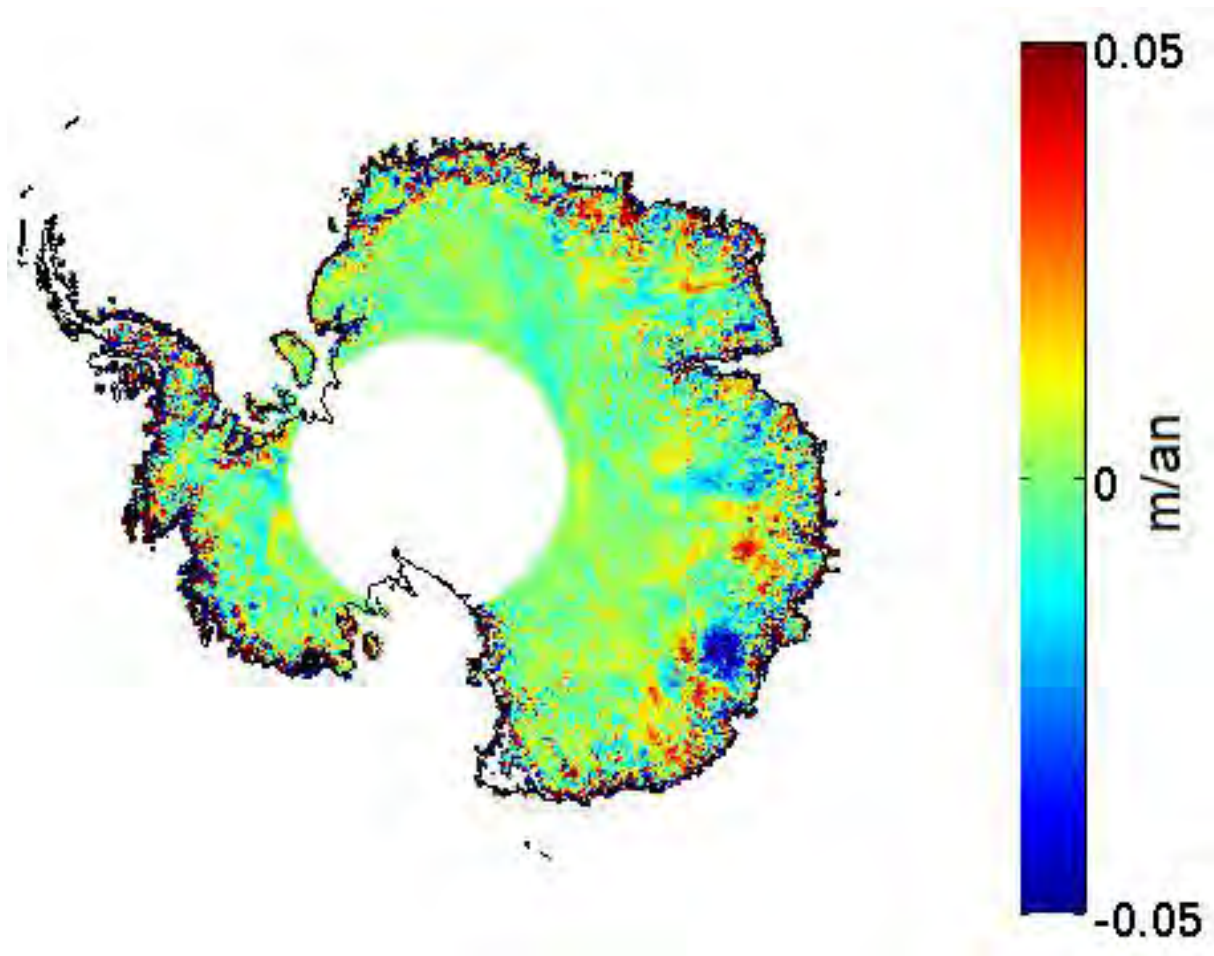


FIGURE 5.6 – Différence de tendance de hauteur, en m/an, entre les traces ascendantes (de numéro impair) et descendantes (de numéro pair) d’Envisat

précédemment (Lee et al. [2012]), mais grâce à des nouveaux modèles de rebond post-glaciaire et une autre technique (décomposition en composantes principales), nous pouvons nous affranchir de ce problème pour raffiner et étendre l’étude à toute la surface du continent au nord de -81° de latitude.

5.2 Perspectives et nouvelles techniques

5.2.1 Futures missions altimétriques

Le nombre de satellite altimétriques en orbite va et vient en fonction des naissances (lancements) et des décès (fin de missions). Le solde naturel est à peu près constant. Mais depuis une ou deux décennies on constate une migration vers les pôles. D’abord avec ERS-1 (1991, montant jusqu’à $81,45^\circ$), puis ICESat (2003, 86°) et Cryosat-2 (2010, 88°), les observations se sont rapprochées de plus en plus du 90^e degré. Si Cryosat n’a pas de successeur désigné, ICESat-2 est

en cours de développement pour un lancement prévu aujourd'hui en 2016⁵. Les futurs satellites altimétriques, tels que les Sentinel 3 du programme européen Copernicus (ex-GMES) ne devraient monter que jusqu'à 78°. Et l'altimètre le plus évolué prévu aujourd'hui, SWOT, n'a pas pour objectif principal d'observer les glaces polaires. Son inclinaison devrait lui permettre au mieux d'observer une frange d'Antarctique de l'Est, si la mémoire à bord est suffisante. D'ici à quelques années, l'altimétrie polaire devrait donc reposer majoritairement sur les mesures d'AltiKa et d'ICESat-2. La technologie LiDAR employée sur cette dernière mission est très différente de celle employée jusqu'à présent, que ce soit en comparaison aux radars ou même à ICESat-1. La continuité des mesures et l'hybridation entre orbites et entre types d'instruments sera donc un volet extrêmement important à développer.

5.2.2 Modèles de terrain stéréo-photographiques

En parallèle de ces missions altimétriques "classiques", dont la mesure est basée sur la mesure d'un temps de parcours, se développe une altimétrie polaire "géométrique", par stéréophotogrammétrie (Korona et al. [2009]). Longtemps considérée comme incapable de fournir des résultats utiles sur l'intérieur des calottes polaires, ces grandes étendues blanches n'offrant aucun point de repère, la stéréophotogrammétrie s'était déjà imposée comme outil majeur pour l'étude des glaciers de montagne (Berthier et al. [2004]), des petites calottes (Gudmundsson et al. [2011]) ou des marges des grandes calottes (Motyka et al. [2010]). Mais lors de son stage de M2 chez Spot Image en 2011, Guillaume Carié a raffiné les jeux de paramètres utilisés pour calculer les Modèles Numériques de Terrain (MNT) à partir des paires stéréo. Avec un ajustement du gain approprié sur l'instrument (pour éviter la saturation, l'éblouissement d'un capteur numérique), il est possible d'obtenir de très bons résultats jusque sur le plateau Antarctique. Une première utilisation de ce résultat est faite dans l'article Flament et al. [2014], soumis au journal "The Cryosphere"⁶, et fourni en annexe D. Les MNT stéréo doivent néanmoins toujours être corrigés d'un biais car l'estimation précise de la hauteur absolue est difficile. Une fois ce biais corrigé par étalonnage sur un point connu (par des mesures ICESat par exemple), la précision sur l'élévation relative des zones couvertes est très bonne.

5.2.3 Approche multi-capteurs

Au delà des raffinements de l'altimétrie, c'est la comparaison et la fusion avec des données issues d'autres capteurs qui permettront de mieux comprendre le fonctionnement de la calotte antarctique.

Cette tendance se retrouve dans nos travaux passés (Flament et al. [2014]), où les données altimétriques classiques sont combinées des modèles de terrain optiques. Ou dans nos travaux en cours comme pour l'article en préparation avec Anthony Mémin évoqué plus haut. Ce ne sont que deux exemples parmi de nombreux travaux qui font appel à plus d'un jeu de données pour observer le même phénomène (e.g. Shepherd et al. [2012]).

5. <http://icesat.gsfc.nasa.gov/icesat2/>

6. Maintenant accepté



FIGURE 5.7 – Aller ramasser des carottes de glace sur PIG. Illustration par Clémence Guinard

5.2.4 Validation par des mesures in situ

Enfin, les satellites ne peuvent pas tout faire. Certaines mesures ne sont pas réalisables depuis l'espace, d'autres ont besoin d'être calibrées par comparaison avec des mesures au sol.

En ce qui concerne l'altimétrie "pure", les campagnes d'observation sur la glace sont peu nombreuses. L'estimation de la profondeur de pénétration de l'onde radar et de la précision des séries temporelles sont pourtant des points importants de l'exploitation des données altimétriques.

Par exemple, l'accumulation de neige est liée à certaines propriétés de la neige en surface car le métamorphisme et donc l'âge des grains influe sur les propriétés électromagnétiques de la neige. Ainsi une chute de neige fait baisser l'âge des grains et peut être observée depuis l'espace. Mais ces observations sont très indirectes et d'autres phénomènes agissent sur les propriétés de la neige. Pour l'accumulation, le mieux est encore de mesurer la masse de neige entre deux couches annuelles, et la seule méthode valable actuellement ne fait pas appels à des ondes électromagnétiques mais à de l'huile de coude : en forant, mesurant, pesant des carottes de glace peu profondes (quelques dizaines de mètres).

La prochaine étape de mon travail sera donc d'aller ramasser des carottes sur la calotte.

Chapitre 6

Bibliographie

- Anandkrishnan, S. and Alley, R. : Stagnation of ice stream C, West Antarctica by water piracy, *Geophysical Research Letters*, 24, 265–268, 1997.
- Arthern, R. J., Wingham, D. J., and Ridout, A. L. : Controls on ERS altimeter measurements over ice sheets : Footprint-scale topography, backscatter fluctuations, and the dependence of microwave penetration depth on satellite orientation, *Journal of Geophysical Research*, 106, 33 471, doi :10.1029/2001JD000498, URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2001JD000498>, 2001.
- Arthern, R. J., Winebrenner, D. P., and Vaughan, D. G. : Antarctic snow accumulation mapped using polarization of 4.3-cm wavelength microwave emission, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, pp. –, 2006.
- Bamber, J. L., Gomez-Dans, J. L., and Griggs, J. A. : A new 1 km digital elevation model of the Antarctic derived from combined satellite radar and laser data – Part 1 : Data and methods, *The Cryosphere*, 3, 101–111, doi :10.5194/tc-3-101-2009, URL <http://www.the-cryosphere.net/3/101/2009/>, 2009.
- Bell, R. E., Ferraccioli, F., Creyts, T. T., Braaten, D., Corr, H., Das, I., Damaske, D., Frearson, N., Jordan, T., Rose, K., Studinger, M., and Wolovick, M. : Widespread Persistent Thickening of the East Antarctic Ice Sheet by Freezing from the Base, *Science*, 331, 1592–1595, doi :10.1126/science.1200109, URL <http://www.sciencemag.org/cgi/doi/10.1126/science.1200109>, 2011.
- Berthier, E., Arnaud, Y., Vincent, C., and Rémy, F. : Recent rapid thinning of the “Mer de Glace” glacier derived from satellite optical images, *Geophysical Research Letters*, 31, doi : 10.1029/2004GL020706, URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2004GL020706>, 2004.
- Berthier, E., Scambos, T. A., and Shuman, C. A. : Mass loss of Larsen B tributary glaciers (Antarctic Peninsula) unabated since 2002, *Geophysical Research Letters*, 39, n/a–n/a, doi : 10.1029/2012GL051755, 2012.

- Bhatia, M. P., Kujawinski, E. B., Das, S. B., Breier, C. F., Henderson, P. B., and Charette, M. A. : Greenland meltwater as a significant and potentially bioavailable source of iron to the ocean, *Nature Geoscience*, 6, 274–278, doi :10.1038/ngeo1746, URL <http://www.nature.com/doi/10.1038/ngeo1746>, 2013.
- Bingham, R. G., Ferraccioli, F., King, E. C., Larter, R. D., Pritchard, H. D., Smith, A. M., and Vaughan, D. G. : Inland thinning of West Antarctic Ice Sheet steered along subglacial rifts, *Nature*, 487, 468–471, doi :10.1038/nature11292, URL <http://www.nature.com/doi/10.1038/nature11292>, 2012.
- Boening, C., Lebsack, M., Landerer, F., and Stephens, G. : Snowfall-driven mass change on the East Antarctic ice sheet, *Geophysical Research Letters*, 39, n/a–n/a, doi : 10.1029/2012GL053316, URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2012GL053316>, 2012.
- Bromwich, D. H., Nicolas, J. P., and Monaghan, A. J. : An Assessment of Precipitation Changes over Antarctica and the Southern Ocean since 1989 in Contemporary Global Reanalyses *, *Journal of Climate*, 24, 4189–4209, doi :10.1175/2011JCLI4074.1, URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2011JCLI4074.1>, 2011.
- Brooks, R. L. : Satellite altimeter results over East Antarctica, *Annals of Glaciology*, 3, 32–35, 1982.
- Brown, G. : The average impulse response of a rough surface and its applications, *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 2, 67–74, doi :10.1109/JOE.1977.1145328, 1977.
- Carter, S. and Fricker, H. : The supply of subglacial meltwater to the grounding line of the Siple Coast, West Antarctica, *Annals of Glaciology*, 53, 267–280, doi :10.3189/2012AoG60A119, 2012.
- Carter, S. P., Blankenship, D. D., Young, D. A., Peters, M. E., Holt, J. W., and Siegert, M. J. : Dynamic distributed drainage implied by the flow evolution of the 1996–1998 Adventure Trench subglacial lake discharge, *Earth and Planetary Science Letters*, 283, 24–37, doi :10.1016/j.epsl.2009.03.019, URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0012821X09001617>, 2009.
- Chelton, D. B., Walsh, E. J., and MacArthur, J. L. : Pulse Compression and Sea Level Tracking in Satellite Altimetry, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 6, 407–438, doi : 10.1175/1520-0426(1989)006<0407 :PCASLT>2.0.CO ;2, 1989.
- Cuffey, K. M. and Marshall, S. J. : Substantial contribution to sea-level rise during the last interglacial from the Greenland ice sheet, *Nature*, 404, 591–594, doi :10.1038/35007053, 2000.
- Dowdeswell, J. A. and Siegert, M. J. : The physiography of modern Antarctic subglacial lakes, *Global and Planetary Change*, 35, 221–236, doi :10.1016/S0921-8181(02)00128-5, URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0921818102001285>, 2003.

-
- Drouet, A.-S. : Dynamique du glacier émissaire : des processus à l'application sur un glacier école, l'Astrolabe, Antarctique de l'Est, Ph.D. thesis, Grenoble, LGGE, 2012.
- Durand, M., Fu, L.-L., Lettenmaier, D. P., Als, D. E., Rodriguez, E., and Esteban-Fernandez, D. : The Surface Water and Ocean Topography Mission : Observing Terrestrial Surface Water and Oceanic Submesoscale Eddies, Proceedings of the IEEE, 98, 766–779, doi :10.1109/JPROC.2010.2043031, URL <http://ieeexplore.ieee.org/lpdocs/epic03/wrapper.htm?arnumber=5461027>, 2010.
- ESA : ENVISAT RA2/MWR Product Handbook, URL <https://earth.esa.int/handbooks/ra2-mwr/>, 2007.
- Favier, L., Gagliardini, O., Durand, G., and Zwinger, T. : A three-dimensional full Stokes model of the grounding line dynamics : effect of a pinning point beneath the ice shelf, The Cryosphere, 6, 101–112, doi :10.5194/tc-6-101-2012, URL <http://www.the-cryosphere.net/6/101/2012/>, 2012.
- Flament, T. and Rémy, F. : Dynamic thinning of Antarctic glaciers from along-track repeat radar altimetry, Journal of Glaciology, 58, 830–840, 2012.
- Flament, T., Berthier, E., and Rémy, F. : Cascading water underneath Wilkes Land, East Antarctic Ice Sheet, observed using altimetry and digital elevation models, The Cryosphere, 8, 841–871, doi :10.5194/tc-8-673-2014, URL <http://www.the-cryosphere.net/8/673/2014/tc-8-673-2014.pdf>, 2014.
- Forster, R., Jezek, K., Koenig, L., and Deeb, E. : Measurement of glacier geophysical properties from insar wrapped phase, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 41, 2595–2604, doi :10.1109/TGRS.2003.815413, URL <http://ieeexplore.ieee.org/lpdocs/epic03/wrapper.htm?arnumber=1245247>, 2003.
- Fox Maule, C., Purucker, M., Olsen, N., and Mosegaard, K. : Heat Flux Anomalies in Antarctica Revealed by Satellite Magnetic Data, Science, 309, 464–467, doi :10.1126/science.1106888, URL <http://www.sciencemag.org/cgi/doi/10.1126/science.1106888>, 2005.
- Fretwell, P., Pritchard, H. D., Vaughan, D. G., Bamber, J. L., Barrand, N. E., Bell, R., Bianchi, C., Bingham, R. G., Blankenship, D. D., Casassa, G., Catania, G., Callens, D., Conway, H., Cook, A. J., Corr, H. F. J., Damaske, D., Damm, V., Ferraccioli, F., Forsberg, R., Fujita, S., Gim, Y., Gogineni, P., Griggs, J. A., Hindmarsh, R. C. A., Holmlund, P., Holt, J. W., Jacobel, R. W., Jenkins, A., Jokat, W., Jordan, T., King, E. C., Kohler, J., Krabill, W., Riger-Kusk, M., Langley, K. A., Leitchenkov, G., Leuschen, C., Luyendyk, B. P., Matsuoka, K., Mouginot, J., Nitsche, F. O., Nogi, Y., Nost, O. A., Popov, S. V., Rignot, E., Rippin, D. M., Rivera, A., Roberts, J., Ross, N., Siegert, M. J., Smith, A. M., Steinhage, D., Studinger, M., Sun, B., Tinto, B. K., Welch, B. C., Wilson, D., Young, D. A., Xiangbin, C., and Zirizzotti, A. : Bedmap2 : improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica, The Cryosphere, 7,

- 375–393, doi :10.5194/tc-7-375-2013, URL <http://www.the-cryosphere.net/7/375/2013/>, 2013.
- Frezzotti, M., Gandolfi, S., and Urbini, S. : Snow megadunes in Antarctica : Sedimentary structure and genesis, *Journal of Geophysical Research*, 107, doi :10.1029/2001JD000673, URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2001JD000673>, 2002.
- Fricker, H. A., Scambos, T. A., Bindshadler, R., and Padman, L. : An Active Subglacial Water System in West Antarctica Mapped from Space, *Science*, 315, 1544–1548, doi :10.1126/science.1136897, 2007.
- Gallée, H., Trouvilliez, A., Agosta, C., Genthon, C., Favier, V., and Naaïm-Bouvet, F. : Transport of Snow by the Wind : A Comparison Between Observations in Adélie Land, Antarctica, and Simulations Made with the Regional Climate Model MAR, *Boundary-Layer Meteorology*, 146, 133–147, doi :10.1007/s10546-012-9764-z, URL <http://link.springer.com/10.1007/s10546-012-9764-z>, 2012.
- Genthon, C., Krinner, G., and Castebrunet, H. : Antarctic precipitation and climate-change predictions : horizontal resolution and margin vs plateau issues, *Annals of Glaciology*, 50, 55–60, doi :10.3189/172756409787769681, 2009.
- Goodwin, I. : The nature and origin of a jokulhlaup near Casey station, Antarctica, *Journal of Glaciology*, 34, 95–101, 1988.
- Gray, L., Joughin, I., Tulaczyk, S., Spikes, V., Bindshadler, R., and Jezek, K. : Evidence for subglacial water transport in the West Antarctic Ice Sheet through three-dimensional satellite radar interferometry, *Geophysical Research Letters*, 32, L03 501, doi :10.1029/2004GL021387, URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/2005/2004GL021387.shtml>, 2005.
- Gudmundsson, G. H., Krug, J., Durand, G., Favier, L., and Gagliardini, O. : The stability of grounding lines on retrograde slopes, *The Cryosphere*, 6, 1497–1505, doi :10.5194/tc-6-1497-2012, URL <http://www.the-cryosphere.net/6/1497/2012/>, 2012.
- Gudmundsson, S., Björnsson, H., Magnússon, E., Berthier, E., Pálsson, F., Gudmundsson, M. T., Högnadóttir, T., and Dall, J. : Response of Eyjafjallajökull, Torfajökull and Tindfjallajökull ice caps in Iceland to regional warming, deduced by remote sensing, *Polar Research*, 30, doi :10.3402/polar.v30i0.7282, URL <http://www.polarresearch.net/index.php/polar/article/view/7282>, 2011.
- Hanna, E., Huybrechts, P., Steffen, K., Cappelen, J., Huff, R., Shuman, C., Irvine-Fynn, T., Wise, S., and Griffiths, M. : Increased Runoff from Melt from the Greenland Ice Sheet : A Response to Global Warming, *Journal of Climate*, 21, 331–341, doi :10.1175/2007JCLI1964.1, URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2007JCLI1964.1>, 2008.
- 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., and Goodwin, I. : Elevation Changes in Antarctica Mainly Determined by Accumulation Variability, *Science*, 320, 1626–1629, doi :10.1126/science.1153894, 2008.

Herron, M. and Langway, C. : Firn densification - an empirical model, *Journal of Glaciology*, 25, 373–385, 1980.

Hurkmans, R. T. W. L., Bamber, J. L., and Griggs, J. A. : Brief communication "Importance of slope-induced error correction in volume change estimates from radar altimetry", *The Cryosphere*, 6, 447–451, doi :10.5194/tc-6-447-2012, URL <http://www.the-cryosphere.net/6/447/2012/>, 2012.

Jacobel, R. W., Scambos, T. A., Raymond, C. F., and Gades, A. M. : Changes in the configuration of ice stream flow from the West Antarctic Ice Sheet, *Journal of Geophysical Research*, 101, 5499, doi :10.1029/95JB03735, URL <http://doi.wiley.com/10.1029/95JB03735>, 1996.

Jayles, C., Tourain, C., Auriol, A., and Chauveau, J. : DORIS / DIODE : recent improvement & DORIS / DIODE : a new version for Jason-2 OGDR real-time products, OSTST 2011, San Diego, URL http://www.aviso.oceanobs.com/fileadmin/documents/OSTST/2011/poster/Jayles_Tourain_auriol.p 2011.

Jenkins, A., Dutrieux, P., Jacobs, S. S., McPhail, S. D., Perrett, J. R., Webb, A. T., and White, D. : Observations beneath Pine Island Glacier in West Antarctica and implications for its retreat, *Nature Geoscience*, 3, 468–472, doi :10.1038/ngeo890, URL <http://www.nature.com/doi/10.1038/ngeo890>, 2010.

Joughin, I., Rignot, E., Rosanova, C. E., Lucchitta, B. K., and Bohlander, J. : Timing of Recent Accelerations of Pine Island Glacier, Antarctica, *Geophysical Research Letters*, 30, doi :200310.1029/2003GL017609, 2003.

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., and Wolff, E. W. : Orbital and Millennial Antarctic Climate Variability over the Past 800,000 Years, *Science*, 317, 793–796, doi :10.1126/science.1141038, URL <http://www.sciencemag.org/cgi/doi/10.1126/science.1141038>, 2007.

King, M. A., Bingham, R. J., Moore, P., Whitehouse, P. L., Bentley, M. J., and Milne, G. A. : Lower satellite-gravimetry estimates of Antarctic sea-level contribution, *Nature*, 491, 586–589, doi :10.1038/nature11621, URL <http://www.nature.com/doi/10.1038/nature11621>, 2012.

Kirchner, N., Hutter, K., Jakobsson, M., and Gyllencreutz, R. : Capabilities and limitations of numerical ice sheet models : a discussion for Earth-scientists and modelers, *Quaternary Science Reviews*, 30, 3691–3704, doi :10.1016/j.quascirev.2011.09.012, URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0277379111002915>, 2011.

- Korona, J., Berthier, E., Bernard, M., Remy, F., and Thouvenot, E. : SPIRIT : SPOT 5 stereoscopic survey of Polar Ice : Reference Images and Topographies during the fourth International Polar Year (2007-2009), *Isprs Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 64, 204–212, times Cited : 3, 2009.
- Krinner, G., Magand, O., Simmonds, I., Genthon, C., and Dufresne, J. L. : Simulated Antarctic precipitation and surface mass balance at the end of the twentieth and twenty-first centuries, *Climate Dynamics*, 28, 215–230, doi :10.1007/s00382-006-0177-x, URL <http://link.springer.com/10.1007/s00382-006-0177-x>, 2006.
- Lacroix, P., Dechambre, M., Legresy, B., Blarel, F., and Remy, F. : 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, doi :10.1016/j.rse.2007.08.022, URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0034425707004154>, 2008.
- Le Provost, C., Bennett, A. F., and Cartwright, D. E. : Ocean Tides for and from TOPEX/POSEIDON, *Science*, 267, 639–642, doi :10.1126/science.267.5198.639, URL <http://www.sciencemag.org/cgi/doi/10.1126/science.267.5198.639>, 1995.
- Lee, H., Shum, C., Howat, I. M., Monaghan, A., Ahn, Y., Duan, J., Guo, J.-Y., Kuo, C.-Y., and Wang, L. : Continuously accelerating ice loss over Amundsen Sea catchment, West Antarctica, revealed by integrating altimetry and GRACE data, *Earth and Planetary Science Letters*, 321-322, 74–80, doi :10.1016/j.epsl.2011.12.040, URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0012821X11007606>, 2012.
- Lenaerts, J. T. M., van den Broeke, M. R., van de Berg, W. J., van Meijgaard, E., and Kuipers Munneke, P. : A new, high-resolution surface mass balance map of Antarctica (1979–2010) based on regional atmospheric climate modeling, *Geophysical Research Letters*, 39, L04501, doi :10.1029/2011GL050713, URL <http://www.agu.org/pubs/crossref/2012/2011GL050713.shtml>, 2012.
- Lescarmontier, L., Legrésy, B., Coleman, R., Perosanz, F., Mayet, C., and Testut, L. : Vibrations of Mertz Glacier ice tongue, East Antarctica, *Journal of Glaciology*, 58, 665–676, doi :10.3189/2012JoG11J089, 2012.
- Li, J. and Zwally, H. J. : Modeling of firn compaction for estimating ice-sheet mass change from observed ice-sheet elevation change, *Annals of Glaciology*, 52, 1–7, doi : 10.3189/172756411799096321, 2011.
- Ligtenberg, S. R. M., Helsen, M. M., and van den Broeke, M. R. : An improved semi-empirical model for the densification of Antarctic firn, *The Cryosphere*, 5, 809–819, doi :10.5194/tc-5-809-2011, URL <http://www.the-cryosphere.net/5/809/2011/>, 2011.
- Livingstone, S. J., Clark, C. D., and Woodward, J. : Predicting subglacial lakes and meltwater drainage pathways beneath the Antarctic and Greenland ice sheets,

-
- The Cryosphere Discussions, 7, 1177–1213, doi :10.5194/tcd-7-1177-2013, URL <http://www.the-cryosphere-discuss.net/7/1177/2013/>, 2013.
- Llubes, M., Lanseau, C., and Rémy, F. : Relations between basal condition, subglacial hydrological networks and geothermal flux in Antarctica, Earth and Planetary Science Letters, 241, 655–662, doi :10.1016/j.epsl.2005.10.040, URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0012821X05007739>, 2006.
- Lythe, M. B., Vaughan, D. G., and the BEDMAP Consortium : BEDMAP : A new ice thickness and subglacial topographic model of Antarctica, J. Geophys. Res., 106, 11335–11351, URL <http://dx.doi.org/10.1029/2000JB900449>, 2001.
- McKay, D. S., Gibson, E. K., Thomas-Keprta, K. L., Vali, H., Romanek, C. S., Clemett, S. J., Chillier, X. D. F., Maechling, C. R., and Zare, R. N. : Search for Past Life on Mars : Possible Relic Biogenic Activity in Martian Meteorite ALH84001, Science, 273, 924–930, doi :10.1126/science.273.5277.924, URL <http://www.sciencemag.org/cgi/doi/10.1126/science.273.5277.924>, 1996.
- Medina-Elizalde, M. : A global compilation of coral sea-level benchmarks : Implications and new challenges, Earth and Planetary Science Letters, 362, 310–318, doi :10.1016/j.epsl.2012.12.001, URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0012821X12006863>, 2013.
- Mercer, J. : Antarctic ice and sea level, International Association of Scientific Hydrology, 1968.
- Monaghan, A. J. : Insignificant Change in Antarctic Snowfall Since the International Geophysical Year, Science, 313, 827–831, doi :10.1126/science.1128243, URL <http://www.sciencemag.org/cgi/doi/10.1126/science.1128243>, 2006.
- Monaghan, A. J., Bromwich, D. H., and Wang, S.-H. : Recent trends in Antarctic snow accumulation from Polar MM5 simulations, Philosophical transactions. Series A, Mathematical, physical, and engineering sciences, 364, 1683–1708, doi :10.1098/rsta.2006.1795, PMID : 16782606, 2006.
- Motyka, R. J., Fahnestock, M., and Truffer, M. : Volume change of Jakobshavn Isbræ, West Greenland : 1985–1997–2007, Journal of Glaciology, 56, 635–646, doi : 10.3189/002214310793146304, 2010.
- Nerem, R. S., Lerch, F. J., Marshall, J. A., Pavlis, E. C., Putney, B. H., Tapley, B. D., Eanes, R. J., Ries, J. C., Schutz, B. E., Shum, C. K., Watkins, M. M., Klosko, S. M., Chan, J. C., Luthcke, S. B., Patel, G. B., Pavlis, N. K., Williamson, R. G., Rapp, R. H., Biancale, R., and Nouel, F. : Gravity model development for TOPEX/POSEIDON : Joint Gravity Models 1 and 2, Journal of Geophysical Research, 99, 24421, doi :10.1029/94JC01376, URL <http://doi.wiley.com/10.1029/94JC01376>, 1994.

- Park, J. W., Gourmelen, N., Shepherd, A., Kim, S., Vaughan, D., and Wingham, D. J. : Sustained retreat of the Pine Island Glacier, *Geophysical Research Letters*, pp. n/a–n/a, doi : 10.1002/grl.50379, URL <http://doi.wiley.com/10.1002/grl.50379>, 2013.
- Paterson, W. : *The physics of Glaciers*, third edition, butterworth-heinemann edn., 2000.
- Pattyn, F. : Antarctic subglacial conditions inferred from a hybrid ice sheet/ice stream model, *Earth and Planetary Science Letters*, 295, 451–461, doi :10.1016/j.epsl.2010.04.025, URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0012821X10002712>, 2010.
- Peltier, W. R. : Postglacial variations in the level of the sea : Implications for climate dynamics and solid-Earth geophysics, *Reviews of Geophysics*, 36, 603, doi :10.1029/98RG02638, URL <http://doi.wiley.com/10.1029/98RG02638>, 1998.
- Petit, J., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N., Barnola, J. M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V. M., Legrand, M., Lipenkov, V. Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E., and Stievenard, M. : Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, *Antarctica, Nature*, 399, 429–436, doi :10.1038/20859, 1999.
- Pritchard, H. D., Ligtenberg, S. R. M., Fricker, H. A., Vaughan, D. G., van den Broeke, M. R., and Padman, L. : Antarctic ice-sheet loss driven by basal melting of ice shelves, *Nature*, 484, 502–505, doi :10.1038/nature10968, URL <http://www.nature.com/doi/10.1038/nature10968>, 2012.
- Quiquet, A., Ritz, C., Punge, H. J., and Salas y Mélia, D. : Greenland ice sheet contribution to sea level rise during the last interglacial period : a modelling study driven and constrained by ice core data, *Climate of the Past*, 9, 353–366, doi :10.5194/cp-9-353-2013, URL <http://www.clim-past.net/9/353/2013/>, 2013.
- Remy, F. and Legresy, B. : Subglacial hydrological networks in Antarctica and their impact on ice flow, *Annals of Glaciology*, 39, 67–72, doi :10.3189/172756404781814401, 2004.
- Remy, F., Ledroit, M., and Minster, J. F. : Katabatic wind intensity and direction over Antarctica derived from scatterometer data, *Geophysical Research Letters*, 19, 1021–1024, doi : 10.1029/92GL00970, URL <http://doi.wiley.com/10.1029/92GL00970>, 1992.
- Remy, F., Legresy, B., and Benveniste, J. : On the Azimuthally Anisotropy Effects of Polarization for Altimetric Measurements, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 44, 3289–3296, doi :10.1109/TGRS.2006.878444, URL <http://ieeexplore.ieee.org/lpdocs/epic03/wrapper.htm?arnumber=1717723>, 2006.
- Remy, F., Flament, T., Blarel, F., and Benveniste, J. : Radar altimetry measurements over antarctic ice sheet : A focus on antenna polarization and change in backscatter problems, *Advances in Space Research*, 50, 998–1006, doi :10.1016/j.asr.2012.04.003, URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0273117712002463>, 2012.

-
- Retzlaff, R. and Bentley, C. : Timing of stagnation of Ice Stream C, West Antarctica, from short-pulse radar studies of buried surface crevasses, *Journal of Glaciology*, 39, 553–561, 1993.
- Rignot, E. : Evidence for rapid retreat and mass loss of Thwaites Glacier, West Antarctica, *Journal of Glaciology*, 47, 213–222, doi :10.3189/172756501781832340, 2001.
- Rignot, E., Bamber, J. L., van den Broeke, M. R., Davis, C., Li, Y., van de Berg, W. J., and van Meijgaard, E. : Recent Antarctic ice mass loss from radar interferometry and regional climate modelling, *Nature Geoscience*, 1, 106–110, doi :10.1038/ngeo102, URL <http://www.nature.com/doifinder/10.1038/ngeo102>, 2008.
- Rignot, E., Mouginot, J., and Scheuchl, B. : Ice Flow of the Antarctic Ice Sheet, *Science*, 333, 1427–1430, doi :10.1126/science.1208336, URL <http://www.sciencemag.org/cgi/doi/10.1126/science.1208336>, 2011a.
- Rignot, E., Velicogna, I., van den Broeke, M. R., Monaghan, A., and Lenaerts, J. T. M. : Acceleration of the contribution of the Greenland and Antarctic ice sheets to sea level rise, *Geophysical Research Letters*, 38, n/a–n/a, doi :10.1029/2011GL046583, URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2011GL046583>, 2011b.
- Riva, R. E., Gunter, B. C., Urban, T. J., Vermeersen, B. L., Lindenbergh, R. C., Helsen, M. M., Bamber, J. L., van de Wal, R. S., van den Broeke, M. R., and Schutz, B. E. : Glacial Isostatic Adjustment over Antarctica from combined ICESat and GRACE satellite data, *Earth and Planetary Science Letters*, 288, 516–523, doi :10.1016/j.epsl.2009.10.013, URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0012821X09006128>, 2009.
- Rémy, F. : *L’Antarctique, la mémoire de la Terre vue de l’espace*, CNRS editions edn., 2003.
- Rémy, F., Schaeffer, P., and Legrésy, B. : 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, 1999.
- Rémy, F., Testut, L., Legrésy, B., Forieri, A., Bianchi, C., and Tabacco, I. E. : Lakes and subglacial hydrological networks around Dome C, East Antarctica, *Annals of Glaciology*, 37, 252–256, doi :10.3189/172756403781815799, 2003.
- Rémy, F., Flament, T., Michel, A., and Verron, J. : Ice sheet survey over Antarctica with satellite altimetry : ERS-2, EnviSat, SARAL/AltiKa, the key importance of continuous observations along the same repeat orbit., *International Journal of Remote Sensing*, 35, 5497–5512, 2014.
- Rosmorduc, V., Benveniste, J., Bronner, E., Dinardo, S., Lauret, O., Maheu, C., Milagro, M., and Picot, N. : Radar Altimetry Tutorial -, URL <http://www.altimetry.info/>, 2011.
- Scambos, T., Haran, T., Fahnestock, M., Painter, T., and Bohlander, J. : MODIS-based Mosaic of Antarctica (MOA) data sets : Continent-wide surface morphology and snow grain size, *Remote Sensing of Environment*, 111, 242–257, doi :10.1016/j.rse.2006.12.020, URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0034425707002854>, 2007.

- Scambos, T., Frezzotti, M., Haran, T., Bohlander, J., Lenaerts, J., Van Den Broeke, M., Jezek, K., Long, D., Urbini, S., Farness, K., Neumann, T., Albert, M., and Winther, J.-G. : Extent of low-accumulation 'wind glaze' areas on the East Antarctic plateau : implications for continental ice mass balance, *Journal of Glaciology*, 58, 633–647, doi :10.3189/2012JoG11J232, 2012.
- Scambos, T. A., Bohlander, J. A., Shuman, C. A., and Skvarca, P. : Glacier acceleration and thinning after ice shelf collapse in the Larsen B embayment, Antarctica, *Geophysical Research Letters*, 31, times Cited : 96, 2004.
- Scott, J., Gudmundsson, G., Smith, A., Bingham, R., Pritchard, H. D., and Vaughan, D. : Increased rate of acceleration on Pine Island Glacier strongly coupled to changes in gravitational driving stress, *Cryosphere*, 3, 125–131, 2009.
- Secrétariat du Traité sur l'Antarctique, . : Traité sur l'Antarctique, URL http://www.ats.aq/documents/ats/treaty_original.pdf, 1959.
- Sergienko, O. V. and Hulbe, C. L. : 'Sticky spots' and subglacial lakes under ice streams of the Siple Coast, Antarctica, *Annals of Glaciology*, 52, 18–22, 2011.
- Sergienko, O. V., MacAyeal, D. R., and Bindschadler, R. A. : Causes of sudden, short-term changes in ice-stream surface elevation, *Geophysical Research Letters*, 34, doi : 10.1029/2007GL031775, URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2007GL031775>, 2007.
- Shapiro, N. : Inferring surface heat flux distributions guided by a global seismic model : particular application to Antarctica, *Earth and Planetary Science Letters*, 223, 213–224, doi :10.1016/j.epsl.2004.04.011, URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0012821X0400247X>, 2004.
- Shepherd, A., Ivins, E. R., A, G., Barletta, V. R., Bentley, M. J., Bettadpur, S., Briggs, K. H., Bromwich, D. H., Forsberg, R., Galin, N., Horwath, M., Jacobs, S., Joughin, I., King, M. A., Lenaerts, J. T. M., Li, J., Ligtenberg, S. R. M., Luckman, A., Luthcke, S. B., McMillan, M., Meister, R., Milne, G., Mouginot, J., Muir, A., Nicolas, J. P., Paden, J., Payne, A. J., Pritchard, H., Rignot, E., Rott, H., Sorensen, L. S., Scambos, T. A., Scheuchl, B., Schrama, E. J. O., Smith, B., Sundal, A. V., van Angelen, J. H., van de Berg, W. J., van den Broeke, M. R., Vaughan, D. G., Velicogna, I., Wahr, J., Whitehouse, P. L., Wingham, D. J., Yi, D., Young, D., and Zwally, H. J. : A Reconciled Estimate of Ice-Sheet Mass Balance, *Science*, 338, 1183–1189, doi :10.1126/science.1228102, URL <http://www.sciencemag.org/cgi/doi/10.1126/science.1228102>, 2012.
- Shuman, C. A., Harding, D. J., Cornejo, H. G., and Suchdeo, V. P. : ICESat Elevation Change Bias Correction And Elevation Accuracy Assessments (2003-2009) At Large Subglacial Lake Sites, Antarctica, URL <http://adsabs.harvard.edu//abs/2010AGUFM.C41A0491S>, 2010.
- Siddall, M., Rohling, E. J., Almogi-Labin, A., Hemleben, C., Meischner, D., Schmelzer, I., and Smeed, D. A. : Sea-level fluctuations during the last glacial cycle, *Nature*, 423, 853–858,

-
- doi:10.1038/nature01690, URL <http://www.nature.com/doifinder/10.1038/nature01690>, 2003.
- Siegert, M. J., Carter, S., Tabacco, I., Popov, S., and Blankenship, D. D. : A revised inventory of Antarctic subglacial lakes, *Antarctic Science*, 17, 453, doi :10.1017/S0954102005002889, URL http://www.journals.cambridge.org/abstract_S0954102005002889, 2005.
- Siegfried, M. R., Hawley, R. L., and Burkhart, J. F. : High-Resolution Ground-Based GPS Measurements Show Intercampaign Bias in ICESat Elevation Data Near Summit, Greenland, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 49, 3393–3400, doi :10.1109/TGRS.2011.2127483, URL <http://ieeexplore.ieee.org/lpdocs/epic03/wrapper.htm?arnumber=5764517>, 2011.
- Smith, B., Fricker, H., Joughin, I., and Tulaczyk, S. : An inventory of active subglacial lakes in Antarctica detected by ICESat (2003–2008), *Journal of Glaciology*, 55, 573–595, 2009.
- Stearns, L. A., Smith, B. E., and Hamilton, G. S. : Increased flow speed on a large East Antarctic outlet glacier caused by subglacial floods, *Nature Geoscience*, 1, 827–831, doi : 10.1038/ngeo356, 2008.
- Steig, E., Ding, Q., Battisti, D., and Jenkins, A. : Tropical forcing of Circumpolar Deep Water Inflow and outlet glacier thinning in the Amundsen Sea Embayment, West Antarctica, *Annals of Glaciology*, 53, 19–28, doi :10.3189/2012AoG60A110, 2012.
- Tournadre, J., Lambin-Artru, J., and Steunou, N. : Cloud and Rain Effects on AltiKa/SARAL Ka-Band Radar Altimeter - Part I : Modeling and Mean Annual Data Availability, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 47, 1806–1817, doi :10.1109/TGRS.2008.2010130, URL <http://ieeexplore.ieee.org/lpdocs/epic03/wrapper.htm?arnumber=4803789>, 2009.
- Trenberth, K., Jones, P., Ambenje, P., Bojariu, R., Easterling, D., Klein Tank, A., Parker, D., Rahimzadeh, F., Renwick, J., Rusticucci, M., Soden, B., and Zhai, P. : Chapter 3 : Observations : Surface and Atmospheric Climate Change, in : *IPCC Fourth Assessment Report : Climate Change 2007 : Working Group I : The Physical Science Basis*, cambridge university press edn., 2007.
- Trusel, L. D., Frey, K. E., and Das, S. B. : Antarctic surface melting dynamics : Enhanced perspectives from radar scatterometer data, *Journal of Geophysical Research*, 117, doi : 10.1029/2011JF002126, URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2011JF002126>, 2012.
- USGS : Landsat Image Mosaic Of Antarctica (LIMA), URL <http://lima.usgs.gov/>, 2007.
- Velicogna, I. and Wahr, J. : Measurements of Time-Variable Gravity Show Mass Loss in Antarctica, *Science*, 311, 1754–1756, doi :10.1126/science.1123785, URL <http://www.sciencemag.org/cgi/doi/10.1126/science.1123785>, 2006.

- Whitehouse, P. L., Bentley, M. J., Milne, G. A., King, M. A., and Thomas, I. D. : A new glacial isostatic adjustment model for Antarctica : calibrated and tested using observations of relative sea-level change and present-day uplift rates, *Geophysical Journal International*, 190, 1464–1482, doi :10.1111/j.1365-246X.2012.05557.x, URL <http://gji.oxfordjournals.org/cgi/doi/10.1111/j.1365-246X.2012.05557.x>, 2012.
- Wingham, D., Francis, C., Baker, S., Bouzinac, C., Brockley, D., Cullen, R., de Chateau-Thierry, P., Laxon, S., Mallow, U., Mavrocordatos, C., Phalippou, L., Ratier, G., Rey, L., Rostan, F., Viau, P., and Wallis, D. : CryoSat : A mission to determine the fluctuations in Earth's land and marine ice fields, *Advances in Space Research*, 37, 841–871, doi :10.1016/j.asr.2005.07.027, URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0273117705009348>, 2006a.
- Wingham, D. J., Siegert, M. J., Shepherd, A., and Muir, A. S. : Rapid discharge connects Antarctic subglacial lakes, *Nature*, 440, 1033–1036, doi :10.1038/nature04660, URL <http://www.nature.com/doi/finder/10.1038/nature04660>, 2006b.
- Wingham, D. J., Wallis, D. W., and Shepherd, A. : Spatial and temporal evolution of Pine Island Glacier thinning, 1995–2006, *Geophysical Research Letters*, 36, doi :10.1029/2009GL039126, 2009.
- Wright, A. and Siegert, M. : A fourth inventory of Antarctic subglacial lakes, *Antarctic Science*, 24, 659–664, doi :10.1017/S095410201200048X, 2012.
- Yoder, C. F., Williams, J. G., Dickey, J. O., Schutz, B. E., Eanes, R. J., and Tapley, B. D. : Secular variation of Earth's gravitational harmonic J2 coefficient from Lageos and non-tidal acceleration of Earth rotation, *Nature*, 303, 757–762, doi :10.1038/303757a0, URL <http://www.nature.com/doi/finder/10.1038/303757a0>, 1983.
- Young, N. W. and Hyland, G. : Velocity and strain rates derived from InSAR analysis over the Amery Ice Shelf, East Antarctica, *Annals of Glaciology*, 34, 228–234, doi :10.3189/172756402781817842, 2002.
- Zwally, H. J., Bindschadler, R. A., Brenner, A. C., Martin, T. V., and Thomas, R. H. : Surface elevation contours of greenland and Antarctic Ice Sheets, *Journal of Geophysical Research*, 88, 1589, doi :10.1029/JC088iC03p01589, URL <http://doi.wiley.com/10.1029/JC088iC03p01589>, 1983.

Annexe A

Article Rémy et al. 2012



Radar altimetry measurements over antarctic ice sheet: A focus on antenna polarization and change in backscatter problems

F. Remy^{a,*}, T. Flament^a, F. Blarel^a, J. Benveniste^b

^a LEGOS (CNES/CNRS/IRD/UPS), 14 Avenue E. Belin, Toulouse Cedex 31400, France

^b ESA, via Galileo Galilei, Frascati, 00044 Roma, Italy

Available online 16 April 2012

Abstract

In this paper, we investigate the impact of the error due to the penetration of the altimetric wave within the snowpack. The phenomenon has two different impacts. The first one, due to temporal change in snow characteristics, affects the ice sheet volume trend as derived from altimetric series. The second one, because of both the anisotropy of the ice sheet surface properties and of the linear antenna polarization, introduces a difference in measurements at crossover points. These two phenomena are the cause of what are probably the most critical limitations to the interpretation of long-term altimetric series in term of mass balance and to the comparison between or data fusion of different missions. Moreover, they will lead to the largest error when comparing data from EnviSat with data from CryoSat, because of the different orbits, or with data from AltiKa, because of the different radar frequencies.

We show that waveform distortions due to snow characteristics fluctuation are complex. In the central part of the East Antarctica, the height and the leading edge width fluctuations vary together while elsewhere, height fluctuations may occur with no variations in the waveform shape, mostly during winter. As a consequence, these induced errors cannot be corrected with solely the help of the backscatter: waveform shape parameters are also needed. They are however not enough to fully correct these two errors. We propose an empirical correction for these effects. We show that crossover differences may be significantly reduced to up to 22 cm. In terms of volume change, the estimation may vary up to 4 cm/yr at cross-overs depending on the correction used and is reduced in average to 2.3 cm/yr with our correction. The difference between the height trends estimated with both corrections is weak in average but may locally reach 5 cm/yr with a clear geographical pattern.

© 2012 COSPAR. Published by Elsevier Ltd. All rights reserved.

Keywords: Antarctica ice sheet; Altimetry; Mass balance; EnviSat, CryoSat; AltiKa

1. Introduction

Altimetry is a powerful tool to derive ice sheet mass balance. ERS-1 has flown from July 1991, then ERS-2 from April 1995 and the EnviSat mission, launched in March 2002, has left its 35-day repeat orbit in October 2010, to extend the mission's lifetime to attempt to link-up with Sentinel-3. The temporal trend of volume over Antarctica mapped with along-track data from a 8-year long series of ERS-2 and from a 7-year long series of EnviSat varies from -0.15 to $+0.15$ cm/yr (Rémy and Parouty, 2009).

The large difference between both derived trends suggests that changes in meteorological forcing are important. However, in some places, particularly in West Antarctic ice sheet, changes due to glacier flow and ice dynamics are dominant (Wingham et al., 2009; Pritchard et al., 2009). One of the major challenges now lies in separating both kinds of signal in order to predict future evolution and to correctly interpret the map in terms of geophysical phenomena.

Altimetric observations are affected by several errors (atmospheric and ionospheric propagations, slope error, kilometeric scale roughness, penetration, etc.) that can be more or less corrected. However, the major limitation lies in the penetration through the snow pack (Ridley and

* Corresponding author.

E-mail address: Frederique.Remy@legos.obs-mip.fr (F. Remy).

Partington, 1988). In Ku-band (13.6 GHz or wavelength of 2.3 cm), the classical altimetric band, the radar pulse penetrates within the dry and cold snowpack so that the reflection, measured by the backscattering coefficient, comes both from the surface (called the surface echo) and subsurface layering or ice grains scattering (volume echo). The backscattered power varies over various timescales, from the day-scale to the multi-year scale with a strong seasonal cycle (Legresy and Remy, 1998). The altimetric height retrieved with the help of the retracking processing is strongly dependant on the ratio between surface and volume part and varies accordingly.

The height variations caused by echo variations have two different manifestations in the altimetric observations. First, due to temporal changes in the snowpack, they affect the height trend. We will see in this paper that with no correction, this error of the trend may locally reach 5 cm/yr. Second, due to both the linear polarization of the antenna pattern and the orientation of the surface features created by persistent wind direction, the observations from ascending or descending tracks are different (Arthern et al., 2001; Legresy et al., 1999). At crossover points, the difference between ascending and descending backscattering coefficient may reach 2 dB and 1 m for the height. The temporal trend of the height is also different at crossover points.

These two errors are thus due to a poor retracking technique, (retracking is the technique used to find, within the leading edge, the point corresponding to the average surface over the radar footprint, see Section 2). However, these errors have been detected by different groups using different retrackings, suggesting that no available data processing method is yet performing adequately (Arthern et al., 2001; Brenner et al., 2007; Legresy et al., 1999).

These induced errors are too large to correctly interpret the temporal series. Indeed, changes in the meteorological forcing may impact both snow pack characteristics and ice sheet volume, so that the induced penetration error may be convoluted with real changes. We will see in Section 2.2 that a few different forcing may differently affect both the backscatter and height, so that we cannot separate each forcing. Moreover, these induced errors will be critical when comparing different altimetric missions. Indeed, the long EnviSat temporal series will be completed by data from CryoSat, launched by ESA (European Space Agency) in April 2010 and by data from AltiKa, to be launched in 2012 by the French CNES (Centre National d'Études Spatiales) and the Indian ISRO (Indian Space Research Organisation). The former operates at the same radar frequency as EnviSat, therefore the ratio between surface and volume part will be the same. However, CryoSat has a different orbit and a different antenna polarization so that the data will not be directly comparable (with respect to the required precision). The latter has the same orbit but neither the same antenna polarization direction nor the same radar frequency. In both cases, CryoSat and AltiKa, the direct comparison with previous EnviSat series will be complex.

The aim of this paper is to attempt to reduce both induced errors to permit the comparison with altimetric data acquired by other missions. We use data at crossovers from the 7-year EnviSat series, i.e., 7335-day repeat cycles (cycles 9–81, from the beginning of September 2002 to end of July 2009). We only consider the crossover points with more than 40 available cycles, i.e., 58,000 points. Indeed, beyond 40 cycles, the error statistically stabilizes. We apply the classical corrections due to the tropospheric delays, instrument bias, terrestrial tides and corrections due to the poor repeat orbit. For the latter, we fit a biquartic form depending on satellite position (latitude, longitude) around each crossover points in order to remove slope and curvature errors. In the next section we expose the method used to process altimetric waveforms to deduce height but also waveform parameters and enlighten the different impacts due to penetration error. In the third section, we propose several empirical corrections to reduce these errors and finally discuss the impact when comparing with CryoSat and AltiKa measurements.

2. Position of the problem

2.1. Waveform distortion due to change in snowpack characteristics

The altimeter records the energy backscattered from the surface and the subsurface versus the arrival time, so that the altimetric observations can be seen as the histogram of the energy with respect to time, the so-called waveform. Fig. 1 shows how the waveform may be more or less affected by volume echo. We see that when surface echo is significant, an increase of the surface part induces an

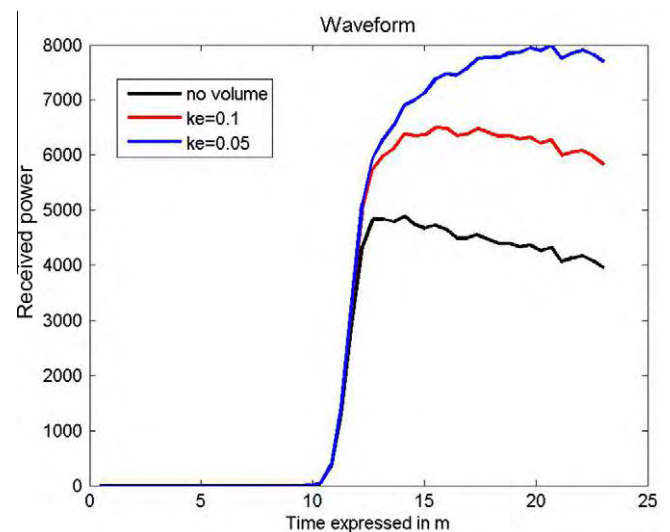


Fig. 1. Simulated waveform or the power reflected from the surface and subsurface with respect to time expressed in meter, for the EnviSat ku-band. One meter of snowpack is assumed to backscatter one tenth of the surface echoes. The extinction parameter is 0.05 and 0.1 m^{-1} , corresponding to classical values found in literature. The parameter extracted from these waveforms are mapped Fig. 2.

increase in the backscatter and a decrease in two waveform shape parameters, namely, leading edge width and trailing edge slope. On the contrary, increase of the volume part leads to an increase of backscatter and of both waveform shape parameters. Now, one cannot exclude that the sub-surface part can be dominant. In this case, the waveform may be shifted toward the internal layering without modifying sensitively the waveform shape (Zwally, personal communication, February 3rd 2011).

Surface echo is mostly due to snow roughness at the centimeter-scale and to snow density while the volume echo (Fung and Eom, 1982), delayed in time and superimposed on the surface echo, can be due to scattering by ice grain or to internal stratification reflections. In both case, it depends on snow accumulation rate and on ice grain size. The volume echo is weighted by losses due to absorption that depends on snow temperature and radar frequency, and losses due to scattering that depends on ice grain size to the power of three and radar frequency to the power of four (Matzler, 1987). The altimetric signal is then a complex convolution between footprint-scale topography, rough ice sheet surface, surface echo, volume echo and antenna gain pattern. Arthern et al. (2001) showed that in some cases, especially in the plateau regions, a deconvolution of the waveform may provide some geophysical information related with snow penetration.

Electromagnetic model can be used to try to retrieve the snowpack characteristics contained within the waveform shape. For instance, Zwally and Li (2002) showed that the seasonal firn compaction can be retrieved and Lacroix et al. (2008) with the help of the Envisat dual-frequency (Ku- and S-Band) showed the relative impact of several snow parameters depending on the radar frequency. However, even with the help of this kind of model, the problem is strongly underestimated and the convolution too complex to hope to correct for these errors.

Fig. 2 shows the three waveform parameters extracted with the help of the so-called “Ice-2” retracking (Legresy et al., 2005), which output is present in the Envisat Geophysical Data Record Product, averaged over the 2002–2009 period. The backscatter (Bs) is controlled by the sum of volume and surface echoes. It ranges from -3 dB to more than 15 dB, the difference corresponding to a factor 100 in the power. The leading edge width (Le)

corresponds to the first part of the echo and varies from 0 to 6 m. It is large in the western part of Antarctica and near the coast. It is controlled by surface metric and kilometric roughness such as sastrugi or snow dunes, and by volume echo. The surface elevation is deduced from the first part of the waveform. The retracking technique consists in looking for the best location within the leading edge, comprised between the first echo and the maximum power. The Ice-1 retracker is based on the Offset Center Of Gravity (OCOG) techniques. The Ice-2 retracker, used in this study, assumes that the average surface corresponds to the middle point of the leading edge, but this is true only in the case of a pure surface echo. As a consequence, an increase of the leading edge width linearly lowers the height deeper in the snowpack with the same amplitude as the variation. The same is true with the Ice-1 retracking. Both induced errors due to penetration are not well corrected by the state-of-the art retracking. A well-known limitation is that the leading edge is poorly sampled so that it prevents fitting an asymmetrical function. The trailing edge slope (Te) corresponds to the second part of the echo and varies from 0 to $-4 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$. It is controlled by the ratio between surface and volume echo, but it is affected by surface slope and curvature at the footprint scale. Because of the antenna gain pattern, the mean trailing edge slope is negative. The lower values correspond to a pure surface echo and frequently correspond to places where backscatter is large. It increases with both surface slope and volume echo.

Fig. 3 describes the situation. Because of the means used to retrieve the height, if the surface echo is significant, any change in leading edge width should be passed on the height: an increase of the leading edge corresponds to a decrease in the ratio surface/volume part that shifts the height within the snowpack. However the linear correlation coefficient, estimated for each crossover points and the 73 available cycles, mapped in Fig. 3a, suggests that such a situation only happens in the central part of the East Antarctic ice sheet. In these places, the regression coefficient linking changes in leading edge to changes in height is between -0.6 and -1 (Fig. 3b). Elsewhere, height fluctuations cannot be fully explained by changes in the leading edge width. To go further, we try to detect “unexpected height jumps”, meaning jumps that are not in relation with

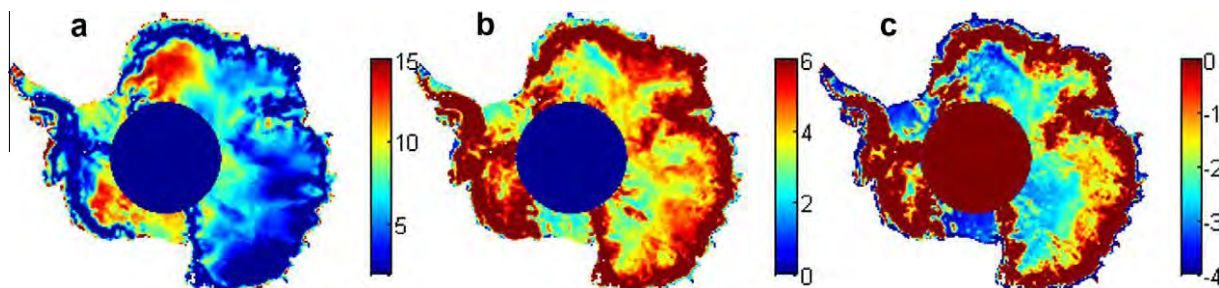


Fig. 2. Map of the three parameters deduced from the altimetric echo. (a) The backscatter expressed in dB, and the two waveform parameters (b) the leading edge width expressed in meters, that varies from 0.5 to 6 m and (c) the trailing edge slope expressed in $10^{-6}/\text{s}$, that varies from -4 to 0. A pure surface echo for a flat surface like ocean gets a trailing edge slope of $-4.1 \cdot 10^{-6}/\text{s}$.

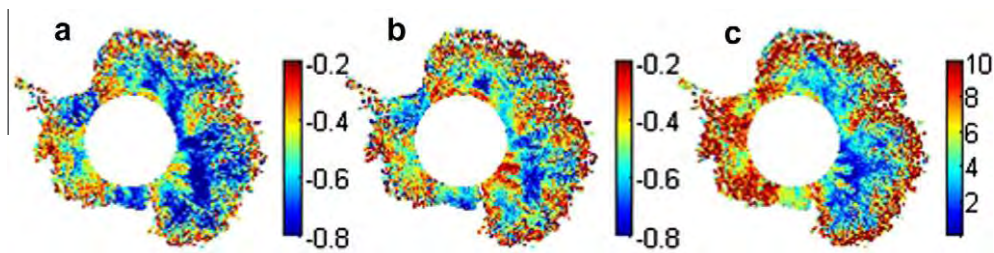


Fig. 3. Map of the relation between change in height and change in the leading edge width (a) correlation, (b) regression (without unit). In (c) we map the occurrence of unexplained jumps, meaning not related with change in the waveform shape. In the central part of the East Antarctic, the change in height is well related with change in the leading edge width. Elsewhere, the relation is poor probably because several temporal unexplained jumps occur.

waveform shape change. We choose as criterion, data where changes in height and leading edge get the same sign and changes in height are larger than a given value above a given threshold. In Fig. 3c, we map the number of jumps greater than 25 cm between two cycles. The relation with previous map is clear. Regions where the relation between height and leading edge width is poor undergo more than 10 unexplained jumps during the 73 cycles. One cannot exclude that some of them are due to noise, (for instance a shift of the impact point) especially near the coast or for kilometric-scale rough surface. However the map is too much coherent with previous ones to be only due to noise. Moreover, the occurrence of these jumps gets a clear seasonal signal (see Fig. 4), supporting the hypothesis of a geophysical origin. They mostly occur between July and early September, then during austral winter, when the katabatic winds are stronger. Finally, if one assumes that they are due to change in the depth of the internal reflections (Zwally personal communication, the 3rd of February 2011), one can deduce snow extinction from the relative change in power and depth. The average value for the extinction coefficient is found to be 0.12 m^{-1} , corresponding to a penetration depth of 8 m, in good accordance with

previous studies (Davis and Zwally, 1993; Arthern et al., 2001; Legresy and Remy, 1998). To conclude this section, the waveform distortion is complex, sometimes gently related to changes in the leading edge, probably due to change in the ratio between surface and volume echoes, sometimes due to a change in the depth of the reflected surface. Obviously, both physics are mixed in most places.

2.2. Space and time signature of height fluctuations

Fig. 5 exhibits the space and time signature of the error induced by the wave penetration within the snowpack. The space signature of penetration problem can be pointed out by looking at the crossover differences, for the backscatter (Fig. 5a) and the height (Fig. 5b). It is probably the most mysterious and least understood error. The amplitude is quite significant, up to 2 dB for backscatter (or 50% change in power) and 1 m for the height. The negative correlation between both parameters shows that the effect is due to change in the volume echo part. Indeed, when the backscatter increases, the surface is seen lower. This phenomenon has been attributed to the surface features anisotropy created by the persistent katabatic wind. It clearly depends on the angle between the surface anisotropy, for instance the sastrugi, and the antenna polarization direction. Two hypothesis are proposed: It can be caused either by a surface modulation of the penetration (Legresy et al., 1999) or by the extinction path length that depends upon this angle (Arthern et al., 2001). The EnviSat S-band, operating at 3.2 GHz is significantly less sensitive to this effect (Remy et al., 2006). This supports the hypothesis of anisotropy in the snowpack characteristics as proposed by Arthern. On the other hand, we find here no significant difference between extinction deduced in the previous section from height jumps respectively for ascending and descending tracks. The difference of the “first echo” height is mapped in Fig. 5c. The first echo height is obtained by adding half of the leading edge width to the height. The anisotropic pattern is still visible, but in some place, especially in the Droning Maud Land sector, the sign is inverted, suggesting that a common height between first and averaged echoes can be found. This will be discussed in Section 3.1.

The amplitude of the effect depends on three factors: the surface anisotropy amplitude, the volume echo amplitude

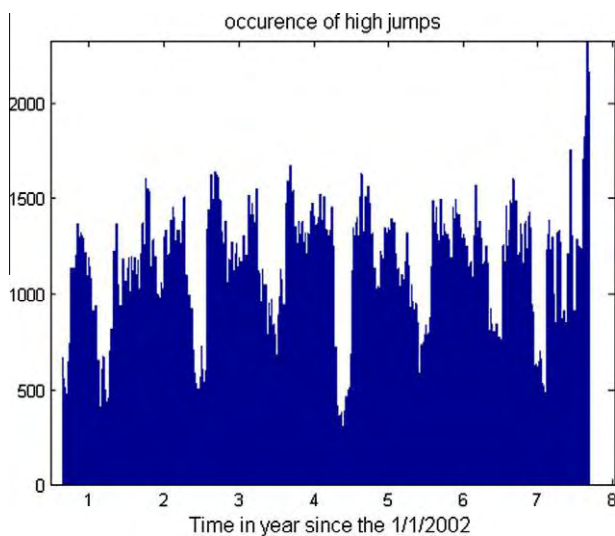


Fig. 4. Occurrence (in counts) of unexplained jumps with respect to time. They most occur during winter. The seasonal pattern suggests that it deals with a geophysical signal.

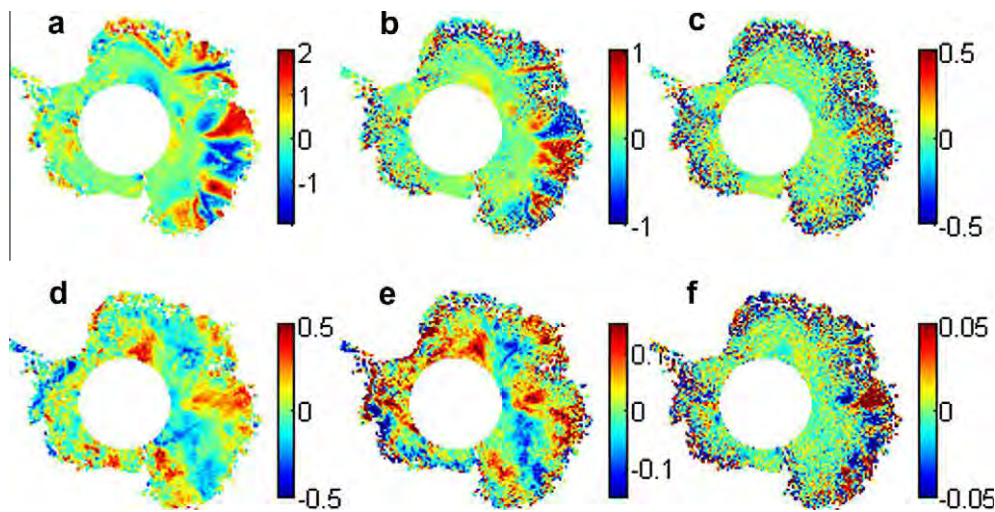


Fig. 5. Space and time manifestation of the errors due to penetration. The top shows the difference at the cross-over points between ascending and descending backscatter in dB (a) and height in m (b). Note the strong negative correlation. This suggests that this error is due to change of the volume echo. In (c), we map the difference of the “first echo” height obtained by adding the leading edge width to the height (in m). The sign of the anisotropic pattern changes because the distortion of the leading edge toward the left part is symmetrically passed on the right part. The bottom shows the temporal impact. The backscatter trend in dB/yr (d) clearly plays a role on the raw height trends (e). Note that the correlation is positive meaning that the temporal impact is due to surface in the surface echo. The difference of height trend in m/yr at crossover is shown on (f).

and the difference between ascending and descending antenna polarization direction. The latter decreases with latitude toward the South as the difference between ascending and descending tracks direction decreases. However, the patterns in Wilkes Land and Enderby Land are clearly delimited. These regions correspond to the class 2 defined by the classification method used by Tran et al. (2008). They showed that this class corresponds to areas where both snow accumulation rate and katabatic winds are important and where the surface is deeply carved by the wind.

This induced effect of anisotropy is very difficult to correct in altimetric data. First, it depends on the sensitivity to the subsurface backscatter, which has not yet been characterized. Second, it depends on the direction of the wind-driven features, called sastrugi, or more generally on the direction of the roughness anisotropy. Finally, the error is also critical because it precludes using crossover analysis to correct for systematic errors, it complicates the long-term series interpretation because one cannot exclude long-term changes in the anisotropy direction, and as we will see in Section 4, it makes it difficult to compare altimetric missions with different orbit inclination or antenna polarization.

Long-term change in backscatter varies from -0.5 dB/yr to 0.5 dB/yr, corresponding to power variations up to a factor 2 during the time lag considered here (Fig. 5d). In some places, the received power is multiplied or divided by more than 3 or 4. It is clear that a part of the trend in height (Fig. 5e) is due to these long-term changes. For individual crossover points, the correlation between backscatter and height series is comprised between 0.2 and 0.8, suggesting indeed a positive correlation between both parameters. This can be explained either by fluctuations in the surface echo intensity (see Section 2.1 or (Wingham et al., 1998)) or by a change in the depth of the reflecting layer weighted by snow

extinction. We will see in the following section that the induced error on the height trend is around 5 cm/yr, a substantial part of the signal, especially inland. The crossover difference in height trend (Fig. 5f) that only captures a slight part of the induced error, reaches a few cm/yr. As already mentioned, this error is critical for scientific interpretation of ice sheet volume changes. Indeed, no criterion allows separating all the different time scale fluctuations. It seems probable that short-term fluctuations in height are mostly due to backscattering changes, but several different forcing may play a role. For instance, a sudden daily event occurred the 14th of February 2005 near Vostok: the height and leading edge width increase by one meter while backscatter decreases by 2.5 dB. It has been attributed to a rapid change in wind intensity and direction (Lacroix et al., 2009). Densification, first identified by Li and Zwally (2004) and Li et al. (2002), is also a process that act on all waveform parameters. In this case, the height decreases with density while the backscatter increases because of the increase of the dielectric constant. Finally, some processes, e.g. densification, create a time-lag between backscatter and height so that the search for an adequate regression is greatly complicated. Moreover one can imagine that backscatter and height have their own long-term trends. For instance, surface and volume echoes may change keeping a constant ratio. In this case, the height will not be affected.

3. How to reduce these errors?

3.1. Change in space at crossover points

The error should be empirically reduced. Indeed, the highly underestimated problem and the lack of the most pertinent information (namely orientation of sastrugi fields,

intensity of the surface anisotropy and volume parameters) prevent for any attempt of modelling. Also, one can imagine a configuration between the direction of both antenna polarization and sastrugi field that can lead to an identical error on ascending and descending points. The configuration corresponds to the transition area between positive and negative patterns on Fig. 5a. We then cannot look for a local solution estimated for each crossover by using the temporal behavior; all the data should be considered. Indeed, we explain in Section 4.1 why the orbit of CryoSat also prevents from such approach. Moreover, we have to keep in mind that this correction is needed to correctly interpret long-term series and to compare different missions, whose electromagnetic characteristics are different.

Because of the anti-correlation between backscatter and height at the crossover difference shown in Fig. 5a and b, the first idea is to fit the difference between ascending and descending observations of height with solely the information of the backscatter difference. In this case, the correlation between both series is only 0.3. The initial r.m.s. of the difference between ascending and descending heights of 0.51 m is only reduced to 0.48 m. If one adds terms in backscatter squared or cubed, in order to take into account the non-linear relation, the correlation is the same and the r.m.s is slightly reduced to 0.38. If one adds the leading edge differences, the correlation reaches 0.7 but the residuals are still large and the height r.m.s. is 0.33.

Fig. 5c shows the crossover difference for the “first echo” height, obtained by adding half of the leading edge width to the height (see Section 2.1). The sign of the anisotropic pattern is inverted because the distortion of the leading edge toward the left part is symmetrically passed on the right part when fitting the leading edge with an erf function. However, the amplitude of this difference is always smaller than for the difference in height. This shows that a common ascending and descending height may be found between the first echo and the average surface. This also shows that the observed “unexplained” jumps are cancelled out by averaging over time and do not affect the averaged observations.

We then try to empirically find the best place to retrack within the leading edge, with the aim to find a correction such as α (Le). In this case one can show that α should depend on the leading edge width. The best fit is found to be a relation with both waveform shape parameters, leading edge and trailing edge, such as $\alpha = (a Le + b Te)$. The correlation is 0.76 and the r.m.s between both corrected heights is only 0.27 cm, suggesting an individual noise in height of 0.19 cm. Note that adding the backscatter information does not lead to a better result. This is an important result in the frame of comparison of different missions. Indeed, the backscatter is difficult to correctly calibrate, above all for missions with different radar frequency. We also try to add external information within the fit, such as accumulation rate, surface slope, brightness temperature ratio, etc., but no regression leads to a better result suggesting that the sole waveform shape information is enough.

The fit shows that the best point to retrack the waveform is located between 20% and 40% of the whole leading edge width, meaning just before the middle (see Fig. 6a). The best place to retrack is low when the volume echo is large, meaning where backscatter is weak and trailing edge is clearly above the surface value (see Fig. 2). Note that precision decreases as latitude increases toward the South, as the angle between ascending and descending tracks decreases. The map of the residuals between ascending and descending height after this correction (Fig. 6b) shows that no trace of the anisotropic pattern (see Fig. 5) remains after correction and that the final residuals pattern is clearly linked with surface slope and kilometer-scale roughness, and then mostly corresponds to noise.

3.2. Change in time

This error is classically reduced by the use of the backscattering coefficient that is also sensitive to change in surface or subsurface characteristics. The temporal change in height due to this error is assumed to vary linearly with the backscattering coefficient so that the error is deduced by fitting the temporal series of elevation with backscatter series (Davis and Ferguson, 2004; Rémy and Parouty, 2009; Wingham et al., 1998, 2006b; Zwally et al., 2005).

As in the previous section we try to fit the height time-series with different parameters: only the backscatter, only the waveform parameters Le and Te , with both backscatter and waveform shape, with a biquadratic form depending on all parameters in order to take into account non-linearity. We also try to add external information such as temperature, snow accumulation or brightness temperature.

To test the best fit, we cannot use the correlation between ascending and descending time-series because the backscatter fluctuations are too important and identically affect both series, so that an artificial correlation appears. We then use the r.m.s of the height residuals after correction and the difference of the height trends (mean and r.m.s) estimated for ascending and descending series.

Without correction, the r.m.s of height series is 33 cm and the r.m.s of the trends difference at crossovers is 4.2 cm/yr with a slight bias between crossovers. The correction with solely the backscatter decreases the height series r.m.s. to 24 cm and the crossover bias but not the r.m.s of the trends difference. We already mentioned that backscatter and height might have their own long-term trend. Moreover, we can imagine that seasonal, inter-annual and long-term links between both parameters are due to different forcings and lead to different regressions. Indeed, the regression between backscatter and height depends on the time-scale. At the seasonal scale, backscatter amplitude is on average 0.44 dB (it can reach up to 2.5 dB and the r.m.s for the 58,000 points is 0.29 dB), and 16 cm (up to 2 m with a r.m.s of 0.13 m) for height. The regression between both seasonal signals is 0.55 ± 1.1 m/dB. The regression estimated with the long-term trend is 0.26 ± 1 m/dB, the regression estimated by removing the long-

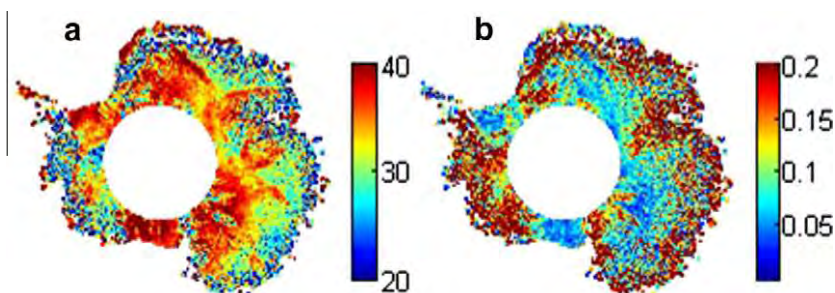


Fig. 6. (a) Place to retrack within the leading edge to reduce the cross-over difference, expressed in percent of the leading edge width. The result show that one has to retrack “lower”, when volume is dominant and slightly above the middle of the leading edge elsewhere. (b) Map of the residuals after correction, divided by $2^{1/2}$, then in terms of individual precision. Note that the anisotropic pattern disappears and that the final error is still important in the sloping or rough area but reaches very good values in the plateau.

term trend is 0.28 ± 0.20 m/dB. The sign of the regression does not depend on the time-scale, and except for the seasonal signal, the intensity is similar except that the discrepancies between long-term regressions are more important than for short-scale ones, showing that indeed, backscatter and height may have their own long-term trend. The same exercise with the height and leading edge width fluctuations leads to the same results except that the regression estimated over the long-term is close to the theoretical values of -1 (i.e. when all the leading edge fluctuations pass on the height). This suggests that, hopefully, waveform long-term change is relatively fair. We then try to correct height series only with the help of short-time scale regression. The impact on the statistics is weak (see Table 1).

We then try to fit the height series with both the backscatter and the waveform shape parameters. The r.m.s of the height residuals decreases to 20 cm and the r.m.s of the difference between ascending and descending tracks decreases to 3.6 cm/yr and the bias between crossover is decreased in average to 0.01 cm/yr. Note that the gain with respect to the previous values of 4.2 cm/yr is 2.2 cm/yr. It is therefore significant. The height trend with this correction and with along-track data is mapped in Fig. 7a while the difference with the classical correction (i.e. only with the help of backscatter) is mapped in Fig. 7b. The latter map shows that the difference may reach a few cm/yr (up to 5 cm/yr in the Wilkes Land) over large area. Our correction increases the mass gain over a large part of East Antarctica while it increases the loss near the coast over a long band in the Wilkes Land.

If one tries to force with the same relation than the previous one, i.e., by fitting a relation of the kind α (Le) with α depending on the waveform parameters, the results are similar (see Table 1) to the last test. Finally, as we previously have done, we try to use external information such as average snow accumulation, brightness temperature and surface slope; we try to separate the different time-scale for all the parameters used... without success.

The conclusion is that a correction with only the backscatter is not enough: waveform parameters should be added. A second conclusion is that even with a multi-parameters function, the final trend difference gets an important residual error. Information is lacking in order to efficiently reduce the temporal change induced error.

4. Discussion

4.1. CryoSat

The antenna polarization of EnviSat is 120° backward looking while it is perpendicular to the satellite motion for CryoSat (Wingham et al., 2006a). Moreover, the inclination of CryoSat is 92° . The difference between ascending and descending antenna polarization direction will then depend on the latitude and on the kind of crossover, (we have four different crossover configurations between CryoSat (Cryo) and EnviSat (Env), ascending (A) and descending (B), in addition to the two sets of crossovers between same satellites). For instance, at latitude 70°S , the difference for crossovers (Cryo A, cryo D), (Env A, Cryo D) and (Env D, Cryo

Table 1

Statistics of the height trend for different corrections. From top to bottom, we test without correction, with solely backscatter corrections (Bs), with solely backscatter corrections estimated without long term trend (Bs small scale), with the backscatter and the two waveform shapes (Bs and Wf), with the relation allowing to reduce cross-over points (xov fit). The statistics are given from left to right, with the r.m.s of the temporal residuals (cm), with the r.m.s of the cross-over difference in height trend (cm/yr), with the mean cross-over difference in height trend (cm/yr).

Test	r.m.s Residual (in cm)	r.m.s Cross-over dh/dt (cm/yr)	Mean cross-over dh/dt (cm/yr)
Without	33.1	4.14	0.11
With Bs	24.7	4.20	0.03
With Bs small scale	25.1	4.23	0.015
With Bs and Wf	20.6	3.65	0.01
With xov fit	20.1	3.69	0.01

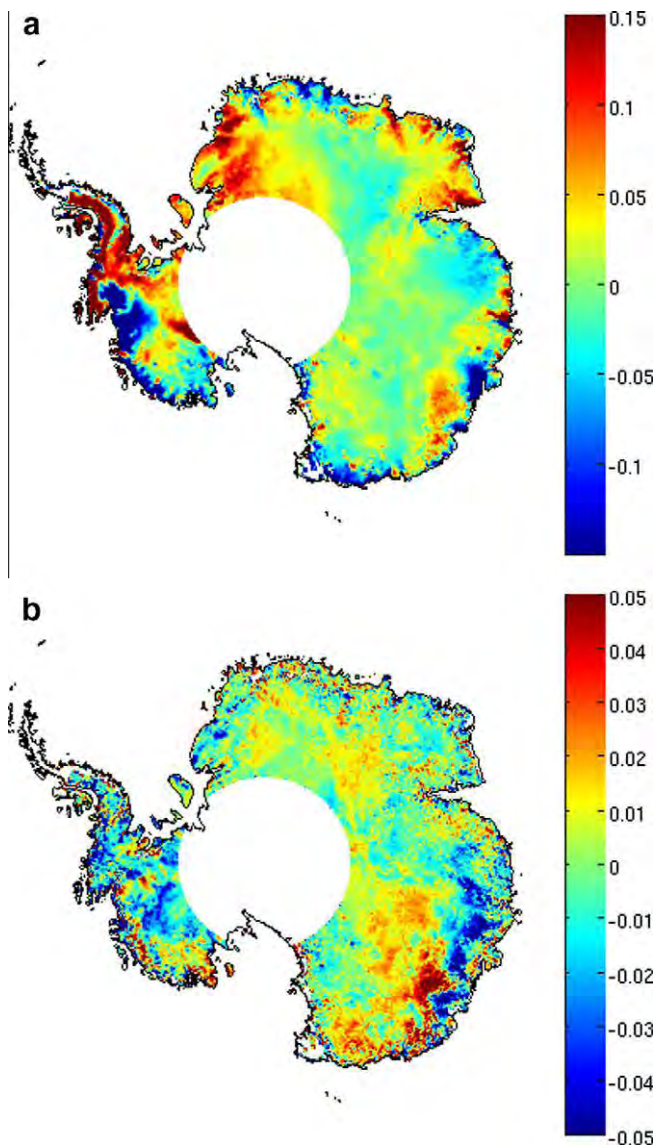


Fig. 7. (a) Height trend in cm/yr estimated with along-track data and corrected with backscatter and the two waveform parameters. (b) Difference of the height trend corrected with the whole waveform information and with solely the backscatter information as it is classically done. In some place, the difference exceeds 5 cm/yr.

A) will be of the same order than the (Env A, Env D) difference. At latitude 80°S , while the difference for (Env A, Env D) crossovers decreases, the difference for crossovers (Cryo A, Cryo D), (Env A, Cryo D) and (Env D, Cryo D) will be maximal (Remy et al., 2006). On the contrary, the effect for crossovers (Env A, Cryo A) will be around five times smaller than for others. The error on difference between EnviSat and CryoSat crossovers will then be from latitude 70°S to 80°S on the same order of magnitude than for EnviSat internal crossovers at lower latitude. We then expect a difference at a crossover points as large as a few meters for the height and a few decibels for the backscattering coefficient. Indeed, the first CryoSat map shows important and geographically correlated crossover differences for both parameters. (Muir, personal communication, the 3rd of February 2011).

The sampling of this anisotropic effect will be very good, with addition of 5 new crossover configurations. Moreover, the repetitivity of CryoSat is 369 days, so that the temporal sampling of each crossover will be very poor but the crossover spatial sampling will be very dense, ten times more than EnviSat. The methodology described in Section 3.1 is then suitable and will strongly improve the proposed empiric relation. In particular, it will improve the EnviSat correction for high latitude.

4.2. AltiKa

AltiKa, the radar altimeter on-board SARAL (Satellite with Argos and AltiKa), a joint mission between the Indian space agency ISRO and the French space agency CNES, is planned to be launched in 2012 and will have new important characteristics: the Ka frequency, 2.7 times greater than the Ku frequency, the nadir resolution (the footprint will be smaller than for Ku-band) and the better temporal sampling of the waveform due to the larger PRF (Pulse Repetition Frequency). The antenna is also linearly polarized with a direction parallel to the satellite motion. Technical characteristics can be found in Vincent et al. (2006).

The Ka-band penetration will be smaller; the absorption will be enhanced by a factor 2.7 and the scattering by a factor 53. Moreover, the surface at the centimeter-scale will be rougher for the Ka-band, so we can expect to have a backscattered signal dominated by near subsurface scattering echo. The physics of the measurements will thus be very different than for the previous altimeters. If ever EnviSat is still alive after the AltiKa launch, the crossover differences between both altimeters will be mostly controlled by the difference between both penetrations and will give the lower limit of Ku-band penetration. The AltiKa crossover differences will probably teach us about the exact anisotropic process.

The Ka bandwidth is 480 MHz instead of the classical 320 MHz so that the waveform, in particular the leading edge will be better sampled. The near subsurface process could be hopefully better characterized.

5. Conclusions

In this paper, we investigate the influence of space and time on the radar wave penetration within the snowpack. First, due to the surface anisotropy and the linear antenna polarization, the volume echo received by the radar altimeter depends on the angle between surface anisotropy and the antenna polarization direction. The effect is impressive; the backscatter variations may reach 2 dB with an induced change in height of the order of one meter. Due to different orbit inclinations and polarization directions, the effect would strongly affect the comparison between CryoSat and EnviSat. We show that we can reduce this error by improving the restitution of the height within the leading edge. The retracking point should be lower than the middle of the leading edge. We show that the use of the backscat-

ter does not improve the relation. It will be important above all for the comparison between EnviSat and AltiKa, because of the difficulty to compare both backscatters.

Second, we investigate the penetration impact on the temporal trend. We show that in the central part of the East Antarctic ice sheet, the change in height gently follows the change in the leading edge width, suggesting that the first echo is always the same. On the contrary, in a few places, some unexpected jumps occur. We show that the occurrences of these jumps are seasonal, the maximum being during winter. If we assume that they are due to change in the depth of the internal reflection, the derived extinction is in good accordance with previous estimation. To correct for these temporal errors, we also show that the sole use of the backscatter is not enough to reduce this error; waveform parameters should be also used. In particular, adding the waveform shape parameters allows to better take into account slight long-term change. We also try to add external available information (accumulation rate, radiometer observations, surface slope), to take into account of the non-linearity by using bi-quadratic forms, to separate inter-annual change and long-term trend, but the final precision of the temporal trend (measured at the crossover point) is never less than 3 cm/yr. During the period considered here, the change in backscatter is on average close to zero, even if locally it can reach up to 1 dB/yr. Then, in terms of mass balance at the global scale the difference is within 20 km³/yr. However, larger discrepancies, up to 5 cm/yr over large areas are found depending on the correction.

The six different crossover configurations of CryoSat and EnviSat tracks provide a good sampling that will allow to better understand the physics of the complex interaction between the radar wave and snowpack. Above all, it will help to improve the proposed relation and to extend it to higher latitudes toward South. AltiKa will help in a better leading edge characterization and to improve the physics of measurement with the new radar frequency.

If a new retracking method was to be developed, the two mentioned errors should be taken into account in order to optimize it.

References

- Arthern, R.J., Wingham, D.J., Ridout, A.L. Controls on ERS altimeter measurements over ice sheets: Footprint-scale topography, backscatter fluctuations, and the dependence of microwave penetration depth on satellite orientation. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 106 (D24), 33471–33484, 2001.
- 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 Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 45 (2), 321–331, 2007.
- Davis, C.H., Ferguson, A.C. Elevation change of the Antarctic ice sheet, 1995–2000, from ERS-2 satellite radar altimetry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 42 (11), 2437–2445, 2004.
- Davis, C.H., Zwally, H.J. Geographic and seasonal variations in the surface properties of the ice sheets by satellite radar altimetry. *Journal of Glaciology* 39 (133), 687–697, 1993.
- Fung, A.K., Eom, H.J. Application of a combined rough-surface and volume scattering theory to sea ice and snow backscatter. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 20 (4), 528–536, 1982.
- 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 Sensing of Environment* 112 (4), 1712–1729, 2008.
- Lacroix, P., Legresy, B., Remy, F., Blarel, F., Picard, G., Brucker, L. Rapid change of snow surface properties at Vostok, East Antarctica, revealed by altimetry and radiometry. *Remote Sensing of Environment* 113 (12), 2633–2641, 2009.
- Legresy, B., Remy, F. Using the temporal variability of satellite radar altimetric observations to map surface properties of the Antarctic ice sheet. *Journal of Glaciology* 44 (147), 197–206, 1998.
- Legresy, B., Remy, F., Schaeffer, P. Different ERS altimeter measurements between ascending and descending tracks caused by wind induced features over ice sheets. *Geophysical Research Letters* 26 (15), 2231–2234, 1999.
- 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 Sensing of Environment* 95 (2), 150–163, 2005.
- Li, J., Zwally, H.J. Modeling the density variation in the shallow firn layer. *Annals of Glaciology* 38, 309–313, 2004.
- Li, J., Zwally, H.J., Cornejo, C., Yi, D.H. Seasonal variation of snow-surface elevation in North Greenland as modeled and detected by satellite radar altimetry, in: Duval, P. (Ed.), *International Symposium on Physical and Mechanical Processes on Ice in Relation to Glacier and Ice-Sheet Modelling*. Chamonix, FRANCE, pp. 233–238, 2002.
- Matzler, C.U. Applications of the interaction of microwaves with the natural snow cover. *Remote Sensing Reviews* 2, 259–387, 1987.
- 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* 461 (7266), 971–975, 2009.
- Rémy, F., Parouty, S. Antarctic ice sheet and radar altimetry : A Review. *Remote Sensing* 1, 1212–1239, 2009.
- Remy, F., Legresy, B., Benveniste, J. On the azimuthally anisotropy effects of polarization for altimetric measurements. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 44 (11), 3289–3296, 2006.
- Ridley, J.K., Partington, K.C. A model of satellite radar altimeter return from ice sheets. *International Journal of Remote Sensing* 9 (4), 601–624, 1988.
- Tran, N., Remy, F., Feng, H., Femenias, P. Snow facies over ice sheets derived from Envisat active and passive observations. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 46 (11), 3694–3708, 2008.
- Vincent, P., Steunou, N., Caubet, E., Phalippou, L., Rey, L., Thouvenot, E., Verron, J. AltiKa: A Ka-band altimetry payload and system for operational altimetry during the GMES period. *Sensors* 6 (3), 208–234, 2006.
- Wingham, D.J., Ridout, A.J., Scharroo, R., Arthern, R.J., Shum, C.K. Antarctic elevation change from 1992 to 1996. *Science* 282 (5388), 456–458, 1998.
- Wingham, D., Francis, C.R., Baker, S., et al. Cryosat : A mission to determine the fluctuations in Earth's land and marine ice fields. *Advances in Space Research* 37, 841–871, 2006a.
- Wingham, D.J., Shepherd, A., Muir, A., Marshall, G.J. Mass balance of the Antarctic ice sheet. *Philosophical Transactions of the Royal Society A* 364, 1627–1635, 2006b.
- Wingham, D., Wallis, D., Shepherd, A., 2009. Spatial and temporal evolution of Pine Island Glacier thinning, 1995–2006. *Geophysical Research Letters*, 36, 2009.
- Zwally, H.J., Li, J. Seasonal and interannual variations of firn densification and ice-sheet surface elevation at the Greenland summit. *Journal of Glaciology* 48 (161), 199–207, 2002.
- 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. *Journal of Glaciology*, 51(175), 509–527, 2005.

Annexe B

Article Flament and Rémy, 2012

Dynamic thinning of Antarctic glaciers from along-track repeat radar altimetry

Thomas FLAMENT, Frédérique RÉMY

*Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiale (Legos), Toulouse, France
E-mail: thomas.flament@legos.obs-mip.fr*

ABSTRACT. Since 2002, the Envisat radar altimeter has measured the elevation of the Antarctic ice sheet with a repeat cycle of 35 days. This long and regular time series is processed using an along-track algorithm to depict in detail the spatial and temporal pattern of elevation change for the whole ice sheet. We use this dataset to examine the spatial and temporal pattern of Pine Island Glacier (PIG) thinning and compare it to the neighbouring glaciers. We also examine additional areas, especially in East Antarctica whose mass balance is poorly known. One advantage of the finer along-track spacing of measurements is that it reveals places of dynamic thinning in regions of rapid ice flow. We observe the acceleration of thinning on PIG. Over the entire basin, the volume loss increased from $7 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ during 2002–06 to $\sim 48 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ during 2006–10. We also observe accelerated thinning on the lower tens of kilometres of Thwaites Glacier, with a mean thinning of 0.18 m a^{-1} over its entire basin during our observation period. We confirm the dynamic thinning of Totten Glacier but we do not detect significantly accelerated thinning on any glacier elsewhere than on the coast of the Amundsen Sea.

INTRODUCTION

The mass balance of an ice sheet can be estimated by several different techniques, one of which is altimetry (e.g. Allison and others, 2009). Repeated elevation measurements at the same locations provide volume variations that can be converted to mass variations by adding an assumption on the associated density.

In several locations around Antarctica, changes in mass balance linked to changes in the ice flow ('dynamic changes') have been identified (e.g. Pritchard and others, 2009). For instance, glaciers flowing into the former Larsen B ice shelf accelerated immediately after the disintegration of the ice shelf in 2002. This increase in ice flow velocity caused rapid thinning because of faster drainage of ice (Shuman and others, 2011). However, the surface height evolution of these glaciers cannot be studied properly with classical radar altimetry because of the relief surrounding them.

Pine Island Glacier (PIG), by contrast, is much more easily observable, because of its large drainage basin and high thinning rates. It has been identified as being massively out of balance since the 1990s (Shepherd and others, 2001). Accumulation over its basin totals a little over 60 Gt a^{-1} , but the glacier discharged 77 Gt a^{-1} of ice in 1996 (Rignot and others, 2004), 85 Gt a^{-1} in 2000 (Rignot, 2008, table S1) and 103 Gt a^{-1} in 2006 (+34% compared with 1996; Rignot, 2008). The onset of this large out-of-balance discharge is thought to have been provoked by ocean warming that thinned the ice shelf and ice plain (Corr and others, 2001), leading to the ungrounding of this plain (Thomas and others 2004; Jenkins and others, 2010). With the help of European Remote-sensing Satellite (ERS-2) and Envisat radar altimetry, Wingham and others (2009) observed accelerated thinning near the grounding line. Other glaciers in the vicinity are exposed to the same conditions, namely Thwaites, Pope, Smith and Kohler glaciers. The latter three were reported to be accelerating, whereas the Thwaites Glacier region of fast flow seems to be widening (Rignot, 2008).

Dynamic thinning of the ice sheets could play a prominent part in global sea level in the next century. It is therefore necessary to better understand this phenomenon.

The aim of this paper is to complete and extend the temporal series with the whole Envisat 35 day repeat orbit that started in austral spring 2002 (with valid data from September 2002) and ended in November 2010. To make the most of this dataset, we introduce an along-track processing that produces much denser coverage than the usual crossover processing. The sampling is also more regular in time, and the series longer, than can be obtained from 2003–09 Ice, Cloud and land Elevation Satellite (ICESat) data acquired during two to three campaigns each year between 2003 and 2009 (see Pritchard and others, 2009 who used 2003–07 ICESat data).

We first focus on PIG, taking advantage of previous work and of in situ measurements to validate our processing scheme. Then we examine whether dynamic thinning can also unambiguously be detected on other locations of the Antarctic ice sheet (AIS).

2. DATA AND METHODS

2.1. Along-track processing

The along-track processing used in this study is largely inspired by the work of Legrésy and others (2006) but it is also similar to the method used by Zwally and others (2011) or method M3 of Sørensen and others (2011) (see also Howat and others, 2008; Smith and others, 2009). Unlike the usual crossover analysis that uses only data points where satellite tracks cross, this method considers all the altimeter measurements, i.e. one point every 350 m along-track. The result is a large increase (by a factor 25) in the number of available data points (from 60 000 crossovers to $>1\,500\,000$ along-track processed points for the whole AIS). Moreover, the tracker system can lose lock when the satellite is flying from the ocean towards steep terrain so that some coastal crossovers are missing whereas one track is available. Along-track processing is thus of particular interest near the

Antarctic coast, at lower latitudes, where the dynamic signal is assumed to be strong and data coverage is sparse.

Each satellite track was flown over up to 83 times during the study period (September 2002 to October 2010, cycles 9–94, the '35 day repeat Envisat period'). Here we chose to compute the elevation trend every kilometre along-track. All available measurements within a 500 m radius of a point on the mean ground track were selected and processed together. The 500 m radius is appropriate for two reasons. First, it corresponds to the across-track scatter of the points flown over by the satellite, as provided by orbit control. Second, it is possible to model the topography at this scale using a simple quadratic form (of the along- and across-track coordinates). Using the quadratic form we obtain elevation residuals with a root mean square (rms) of 40 cm, whereas with a simple linear fit the rms was 46 cm. Using the quadratic form instead of a plane thus provides a gain of 22 cm rms.

The processing includes corrections based on waveform parameters (computed by the ICE-2 retracker (Legrésy and others, 2005)) to account for varying electromagnetic properties of the ice-sheet surface. The overall processing in itself is a least-square fit to the measured elevations (Rémy and Parouty, 2009).

The least-square model can be written:

$$\begin{aligned}
 H(x, y, t) = & \text{dBS}(bs - \overline{bs}) + \text{dLEW}(\text{lew} - \overline{\text{lew}}) \\
 & + \text{dTÉS}(\text{tes} - \overline{\text{tes}}) \\
 & + H_0(\overline{x}, \overline{y}) + s_x(x - \overline{x}) + s_y(y - \overline{y}) \\
 & + c_x(x^2 - \overline{x^2}) + c_y(y^2 - \overline{y^2}) \\
 & + c_{xy}(x^2 - \overline{x^2})(y^2 - \overline{y^2}) \\
 & + dh/dt(t - \overline{t}) \\
 & + \text{res}(x, y, t),
 \end{aligned}$$

where dBS, dLEW and dTES are the parameters determined for the backscatter (bs), leading-edge width (lew) and trailing-edge slope (tes) adjustment variables; H_0 is the mean altitude; s_x and s_y are the parameters for adjustment variables x and y , i.e. the local slopes; c_x , c_y and c_{xy} complete the quadratic modelling of the surface (corresponding to curvatures); and dh/dt is a linear time trend. The overbar represents the local mean, and $\text{res}(x, y, t)$ are the residuals. ICESat measurements only span 100–200 m across track, and good results are achieved with slope only. Here a quadratic surface model was used because of the wider scatter of points across-track.

The processing can be broken down into the following steps:

- choose a location along-track
- select all measurements within a 500 m radius
- fit the ten parameters
- compute the standard deviation of residuals
- reject individual measurements whose corresponding residuals are larger in absolute value than three times this standard deviation (3σ editing)
- fit the ten parameters only on the remaining measurements

if <130 measurements are left for the second fit or if the standard deviation of residuals after this second fit is >5 m, reject the processed point

go to the next location along-track, 1 km farther and repeat the same process.

In theory, with all passes available, each processed point should be computed from 200 measurements, but this number is reduced because of missing passes and 3σ editing. The threshold at 130 measurements was determined empirically from a histogram as we expect that a location with fewer measurements will suffer from measurement quality problems (due to crevasses, very steep slopes, etc.). For the whole AIS, this criterion eliminates 4.8% of points.

The regularity and density of the temporal sampling allow us to reuse the residuals from the fit to compute surface height acceleration (second derivative with respect to time, d^2h/dt^2) or to take into account the seasonal signal. To determine the elevation acceleration, we fit the following least-square model:

$$h(t) = h_0 + a(t - \overline{t}) + b(t^2 - \overline{t^2}),$$

where t is the time, a is our estimate of dh/dt , b our estimate of d^2h/dt^2 and the overbar represents the mean.

In the following, interpolated maps rendered on a $5 \text{ km} \times 5 \text{ km}$ grid are built by averaging with Gaussian weights. All points within a 25 km radius are taken into account and weighted with a decorrelation radius of 10 km.

The interpolated map of dh/dt is given in Figure 1. Ninety-five per cent of elevation changes are within 15 cm a^{-1} of zero. These changes are small in amplitude and have a large spatial extension. Rémy and Parouty (2009) showed (by comparing ERS-2 and Envisat elevation trends) that they could vary depending on the observation period. They are attributed to variations in meteorological forcings. A persistent anomaly in accumulation lasting a few years could account for these changes (Rémy and others, 2002; Helsen and others, 2008).

However, it is recognized that ice thickness in some locations does vary because of changes in ice dynamics (Fig. 1). This happens especially in West Antarctica, with the well-documented acceleration of PIG resulting in dramatic thinning of the glacier. The opposite effect is also clearly visible on the small upstream part of Kamb Ice Stream (former Ice Stream C) seen by Envisat (on the Siple Coast, close to the southern limit of coverage at 81.5° S), which is growing thicker since it stopped flowing, around 1850 (Retzlaff and Bentley, 1993; Jacobel and others, 1996; Anandakrishnan and Alley, 1997).

2.2. Measurement accuracy

To validate the accuracy of our measurements, we compare them to those of Scott and others (2009) on PIG. They computed elevation change rates from ICESat data and velocities observed during two austral summer campaigns using GPS receivers at three locations (see Table 1; Fig. 2a).

From the along-track elevation time series obtained as the residuals of the processing described in Section 2.1, we derive elevation measurements to be compared to those of Scott and others (2009). First, we select the four points of our dataset that are closest to the locations given in the Table 1 caption and average them to reduce the noise in the series. Then we fit a second-order polynomial and a sine with a 1 year period to account for elevation change rate, elevation

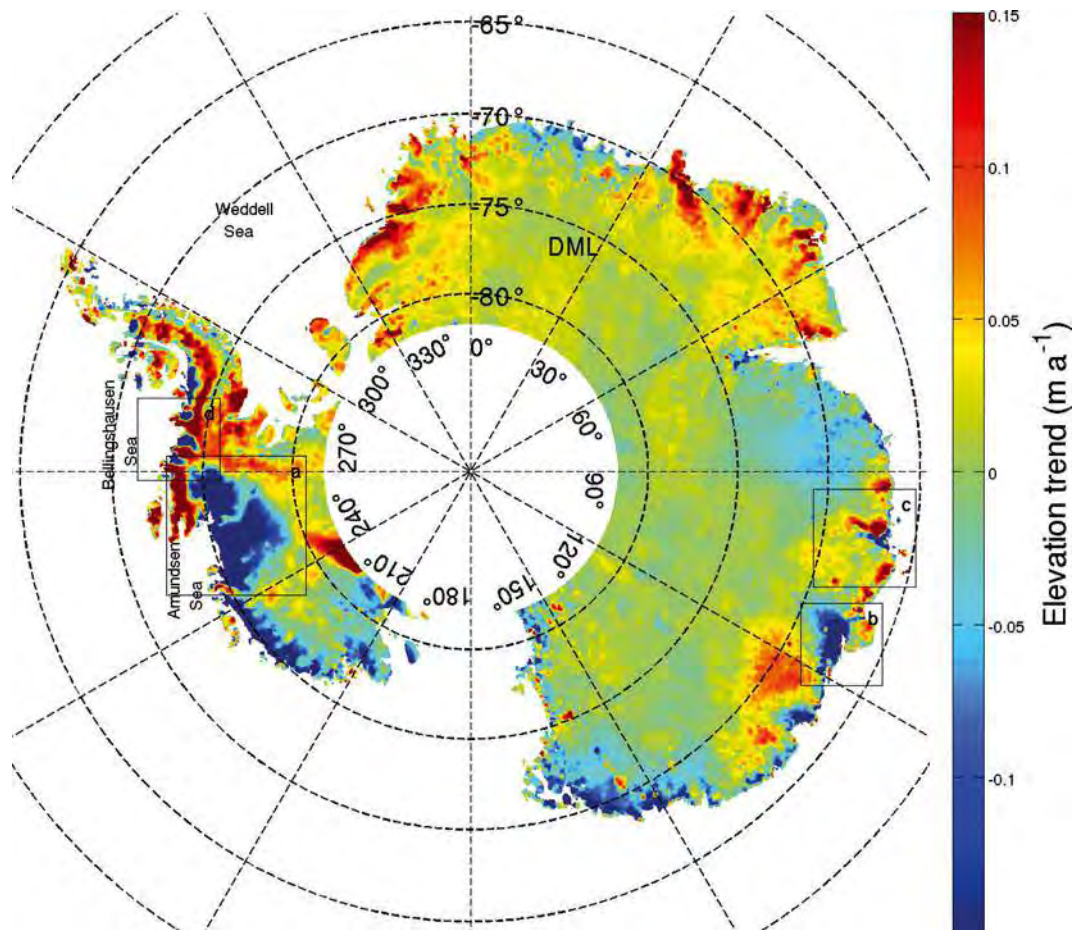


Fig. 1. Map of surface elevation trend, dh/dt . Boxes delineate areas referred to in subsequent figures. Meridians are plotted in dotted line every 10° and parallels every 5° . The limit of coverage is at 81.5° S. DML: Dronning Maud Land.

change acceleration and seasonal variations. Time series and the corresponding fitted curves are given in Figure 3. Values given in Table 1 are computed from the fitted curves over the observation periods used by Scott and others (2009). The error is estimated by propagating uncertainty on the fitted parameters. This error depends on the statistical distribution of measurements and accounts only for the misfit of our four-parameter model to the series.

The only point where the 1σ error intervals do not overlap is for the farthest point upslope, 171 km from the grounding line during the 2007/08 austral summer. Scott and others measured a slowdown in thinning; the elevation trend at PC171 varied from -1.2 m a^{-1} during GPS1 to -1.05 m a^{-1} during GPS2. There are too few degrees of freedom in our fit

to account for this behaviour, as we assume steady elevation acceleration; but the precision of our altimetry data over such short timescales is not sufficient to achieve better results.

The difference in location between the field GPS measurements and the altimeter measurements could contribute a little to the difference. From the spatial gradient of the elevation trend, we estimate that this location error adds $<0.1 \text{ m a}^{-1}$ if the distance between PC55 and the chosen satellite measurements is 10 km. The error is lower for the other points, respectively 3 and 2 cm a^{-1} at PC111 and PC171. These values are added to the error estimates described previously.

Part of the seasonal signal in radar height measurements might come from badly corrected effects of the seasonal

Table 1. Elevation changes (m a^{-1}) at Scott and others' (2009) points, and values estimated by fitting a quadratic dependency on time and a 1 year sine to our Envisat height residuals closest to PC55 (75.357° S, 97.86° W), PC111 (75.406° S, 95.88° W) and PC171 (75.455° S, 93.71° W)

Point	2003–07		GPS1 (austral summer 2006/07)		GPS2 (austral summer 2007/08)	
	ICESat (Scott and others, 2009)	Envisat (this study)	GPS (Scott and others, 2009)	Envisat (this study)	GPS (Scott and others, 2009)	Envisat (this study)
PC55	-1.9 ± 0.4	-2.15 ± 0.3	-3.5 ± 0.65	-3.0 ± 0.5	-3.65 ± 0.7	-3.3 ± 0.5
PC111	-1 ± 0.4	-1.2 ± 0.15	-2.0 ± 0.4	-2.2 ± 0.3	-2.8 ± 0.6	-2.3 ± 0.3
PC171	-0.6 ± 0.4	-0.7 ± 0.1	-1.2 ± 0.2	-1.4 ± 0.3	-1.05 ± 0.2	-1.6 ± 0.2

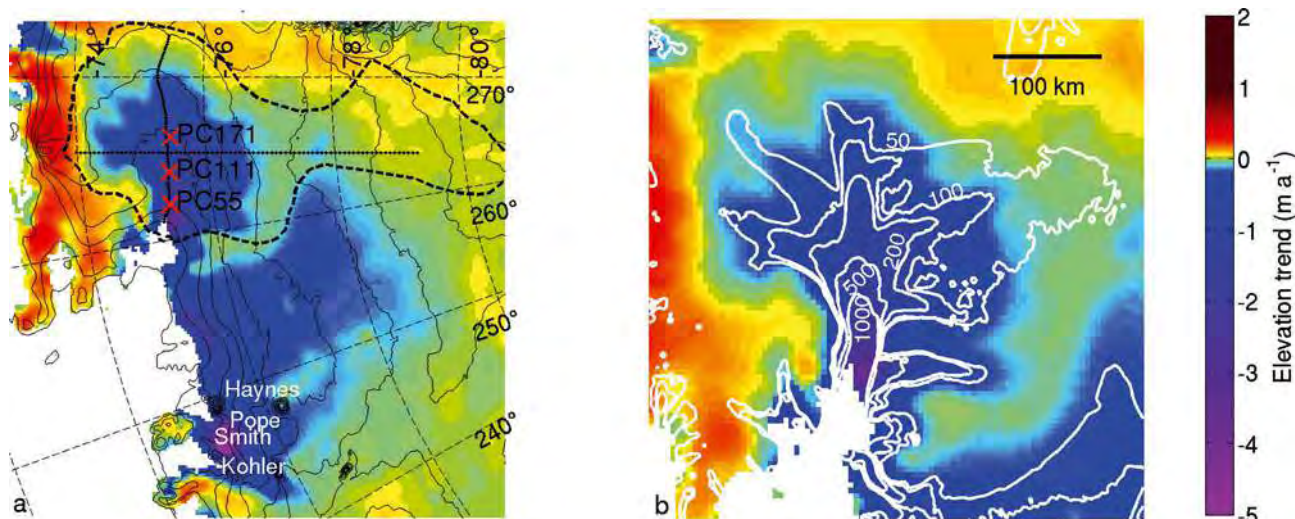


Fig. 2. (a) Enlargement of the Amundsen Sea Embayment (box a in Fig. 1) dh/dt (m a^{-1}). PIG basin is delineated in dashed black line; grounding line from the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Mosaic of Antarctica is in red. Altitude contours every 250 m are thin black lines. Red crosses show the location of Scott and others' (2009) GPS measurements, and dotted black lines are the profiles (respectively north–south transect and roughly east–west central flowline) used in Figure 6. Meridians are every 10° , parallels every 2° . (b) Enlargement of PIG elevation trend. White lines are the speed contours from Rignot and others (2011), plotted at 50, 100, 200, 500 and 1000 m a^{-1} (right).

modification of the snowpack properties, as we only fit three waveform parameters to account for this effect. The contribution from this error is difficult to estimate. Further investigation is still needed for an independent validation of radar altimeter time series over ice sheets with respect to this phenomenon (Arthern and others, 2001; Rémy and Parouty, 2009). However, the overall good agreement between our values and those of Scott and others (2009) gives good confidence in the quality of our altimetry data.

2.3. Errors in interpretation induced by interannual variability in accumulation rates

The natural year-to-year variability of accumulation could produce height changes over the observation period that should not be interpreted as long-term mass imbalance of the ice sheet.

We assume that there is no significant trend in accumulation over recent decades (Monaghan and others, 2006) and that the spatial and temporal variability of accumulation were the same as now. The idea is that the stronger the accumulation, the larger the deviation from steady state could be.

We used a simplistic model to estimate the contribution of the natural variability of accumulation to surface height change. We took into account the contribution of past and recent accumulation anomalies through the variation in firm compaction velocity they induce.

To do this, we drew 3000 values of accumulation with a standard deviation of 30% around the local mean. Each value produces a height anomaly that evolves with time as the snow is compacted into ice. The firm compaction is simply modelled by a decreasing exponential as in Rémy and Parrenin (2004), where the density of snow evolves as

$$\rho(t) = \rho_i - (\rho_i - \rho_x) \exp(-kt).$$

We ran the simulation 10 000 times for a range of accumulation values and for several values of the densification coefficient k (0.1, 0.01 and 0.001).

From the accumulation map by Arthern and others (2006), we then estimated the potential contribution of accumulation variation to the elevation change on each $5 \text{ km} \times 5 \text{ km}$ pixel on our map.

Although this model is only first-order, it provides a guess of where elevation changes are significantly dominant over natural variability. With this method, it is also possible to estimate the influence of accumulation variability on the second derivative of surface height.

This accumulation contribution is then considered to be an error and is combined with the standard deviation of dh/dt and d^2h/dt^2 as estimated during the least-square fit. We assume that both errors are weakly linked, so we sum their variances.

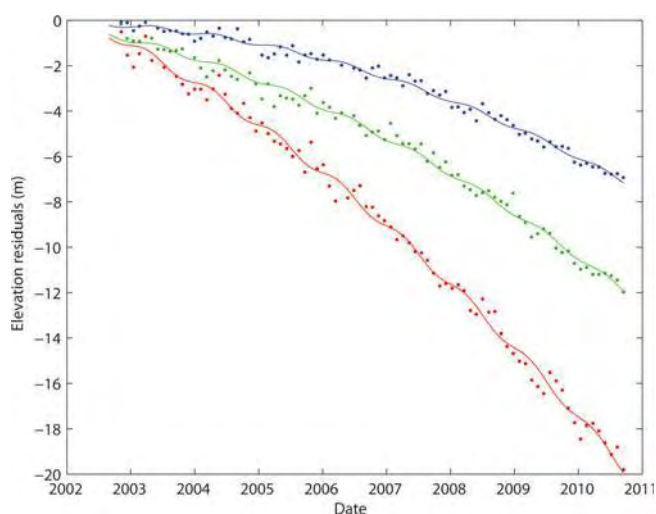


Fig. 3. Averaged surface elevation time series at the three points closest to Scott and others' (2009) GPS location. Red: PC55; green: PC111; blue: PC171 (see Table 1 caption for locations). Each thin line is the result of the least-square fit to the corresponding series.

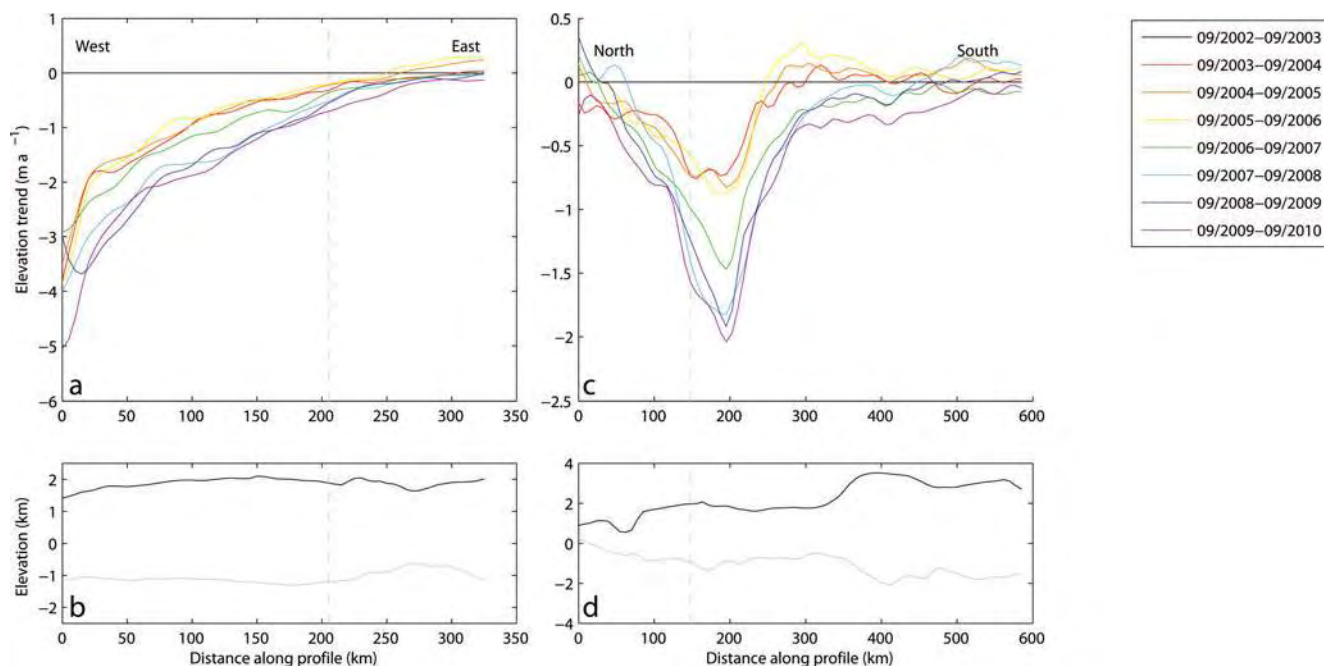


Fig. 4. Elevation trend along the profiles shown in Figure 2a. (a) Along the central flowline, directed west–east, i.e. going upslope from the grounding line, and (c) along the north–south profile. Date format is month/year. Bed elevation (grey line, from Holt and others, 2006) and surface elevation (black line) are shown below (b, d).

3. PINE ISLAND GLACIER

On PIG, we observe ‘channels’ of thinning corresponding to channels of fast flow. Pritchard and others (2009) observed intense dynamic thinning on the fast-flowing trunk (see their fig. 3). Here, thanks to better spatial resolution, we demonstrate that thinning also follows the branches of the flow pattern (Fig. 2b).

In order to better describe the temporal evolution of the whole basin, we plot the evolution with time of elevation rates along two profiles shown in Figure 2a (north–south transect and central flowline). Height measurements are plotted according to the method described at the end of Section 2.1 and re-interpolated along the profiles. We chose to average in time over periods of 1 year from September to September to take all data into account. Both transects (Fig. 4) exhibit increasing thinning, with breaks from September 2005 to September 2006 and September 2007 to September 2008, and the north–south transect also displays an impressive propagation of the thinning towards the south.

In order to compute the volume change with respect to the first full cycle of Envisat radar altimeter observations in October 2002, we integrate the elevation measurements over the whole PIG basin. We observe (Fig. 5) a clear increase of loss since the beginning. Moreover, we observe a break in the volume balance of the glacier around 2006 as the volume loss rate increases from $7 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ in the first half of the period to $48 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ in the second half. Note that, especially with such a curve, the estimation depends on the fitting. Fitting a parabola would yield a loss of $22 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ at the beginning of 2006, but the volume balance would then be slightly positive towards the end of 2002. These values are consistent with estimates by Rignot (2008) who computed a mass loss of 24 Gt a^{-1} in 2000 and 46 Gt a^{-1} in 2007.

We also observe that the highest part of the PIG basin (i.e. its southern lobe) seems to be thickening, probably due to

higher than average accumulation. This thickening shows that accumulation also plays a role in the evolution of surface height in this sector, and firn compaction modelling would be necessary to compute an accurate mass-balance estimate (Helsen and others, 2008). This higher than average accumulation and the consideration of the entire basin, in contrast to former studies (Wingham and others, 2009), might explain why we observe little volume change at the beginning of the series in fall 2002 (Fig. 5).

The cause for the propagation far inland of this perturbation is still a matter of debate. To investigate the propagation, we display in Figure 6 the data shown in Figure 4a in another way, where the residuals are averaged every quarter instead of every year. From this figure, the propagation speed can be estimated as $\sim 30 \text{ km a}^{-1}$ (a vertical tangent means no propagation, while a horizontal one means instantaneous propagation). The propagation seems to decrease at $\sim 300 \text{ km}$ from the grounding line, where the bed rises to $\sim 500 \text{ m}$. By contrast, it reaches 75 km a^{-1} at the beginning of the profile but decreases during the period. The effect of seasonal accumulation is seen as contour undulations.

Joughin and others (2003) and Scott and others (2009) suggested that the propagation is driven by the increase in driving stress. The driving stress ($\tau = \rho g \alpha E$, where ρ is the ice density, g the acceleration of gravity, α the surface slope and E the ice thickness) is proportional to slope and ice thickness, so that, thinning in the lowest part of the glacier being stronger, it increases the surface slope, thus increasing the driving stress:

$$\frac{\Delta \alpha}{\Delta t} = \frac{\left(\Delta \frac{dh}{dt} \right)}{D},$$

where t is the time, D is the distance between points where dh/dt is estimated, and Δ is the difference operator. At first order, this effect dominates the overall diminution of ice thickness (e.g. Scott and others 2009).

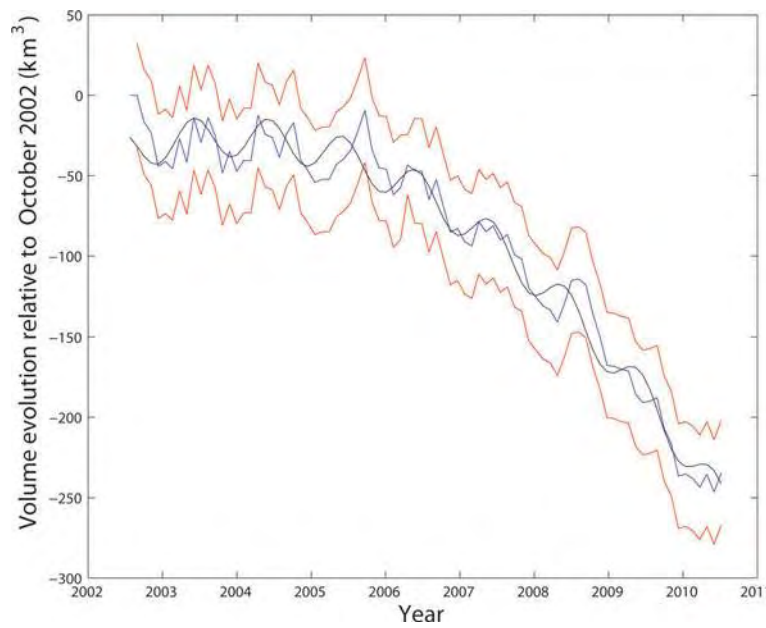


Fig. 5. Volume change of the PIG basin between 2002 and 2010. The blue line is measurements, the black line is a fit of a quadratic dependency with time and a 1 year sine, and the red lines define the 1σ error around the blue line.

Scott and others (2009) estimated a slope increase along the centre line of PIG of $\sim 2 \times 10^{-5} \text{ a}^{-1}$ between 2006 and 2008. From our estimation of elevation changes, we find the same order of magnitude: $1.5 \times 10^{-5} \text{ a}^{-1}$ for the same period. On average, we find $\sim 1.1 \times 10^{-5} \text{ a}^{-1}$ over the Envisat period, with a mean slope of 1.5×10^{-3} along the centre line. This could mean that the slope change accelerated during these 8 years. Our estimates agree with those of Joughin and others (2003), while, as stated above, values by Scott and others (2009) are larger than ours, probably because of the limited time-span of their austral summer measurements.

Figure 7 shows the evolution of the slope along the centre-line profile shown in Figure 2a, for each half of the period and for the full 8 year period. It is given in per

cent of the initial slope, as derived from the topography by Rémy and others (1999). The slope and its evolution are computed by fitting a plane to the surface within a disc with a 20 km radius. Up to km 170, the increase in driving stress is $\sim 1\% \text{ a}^{-1}$, with peaks up to $1.3\% \text{ a}^{-1}$ during the second half of the period. If we assume the Glen exponent is $n=3$, the increase in speed is thus $3\text{--}4.5\% \text{ a}^{-1}$ over this period, which is consistent with the values of Scott and others (2009) (acceleration of 4.8 and $4.1\% \text{ a}^{-1}$ respectively 111 and 171 km from the grounding line). Farther inland, 200–250 km from the grounding line, the increase is less but still significant, from $0.3\% \text{ a}^{-1}$ for the period 2002–06 to $0.6\% \text{ a}^{-1}$ for the period 2006–10, suggesting a recent increase in speed of $1.5\% \text{ a}^{-1}$.

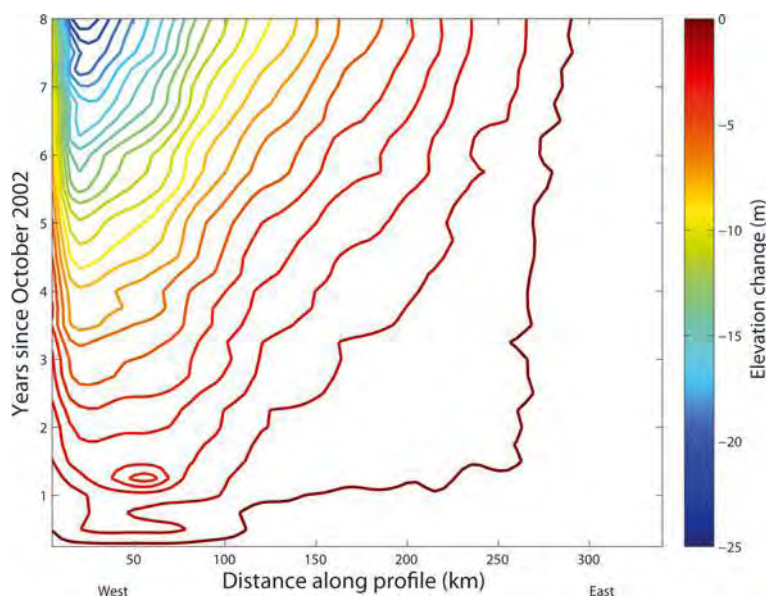


Fig. 6. Contour plot of the evolution of elevation change along the PIG centre line shown in Figure 3. x-axis is the distance from the bottom of the profile (on PIG shelf) to the top of the profile; y-axis is the time since the beginning of the series. The ‘slope’ of the contours indicates the speed of propagation of the thinning.

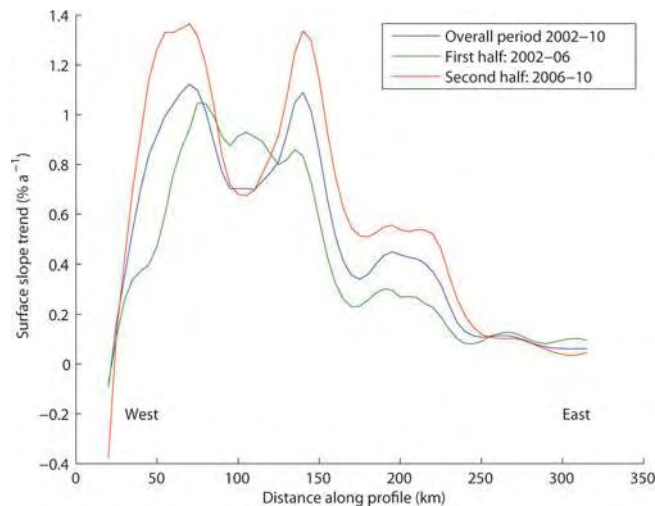


Fig. 7. Surface slope trend ($\% \text{a}^{-1}$) of initial slope along PIG centre line.

We computed the second derivative with time of the surface height (elevation acceleration; Fig. 8b) because inspection of the time series reveals an increase in thinning (e.g. Fig. 3). Wingham and others (2009) described an increase in thinning at the PIG grounding line. We extended the area to the whole Amundsen Sea Embayment (ASE) which is examined in the next section, to investigate the hypothesis of a regional phenomenon such as increased ice-shelf melting driven by ocean warming (Fig. 2a).

Most of the height loss occurs south of the central flowline (i.e. to the right of this line in the figures). The acceleration map (Fig. 8b) also shows that thinning is propagating southward. To the north, PIG is limited by high subglacial grounds (Jones Mountains) whereas its southern branches reach the thicker centre of the West Antarctic ice sheet (WAIS); ice to the north is $<1000 \text{ m}$ thick while it is $>2000 \text{ m}$ thick to the south (see north–south transect of PIG in Fig. 4c and d). To the east, thinning is detected within a

few tens of kilometres of the divide with the Ronne Ice Shelf drainage basin (Fig. 4a and b).

In Figure 4c, we observe that the centre line is not the place with the largest thinning rates. On the north–south transect, the maximum thinning rate is reached $\sim 50 \text{ km}$ farther south (at this latitude, satellite ground tracks are spaced 25 km apart so we have sufficient resolution to conclude). From our data we infer that the thinning pattern of PIG will spread southwards.

On average, the PIG basin is thinning, and this thinning is accelerating at up to several tens of cm a^{-2} . To the west of PIG, Thwaites Glacier and glaciers flowing into the Crosson Ice Shelf (Pope, Kohler and Smith glaciers) are also losing height at an accelerating rate, but the phenomenon is located within 100 km of the coast (Figs 8b and 9b).

The regional behaviour of glaciers of the ASE supports the hypothesis that PIG's retreat was triggered by a regional cause. However, it is sustained and propagated by some phenomena specific to PIG (e.g. Joughin and others, 2010).

The map of elevation change acceleration (Fig. 8b) shows that most of the PIG northern basin is undergoing acceleration (in terms of elevation) whereas neighbouring glaciers are only subject to acceleration near the coast and up to $50\text{--}100 \text{ km}$ inland.

4. OTHER GLACIERS

4.1. West Antarctic ice sheet

Most of the coast to the west of PIG exhibits thinning that cannot be attributed to accumulation variation (Figs 8 and 9). In Ellsworth Land (part of the WAIS at the base of the Peninsula), several glaciers also exhibit thinning. These observations are detailed below.

Thwaites Glacier (TG) is a major contributor to WAIS ice discharge, with an outflow estimated at $109 \pm 5 \text{ Gt a}^{-1}$ in 2007 leading to an imbalance of $-34 \pm 16 \text{ Gt a}^{-1}$ (Rignot, 2008). The bed under TG is also sloping downward inland (Holt and others, 2006) and, in the future, TG could be subject to changes similar to those of PIG. For the moment,

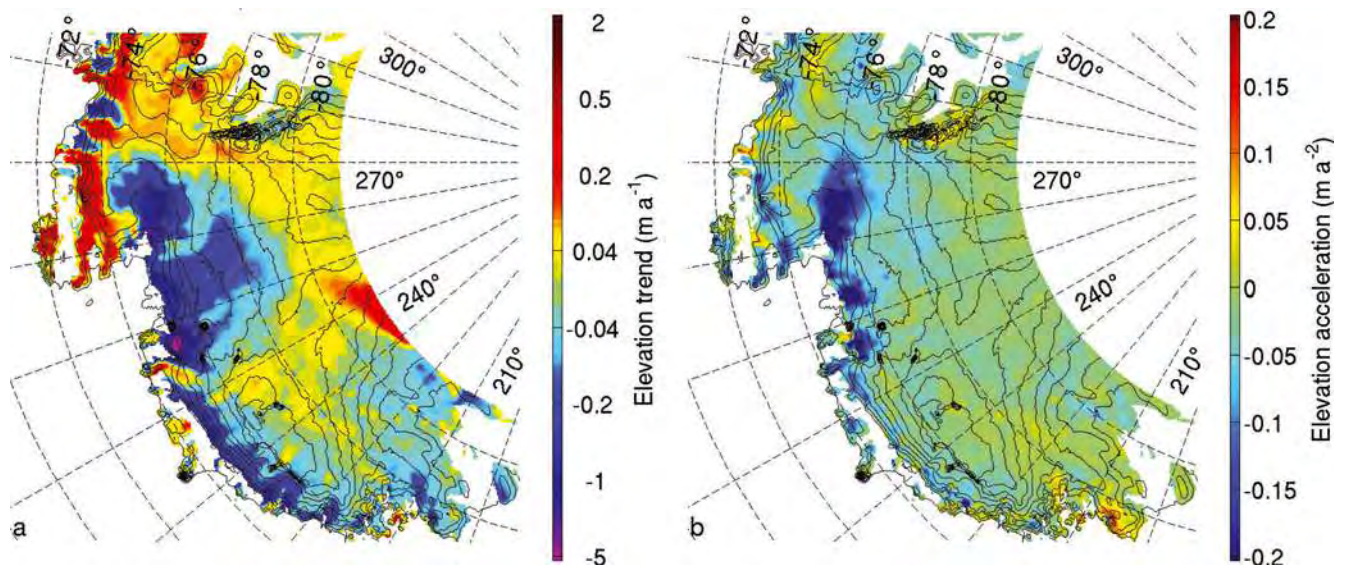


Fig. 8. Rate of elevation (a) and acceleration of elevation change (b) over the WAIS. Thin black lines are altitude contours every 250 m (from RADARSAT-1 Antarctic MappingProject (RAMP) topography (Liu and others, 2001)).

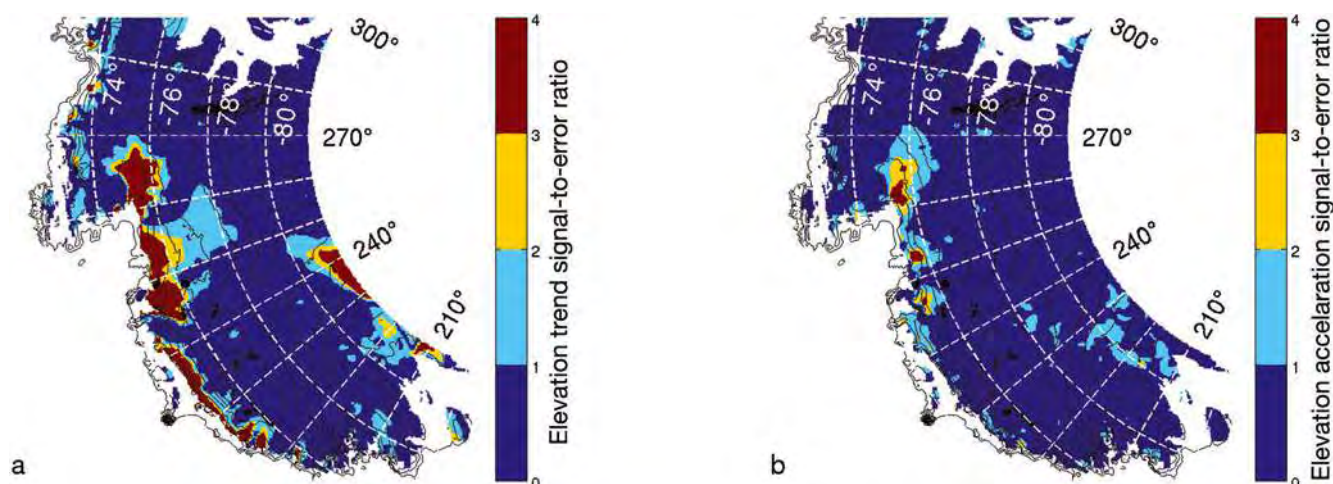


Fig. 9. Maps of the ratio of the absolute value of elevation trend (a) and elevation acceleration (b) to their respective errors.

however, it does not seem to be subject to the same dramatic inland acceleration as PIG.

Thinning on TG is widespread and significant with respect to our error analysis, but less intense than on PIG. From our gridded maps, the largest height variation on TG is $-4.5 \pm 0.7 \text{ m a}^{-1}$, compared with $-6.2 \pm 1.2 \text{ m a}^{-1}$ on PIG on average during 2002–10. Errors are derived from the difference between maps built on ascending tracks only and descending tracks only. They reflect the raw altimetric error and the different sampling.

Our acceleration values are too near the uncertainty margins for any interpretation, except for the first 50 km from the coast, where acceleration is significant within two standard deviations. Rignot (2008) observed a widening of the fast-flowing zone. Near the grounding line we do not process the time series, because surface slope and footprint-scale (2–6 km) roughness induced large errors. This restriction is inherent to radar altimetry and makes measurements sparse and of lesser quality, precluding a spatially accurate interpretation. In other words, we cannot observe the widening reported by Rignot (2008) but this does not mean it has not happened.

Glaciers flowing in the Crosson Ice Shelf are confined between mountain ranges to the south of their small basins (Mount Takahé and Kohler Range), so the strong thinning they undergo cannot propagate far inland. Smith Glacier, in particular, flows in a deep trench (Holt and others, 2006). In contrast to their small basins and small potential contribution to global sea level, these glaciers are losing height at a very fast rate. The largest height variation from our gridded map is $-7.4 \pm 1.6 \text{ m a}^{-1}$ on average over the Envisat period.

Farther west, glaciers flowing towards the Pacific Ocean (tributaries to the Getz Ice Shelf, Cordell Hull and Emory Land Glaciers) also exhibit dynamic thinning. The Envisat record may be too short along this coast, but no acceleration is observed beyond our uncertainty margins.

In Figure 9a, the map associated with the elevation trend shows that the whole Pacific coast of the WAIS is losing height at a rate that cannot be explained by accumulation fluctuations. The growth of Kamb Ice Stream at the limit of coverage also stands out clearly.

Finally, glaciers along the coast of the Bellingshausen Sea are also thinning, especially those of Eltanin Bay (box d in Fig. 1; Fig. 10). Glaciers flowing in the Abbot Ice Shelf

(directly north of PIG) are too small and too near the coast to be correctly observed. From the regional growth of the ice sheet at high altitude ($>1000 \text{ m}$), we infer that the accumulation rate was higher than average in Ellsworth Land (northeastern part of the WAIS). Fast-thinning glaciers (up to $-2.5 \pm 1 \text{ m a}^{-1}$) are thus probably losing mass even faster, as part of the height loss due to ice loss is compensated by snow gain, at lower density.

4.2. East Antarctic ice sheet (EAIS)

Totten Glacier (Fig. 11) has the largest outflow in East Antarctica (Rignot, 2002) and is reported to be thinning (Rignot and Thomas, 2002; Zwally and others, 2005; Pritchard and others, 2009). Zwally and others (2005) suggested that this evolution could be driven by the same causes as PIG, i.e. the influence of atmospheric and ocean forcings, and Pritchard and others (2009, supp. fig. S8) emphasized that surrounding glaciers follow the same evolution, reinforcing this hypothesis.

Not many altimetry data points pass the tests for acceptable quality over the last kilometres of Totten Glacier, probably because of the steep and crevassed surface.

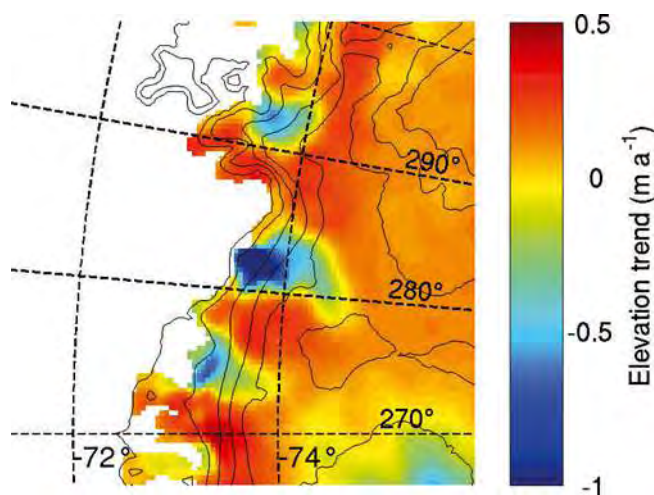


Fig. 10. Enlargement of dh/dt maps around Eltanin Bay, WAIS (box d in Fig. 1). Meridians every 5° , parallels every 2° , altitude contours every 250 m.

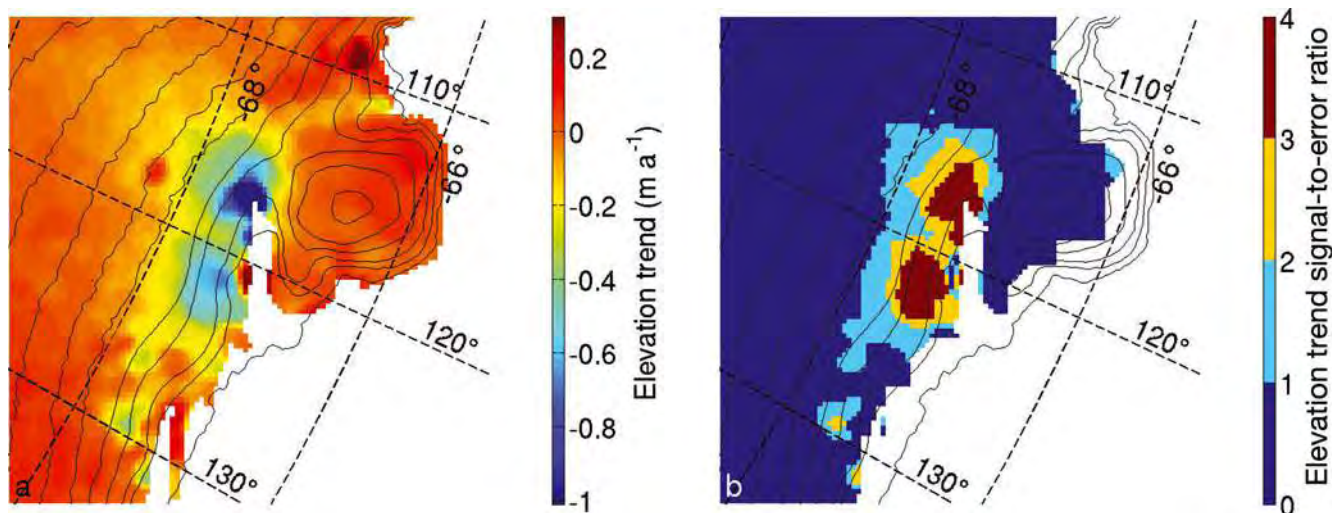


Fig. 11. Enlargement of the dh/dt map on Law Dome and Totten Glacier, EAIS, defined by box b in Figure 1. (a) Altitude contours every 250 m. (b) Map of the ratio of the absolute value of elevation trend to the corresponding error.

However, the remaining ones that are closest to the grounding line exhibit negative elevation change (up to $-1.2 \pm 0.6 \text{ m a}^{-1}$ on average over the period). To reinforce the dynamic argument, a few measurement points are available on the 'ridge' between the main tributary to Totten Glacier (flowing northeastwards from 'behind' Law Dome) and another tributary, slightly to the east, flowing northwards and visible on the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Mosaic of Antarctica (Scambos and others, 2007). This ridge is also losing height, but much less rapidly than the surrounding fast-flowing areas. Figure 11 shows that variation in accumulation could explain height variation on this ridge but not on the faster-flowing areas. However, we do not observe accelerated thinning, and thus confirm the previous results of Rignot (2006).

Denman Glacier (Fig 12) is located along the Queen Mary Coast and flows into the Shackleton Ice Shelf, between the Amery Ice Shelf to the west and Law Dome to the east. It is bounded by mountains $\sim 1500 \text{ m}$ high and its path is easy to infer from the altitude contours (cf. Rignot, 2002). Despite a relatively rough topography, some points are available on

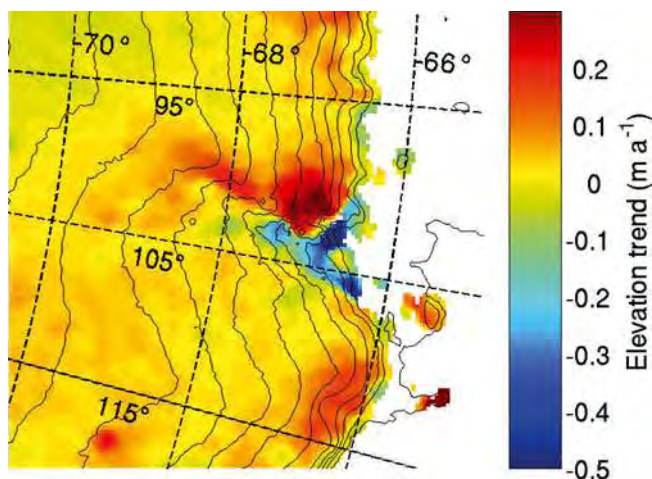


Fig. 12. Enlargement of dh/dt maps around Denman Glacier, EAIS (box c in Fig. 1). Meridians every 5° , parallels every 2° , altitude contours every 250 m.

the glacier itself. The higher terrain to the west gained height very rapidly over the observation period (up to $\sim 0.35 \text{ m a}^{-1}$), while the trunk of the glacier, in its 'trench', lost height (up to -0.4 m a^{-1}). The clearly delineated thinning pattern at the bottom of the trench points towards a local meteorological phenomenon such as wind erosion (Scarchilli and others, 2010), or orographic effect on precipitation (Van den Broeke and others, 2006). The altimetric backscatter decreases during the observation period, suggesting a change in snowpack characteristics, but the link between electromagnetic properties and height is not stronger in this region than in other coastal areas. The backscatter trend is -0.2 dB a^{-1} on the fast-flowing part of the glacier, and dependence of height on backscatter is around -1 m dB^{-1} in the area, which means that our correction adds another 20 cm a^{-1} of thinning. The observed signal of -0.4 m a^{-1} (after correction) is likely to reflect a real change in surface height, which is consistent with Pritchard and others (2009).

In Dronning Maud Land (DML), we observe thickening, closely related to the topography (Fig. 1). On the plateau between Dome Fuji and the Weddell Sea, we observe thickening of $2\text{--}3 \text{ cm a}^{-1}$ on average. This zone of growth is delineated by the ridge linking Dome A to Dome Fuji and continuing to the northwest. Other features are linked to the orientation of slopes closer to the northern shore of DML. We reckon that specific meteorological conditions occurred during the observations. Comparing our results with those of Pritchard and others (2009) and former ERS height trends (Rémy and Parouty, 2009), we suggest that the dynamic thickening reported by Pritchard and others (2009) in eastern DML might in fact come from underestimated variability in snowfall.

Finer interpretation of these results would require more information on accumulation variability and compaction. The spatial scales considered here are smaller than in the usual altimetric observations, and some effects such as the orographic forcing of precipitation and local wind erosion might need to be considered.

The error associated with the variability in accumulation close to mountain ranges and sloping terrain is thus probably underestimated from the coarse resolution of the accumulation map we used.

5. CONCLUSION

From a recent and relatively long, homogeneous and dense altimetric time series, we investigated the thinning of several glaciers in the WAIS and EAIS. A formal error analysis and the agreement with previous observations on PIG confirm the reliability of our Envisat-derived elevation changes. Moreover, the along-track analysis provides good space and time sampling, leading to a precise description of the evolution pattern, even of smaller glaciers (e.g. Smith Glacier in the ASE).

First, we confirm that the thinning of PIG is accelerating. This thinning is also spreading to the south of the basin, and the speed of propagation upslope along the centre is $\sim 40 \text{ km a}^{-1}$. The thinning pattern is well correlated with the flow speed pattern derived from interferometric synthetic aperture radar (InSAR) (Rignot and others, 2011), and thinning is detected $>250 \text{ km}$ from the grounding line.

From the Envisat altimeter dataset we demonstrate that the whole Pacific coast of the WAIS is dynamically thinning. TG is losing up to 4.5 m a^{-1} , and glaciers of the Crosson Ice Shelf up to 7.5 m a^{-1} . To the west of PIG, glaciers of the Bellingshausen Sea are also losing height. Acceleration is observed in the coastal region of all glaciers of the Amundsen Sea, and TG in particular should be given attention in the future.

In East Antarctica, we observe thinning on glaciers such as Totten Glacier (up to 1.2 m a^{-1}), but we did not detect significant acceleration of their surface lowering during 2002–10.

The 8 year time series is still too short to compensate statistically for the interannual variation in accumulation, so changes in snow and firn thickness due to specific meteorological conditions dominate the elevation trend and could mask the signal from small dynamic changes in ice thickness. Further studies will extend this analysis to the complete 35 day repeat orbit of previous altimeters (mainly ERS-2 and Envisat). This will provide 15 years of uninterrupted data, doubling the length of the current time series, and will greatly help to reduce uncertainties, smoothing the effect of accumulation variability on the surface height.

ACKNOWLEDGEMENTS

We thank F. Blarel for preprocessing the data, and E. Berthier for insightful comments. This work was supported by the ADAGe project (ANR-09-SYSC-001) funded by the Agence Nationale de la Recherche (ANR) and by the French Space Agency (CNES) through the TOSCA programme. T. Flament acknowledges a PhD fellowship from CNES and the French National Research Centre (CNRS). Comments from two anonymous referees greatly improved the paper.

REFERENCES

- Allison I, Alley RB, Fricker HA, Thomas RH and Warner RC (2009) Ice sheet mass balance and sea level. *Antarct. Sci.*, **21**(5), 413–426 (doi: 10.1017/S0954102009990137)
- Anandakrishnan S and Alley RB (1997) Stagnation of Ice Stream C, West Antarctica by water piracy. *Geophys. Res. Lett.*, **24**(3), 265–268 (doi: 10.1029/96GL04016)
- Arthern RJ, Wingham DJ and Ridout AL (2001) Controls on ERS altimeter measurements over ice sheets: footprint-scale topography, backscatter fluctuations, and the dependence of microwave penetration depth upon satellite orientation. *J. Geophys. Res.*, **106**(D24), 33 471–33 484 (doi: 10.1029/2001JD000498)
- Arthern RJ, Winebrenner DP and Vaughan DG (2006) Antarctic snow accumulation mapped using polarization of 4.3cm wavelength microwave emission. *J. Geophys. Res.*, **111**(D6), D06107 (doi: 10.1029/2004JD005667)
- Corr HFJ, Doake CSM, Jenkins A and Vaughan DG (2001) Investigations of an ‘ice plain’ in the mouth of Pine Island Glacier, Antarctica. *J. Glaciol.*, **47**(156), 51–57 (doi: 10.3189/172756501781832395)
- Helsen MM and 7 others (2008) Elevation changes in Antarctica mainly determined by accumulation variability. *Science*, **320**(5883), 1626–1629 (doi: 10.1126/science.1153894)
- Holt JW and 8 others (2006) New boundary conditions for the West Antarctic Ice Sheet: subglacial topography of the Thwaites and Smith glacier catchments. *Geophys. Res. Lett.*, **33**(9), L09502 (doi: 10.1029/2005GL025561)
- Howat IM, Smith BE, Joughin I and Scambos TA (2008) Rates of southeast Greenland ice volume loss from combined ICESat and ASTER observations. *Geophys. Res. Lett.*, **35**(17), L17505 (doi: 10.1029/2008GL034496)
- Jacobel RW, Scambos TA, Raymond CF and Gades AM (1996) Changes in the configuration of ice stream flow from the West Antarctic Ice Sheet. *J. Geophys. Res.*, **101**(B3), 5499–5504 (doi: 10.1029/95JB03735)
- Jenkins A and 6 others (2010) Observations beneath Pine Island Glacier in West Antarctica and implications for its retreat. *Nature Geosci.*, **3**(7), 468–472 (doi: 10.1038/ngeo890)
- Joughin I, Rignot E, Rosanova CE, Lucchitta BK and Bohlander J (2003) Timing of recent accelerations of Pine Island Glacier, Antarctica. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(13), 1706 (doi: 10.1029/2003GL017609)
- Joughin I, Smith BE and Holland DM (2010) Sensitivity of 21st century sea level to ocean-induced thinning of Pine Island Glacier, Antarctica. *Geophys. Res. Lett.*, **37**(20), L20502 (doi: 10.1029/2010GL044819)
- Legrésy B, Papa F, Rémy F, Vinay G, Van den Bosch M and Zanife O-Z (2005) ENVISAT radar altimeter measurements over continental surfaces and ice caps using the ICE-2 retracking algorithm. *Remote Sens. Environ.*, **95**(2), 150–163 (doi: 10.1016/j.rse.2004.11.018)
- Legrésy B, Rémy F and Blarel F (2006) Along track repeat altimetry for ice sheets and continental surface studies. In *Proceedings of the Symposium on 15 Years of Progress in Radar Altimetry, 13–18 March 2006, Venice, Italy*. European Space Agency, Noordwijk (ESA SP 614) http://earth.esa.int/workshops/venice06/participants/181/paper_181_legrsy.pdf
- Liu H, Jezek K, Li B and Zhao Z (2001) *Radarsat Antarctic mapping project digital elevation model Version 2*. National Snow and Ice Data Center, Boulder, CO. Digital media: <http://nsidc.org/data/nsidc-0082.html>
- Monaghan AJ and 15 others (2006) Insignificant change in Antarctic snowfall since the International Geophysical Year. *Science*, **313**(5788), 827–831 (doi: 10.1126/science.1128243)
- Pritchard HD, Arthern RJ, Vaughan DG and Edwards LA (2009) Extensive dynamic thinning on the margins of the Greenland and Antarctic ice sheets. *Nature*, **461**(7266), 971–975 (doi: 10.1038/nature08471)
- Rémy F and Parrenin F (2004) Snow accumulation variability and random walk: how to interpret changes of surface elevation in Antarctica. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **227**(3–4), 273–280 (doi: 10.1016/j.epsl.2004.09.003)
- Rémy F and Parouty S (2009) Antarctic ice sheet and radar altimetry: a review. *Remote Sens.*, **1**(4), 1212–1239 (doi: 10.3390/rs1041212)
- Rémy F, Shaeffer P and Legrésy B (1999) Ice flow physical processes derived from ERS-1 high-resolution map of Antarctica and Greenland ice sheet. *Geophys. J. Int.*, **139**(3), 645–656 (doi: 10.1046/j.1365-246x.1999.00964.x)
- Rémy F, Testut L and Legrésy B (2002) Random fluctuations of snow accumulation over Antarctica and their relation to sea level change. *Climate Dyn.*, **19**(3–4), 267–276 (doi: 10.1007/s00382-002-0226-z)

- Retzlaff R and Bentley CR (1993) Timing of stagnation of Ice Stream C, West Antarctica, from short-pulse radar studies of buried surface crevasses. *J. Glaciol.*, **39**(133), 553–561
- Rignot E (2002) Mass balance of East Antarctic glaciers and ice shelves from satellite data. *Ann. Glaciol.*, **34**, 217–227 (doi: 10.3189/172756402781817419)
- Rignot E (2006) Changes in ice dynamics and mass balance of the Antarctic ice sheet. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, **364**(1844), 1637–1655 (doi: 10.1098/rsta.2006.1793)
- Rignot E (2008) Changes in West Antarctic ice stream dynamics observed with ALOS PALSAR data. *Geophys. Res. Lett.*, **35**(12), L12505 (doi: 10.1029/2008GL033365)
- Rignot E and Thomas RH (2002) Mass balance of polar ice sheets. *Science*, **297**(5586), 1502–1506 (doi: 10.1126/science.1073888)
- Rignot E and 11 others (2004) Improved estimation of the mass balance of the glaciers draining into the Amundsen Sea sector of West Antarctica from the CECS/NASA 2002 campaign. *Ann. Glaciol.*, **39**, 231–237 (doi: 10.3189/172756404781813916)
- Rignot E, Mougnot J and Scheuchl B (2011) Ice flow of the Antarctic Ice Sheet. *Science*, **333**(6048), 1427–1430 (doi: 10.1126/science.1208336)
- Scambos TA, Haran TM, Fahnestock MA, Painter TH and Bohlander J (2007) MODIS-based Mosaic of Antarctica (MOA) data sets: continent-wide surface morphology and snow grain size. *Remote Sens. Environ.*, **111**(2–3), 242–257 (doi: 10.1016/j.rse.2006.12.020)
- Scarchilli C, Frezzotti M, Grigioni P, De Silvestri L, Agnoletto L and Dolci S (2010) Extraordinary blowing snow transport events in East Antarctica. *Climate Dyn.*, **34**(7–8), 1195–1206 (doi: 10.1007/s00382-009-0601-0)
- Scott JBT, Gudmundsson GH, Smith AM, Bingham RG, Pritchard HD and Vaughan DG (2009) Increased rate of acceleration on Pine Island Glacier strongly coupled to changes in gravitational driving stress. *Cryosphere*, **3**(1), 125–131 (doi: 10.5194/tc-3-125-2009)
- Shepherd A, Wingham DJ, Mansley JAD and Corr HFJ (2001) Inland thinning of Pine Island Glacier, West Antarctica. *Science*, **291**(5505), 862–864 (doi: 10.1126/science.291.5505.862)
- Shuman CA, Berthier E and Scambos TA (2011) 2001–2009 elevation and mass losses in the Larsen A and B embayments, Antarctic Peninsula. *J. Glaciol.*, **57**(204), 737–754 (doi: 10.3189/002214311797409811)
- Smith BE, Fricker HA, Joughin IR and Tulaczyk S (2009) An inventory of active subglacial lakes in Antarctica detected by ICESat (2003–2008). *J. Glaciol.*, **55**(192), 573–595 (doi: 10.3189/002214309789470879)
- Sørensen LS and 7 others (2011) Mass balance of the Greenland ice sheet (2003–2008) from ICESat data – the impact of interpolation, sampling and firn density. *Cryosphere*, **5**(1), 173–186 (doi: 10.5194/tc-5-173-2011)
- Thomas RH, Rignot EJ, Kanagaratnam K, Krabill WB and Casassa G (2004) Force-perturbation analysis of Pine Island Glacier, Antarctica, suggests cause for recent acceleration. *Ann. Glaciol.*, **39**, 133–138 (doi: 10.3189/172756404781814429)
- Van den Broeke M, Van de Berg WJ and Van Meijgaard E (2006) Snowfall in coastal West Antarctica much greater than previously assumed. *Geophys. Res. Lett.*, **33**(2), L02505 (doi: 10.1029/2005GL025239)
- Wingham DJ, Wallis DW and Shepherd A (2009) Spatial and temporal evolution of Pine Island Glacier thinning, 1995–2006. *Geophys. Res. Lett.*, **36**(17), L17501 (doi: 10.1029/2009GL039126)
- Zwally HJ and 7 others (2005) Mass changes of the Greenland and Antarctic ice sheets and shelves and contributions to sea-level rise: 1992–2002. *J. Glaciol.*, **51**(175), 509–527 (doi: 10.3189/172756505781829007)
- Zwally HJ and 11 others (2011) Greenland ice sheet mass balance: distribution of increased mass loss with climate warming; 2003–07 versus 1992–2002. *J. Glaciol.*, **57**(201), 88–102 (doi: 10.3189/002214311795306682)

MS received 10 June 2011 and accepted in revised form 24 April 2012

Annexe C

Article Rémy et al., 2014

Ice sheet survey over Antarctica using satellite altimetry: ERS-2, Envisat, SARAL/AltiKa, the key importance of continuous observations along the same repeat orbit

Frédérique Rémy^{a*}, Thomas Flament^a, Aurélie Michel^{a,b}, and Jacques Verron^c

^aLEGOS, CNRS, Toulouse Cedex 31400, France; ^bCLS, 31520 Ramonville Saint-Agne, Toulouse, France; ^cLGGE, CNRS, 38041 Grenoble Cedex 9, France

(Received 15 January 2013; accepted 7 June 2013)

From September 2002 to October 2010, the Envisat radar altimeter surveyed Greenland and Antarctica ice sheets on a 35 day repeat orbit, providing a unique data set for ice sheet mass balance studies. Up to 85 repeat cycles are available and the whole Envisat data set may be along-track processed in order to provide height variability and trend with a good spatial resolution for the objectives of ice sheet survey.

Soon, a joint Centre National d'Etudes Spatiales/Indian Space Research Organisation mission, SARAL (Satellite with Argos and AltiKa), with the AltiKa payload on board, will be launched on exactly the same orbit (less than 1 km of the nominal orbit in the across-track direction). This will allow an extension of previous European Remote Sensing (ERS) satellite, ERS-1 and ERS-2, and Envisat missions of the European Space Agency (ESA), in particular from the point of view of ice altimetry. However, AltiKa operates in the Ka band (36.8 GHz), a higher frequency than the classical Ku band (13.6 GHz), leading to important modifications and potential improvements in the interactions between radar wave and snow-pack.

In this paper, a synthesis is presented of all available information relevant to ice altimetry scientific purposes as derived from the Envisat mission: mean and temporal derivatives of the height – but also of the backscatter and of the two waveform parameters – snow-pack change corrections, across-track surface slope at 1 km scale, etc. The spatial and temporal variability of ice sheet surface elevation is investigated with the help of the high-resolution Envisat along-track observations. We show that at least 50 repeat cycles are needed to reach the required accuracy for the elevation trend. It is thus advocated as potentially highly beneficial for SARAL/AltiKa as a follow-on mission. Moreover, the novel characteristics of SARAL/AltiKa are promising in improving our understanding of snow penetration impact.

1. Introduction

Investigating satellite altimetry of ice is of great interest for various scientific purposes. In regard to ice sheets, the main objectives are to precisely map the surface topography, to study ice dynamical processes, and possibly to provide constraints for ice sheet modelling. As more data become available with longer-time datasets, the estimation of height change becomes accessible as well as ice sheet mass balance. Today, mass balance estimation is one of the greatest challenges to understanding sea level rise and predicting the evolution of ice sheet volumes in relation to climate prospects. Currently, several authors have proposed different methodologies in this regard (see, for instance, Zwally et al. 2011; Wingham, Shepherd, et al. 2006; or Flament and Rémy 2012). However, the discrepancies

*Corresponding author. Email: frederique.remy@legos.obs-mip.fr

between current estimations are still significant, reaching $\pm 50 \text{ km}^3 \text{ year}^{-1}$ (Cazenave and Remy 2011; Shepherd *et al.* 2012). There are several possible reasons, such as volume echo corrections, gridding techniques, slope error corrections, editing criteria, and lengths of datasets. Moreover, the large temporal and spatial variability in ice sheet elevation with regard to the length of the observation period is also a strong limitation for estimating trends. For instance, elevation changes observed during both the ERS-2 period (1995–2003) and the Envisat period (2002–2010) show large inter-annual height trend variations, reaching 10 cm year^{-1} over large sectors (Rémy and Parouty 2009). Note that these fluctuations are attributed to decadal meteorological changes.

Currently the Envisat data set, and especially the number of repeat passes, is sufficiently large to allow a successful restitution of height changes with good accuracy. Indeed it provides (from September 2002 to October 2010 – namely the end of the nominal 35 day repeat orbit) eight years of 35 day cycle observations. This long and regular series begs new questions and highlights the need for continuous observation on the same orbit.

Examples that require long-term coverage include the following.

- For a few years, it has been demonstrated that some glaciers of the West Antarctica Ice Sheet (WAIS) exhibit a strong volume loss acceleration (Wingham, Wallis, and Shepherd 2009). To date, the scenario is less dramatic for the glaciers of the East Antarctica ice sheet (EAIS), even if Flament and Rémy (2012) pointed out significant volume losses for some of them. A longer period of observation in this sector is needed in order to detect any acceleration/deceleration. To predict future ice sheet mass balance, loss acceleration is indeed a key parameter.
- During the Envisat period, some particular and unexpected behaviours were detected such as emptying of subglacial lakes (Wingham, Siegert, *et al.* 2006; Fricker and Scambos 2009) and cascading of subglacial lakes (Flament, Berthier, and Rémy 2013). A longer survey and description of these lakes are needed for ice sheet modelling, as large volumes of water flowing at the ice sheet base could significantly alter the ice-bedrock interface properties.
- The correction of the error induced by the penetration of radar waves within the snow-pack needs long-term observations in order to discriminate between seasonal and longer-term fluctuations, both time scales having a different impact on height (Arthern, Wingham, and Ridout 2001; Remy *et al.* 2012). Seasonal and inter-annual variations are now being captured with good precision and may provide a strong constraint on climate models.
- As a whole, ice topography surveying aims at accurate volume balance estimation. However, the combination of small-scale topographic features, such as kilometre-scale undulations, across-track slopes, errors due to penetration, and short-scale time variations, is a severe limitation to achieving good accuracy. Obviously, the longer the series, the more accurate the restitution of the temporal trend. We will show that a few tens of repeat cycles are needed to reach these various scientific objectives.

In this paper, we will first present the along-track processing carried out with Envisat altimetric height data over Antarctica and summarize the most important results that have been obtained at the global scale. We will investigate first the spatial height trend variability, then the temporal. To reach the adequate height measurement accuracy necessary to estimate height trend, it will be seen that there is a requirement in regard to the length of the observational sequence. In this regard, the expected contribution of AltiKa on SARAL (Satellite with Argos and AltiKa), a Centre National d'Etudes

Spatiales/Indian Space Research Organisation (CNES/ISRO) mission, which was launched at the beginning of 2013 on the same orbit as Envisat, is potentially strong as it will naturally extend the Envisat observational range.

2. Spatial variability derived from along-track Envisat RA-2 observations

Only cross-over points are classically used for height trend extraction from radar altimetry. The methodology allows, in principle, the use of different orbits; in particular, the 3 day or geodetic mission of ERS-1 can be used with the 35 day orbit to eliminate the problem of cross-track slope. However, the presence of a bias between ascending and descending measurements due to antenna polarization (see Arthern, Wingham, and Ridout 2001 or Remy, Legresy, and Benveniste 2006) requires the use of a double cross-over difference and thus a repeat orbit. Thus, in general, only the 35 day period is used (Shepherd et al., 2012). Here, we use the complete along-track Envisat Radar Altimeter 2 (RA-2) data derived from the Ice-2 retracking algorithm (Legresy et al. 2005). The data density is much higher: for one repeat cycle, about 80, 000 valid cross-over points are available over the Antarctica ice sheet whereas 1.8 million points can be used after along-track editing and dedicated analysis. In addition, near the coast, depending on the track direction with respect to the coastal slope, only one track is often available and cross-over analysis cannot be carried out. This is a major limitation of using only cross-over point data because a significant part of the signal occurs near the coast and is therefore lost. However, using along-track data requires correction for cross-track slope.

Along-track data are given at 20 Hz, namely each 370 m. Because the repeat tracks lie within 1 km of the nominal track, we process points at 1 km intervals and select the surrounding data within a radius of 0.5 km. We then consider three along-track consecutive data for 85 repeat cycles, that is around 250 data at each location. We correct for the error due to across-track topography by fitting a quadratic form in x and y (geometric correction), and change in snow-pack characteristics is corrected by fitting the backscatter and the two waveform shape parameters, leading edge width, and trailing edge slope (echo correction). Indeed, we previously demonstrated that using solely backscatter to correct changes in snow-pack characteristics is insufficient and that the two waveform shape parameters are also needed (Remy et al. 2012). With the temporal trend and the constant, we thus fit 10 unknown parameters with about 500 observations, so that the temporal trend is inverted with a good robustness (see Flament and Rémy 2012).

Finally, the processing provides the mean values of height, backscatter, and two waveform parameters, the temporal derivative of these four parameters, and the residuals corresponding to the 85 cycles.

Time series for each parameter are thus obtained by retrending the temporal residues.

2.1. Height and waveform parameter trend

Height trend is given at an unprecedented spatial and temporal resolution (see Figure 1 (a)). This varies by up to a few tens of centimetres per year (the root mean square value is 10 cm year^{-1}), showing large-scale spatial variability, especially in the eastern part of Antarctica. The second derivative is mapped on Figure 1(b), and varies by up to a few centimetres per year squared (the root mean square error is 1.4 cm year^{-2}). In the WAIS, some glaciers are losing volume with an obvious accelerating trend (see Thwaites and Pine Island glaciers). In the eastern part, the Totten glacier is decreasing without acceleration while the Frost glacier appears to have only recently started to lose volume.

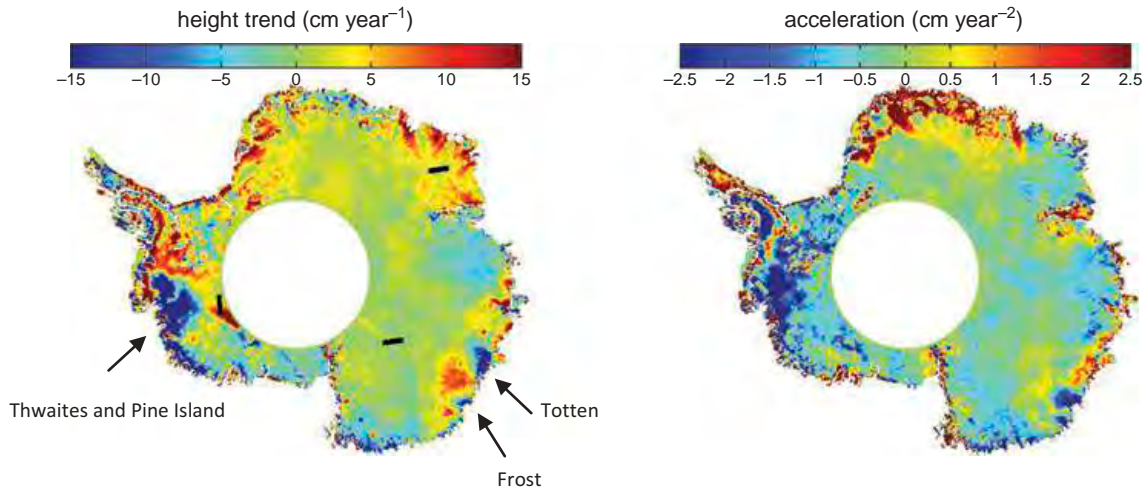


Figure 1. Change in height (cm year^{-1}) and acceleration (cm year^{-2}) derived from eight years of repeat orbits of Envisat. Most of the changes are within the range $\pm 15 \text{ cm year}^{-1}$, but at some parts of the WAIS it can reach several metres per year. The three profiles shown in Figure 2 are superimposed on the height trend.

The same processing was previously applied to ERS-2 data, where we used the 82 available cycles. Thanks to this along-track processing, many subtle changes in height can be detected. Moreover, we can apply all classical one-dimensional (1D) statistical analysis, such as spectral analysis, covariance, and coherence computations. Height trend exhibits a clear small-scale signal related to surface undulations (see Figure 3; and Section 2.2 for a discussion of surface undulations). We plot on Figure 2 the height trend (bottom) for the ERS-2 (red line) and Envisat (black line) periods and the kilometre-

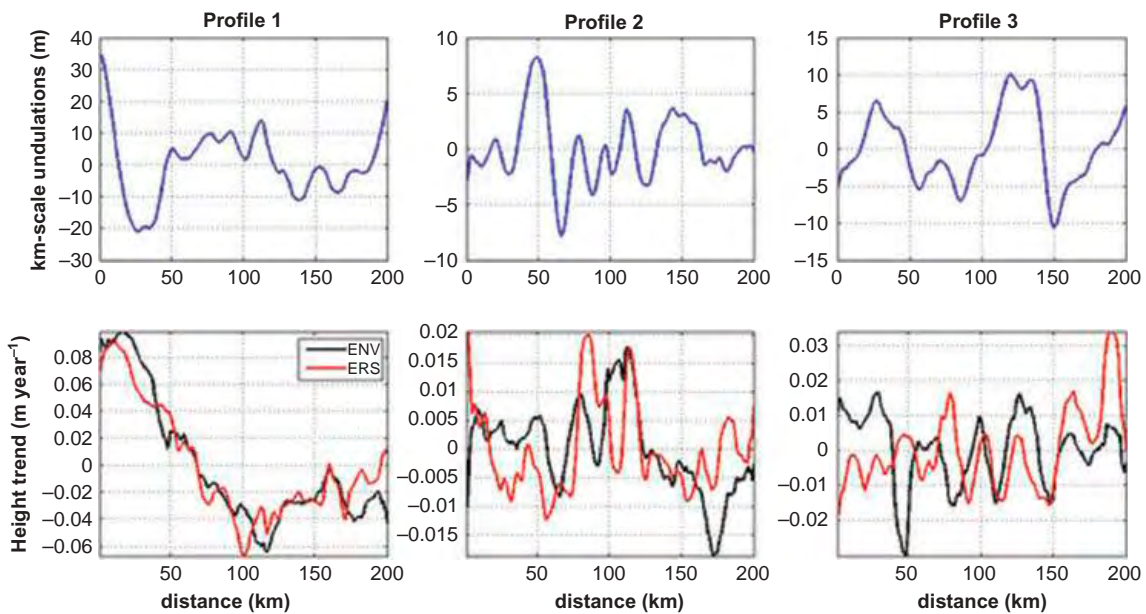


Figure 2. Relation between kilometre-scale topographic features (top) and height trend (bottom) for three profiles shown in Figure 1(a) during the ERS period (red line) and Envisat period (black line). The small-scale signal of height trend shows an average decorrelation length of 7 km, suggesting that the spatial sampling should be closer than 3.5 km for precisely derivation of the mean value.

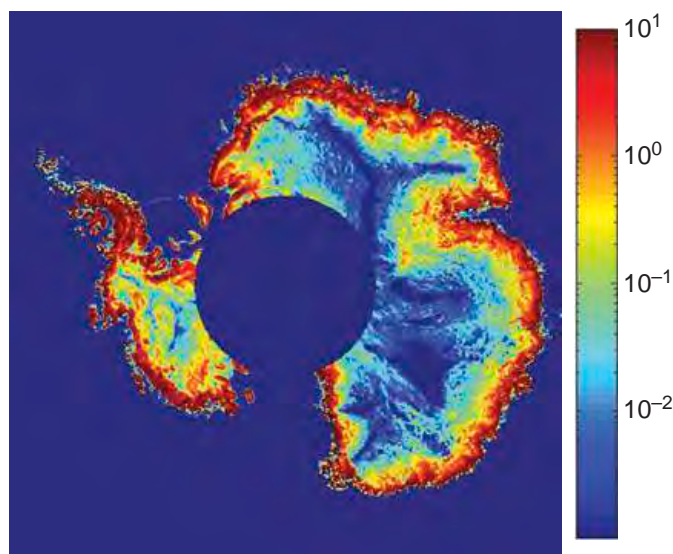


Figure 3. Surface slope at the kilometre scale deduced from the non-exact repeat orbit of Envisat, in m km^{-1} . Note the logarithm scale.

scale topographic undulations (top) along the three repeat tracks of 200 km length, shown in Figure 1(a). From surface height we removed a parabolic profile in order to highlight the undulations. Profiles 2 and 3 are in the eastern part at 3000 m elevation, while profile 1 is in the western part at 1500 m elevation. As evidence that height trends are affected by the 10 km-scale signal, the amplitude of this undulating trend is a few centimetres per year on average. However, a relation between surface undulation and height trends is difficult to prove: even at the 200 km scale, both signals are either in or out of phase. Moreover, the amplitudes are also not correlated. Indeed, the average correlation at the global scale is 0.43 and the lag is of a few kilometres, depending on the location. These small-scale undulations in height trend as measured by ERS-2 and Envisat are sometimes well in phase, suggesting persistent short-scale patterns of height change. For instance, they are in phase for the first half of profile 2 and the second half of profile 3, suggesting in these cases a phenomenon occurring over at least 15 years. Elsewhere both trends are clearly out of phase, suggesting either a moving feature or some computational artefact. However, the coherence estimated with a 200 km-long sliding window shows clearly a peak between 10 and 20 km.

In regions where the large-scale signal is homogeneous, for instance, near the Pine Island sector (see Figure 1(a) for location), decorrelation length can reach 20 km but elsewhere the average is 7 km. The Nyquist–Shannon theorem stipulates that sampling should be at least 3.5 km in most places to correctly describe the signal and derive the average value. This means that over a large part of the Antarctic ice sheet, the distance between two tracks is too great except at high latitudes, while the signal mostly occurs near the coast at low latitudes. If we assume that these height trend fluctuations are isotropic, we can use the correlation length deduced in the along-track direction to assist in extrapolation in the across-track direction. This, at least, provides a good estimate of the local error introduced by interpolation when gridding.

The physical relationship between height trend and small-scale surface topography is not trivial. Various processes may be addressed. First, accumulation rates exhibit spatial fluctuations at the surface undulation scale as seen along the routes from Dome Talos to

Dome C (Frezzotti et al. 2005) and from Dumont d'Urville to Dome C. where undulating accumulation rates were observed even on the plateau, and near Dome C (Verfaillie et al. 2012). Inter-annual changes in either accumulation pattern or snow drift by katabatic wind may thus occur. It can also be due to an artefact in the interaction between radar waves and the snow-pack that depends on ice grain size and thus on accumulation rates. However, within the fitting process we derive the height sensitivity to backscatter changes and find only poor correlation at this scale (see Remy et al. 2012). Moreover, one cannot exclude an artefact due to surface slope that may modulate radar penetration. Further studies are needed in order to understand the cause of this small-scale signal. In any case, this signal should be taken into account in order to derive the mean volume change.

We also extract some other geophysical information, in particular the backscatter and waveform shape parameters given by the Ice-2 algorithm, their temporal trend, and the 2D surface slope. Backscatter and the two waveform shape parameters, namely the leading edge width and the trailing edge slope, are related to surface (mostly roughness and snow density) and snow-pack characteristics (mostly ice grain size and internal layering), and thus to meteorological forcing (see Zwally and Li 2002; Legresy et al. 2005). Waveform parameters also provide information on volume echo. We estimate the variability and temporal trend of these parameters. Variability is very significant since backscatter seasonal amplitude reaches 0.5 dB in certain locations. Its trend is up to 0.5 dB cm year⁻¹, leading to variation by a few decibels for the Envisat mission. This shows the huge variations in surface and subsurface characteristics, probably linked to variations in meteorological conditions.

2.2. Two-dimensional kilometre-scale surface slope

Finally, the processing also provides information on small-scale topography around the nominal track. The 2D surface slope at the kilometric scale can be computed according to the drift of the orbit within 1 km of the reference track, and is mapped in Figure 3. The mean value is 3.3 m km⁻¹ with a standard deviation of 3.2 m km⁻¹. At this scale, surface slope is mostly due to the presence of undulations of a few metres amplitude and a few tens of kilometres wavelength superimposed on the near-parabolic profile of the ice sheet. These well-known undulations are due to ice flow from above of rough bedrock and are related to ice viscosity and ice thickness. They are smoother in the central part of Antarctica than nearer the coast. This small-scale slope induces one of the most important errors in radar altimetry. Indeed, the impact point is not at nadir, but is shifted in the upslope direction, at a distance depending on the slope intensity multiplied by satellite height, namely 800 km. This so-called 'slope error' can be corrected either by applying a correction on the height to derive the topography (Brenner et al. 1983; Remy et al. 1989) or by relocating the impact point (Hurkmans, Bamber, and Griggs 2012). In both cases, the 2D surface slope is needed, and its estimation given by our processing can then be used if the shift of the impact point is not too large.

Finally, the root mean square (RMS) value of a uniform distribution between a and b being $(b - a) / \sqrt{12}$, one can deduce from Figure 3 that the RMS of the error induced by the mean across-track slope and the repeat cycles within 1 km either side of the track is 1.9 m ($3.3 \text{ m} \times 2 / \sqrt{12}$). This is one of the reasons why cross-over analysis is classically preferred to along-track analysis. We will see in Section 4 that a few tens of repeat tracks are required for efficient sampling of across-track topography and derivation of temporal trend. In Section 5 we will show how AltiKa and previous ERS missions can take advantage of the slope derived from Envisat.

3. Time variability deduced from the 85 available 35 day repeat orbits

The standard deviation of time series estimated with the 85 repeat cycles is about 1 m on average and may reach 2 m near the coast. We estimate the average temporal behaviour over the entire Antarctic ice sheet over the eight years. To do this, we have to take into account the altimetric sampling of Antarctica which yields to higher data density with high latitude. We thus sum the time series weighted by the inverse of the data density of the neighbourhood (depending on the latitude and data availability). We use a three day temporal sampling in order to demonstrate the short-scale signal. The seasonal signal is clearly dominant (Figure 4(a)), its amplitude varying from a few centimetres in the interior to several tens of centimetres elsewhere and it may reach about 1 m near the coast. The average amplitude over the continent reaches 2 cm. In contrast, the phase is almost constant over the whole continent. The height is minimum at the end of March and increases up to the end of September at the end of the Austral winter. Indeed, precipitation episodes mostly occur in winter. The phase and amplitude are in very good agreement with meteorological models such as RACMO2 (Ligtenberg et al. 2012; Lenaerts et al. 2012). We applied an empirical mode decomposition on the temporal data in order to separate seasonal from inter-annual variations. This technique performs a self-adaptative decomposition on the basis of nonlinear functions extracted from the signal itself. It enables us to identify the time scales from shorter to longer (see Huang et al. 1998 for a description of the method and Autret, Rémy, and Roques 2013 for its application to Antarctica meteorological series). The first three modes correspond to the short time scale. In Figure 4(a), we plot the sum of the fourth and fifth modes, which corresponds to the seasonal cycle; its amplitude varies from 3 cm for 2003–2004 to 1.5 cm for 2006–2008, and the amplitude and phase are in accordance with Ligtenberg et al. (2012). The sum of the sixth and seventh modes, plotted in Figure 4(b), corresponds to the inter-annual signal and shows a four-year period wave. In contrast to the seasonal one, the phase depends on location. The maximum occurred in 2003 and 2007 for the western part of Antarctica, and in 2006 and 2010 for the eastern part. The

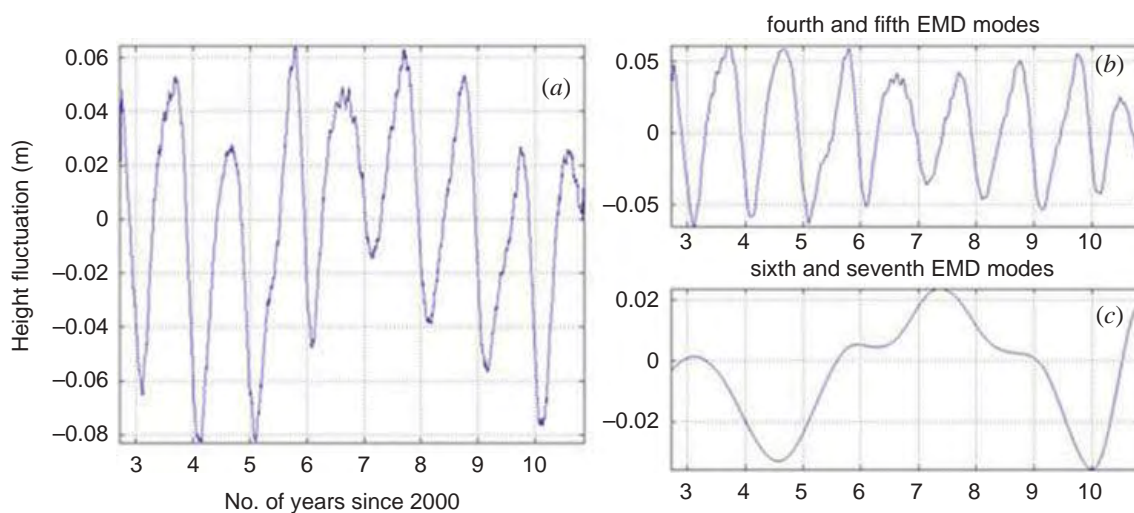


Figure 4. (a) Average temporal behaviour on height over the Antarctic continent. Note a clear seasonal signal, with a maximum in late winter after the precipitation period. The first two modes are deduced from an empirical mode decomposition (EMD) showing clearly (b) a seasonal part and (c) a four-year signal period.

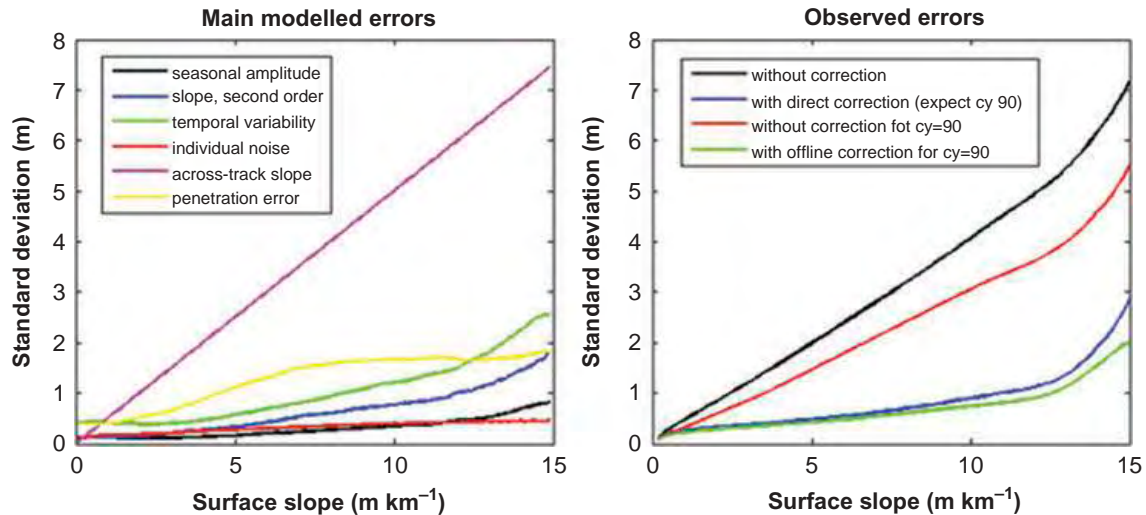


Figure 5. (a) Standard deviation of the prevailing errors that affect elevation trend estimation. (b) Standard deviation on height deduced from Envisat observations, before (black) and after (blue) data processing. We remove one cycle in the processing and correct it ‘offline’ with the help of the output processing in order to test the ability to correct the observation from AltiKa with the knowledge of the well-known 35 day repeat orbit.

amplitude of this mode is twice as high over the WAIS as over the EAIS, and the WAIS signal dominates when averaging at the continental scale. This seems to agree well with the rotating wave previously detected by Autret, Rémy, and Roques (2013) from Antarctic weather records. Note that a longer series is needed to guarantee the quality of the wavelength and phase estimations. Backscatter also sends seasonal and inter-annual signals and one can argue that they leak on elevation and that the linear fit does not completely correct this effect. However, seasonal signal on height are also visible when the surface echo is clearly dominant and the phases are not the same. The histogram of the date of maximum height is centred on day 305, with 50% of the data belonging to the interval (days 280–320), while the histogram for the backscatter is clearly bimodal with one maximum occurring on day 270 (35% are between days 250 and 290) and another on day 105 (35% are between days 80 and 120).

The seasonal part explains about 30% of temporal height variability while the four-year period explains somewhat less, except in the WAIS where it is higher (see Figure 5 for variability summary).

The aim of this section is only to characterize the temporal behaviour of surface elevation change. However, a first-order estimation may provide an estimate in terms of sea level fluctuations. A fluctuation of 1 cm over the whole continent corresponds approximately to 120 km³ or 40 Gt if we assume that these variations are mostly due to snowfall. These seasonal and inter-annual fluctuations may then lead to a seasonal sea level fluctuation of 0.1 mm, which is in good agreement with unexplained oceanic variation (Meyssignac and Cazenave 2012). Note that a firn compaction model could be applied for enhanced precision in this estimate but its seasonal impact is negligible (see Li, Zwally, and Comiso (2007) or Helsen et al. (2008) for such a model).

4. Precision of height trend in relation to temporal and spatial properties

The aim of this section is to describe the spatial and temporal variability previously characterized in terms of precision on the retrieved height trend with respect to the number

of repeat observations. To date, in the literature most error estimation on trend is performed with formal analysis and, above all, averaged at the basin scale. For instance, Davis and Ferguson (2004) suggested for the East Antarctic ice sheet an error of less than 1 cm year^{-1} – this estimation corresponds to the average error over a few thousand square kilometres, much lower than that of the kilometre-scale trend. Locally, trend accuracy may be estimated with cross-over points (see, for instance, Remy et al. 2012), but it does not take into account systematic errors. However, this latter study suggests an average error of 3 cm year^{-1} . *In situ* measurements on trend are very sparse and cannot be used to validate satellite measurements at the global scale. Flament and Rémy (2012) compared Envisat to *in situ* GPS trends and found, for the Pine Island sector (see Figure 1(a) for location), a difference of a few tens of centimetres per year, accounting for the errors of each technique. A comparison with Icesat was conducted to evaluate height retrieval between laser and radar altimetry (see Brenner, DiMarzio, and Zwally 2007), and a comparison of height trend derived from Icesat and ERS-2 altimetry was performed over Greenland by Thomas et al. (2008). Their results showed that height thickening as measured by radar was more rapid than that measured by laser, and the authors explained this by a lifting of the radar-reflection horizon associated with changes in snow-pack. The difference between ERS-2 and Icesat trends in this case can reach 9 cm year^{-1} at low altitude and 3 cm year^{-1} on the plateau. This gives an estimate of the upper bound of the ERS-2 trend error. However, ERS-2 operated in ice mode, or at 80 Hz rather than the 320 Hz for ocean mode. The vertical precision of ERS-2 is thus 1.80 m as compared with 0.47 cm for Envisat, and noise is probably greater.

Here, we chose to perform a simulation in order to estimate height trend error. Our data processing is applied to synthetic observations whose spatial and temporal characteristics and noise are chosen with respect to previous sections. The drift of each repeat track is randomly drawn in the interval $[-1 \text{ } 1]$ with a uniform distribution. The synthetic time series are chosen with the spatial and temporal characteristics described below, and we apply a temporal fluctuation on height that depends on a time series of backscatter in order to take into account variations in snow-pack characteristics. In summary, the following errors are considered.

- The error due to wave propagation (dry and wet troposphere and ionosphere) are taken into account with a normal distribution of 0.1 m RMS. This does not depend on surface slope and is not shown in Figure 5(a). The individual error after retracking is chosen as a portion of the leading edge width from which the height is deduced. This estimation is in good accordance with the classical cross-over point approach mentioned at the beginning (see Figure 5(a), individual noise).
- The penetration error is corrected with the help of both backscatter and waveform shape parameters. The sensitivity of height with respect to backscatter decreases from -1 m/dB near the coast to -0.5 m/dB in the central area, while fluctuation in backscatter ranges from 0.5 dB for the East Antarctic ice sheet to 2 dB for the WAIS.
- The error due to cross-track topographic features depends only on the second order of the surface slope, namely the surface curvature, because the first order creates a linear impact. We estimate this using along-track topography by assuming that undulations are isotropic with respect to track direction. The range of this error is high – it decreases from a few metres near the coast to some 10 cm in the interior.
- Time variability is estimated according to the temporal residues discussed in Section 3. We separate the short-term, seasonal, and inter-decadal signals from

overall temporal variability because their impact on height trend retrieval is quite different. We assume that variability is similar (i.e. the same for all points of one cycle).

All the errors above are strongly dependent on surface slope. The across-track slope and penetration are the prevailing error. The first is important but well sampled by the satellite tracks, while the second depends on snow-pack changes and is corrected due to the backscatter and waveform shape parameters that have their own temporal variability at different time scales. Indeed, most ice sheet parameters increase from the central area towards the coast: snow precipitation, katabatic wind and hence surface roughness, surface undulation amplitude, etc. The standard deviation of these errors is thus plotted with respect to surface slope in Figure 5(a). For comparison values, deduced Envisat data are plotted in Figure 5(b). Apart from modelling the shift in satellite path, all statistical distributions are normal distributions. Note that because we record elevation trend and not mass trend precision, a snow compaction model is not needed.

An initial simulation is performed by parameterization of the six different errors as shown in Figure 5(a). We draw at random 150 values for all considered sources of error, simulate a temporal series, and apply our processing chain. A least-squares method yields the average error on height trend. The number of data drawn at random is chosen to ensure good convergence while keeping computation time within reasonable limits.

The precision of the trend with respect to the number of available cycles and surface slope is mapped in Figure 6. Figure 7 shows an enlargement of the results for the three test zones with, respectively no slope, gentle slope, and large slope (slopes of 1, 5, and 10 m km⁻¹). After 40 repeat cycles, the trend error is still greater than 3 cm year⁻¹ when surface slope exceeds 5 m km⁻¹ – namely for 50% of the ice sheet – and greater than 5 cm year⁻¹ for 20% of the ice sheet. To attain precision better than 2 cm year⁻¹, 60 cycles are needed for half of the ice sheet. Even after 80 cycles, precision may reach 1 cm year⁻¹ only for surface slopes less than 4 m km⁻¹ – that is, for 67% of the Antarctica ice

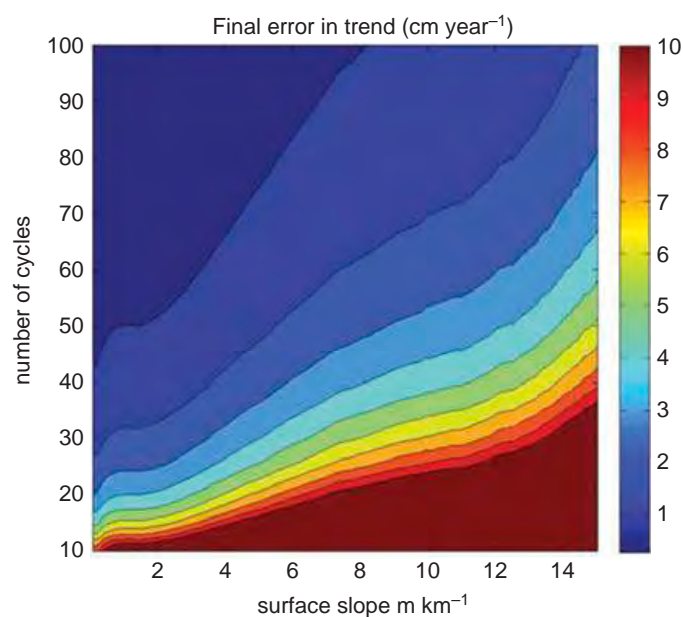


Figure 6. Precision of height trend with respect to surface slope and number of repeat tracks. In order to attain the required precision, between 40 and 50 cycles are needed.

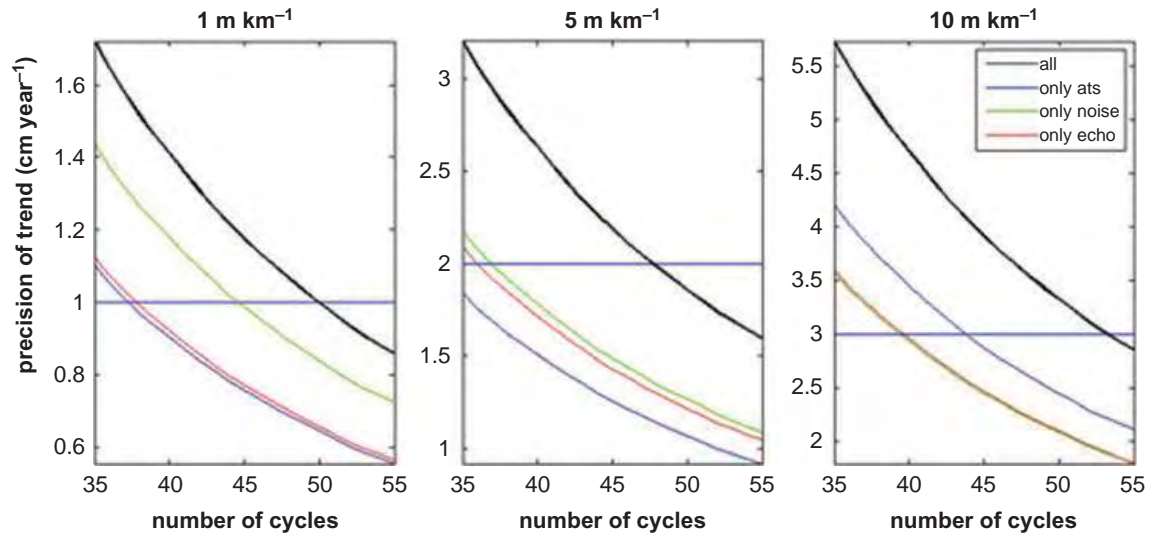


Figure 7. Enlargement of the evolution of trend precision between cycles 35 and 55 for three different ranges of surface slope amplitude: in black bold, the nominal run corresponding to Figure 6. We superimpose three other runs where each main error is considered separately: the impact of the across-track slope (ats) only (in blue), noise only (in green), and echo only (in red). The horizontal line indicates the precision required to reach 10% of mean accumulation rates.

sheet. Echo error and across-track slope have the same impact on slope greater than 1 m km^{-1} . Note that, because the required precision also increases with surface slope, the number of cycles required to reach the objectives is of the same order for each surface slope category. This estimation is slightly more optimistic than given by others. Indeed, we only consider Gaussian noise with no abrupt changes that could affect the regression (see Lacroix et al. (2009) for the existence of such events and their impact on height trend). Moreover, few tracks are missing or are not validated, so that there are fewer repeats than the theoretical 85. For Envisat, a mean of 78 repeat paths can be used.

Figures 2 and 4 show that in order to accurately capture the spatial and temporal variability of elevation trend, precision of around $1\text{--}2 \text{ cm year}^{-1}$ is required. For climate surveying, models suggest a continental mean precipitation with respect to actual value increasing by 20% with 10% regional drying, as in Wilkes Land (Krinner et al. 2007). To capture this change, a precision of 10% in precipitation rates is required (i.e. around 1, 2, and 3 cm year^{-1} , respectively for mean surface slope of 1, 5, and 10 m km^{-1}) (Vaughan et al. 1999). In Figure 7, the black bold line shows that this threshold is reached after 50 cycles, whatever the surface slope magnitude is. In order to investigate the impact of main errors, we perform four runs by considering each error source separately (i.e. one run with noise only, one with only cross-track slope, and one with only volume echo error). At the beginning of the simulation, the across-track slope is clearly the dominant effect. Its impact decreases rapidly because the satellite track is always within $\pm 1 \text{ km}$ of the nominal track, so that the error is well sampled. After 40 repeat cycles, for small surface slope this error is reduced considerably in regard to penetration but remains the major one for slopy areas. Individual noise is also a major error source. Its standard deviation is not high (see Figure 5(a)), but it plays a role in all data whereas the other two play a role only from one track to the others and remain constant along the track. In summary, the three main errors need approximately 40–45 repeat period observations in order to be significantly reduced, noise being the major error for the plateau areas and cross-track slope for the coastal areas.

When cross-over points are used for deducing the trend, the cross-slope problem is partially eliminated, so that fewer revisits are needed, above all for slopy areas; elsewhere the benefit is less clear. However, the cross-over technique also requires a long observation time in order to reduce other errors.

5. AltiKa on SARAL, an Envisat follow-up mission

AltiKa, the radar altimeter on-board SARAL, a joint mission between the Indian space agency (ISRO) and the French space agency (CNES), was launched on 25 February 2013 and placed exactly in the same orbit as Envisat on 13 March (the distance between the orbits is less than 1 km in the across-track direction). This may allow an extension of previous ESA missions such as ERS and Envisat regarding ice altimetry scientific objectives. The antenna operates in the Ka band (37 GHz, or 8 mm wavelength), 2.7-fold greater than the Ku frequency, providing new and interesting characteristics and opportunities. Technical characteristics can be found in Vincent et al. (2006).

First, with an antenna of 1 m diameter, the AltiKa antenna aperture is 0.55° as opposed to 1.22° for Envisat RA-2, and the footprint is consequently smaller and thus waveform distortion by surface undulations will be reduced. The pulse repetition frequency is higher (4 kHz), and this will increase the number of independent echoes per second; therefore the waveform will be given each 175 m along-track, rather than 370 m. The bandwidth is 500 MHz, providing a vertical resolution of 30 cm rather than 45 cm, so that the sampling of the leading edge of the waveform will be finer. Also, the ionospheric attenuation is negligible at this frequency. For all the above reasons, we thus expect less noise in individual measurements.

Second, the Ka band penetration is smaller; absorption is enhanced by a factor of 2.7 and scattering by a factor of 53, so that penetration is estimated around 15 cm, several-fold less than in the Ku band (see, e.g. Matzler and Wegmuller 1987). Moreover, the surface at the centimetre scale is rougher for the Ka band, so we can expect to have a backscattered signal dominated by near-subsurface scattering echo. Not only this major source of error with altimetry, but also the cross-over problem induced by antenna polarization and surface anisotropy (Arthern, Wingham, and Ridout 2001; Rémy, Legresy, and Benveniste 2006), should be significantly reduced. Moreover, for the first time, a nadir-active and passive sensors operating at the same frequency will yield simultaneous observations. The synergy between sensors will allow better constraint of the electromagnetic models and retrieval of snow-pack parameters.

Finally, AltiKa will benefit from the high resolution of the average track derived from Envisat, especially from the knowledge of the across-track surface slope. Indeed, we propose that AltiKa measurements be processed directly with the parameters retrieved from the Envisat along-track record. To test this method, we removed cycle 90 from the processing and treated it 'offline', by applying the corrections computed from the fit of the other Envisat cycles. The result, shown in Figure 5(b), is very convincing. This suggests that the first cycles of AltiKa could be analysed and compared to Envisat. Due to different bias between Ka and Ku, the processing should consider separately the four mean altimetric parameters (height and the three waveform parameters) and the three relations between height and waveform parameters. We will then invert 17 as unknown rather than 10.

Finally, it is expected that, with SARAL/AltiKa, three important sources of error in altimetry will be lowered. SARAL/AltiKa first waveforms are still in the validation stage but have begun to yield some surprising results. For instance, first observations at cross-over suggest the same kind of effect as already detected by previous missions (see

Remy et al. 2012). A difference of up to 2 dB between ascending and descending backscatter is observed. This effect is classically explained by a modulation of volume echo, while the AltiKa waveforms do not seem to be affected by volume echo. Much work is still needed to fully understand the interaction between altimetric waves and ice sheet surface.

6. Conclusion

Envisat RA-2 provides eight years of continuous altimetric observations above ice sheets. An along-track process allows the derivation of not only height trend, but also trends of backscatter and waveform shape parameters, with excellent spatial and temporal resolution. Considerable information about ice sheet mass balance, glacier loss acceleration, subglacial lake variation, and seasonal accumulation variations or snow-pack characteristics can be derived from this data set, opening up new scientific questions that require a large temporal survey.

We show in this paper the strength of along-track processing on account of its denser sampling (22-fold more dens than cross-over points). It also allows the derivation of the correlation length of temporal trend in order to correctly map volume change at the global scale. Indeed, we show that height trend exhibits a 10 km-scale signal of several centimetres per year, with a decorrelation length of 7 km. The Nyquist-Shannon theorem stipulates that a sampling closer than 3.5 km is needed in order to correctly estimate signals. A more sparse sampling, as is the case for a classical cross-over analysis, induces an error of the same amplitude as the 10 km scale trend, namely of a few centimetres per year. The along-track method thus provides a good estimate of the local error introduced by interpolation when gridding, although over a large part of the Antarctic ice sheet the distance between two tracks is too large with respect to the required sampling.

From the temporal point of view, we indicate a clear seasonal signal, but also a four-year wave probably linked with the so-called Antarctic circumpolar wave.

With the help of the spatial and temporal variability of elevation changes, we perform a sensitivity study in order to investigate the precision of restitution of elevation trend with respect to number of repeat passes. We show that at least 50 consecutive repeat cycles are needed to reach the required accuracy. In some cases, this required accuracy is reached with a lower number of cycles by using cross-over points. However, in this case, spatial sampling is strongly reduced. The length of the exact repeat series is thus crucial for scientific observations. We show that across-track slope around the mean Envisat track can be deduced from the fitting process and used in order to correct for any other satellite in the same orbit. Following missions on the same orbit, as previous ones, will benefit from this.

Due to AltiKa on SARAL, survey of the 35 day repeat orbit of previous ESA altimeters (Envisat, but also ERS1 and 2) will be extended. Because of the higher radar frequency (Ka band), new opportunities are offered: in particular the penetration and raw error will be lower than in the Ku band. Moreover, the presence of a radiometer operating at the same frequency will help in the derivation of surface or snow-pack characteristics. This will offer a unique opportunity for a longer-term observational framework that is highly beneficial in surveying of ice sheets.

Acknowledgements

We thank Fabien Blarel for his help in data processing. The Envisat RA-2 along-track data over Antarctica are available on request.

Funding

Thomas Flament and Aurélie Michel are supported by thesis grants from CNES/INSU and CNES/CLS, respectively. Support from the CNES/TOSCA for this study is strongly acknowledged. Altimetric data were provided by CTOH/Legos.

References

- Athern, R. J., D. J. Wingham, and A. L. Ridout. 2001. "Controls on ERS Altimeter Measurements over Ice Sheets: Footprint-Scale Topography, Backscatter Fluctuations, and the Dependence of Microwave Penetration Depth on Satellite Orientation." *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 106 (D24): 33471–33484. doi:10.1029/2001JD000498.
- Autret, G., F. Rémy, and S. Roques. 2013. "Multi-Scale Analysis of Antarctic Surface Temperature Series by Empirical Mode Decomposition." *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 30 (4): 649–654. doi:10.1175/JTECH-D-11-00050.1.
- Brenner, A. C., R. A. Blindschadler, R. H. Thomas, and H. J. Zwally. 1983. "Slope-Induced Errors in Radar Altimetry over Continental Ice Sheets." *Journal of Geophysical Research-Oceans and Atmospheres* 88 (C3): 1617–1623. doi:10.1029/JC088iC03p01617.
- Brenner, A. C., J. R. DiMarzio, and H. J. Zwally. 2007. "Precision and Accuracy of Satellite Radar and Laser Altimeter Data over the Continental Ice Sheets." *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 45 (2): 321–331. doi:10.1109/TGRS.2006.887172.
- Cazenave, A., and F. Remy. 2011. "Sea Level and Climate: Measurements and Causes of Changes." *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change* 2 (5): 647–662. doi:10.1002/wcc.139.
- Davis, C. H., and A. C. Ferguson. 2004. "Elevation Change of the Antarctic Ice Sheet, 1995–2000, from ERS-2 Satellite Radar Altimetry." *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 42 (11): 2437–2445. doi:10.1109/TGRS.2004.836789.
- Flament, T., E. Berthier, and F. Rémy. 2013. "Cascading Water Underneath Wilkes Land, East Antarctic Ice Sheet, Observed Using Altimetry and Digital Elevation Models." *The Cryosphere Discussions* 7: 841–871. doi:10.5194/tcd-7-841-2013.
- Flament, T., and F. Rémy. 2012. "Dynamic Thinning of Antarctic Glaciers from Along-Track Repeat Radar Altimetry." *Journal of Glaciology* 58 (211): 830–840. doi:10.3189/2012JoG11J118.
- Frezzotti, M., M. Pourchet, O. Flora, S. Gandolfi, M. Gay, S. Urbini, C. Vincent, S. Becagli, R. Gragnani, M. Proposito, M. Severi, R. Traversi, R. Udisti, and M. Fily. 2005. "Spatial and Temporal Variability of Snow Accumulation in East Antarctica from Traverse Data." *Journal of Glaciology* 51 (172): 113–124. doi:10.3189/172756505781829502.
- Fricker, H. A., and T. Scambos. 2009. "Connected Subglacial Lake Activity on Lower Mercer and Whillans Ice Streams, West Antarctica, 2003–2008." *Journal of Glaciology* 55 (190): 303–315. doi:10.3189/002214309788608813.
- Helsen, M. M., M. R. van den Broeke, R. S. W. van de Wal, W. J. van de Berg, E. van Meijgaard, C. H. Davis, Y. H. Li, and I. Goodwin. 2008. "Elevation Changes in Antarctica Mainly Determined by Accumulation Variability." *Science* 320 (5883): 1626–1629. doi:10.1126/science.1153894.
- Huang, N. E., Z. Shen, S. R. Long, M. L. C. Wu, H. H. Shih, Q. N. Zheng, N. C. Yen, C. C. Tung, and H. H. Liu. 1998. "The Empirical Mode Decomposition and the Hilbert Spectrum for Nonlinear and Non-Stationary Time Series Analysis." *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 454 (1971): 903–995. doi:10.1098/rspa.1998.0193.
- Hurkmans, R., J. L. Bamber, and J. A. Griggs. 2012. "Brief Communication 'Importance of Slope-Induced Error Correction in Volume Change Estimates from Radar Altimetry'." *The Cryosphere* 6 (2): 447–451. doi:10.5194/tc-6-447-2012.
- Krinner, G., O. Magand, I. Simmonds, C. Genthon, and J. L. Dufresne. 2007. "Simulated Antarctic Precipitation and Surface Mass Balance at the End of the Twentieth and Twenty-First Centuries." *Climate Dynamics* 28 (2–3): 215–230. doi:10.1007/s00382-006-0177-x.
- Lacroix, P., B. Legresy, F. Remy, F. Blarel, G. Picard, and L. Brucker. 2009. "Rapid Change of Snow Surface Properties at Vostok, East Antarctica, Revealed by Altimetry and Radiometry." *Remote Sensing of Environment* 113 (12): 2633–2641. doi:10.1016/j.rse.2009.07.019.

- Legresy, B., F. Papa, F. Remy, G. Vinay, M. van den Bosch, and O. Z. Zanife. 2005. "ENVISAT Radar Altimeter Measurements over Continental Surfaces and Ice Caps Using the ICE-2 Retracking Algorithm." *Remote Sensing of Environment* 95 (2): 150–163. doi:10.1016/j.rse.2004.11.018.
- Lenaerts, J. T. M., M. R. van den Broeke, W. J. van de Berg, E. van Meijgaard, and P. K. Munneke. 2012. "A New, High-Resolution Surface Mass Balance Map of Antarctica (1979–2010) Based on Regional Atmospheric Climate Modeling." *Geophysical Research Letters* 39. doi:10.1029/2011GL050713.
- Li, J., H. J. Zwally, and J. C. Comiso. 2007. "Ice-Sheet Elevation Changes Caused by Variations of the Firn Compaction Rate Induced by Satellite-Observed Temperature Variations (1982–2003)." *Annals of Glaciology* 46: 8–13. doi:10.3189/172756407782871486.
- Ligtenberg, S. R. M., M. Horwath, M. R. van Den Broeke, and B. Legrésy. 2012. "Quantifying the Seasonal 'Breathing' of the Antarctic Ice Sheet." *Geophysical Research Letters* 39 (23). doi:10.1029/2012GL053628.
- Matzler, C., and U. Wegmuller. 1987. "Applications of the Interaction of Microwaves with the Natural Snow Cover." *Remote Sensing Reviews* 2: 259–391.
- Meysignac, B., and A. Cazenave. 2012. "Sea Level: 'A Review of Present-Day and Recent-Past Changes and Variability.'" *Journal of Geodynamics* 58: 96–109. doi:10.1016/j.jog.2012.03.005.
- Remy, F., T. Flament, F. Blarel, and J. Benveniste. 2012. "Radar Altimetry Measurements over Antarctic Ice Sheet: A Focus on Antenna Polarization and Change in Backscatter Problems." *Advances in Space Research* 50 (8): 998–1006. doi:10.1016/j.asr.2012.04.003.
- Remy, F., B. Legresy, and J. Benveniste. 2006. "On the Azimuthally Anisotropy Effects of Polarization for Altimetric Measurements." *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 44 (11): 3289–3296. doi:10.1109/TGRS.2006.878444.
- Remy, F., P. Mazzega, S. Houry, C. Brossier, and J. F. Minster. 1989. "Mapping of the Topography of Continental Ice by Inversion of Satellite-Altitude Data." *Journal of Glaciology* 35 (119): 98–107. doi:10.3189/002214389793701419.
- Rémy, F., and S. Parouty. 2009. "Antarctic Ice Sheet and Radar Altimetry: A Review." *Remote Sensing* 1 (4): 1212–1239. doi:10.3390/rs1041212.
- Shepherd, A., E. R. Ivins, A. Geruo, V. R. Barletta, M. J. Bentley, S. Bettadpur, K. H. Briggs, D. H. Bromwich, R. Forsberg, N. Galin, M. Horwath, S. Jacobs, I. Joughin, M. A. King, J. T. M. Lenaerts, J. Li, S. R. M. Ligtenberg, A. Luckman, S. B. Luthcke, M. McMillan, R. Meister, G. Milne, J. Mouginot, A. Muir, J. P. Nicolas, J. Paden, A. J. Payne, H. Pritchard, E. Rignot, H. Rott, L. S. Sorensen, T. A. Scambos, B. Scheuchl, E. J. O. Schrama, B. Smith, A. V. Sundal, J. H. van Angelen, W. J. van de Berg, M. R. van den Broeke, D. G. Vaughan, I. Velicogna, J. Wahr, P. L. Whitehouse, D. J. Wingham, D. Yi, D. Young, and H. J. Zwally. 2012. "A Reconciled Estimate of Ice-Sheet Mass Balance." *Science* 338 (6111): 1183–1189. doi:10.1126/science.1228102.
- Thomas, R., C. Davis, E. Frederick, W. Krabill, Y. H. Li, S. Manizade, and C. Martin. 2008. "A Comparison of Greenland Ice-Sheet Volume Changes Derived from Altimetry Measurements." *Journal of Glaciology* 54 (185): 203–212. doi:10.3189/002214308784886225.
- Vaughan, D. G., J. L. Bamber, M. Giovinetto, J. Russell, and A. P. R. Cooper. 1999. "Reassessment of Net Surface Mass Balance in Antarctica." *Journal of Climate* 12 (4): 933–946. doi:10.1175/1520-0442(1999)012<0933:RONSMB>2.0.CO;2.
- Verfaillie, D., M. Fily, E. Le Meur, O. Magand, B. Jourdain, L. Arnaud, and V. Favier. 2012. "Snow Accumulation Variability Derived from Radar and Firn Core Data along a 600 Km Transect in Adelie Land, East Antarctic Plateau." *The Cryosphere* 6 (6). doi:10.5194/tc-6-1345-2012.
- Vincent, P., N. Steunou, E. Caubet, L. Phalippou, L. Rey, E. Thouvenot, and J. Verron. 2006. "Altika: a Ka-Band Altimetry Payload and System for Operational Altimetry during the GMES Period." *Sensors* 6 (3): 208–234. doi:10.3390/s6030208.
- Wingham, D. J., A. Shepherd, A. Muir, and G. J. Marshall. 2006. "Mass Balance of the Antarctic Ice Sheet." *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 364: 1627–1635. doi:10.1098/rsta.2006.1792.
- Wingham, D. J., M. J. Siegert, A. Shepherd, and A. S. Muir. 2006. "Rapid Discharge Connects Antarctic Subglacial Lakes." *Nature* 440 (7087): 1033–1036. doi:10.1038/nature04660.

- Wingham, D. J., D. W. Wallis, and A. Shepherd. 2009. "Spatial and Temporal Evolution of Pine Island Glacier Thinning, 1995–2006." *Geophysical Research Letters* 36. doi:[10.1029/2009GL039126](https://doi.org/10.1029/2009GL039126).
- Zwally, H. J., L. I. Jun, A. C. Brenner, M. Beckley, H. G. Cornejo, J. Dimarzio, M. B. Giovinetto, T. A. Neumann, J. Robbins, J. L. Saba, Y. I. Donghui, and W. Wang. 2011. "Greenland Ice Sheet Mass Balance: Distribution of Increased Mass Loss with Climate Warming; 2003–07 versus 1992–2002." *Journal of Glaciology* 57 (201): 88–102. doi:[10.3189/002214311795306682](https://doi.org/10.3189/002214311795306682).
- Zwally, H. J., and J. Li. 2002. "Seasonal and Interannual Variations of Firn Densification and Ice-Sheet Surface Elevation at the Greenland Summit." *Journal of Glaciology* 48 (161): 199–207. doi:[10.3189/172756502781831403](https://doi.org/10.3189/172756502781831403).

Annexe D

Article Flament, Berthier and Rémy,
2014



Cascading water underneath Wilkes Land, East Antarctic ice sheet, observed using altimetry and digital elevation models

T. Flament, E. Berthier, and F. Rémy

CNRS, LEGOS, UMR5566 CNRS-CNES-IRD-Université de Toulouse III, 14 Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

Correspondence to: T. Flament (thomas.flament@legos.obs-mip.fr)

Received: 6 February 2013 – Published in The Cryosphere Discuss.: 5 March 2013
Revised: 19 February 2014 – Accepted: 28 February 2014 – Published: 15 April 2014

Abstract. We describe a major subglacial lake drainage close to the ice divide in Wilkes Land, East Antarctica, and the subsequent cascading of water underneath the ice sheet toward the coast. To analyse the event, we combined altimetry data from several sources and subglacial topography. We estimated the total volume of water that drained from Lake Cook_{E2} by differencing digital elevation models (DEM) derived from ASTER and SPOT5 stereo imagery acquired in January 2006 and February 2012. At $5.2 \pm 1.5 \text{ km}^3$, this is the largest single subglacial drainage event reported so far in Antarctica. Elevation differences between ICESat laser altimetry spanning 2003–2009 and the SPOT5 DEM indicate that the discharge started in November 2006 and lasted approximately 2 years. A 13 m uplift of the surface, corresponding to a refilling of about $0.6 \pm 0.3 \text{ km}^3$, was observed between the end of the discharge in October 2008 and February 2012. Using the 35-day temporal resolution of Envisat radar altimetry, we monitored the subsequent refilling and drainage of connected subglacial lakes located downstream of Cook_{E2}. The total volume of water traveling within the theoretical 500-km-long flow paths computed with the BEDMAP2 data set is similar to the volume that drained from Lake Cook_{E2}, and our observations suggest that most of the water released from Lake Cook_{E2} did not reach the coast but remained trapped underneath the ice sheet. Our study illustrates how combining multiple remote sensing techniques allows monitoring of the timing and magnitude of subglacial water flow beneath the East Antarctic ice sheet.

1 Introduction

It has been known for decades that liquid water can exist and accumulate in lakes at the base of the Antarctic ice sheet (e.g. Siegert and Dowdeswell, 1996). Geothermal heat flux, ice deformation and ice bed friction provide heat that is trapped by the thick insulating ice sheet and can melt a few millimetres of basal ice each year (e.g. Clarke, 2005; Pattyn, 2010). The water at the base of the ice sheet lubricates the ice–bedrock interface and the diminution of friction creates distinctive topographic features on the ice-sheet surface such as low slopes areas above the lakes (Rémy et al., 1999; Rémy and Legrésy, 2004).

More recent observations show that this water can migrate rapidly under the ice sheet and induce movements of the surface as ice is lifted or lowered by ablation when lakes fill in or drain (Clarke, 2006). The advent of new satellite observation techniques has allowed the measurements of these surface elevation changes (e.g. Gray et al., 2005; Wingham et al., 2006; Fricker et al., 2007), which led to a better general understanding of the dynamic nature of subglacial hydrological systems (Fricker and Scambos, 2009). The impact of subglacial water on ice-sheet dynamics is still being investigated (Bell et al., 2007; Stearns et al., 2008; Schoof, 2010) and the modelling of the phenomenon is the subject of active researches (e.g. Johnson and Fastook, 2002; Goeller et al., 2013).

Smith et al. (2009) provided the first continent-wide inventory of active subglacial lakes in Antarctica from repeat ICESat laser altimetry. Their inventory includes the drainage of a lake, Cook_{E2} (Wilkes Land; -72.803° N , 155.786° E ; upstream of the Cook Ice Shelf; Figs. 1 and 2) where the surface lowered by up to 65 m between November 2006 and March

2008 along several kilometres on two crossing ICESat tracks. They estimated that 2.7 km^3 of water was discharged during this event, the largest drainage observed so far in Antarctica. The several-tens-of-metres drawdown of the surface during this drainage is similar in magnitude to the surface drawdown due to Jökulhlaups (e.g. Björnsson, 2003) and more than 10 times the second largest drawdown reported by Smith et al. (2009).

Here, we revisit this event in more detail using laser altimetry and by differencing multi-temporal digital elevation models (DEMs) from stereo imagery. Those additional data sets allowed us to recalculate the total volume of water that drained from the Lake Cook_{E2} and document the changes that this lake has undergone since the end of its drainage. Our values are compared to those reported in a similar recent study using CryoSat-2 radar altimetry (McMillan et al., 2013).

Smith et al. (2009) also pointed out a possible connection between Lake Cook_{E2} and another lake, Cook_{E1}, located 100 km downstream. To further investigate the effect of the large amount of water that drained out of Lake Cook_{E2}, we analysed time series of ice-sheet elevations derived every 35 days from the Envisat radar altimeter.

2 Data

In this study, we used a combination of altimetry measurements derived from a radar altimeter (Envisat RA-2), a laser altimeter (ICESAT GLAS) and two optical stereo imagers (SPOT5 HRS and Terra ASTER). An overview of those satellite data is given in Table 1.

2.1 ICESat measurements

ICESat measurements were taken from release 531 available from the NSIDC (<http://nsidc.org/data/icesat/index.html>) and span campaigns 2A to 2F, from October 2003 to October 2009. ICESat measurements were first converted from the TOPEX/Poseidon to the WGS-84 ellipsoid. ICESat altitudes, originally defined above EGM2008, were corrected for the elevation difference between EGM2008 and EGM96, EGM96 being the reference for the DEMs (see below).

2.2 Digital elevation models from stereo imagery

DEMs of the area surrounding Lake Cook_{E2} were constructed from stereo pairs of satellite optical images acquired in 2006 by the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer, ASTER (e.g. Käab, 2002), and in 2012 by the “Haute Resolution Stéréoscopique” (HRS) sensor onboard SPOT5 (e.g. Bouillon et al., 2006). The date of the image acquisitions and their resolution are provided in Table 1.

2.3 BEDMAP2

We use the BEDMAP2 subglacial topography and ice-sheet surface DEMs (Fretwell et al., 2013) to compute the hydrologic potential at the base of the ice sheet and to infer the flowpath of subglacial water draining from Lake Cook_{E2}.

2.4 Envisat measurements

We use elevation measurements from the Envisat radar altimeter (RA-2) during 85 repeat cycles from September 2002 to October 2010.

The main frequency of the altimeter is within Ku-band at 13.75 GHz. Microwaves at this frequency penetrate through the snow pack. However, here we do not mix Envisat data with data acquired at different wavelengths of the electromagnetic spectrum. Thus, we can overlook the issue of calibrating elevation between different missions. The variation of penetration depth with time is corrected as in Flament and Rémy (2012). See Sect. 3.3 for further details on the processing of Envisat data.

3 Methods

3.1 DEM differencing

Comparing multi-temporal DEMs is now commonly used for measuring elevation changes of glaciers (e.g. Gardelle et al., 2013) or at the steeper ice-sheet margins (e.g. Howat et al., 2007), where other altimetry techniques do not perform as well or lack sufficient spatial coverage. To our knowledge, DEM differencing has only been used once to characterize the drainage of a subglacial lake, in response to the rapid thinning of Crane Glacier in the Antarctic Peninsula (Scambos et al., 2011). This is probably because DEMs from optical imagery are still regarded as being of limited use for the study of the flat and uniformly white central part of ice sheets. The lack of identifiable features on their surface (e.g. Bindenschadler et al., 2011) often precludes the accurate computation of correlation between the images of the pair, a necessary step in the computation of DEMs from stereo images.

Here, we benefited from some recent improvements achieved by the French mapping agency (IGN, National Institute of Geographic and Forest Information) in the processing of stereo pairs on low contrast areas to derive a nearly complete DEM of the Lake Cook_{E2} area from SPOT5-HRS imagery acquired on 9 February 2012, about 3 years after the drainage ended. Those improvements consisted in (i) reducing the size of the spatial correlation window to match small-scale variations in radiometry present in the two images of the stereo pair; and (ii) accepting DEM pixels with a lower correlation score (CS, ranging from 0 to 100). All pixels where the CS is greater than 30 are now retained, whereas the standard IGN algorithm retained only pixels with a CS greater than 50. Those modifications improved the DEM coverage.

Table 1. Description of the various remote sensing products used in this study.

Sensor	Sensor type	Acquisition date	Pixel size	Footprint diameter
SPOT5/HRS	Optical imager	9 Feb 2012	Image: 10 m DEM: 40 m	n/a
TERRA/ASTER	Optical imager	26 Jan 2006	Image: 15 m DEM: 30 m	n/a
Envisat/RA-2	Radar altimeter	Sep 2002–Oct 2010	n/a	2–12 km
ICESat/GLAS	Laser altimeter	Oct 2003–Sep 2009	n/a	70 m

Table 2. Properties of the estimated volume of water downstream of Lake Cook_{E2} for different values of “correlation threshold”. Value reported here includes a correction for the elevation changes measured for non-lake points (Fig. 8b). The correlation indicates the quality of a Gaussian fit to the Envisat elevation times series (see Sect. 3.4).

Correlation threshold	Peak volume, km ³	Peak date	RMS before the flood, km ³	Number of “lake points”
0.6	4.3	2008.6	0.72	760
0.7	4.0	2008.6	0.67	638
0.8	3.7	2008.6	0.6	505
0.9	3.0	2008.7	0.42	331

Gaps in the SPOT5 DEM only covered 1 % of the study area vs. 51 % using the standard processing of the SPIRIT project (Korona et al., 2009). Importantly, it was verified using ICESat data that the newly retained DEM pixels had the same accuracy as the pixels retained in the standard algorithm. The ice-sheet surface topography prior to the start of the lake drainage was derived from an ASTER stereo pair acquired on 26 January 2006. The ASTER DEM and the corresponding correlation mask were calculated using PCI Geomatica 10.1 (Toutin, 2008). Unreliable pixels, covering 60 % of the area of interest, were masked in the ASTER DEM.

Both DEMs are computed from stereo imagery without ground control points and, thus, can have significant biases. Horizontal biases (e.g. Nuth and Kääb, 2011) cannot be estimated here due to the lack of stable terrain but can be neglected because of the very low slopes of the area of interest. Given the mean slope for our study area (0.1°), a typical planimetric shift of 30 m would lead to an elevation error of only 5 cm. Vertical biases in the pre- and post-drainage DEMs were estimated and corrected using ICESat. We extracted the ASTER and SPOT5 DEM elevations at the location of each ICESat footprint using bilinear interpolation. Compared with all the data from laser period 3E (mean date: 12 March 2006; before the drainage of Lake Cook_{E2}), a vertical bias of −7.2 m (standard deviation: SD = 11.7 m; $N = 1039$) was found and corrected for the ASTER DEM. The SPOT5 DEM was also compared to laser period 3E but only outside the lake area (a first guess of the lake area was obtained by differencing the non-adjusted ASTER and SPOT5 DEM). A mean bias of 11.6 m (SD = 2.1 m; $N = 8246$) was found. There was a tilt in the SPOT5 DEM in the north–south direction which we corrected by fitting a plane to the elevation differences with ICESat. The tilt is probably due

to errors in the measurements of the position and attitude (roll/pitch/yaw) of the satellite. After correction of this tilt, the standard deviation of the elevation difference is reduced to 1.6 m (laser period 3E, $N = 8246$). This vertically adjusted SPOT5 DEM was then compared to ICESat data from other laser periods outside of the lake area. The absolute mean difference was always lower than 0.5 m, indicating the stability of the region surrounding the lake. The standard deviations of the elevation differences were similar for all laser periods (range: 1.50 to 1.67 m).

Reliable values in the ASTER DEM covered only 40 % of our area of interest. To obtain a complete pre-event topography, we combined those reliable values from the ASTER DEM with elevation from the SPOT5 DEM (away from the lake) and from the pre-drainage ICESat laser campaigns. First, altitude contour lines were generated with an altitude step of 5 m from the vertically adjusted SPOT5 DEM. They were used only away from the lake. Then, in the Lake Cook_{E2} area, we also generated 5 m altitude contour lines from the vertically adjusted ASTER DEM. However, those contour lines are not complete due to data voids in the ASTER DEM. Thus, to obtain continuous contour lines, we interpolated manually between those discontinuous contour lines using the altitude from the pre-drainage ICESat laser campaigns as a constraint. To do so, we extracted from pre-drainage ICESat data the locations where ICESat tracks had the same elevation as the DEM contours. Each ASTER contour line was then extended manually to pass through ICESat points with the same elevation. The complete altitude contour map was then gridded to obtain a pre-event DEM without data voids. The pre- and post-event DEMs are then differentiated to obtain the map of elevation differences and to infer the total volume loss during the drainage.

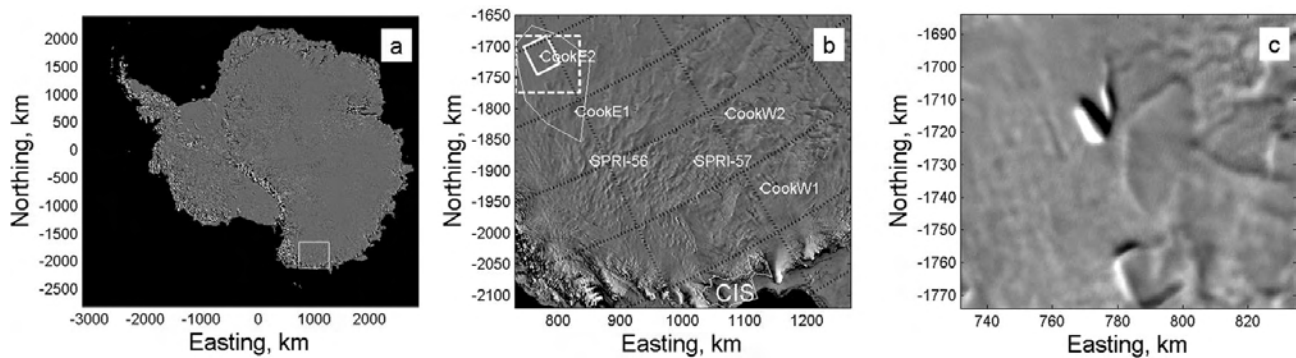


Fig. 1. Situation map of the area of interest. (a) MODIS Mosaic of Antarctica (Scambos et al., 2007); the white box delineates panel (b); (b): zoom on the area of interest, the Cook Ice Shelf (labelled CIS) is outlined in white. Known subglacial lakes (Wright and Siegert, 2012) are located by white dots and labelled. The dashed white box delineates the area shown in panel (c) and Fig. 10, the tilted white box is the area shown in Fig. 4, and the thinner white contour delineates the area for which the SPOT5 DEM is available; (c): MODIS Mosaic Of Antarctica 2009 (T. Scambos, personal communication, 2013), showing the trough left by the lake drainage illuminated by low sun from the upper right corner.

3.2 Subglacial water owpath inferred from BEDMAP2

Following Shreve (1972), we assumed that the hydrologic potential at the ice-sheet base is a function of the bedrock elevation and the thickness of the overlying ice column. From the BEDMAP2 elevation and ice thickness maps, we compute the hydrologic potential (H_p) as

$$H_p = g\rho_w h_b + g\rho_i (h_s - h_b),$$

where ρ_w and ρ_i are respectively the densities of water and ice, and h_b and h_s the elevations of the bed and the ice-sheet surface. We thus obtain a map of hydrologic potential with a 1 km grid spacing from which we can derive owpaths. This grid spacing used here (1 km) is the one provided in the BEDMAP2 products and is denser than the actual resolution of the bed elevation data in our study area. The coarser resolution is taken into account as we use the 1 km grid with a routing algorithm that computes the hydropotential gradient from the hydrologic potential at all points within a 5 km radius disc, which is closer to the actual resolution of the BEDMAP2 data set in most of our study area. This algorithm is described below.

With the assumption that water will ow following the steepest gradient of the hydrologic potential, we can compute possible owpaths for the water draining from Lake Cook_{E2}. We use a gradient descent algorithm, starting from Lake Cook_{E2}. The slope of the hydrologic potential is computed by fitting a plane on a disc of 5 km radius and taking steps of 5 km in the direction of steepest descent. In order to account for the uncertainty in the BEDMAP2 data set (up to several hundreds of metres, see Fig. 2d), we use a Metropolis–Hastings algorithm (Hastings, 1970). We allow the step direction to vary around the direction of steepest descent, proportionally to the accuracy provided with the

map of the bedrock, that is, the greater the uncertainty in the bedrock elevation, the greater the angle by which the descent direction is allowed to vary. Our area of interest is not perfectly covered by BEDMAP2, with large data gaps so that over large areas, the bed elevation is interpolated from radar measurements performed at a few tenths of km (see Fig. 3 in Fretwell et al., 2013). While the upper part of our region of interest is relatively well surveyed, in places, uncertainty in the bed elevation can reach more than 300 m (Fig. 2). With such uncertainty, the derived owpath is expected to spread in the lower reaches of our study area, close to the coast.

We then draw 10 000 owpaths to obtain a large set of possible owpaths. The envelope of all those owpaths is used to delineate the area where we will search for subglacial lakes (Sect. 3.4).

3.3 Processing of Envisat data

The along-track processing applied to the Envisat radar altimetry data has been presented in detail elsewhere (Flament and Rémy, 2012) and is only briefly summarized here: elevation measurements are collected in bins of 1 km along the satellite track and processed by a least square fit. We fit 10 parameters that account for local topography (mean altitude, slope and curvature, i.e. a surface controlled by 6 parameters), echo shape (backscatter, leading edge width and trailing edge slope) and a linear temporal trend. This set of parameters forms the least square model. The processing provides an estimate of the best fitting coefficient for each parameter in this model and the residuals. The fitted coefficients are used to correct elevations taken at different dates and locations and make possible a comparison of relative elevations along time. The residuals, that is, the elevation differences between the best fitting model and the actual data, contain all elevation changes that cannot be explained by the simple least square model. In this case, the residuals include

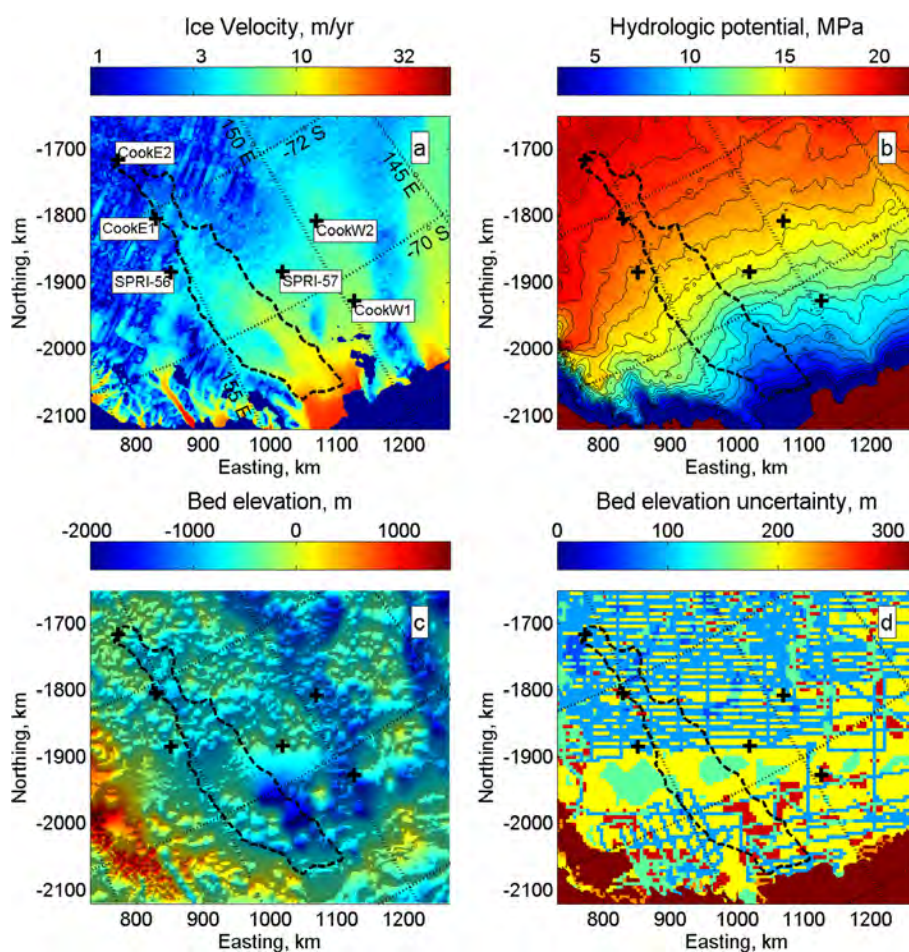


Fig. 2. (a) Ice flow velocity from Rignot et al. (2011), (b) hydrologic potential computed from BEDMAP2 (Fretwell et al., 2013), (c) shaded relief map of bed topography from BEDMAP2, and (d) bed topography uncertainty from BEDMAP2. Lakes from the Wright and Siegert (2012) inventory are localized by black crosses. The envelope of all possible subglacial water flow paths (Sect. 3.2) is the black dashed line. The x and y axes are given in kilometres in the south polar stereographic projection (EPSG:3031).

non-linear temporal variations caused by a subglacial flood and noise.

Elevation time series are computed from the residuals and the elevation trend; at time t , the elevation is given by

$$H(t) = \varepsilon(t) + dh/dt \cdot (t - t_0),$$

where $\varepsilon(t)$ is the residual at time t , dh/dt is the linear elevation trend and t_0 is an arbitrary reference time. Here, we set $t_0 = 2006.85$ because it is the date of the last measurement before the drainage of Lake Cook_{E2} (see below).

Noise in the processed series is computed as the standard deviation of the difference between the time series and the same time series smoothed with an 11-point moving average. In other words, the higher frequencies are considered as noise and removed. This noise level is very dependent on the kilometre-scale topography and can vary from under one decimetre in a flat and horizontal area to several metres over rugged terrain (crevasses, faster flowing areas, etc.). In what

follows, time series are considered of acceptable quality if this noise is below 1 m.

Envisat cannot resolve the drainage of Lake Cook_{E2} because the walls of the trough are too steep (see discussion, in Sect. 5.2). If we use only measurements from the pre-drainage period, before the dramatic change of the topography, the simple quadratic model for the surface topography performs very well and the noise level is lowered to 0.1 m (Fig. 3). Thanks to this pre-drainage elevation time series, we are able to detect accurately the first large perturbation of surface elevation, around 2006.85 (November 2006), our best estimate for the start of the drainage.

3.4 Automatic identification of active lakes

We fit each Envisat elevation time series with a Gaussian curve with varying start dates, widths and amplitudes. This allows us to automatically identify time series affected by “anomalous elevation changes” due to the flood following

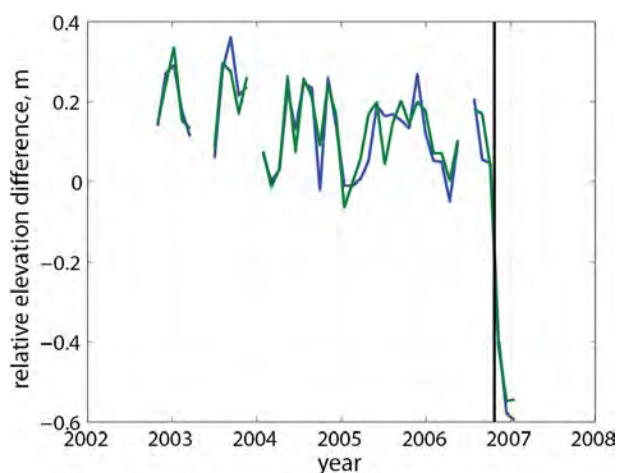


Fig. 3. Envisat elevation time series computed only from data acquired before the drainage, at two adjacent locations over Lake Cook_{E2}. Envisat radar altimetry provides the best estimate of the date of the initiation of the drainage (vertical black line, 2006.85).

the drainage of Lake Cook_{E2} (i.e. locations where subglacial lakes filled and then drained). The algorithm is applied to a zone encompassed within the envelope of all water flowpaths derived from BEDMAP2 (Sect. 3.2). The lake-detection algorithm assigns a start date, an amplitude and a flood duration to each time series along with the correlation to the fitted Gaussian curve. If this correlation is higher than a given correlation threshold (ranging between 0.6 and 0.9), the time series is considered as a potential lake. The screening of the potential lakes is then refined using the following criteria:

- The start date of the event, defined as the peak date of the Gaussian curve minus one standard deviation, must not be too early. The earliest allowed start date is 2006.85 (see Sect. 3.3).
- The noise level in the Envisat time series must be below 1 m.
- The series must have enough samples, a minimum of 70 measurements out of 85.

After detecting those active lakes, the cumulative volume of water is then obtained by using the full elevation time series, not the fitted Gaussian curve. The latter was only used for the automatic detection of active lakes. The elevation series are smoothed with an 11-point moving average and set to 0 on 2006.85 to provide a common reference date. To convert elevation time series to volume, we approximate the area covered by each time series at 11.85 km² because the area of interest (Fig. 1b) covers 50 000 km² and is sampled by 4220 Envisat elevation time series. Doing so, we assume that Envisat provided a representative sampling of elevation changes and we thus account for the fact that Envisat did not sample all active lakes due to the separation between the satellite ground tracks. Elevation time series of all detected lakes

downstream of Lake Cook_{E2} are converted to volume and summed to test whether the volume of water that transited through those lakes is similar to the volume that drained out of Lake Cook_{E2}.

Other surface processes such as snowfalls and ice compaction also contribute to surface elevation changes (e.g. Helsen et al., 2008). Those processes lead to a regional volume change that must be separated from the lake drainage. In order to compensate for this and separate the lake signal from other causes of elevation change, we compute the mean elevation time series for “non-lake points” within the flowpath area and consider that this average “non-lake” elevation series accounts for surface processes. We then remove the “non-lake” series from the “lake” series to obtain corrected time series. The results of this correction are presented in Sect. 4.2.

4 Results

4.1 Drainage of Lake Cook_{E2}

We use a combination of ASTER and SPOT5 DEM differencing to derive the geometry of the surface depression, together with differences between ICESat and the SPOT5 DEM to constrain the timing of the lake drainage and re-estimate the total volume of water discharged.

By chance, ICESat tracks cross almost at the locus of maximum surface subsidence (Fig. 4) and thus provide a temporally well-resolved view of the drainage (Fig. 5). In the centre of the main lake, the total surface lowering reached 70 m between laser campaign 3G (November 2006) and 3K (October 2008). The map of elevation differences also shows that, in addition to this main lake, a secondary lake drained simultaneously leading to a maximum surface lowering of 30 m. Since October 2008, a surface uplift of 13 m is observed in the central part of the main depression.

Following others (Smith et al., 2009; Fricker and Scambos, 2009), we assumed that the volume changes measured at the ice-sheet surface equal the volume of water that drained from the lake. We are aware that this hypothesis is questionable (Sergienko et al., 2007), but do not have more information to refine the estimate. The ice sheet is flowing slowly in our study area (Fig. 2a) such that dynamic effects (such as stick-slip) are unlikely to affect surface elevation. The total drainage is thus computed as the product of the “lake area” by the mean elevation difference within this area. The lake area is defined as the closed region where the surface lowering is greater than 3 m. The sensitivity of our result to this arbitrary choice is tested by estimating the lake discharge when the threshold for minimum surface lowering is set to 1.5 and 4.5 m. With a threshold at 3 m, the lake area is 219 km² and the mean surface lowering 20.6 m, leading to a volume loss of 4.52 km³ of water. This volume varies by only 0.10 km³ (referred to as the “lake-area” error) when the upper (1.5 m)

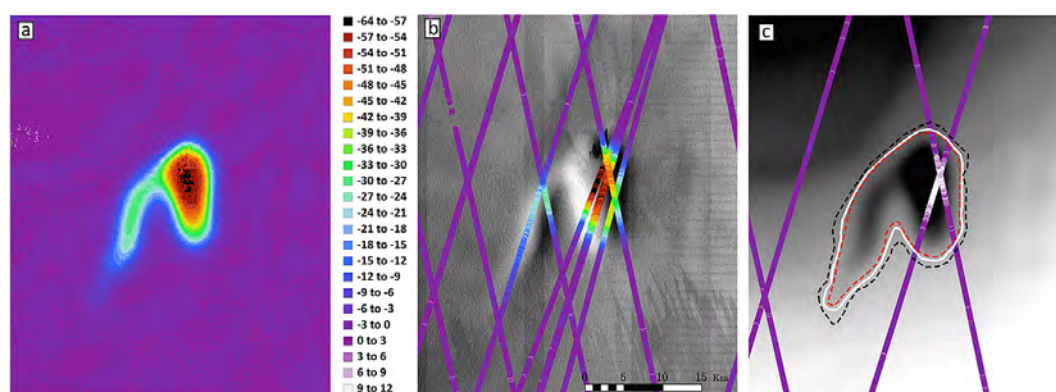


Fig. 4. Surface elevation changes (m) for Lake Cook_{E2} from ICESat, SPOT5 and ASTER DEMs. Negative values correspond to surface lowering. Elevation changes on all panels share the same colour scale. (a) Map of elevation differences between the post- and pre-drainage DEMs. (b) Elevation difference between the 9 February 2012 SPOT5 DEM and ICESat laser periods 2A, 3B and 3C, all acquired prior to the lake drainage. These laser periods were selected to illustrate the evolving spatial sampling of the surface lowering that can be obtained from different laser periods. Note that only laser period 2A crosses the secondary lake. Background: the SPOT5 image from 9 February 2012 (copyright: CNES 2012, distribution Spot Image). (c) Elevation difference between the 9 February 2012 SPOT5 DEM and ICESat laser periods 2E, acquired in March 2009, a few months after the end of the lake drainage. The black, white, and red lines show the rim around the depression represent elevation difference thresholds of -1.5 , -3 , and -4.5 m, respectively. The corresponding “lake area” is, respectively, 267 km², 219 km² and 192 km². This panel shows the approximately 10 – 15 m rise of the surface above Lake Cook_{E2} during the 4 years following the drainage. Background: the 9 February 2012 SPOT5 DEM.

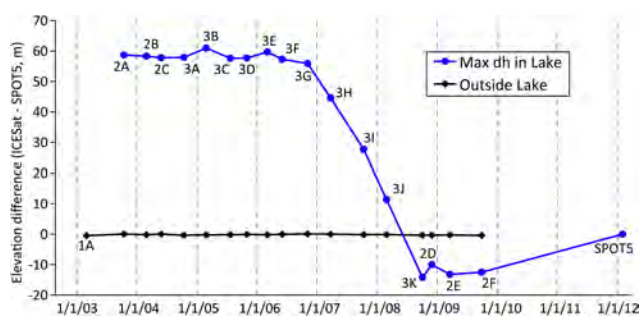


Fig. 5. Time series of elevation difference between the various ICESat laser periods and the 9 February 2012 SPOT5 DEM. In black, the mean elevation difference outside of Lake Cook_{E2}. In blue, the maximum elevation difference between ICESat and the SPOT5 DEM. Note that, due to non-perfect repetitiveness of ICESat tracks, the blue dots do not correspond to the same location for each laser campaign (Fig. 4b) which partly explains why the noise seems larger within Lake Cook_{E2} than outside.

and lower (4.5 m) limits for the surface lowering are used to determine the extent of the lake area (Fig. 4c).

Another source of uncertainty affecting our estimate of the volume loss is the error in the differential DEM. A first way to compute this DEM error is by considering the standard deviation of the elevation differences between each DEM and ICESat data (1.6 m for SPOT5, 11.7 m for ASTER). The error on the elevation change over the lake area is then obtained by dividing 11.8 m (the square root of the sum of the squares of 1.6 and 11.7 m) by the square root of the number of independent pixels in the Lake Cook_{E2} area using

an auto-correlation length of 1 km (Bretherton et al., 1999; Nuth and Kääb, 2011). The correlation length cannot be estimated specifically for this study because of the lack of stable terrain but 1 km is a conservative value because shorter correlation lengths have previously been used with similar data set (0.5 km in Berthier et al., 2010; 0.2 km in Howat et al., 2008). The resulting elevation change error is ± 0.22 m. However, this formal error does not take into account the spatial variations of the biases in the DEMs. A larger error (± 5 m) was obtained for the northern Antarctic Peninsula by using a null test, i.e. examining elevation differences between ASTER and SPOT5 DEMs acquired the same day (Berthier et al., 2012). This more conservative error estimate is preferred here because it includes spatially varying biases between the DEMs and better reflects the uncertainties due to the manual interpolation of data voids in the ASTER DEM. This ± 5 m error on the elevation change, multiplied by the area of the lake, leads to a total DEM error of ± 1.10 km³ of water. These “lake-area” and DEM errors cannot be considered independent and, hence, the total uncertainty is the arithmetic sum of the two, leading to a total uncertainty of 1.20 km³.

This volume of 4.52 ± 1.20 km³ represents the net volume loss between early 2006 and early 2012 and thus, underestimates the total volume of water discharged during the event itself given that the ice-sheet surface rose between March 2009 and February 2012 (Fig. 5). Using the elevation differences between ICESat laser period 2E and the SPOT5 DEM (Fig. 4c), we estimate that the volume change was $+0.64$ km³ between March 2009 and February 2012. The error on the

latter value is difficult to estimate, so a conservative 50 % error is assumed. Thus, in total, the discharge is estimated to amount to $4.52 \pm 1.20 + 0.64 \pm 0.32 = 5.16 \pm 1.52 \text{ km}^3$.

4.2 Subsequent cascade of lakes

The map of elevation changes for the Wilkes Land derived from Envisat radar altimetry features a complex pattern downstream of Lake Cook_{E2}, with spots of very localized uplift in a region of overall negative elevation trend (Fig. 6).

Most active lakes can be identified on this map due to their positive elevation trend because the surrounding area is either stable or slightly losing elevation. The positive elevation trend does not necessarily imply that the lakes permanently stored water, as can be seen on the series of Lake Cook_{E1} (Fig. 6b). Lake Cook_{E2} drainage and the subsequent passage of water through downstream lakes happened during the second half of the Envisat observation period so that a trend fitted through the full time series is positive, even though the surface elevation returned to the pre-drainage level after the passage of water.

Starting from Lake Cook_{E2}, active lakes are aligned along a curved line first oriented northward before bending to the north-west approximately at the middle of the path. This apparent flowpath, linking regions of anomalous surface elevation changes, is in good agreement with the likely flowpath for water draining from Lake Cook_{E2} inferred from BEDMAP2 (Fig. 7). The start date of the filling of those active lakes, as detected by our lake identification algorithm, is also in good agreement with the natural flow direction of subglacial water. The start date increases as hydrologic potential decreases, that is, as the distance to the coast decreases.

As described in Sect. 3.4, we computed a correction for surface elevation change due to regional processes (mostly in volume change) based on “non-lake” points. Uncorrected time series of lake volume evolution are shown in Fig. 8a while the corrected ones are in Fig. 8b. The uncorrected volume stored in active lakes downstream of Lake Cook_{E2} (Fig. 8a) starts to vary before the drainage with a small annual cycle, some inter-annual variations and a minimum volume during 2004. The corrected time series (Fig. 8b) are almost flat before the start of the drainage of Lake Cook_{E2} which gives good confidence in the validity of the correction.

The downstream flood clearly starts in early 2007 and the flood volume grows till the end of 2008. We chose to focus on the correlation threshold of 0.8, using the 0.6 and 0.9 thresholds to estimate the sensitivity of our cumulative water volume to this variable. The peak volume, up to 3.7 km^3 , is reached towards the end of 2008. This volume varies between 4.3 and 3.0 km^3 when the alternative correlation thresholds (0.6 and 0.9) are used instead (Fig. 8). After the peak, between late 2008 and late 2011, the volume of water stored in the downstream lakes seems to remain stable. This suggests that water is permanently stored in the downstream lake system.

5 Discussion

5.1 Usefulness of DEM derived from stereo imagery in central Antarctica

A nearly complete surface topography of the Lake Cook_{E2} area was derived from a SPOT5 stereo pair with a precision greater than $\pm 2 \text{ m}$ at the 1-sigma level after adjustment against ICESat data. This is a promising result for the central plateau of the East Antarctic ice sheet where DEMs derived from stereo imagery have been of little use up to now and thus have often been replaced by photogrammetry (e.g. Bindschadler et al., 2011). Because of their limited coverage and the associated cost, DEMs from SPOT5 or other sensors with similar stereo capabilities cannot currently replace frequent passages of the laser and radar altimeters to continuously monitor elevation changes of the whole ice sheet but can be helpful to better describe some discrete events, such as large subglacial lake drainages.

The DEM and the associated imagery revealed that the lake shape is not elliptical, which explains most of the difference with the estimate based on ICESat measurements alone (Smith et al., 2009). Our estimate of the volume of water that drained from Lake Cook_{E2} using DEM differencing can be compared to a recent alternative estimate based on ICESat and CryoSat-2 data (McMillan et al., 2013). In their study, the volume difference computed between pre- and post-drainage DEMs is scaled with ICESat measurements to estimate the lake volume during each ICESat campaign. The pre-event topography is obtained by gridding the sparse ICESat data (assuming a smooth surface), whereas the post-event DEM is measured by CryoSat-2. They estimated that 6.4 km^3 of water drained from Lake Cook_{E2}. This alternative study does not provide an error bar. Their volume is higher than ours but falls within the bounds of our estimate of $5.16 \pm 1.52 \text{ km}^3$. Their lake area (260 km^2 , no error bar) is also similar to ours (between 192 and 267 km^2).

The DEM differencing technique presented here makes it possible to observe elevation changes with a vertical precision of about 1 to 2 m when two SPOT5 DEM are compared (e.g. Berthier et al., 2012). Subglacial lake drainages resulting in surface elevation changes of smaller amplitudes than Lake Cook_{E2} may thus be studied using this technique. The main limitation is the need to find suitable satellite stereo pairs acquired before the event. Large-scale acquisition programs dedicated to glaciers and ice sheets, such as SPIRIT (Korona et al., 2009) or GLIMS (Raup et al., 2007), are instrumental to build such historical archives of images.

5.2 Inability of classic radar altimetry to capture the drainage of Lake Cook_{E2}

The small footprint of ICESat laser altimeter (around 70 m) is better suited than the $\sim 10 \text{ km}$ footprint of Envisat radar altimeter for observing the drainage of Lake Cook_{E2}. The

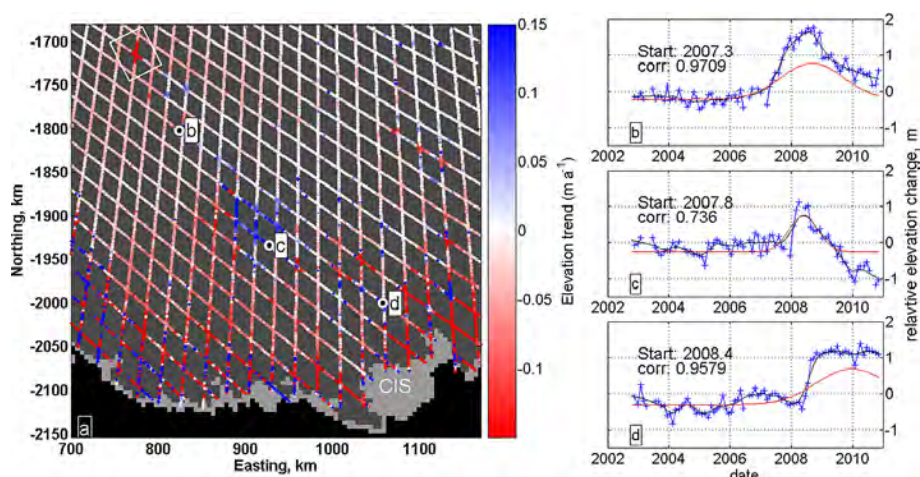


Fig. 6. (a) Elevation trend during 2002–2010 along Envisat tracks overlaid on the grounded ice (dark grey) and ice shelf (light grey) masks of the MODIS Mosaic of Antarctica (Scambos et al., 2007). The white box delineates Fig. 4. The Cook Ice Shelf, after which the lakes were named, is labelled “CIS” in the lower right corner. (b, c, d) Time series of relative elevation difference for three different locations along the row path. Panel (b) shows the time series for Lake Cook_{E1}; other lakes are unnamed. The blue line shows the elevation changes derived from Envisat measurement; the black line is the same series, smoothed with an 11-point moving average, and the red curve is the fitted Gaussian curve.

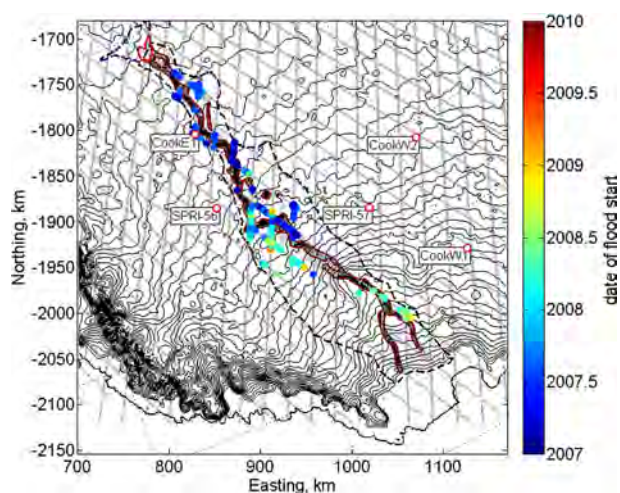


Fig. 7. Flow path area of Lake Cook_{E2}. The grey shading background gives an indication of where the most probable flow paths went. The dark red contour encompasses the 0.001 probability level. Lakes reported by Wright and Siegert (2012) are plotted as red circles and labelled. The black dashed line is the search area, i.e. the envelope of all possible water flow paths draining out from Lake Cook_{E2} (Sect. 3.2). Hydrologic potential contours computed from BEDMAP2 data are superimposed every $500\,000\text{ kg m}^{-1}\text{ s}^{-2}$ (thin black lines). The drainage basin of Lake Cook_{E2} (5% probability to reach the lake; see Sect. 5.5) is plotted in dashed blue line, and the lake contour is in red. All active lakes (correlation > 0.9 , see Sect. 3.4) are reported along with a colour code indicating the start date of the flood at each lake point. Light grey lines show the ground tracks of Envisat 35-day repeat cycle.

problem had already been noticed by Fricker et al. (2010) who made similar findings in lakes on the Siple Coast. The size of Lake Cook_{E2} being commensurable with the diameter of the Envisat altimeter footprint, the radar altimeter is not able to retrieve any echo from the bottom of the trough left by the lake drainage. The difference in elevation shown in Fig. 9 is in fact a misinterpreted difference in radar range: as the lake trough deepens, the point sending back the first echo to the satellite is not at nadir any more but has shifted towards the rim of the depression, which yields a longer range. The minimum distance from a nadir point at the centre of the depression to the lake margin is about 5 km (e.g. for the time series in Fig. 9). For a 5 km shift and a satellite altitude of 800 km, the range difference is 15.6 m. This is in remarkable agreement with the apparent drawdown of about 15 m observed in Fig. 9, especially if we take into account that the echo is expected to be strongly distorted over such non-flat topography. Because of this limitation, inherent to classic radar altimetry, no accurate estimate of the lake drainage can be done from Envisat measurements. Our along-track processing only fits a quadratic model to all measurements to account for the surface topography and cannot correct the large topographic changes due to the lake drainage. It explains the large noise level (1.4 m) in the time series (Fig. 9).

Downstream of Lake Cook_{E2}, elevation changes are less abrupt and can be monitored using Envisat. Envisat coverage is temporally denser than ICESat (regular 35-day cycle for Envisat vs. 2–3 measurements a year with ICESat). This compensates for the slightly higher noise in the time series of the radar altimeter. ICESat has a single point accuracy of 0.1–0.15 m (Shuman et al., 2006; Brenner et al., 2007), whereas noise in the Envisat series after along-track processing and in

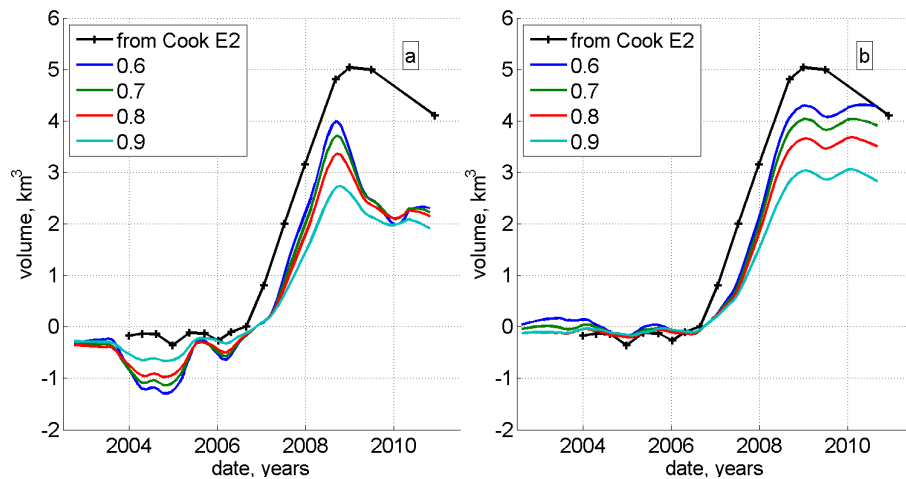


Fig. 8. Chronology of the drainage of Lake Cook_{E2} and the subsequent storage/release of water in downstream lakes. **(a)** uncorrected volume of water downstream of Lake Cook_{E2} from elevation change at lake points. **(b)** Same volume but corrected for the regional elevation change measured at non-lake points (see Sect. 3.4). In both panels, curve “from Cook_{E2}” is the volume of water that drained from Lake Cook_{E2}, estimated from DEM differencing and ICESat measurements; 0.6–0.9 curves: volume of water stored in active lakes downstream of Lake Cook_{E2}. These curves are labelled according to the different correlation thresholds used for detecting the lakes (see Sect. 3.4).

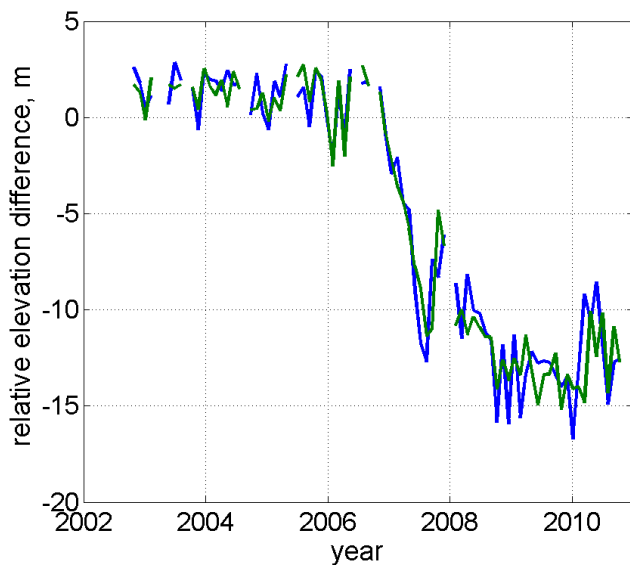


Fig. 9. Relative elevation time series from Envisat radar altimetry over Lake Cook_{E2} at two adjacent locations along track. The two time series are taken at the same location as series in Fig. 4; only the processing differs. Here, all data are used in the processing, whereas in Fig. 3 only the data acquired before the start of the drainage were used. Note the larger noise level here.

the area of interest here is about 0.2 m. Thanks to the higher repetition rate of Envisat, events large enough to stand out of the noise can be more precisely dated.

5.3 Ability to close the subglacial water budget

The water budget, the difference between the volume of water that drained out of Lake Cook_{E2} and the volume of water that transited through the downstream lakes is closed within errors bars. Yet the error on the volume stored downstream is high and there is a high sensitivity of our estimate to the correlation threshold of the fitted Gaussian curve. Several sources contribute to the error:

- i. The “lake signal” is mixed up with elevation changes from other phenomena acting on the ice-sheet surface. Snowfall variability produces elevation change signals on interannual timescales (Magand et al., 2007; Lenaerts et al., 2012), comparable to the lake drainage timescales. We proposed a correction of the ΔV volume change based on volume change at “non-lake” points. This correction has the advantage of being self-consistent with the rest of the Envisat data set. We preferred this correction to another one based on $\Delta \rho$ modelling because both data sets (radar altimetry and modelled $\Delta \rho$ densification) could not be cross calibrated yet (Ligtenberg et al., 2012).
- ii. Our estimate is dependent on the validity of the area, defined as the envelope of all water flowpaths out of Lake Cook_{E2}, which is scanned to detect all active lakes. In a sensitivity test and to account for possible error in the flowpaths inferred from BEDMAP2, we searched for lakes within a 40 km buffer zone outside

of the flowpaths boundary. Very few points were identified as lakes and the overall water volume remained virtually unchanged.

- iii. It is possible that part of the water flowed rapidly through well-carved channels and did not leave a persistent imprint on the surface.
- iv. Faint signals could go undetected. This could be a large contribution if water was stored as a thin layer over a large area.
- v. Finally, some water may have reached the coast towards mid-2008 and exited our investigation area before Lake Cook_{E2} completely drained. That could explain why the budget is not closed after mid-2008.

However, at the peak date more than 70 % of the volume drained from Lake Cook_{E2} is found in the downstream active lakes which implies that most of the water flowing underneath the ice sheet had a direct impact on the surface elevation, and that this impact was large enough to be detected by Envisat radar altimetry. We also infer that most water released by Lake Cook_{E2} remained trapped in downstream lakes. However, this interpretation is subject to caution due to the high level of uncertainty of lake detection in the lower reaches of the area, where ice flow is faster and surface slope steeper.

5.4 Comparison to other known drainage events

The event we studied here is not unique but it is the largest directly observed drainage by volume and distance travelled.

The drainage of Lake Cook_{E2} can be compared to the Adventure Trench subglacial drainage reported by Wingham et al. (2006) and further investigated by Carter et al. (2009). The total water volume drained in the Adventure Trench event was estimated between 1.8 and 2.2 km³, but surface elevation change was only in the range of a few metres. The distance between the two most remote connected lakes was about 290 km, slightly smaller than the distance of 380 km we found between Lake Cook_{E2} and its most remote connected subglacial lake. With the increasingly dense spatial coverage provided by space missions (altimetry, SAR and optical imagery) we can expect that more of such events will be discovered.

In other places of the Wilkes Subglacial Basin, the bedrock was marked by a palaeo-ood of much larger amplitude (Jordan et al., 2010). Analysing subglacial landforms, Jordan et al. (2010) estimated that a lake containing 850 km³ of water drained. This supposed lake was located slightly south-west of Lake Cook_{E2} and the outburst ood probably flowed through the deep bedrock channel where active lakes Cook_{W1} and Cook_{W2} lie (Fig. 2c). This channel is parallel to and separated from the flowpaths showed in Fig. 7. Recently, Livingstone et al. (2013) computed the hydrologic potential

from BEDMAP2 and concluded that many lakes are still to be discovered, mostly because of the sparse coverage of the bedrock by radio echo sounding. They also proposed that major lakes should drain when an ice sheet retreats because the surface slope locally increases (see also Scambos et al., 2011). Here, we were not able to measure any change in surface elevation or any increase in slope over Lake Cook_{E2} using the Envisat pre-drainage time series (Fig. 3) which could explain the triggering of lake drainage. The precision and duration of our data set is probably not sufficient for this task.

5.5 Possible causes for the uplift of the ice surface since 2009

As shown earlier (Sect. 4.1 and Fig. 5), the centre of the Lake Cook_{E2} depression has risen by about 13 ± 1.6 m between the last ICESat measurement in late 2009 and the acquisition of the DEM in February 2012. Several processes can potentially have contributed to the surface rising: water refilling the subglacial cavity, accumulation of windblown snow or local ice-flow convergence.

By the same method used to estimate the downstream subglacial flowpaths from Lake Cook_{E2}, we can determine the flowpaths converging toward Lake Cook_{E2}. Starting from a pixel at the rim of the lake depression, we systematically explore the lake surroundings by drawing a hundred flowpaths going down the hydrologic potential. If more than a given percent of these flowpaths reach the lake, the pixel is considered part of the drainage basin of Lake Cook_{E2} and all of its eight neighbours are added to the list of pixels to be tested. The exploration stops when no pixel is left in the list. We consider the most likely drainage basin as the zone with a more than 50 % chance to reach the lake (530 km²) plus the lake area (220 km²). The areas with 95 and 5 % chance to reach the lake give our uncertainty margin, respectively, 450 and 1030 km².

The resulting water collection area is thus about 750 ± 300 km². The small size of this collecting basin can be explained by the proximity of the ridge leading to Talos Dome. The observed refilling of 0.64 ± 0.32 km³ in 3 years would imply a basal melt rate between 0.3 m a^{-1} (refilling of 0.32 km^3 and a basin of 1050 km^2) and 2 m a^{-1} (refilling of 0.96 km^3 and a basin of 450 km^2). These values are at least two orders of magnitude higher than expected basal melt rates in this region (Pattyn, 2010).

The hypothesis of the depression refilling by windblown snow is difficult to test. One could expect that snow transport close to a ridge is small because the katabatic winds are unlikely to be strong there. However, the large topographic anomaly left by the drainage could perturb near-surface winds and contribute to the accumulation of snow. We cannot formally exclude this hypothesis.

The last possibility, refilling of the trough by local ice-flow convergence (e.g. Aðalgeirsdóttir et al., 2000), could be the dominant phenomenon. The depression “refills” at a rate of

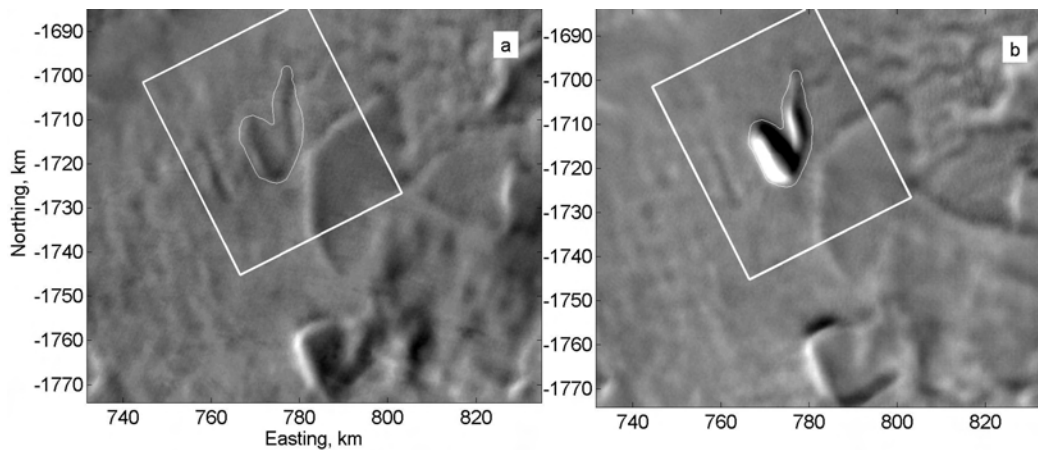


Fig. 10. Subset of the MODIS Mosaic Of Antarctica (Scambos et al., 2007) around the region of Lake Cook_{E2}. (a) The 2003–2004 mosaic and (b) 2008–2009 mosaic processed with the same algorithm (T. Scambos, personal communication, 2013). This subset corresponds to the dashed line box in Fig. 1b. The white box is the zone covered by Fig. 4. The white thin contour is the -3 m contour extracted from the map of elevation difference from DEMs, our preferred estimate of the lake area (Fig. 4).

$0.2 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$. Given its 70-km-long rim and a 2700-m-thick ice column, this ice flux corresponds to a 1 m a^{-1} change in average ice flow velocity. This is only 20 % of the velocity, $5 \pm 5 \text{ m a}^{-1}$ at this location (Fig. 2a, Rignot et al., 2011).

Our observation period is too short to infer anything about a cyclic behaviour of Lake Cook_{E2}. However, the MODIS Mosaic Of Antarctica, acquired over austral summer 2003–2004 (Scambos et al., 2007), i.e. before the start of the drainage, reveals a faint feature on the ice-sheet surface. We interpret this feature as a modulation of shading induced by an undulation of the surface and made visible by the low Sun. This pre-drainage pattern of shading is similar to the lake contours (Fig. 10a). This surface feature could have been created by the accumulation of water preceding the drainage (locally relaxing basal shear stress), or by a previous drainage.

6 Conclusion

A major drainage event was detected by radar and laser altimetry and analysed in detail with DEMs derived from stereo imagery in the Wilkes Land, East Antarctica. This dramatic drainage lasted 2 years, occurred under 2700 m of ice, led to a surface lowering of up to 70 m, affected a total area of about 220 km^2 and released over 5 km^3 of water in the subglacial hydrological network. The total volume drained is larger than reported in earlier similar events underneath the Antarctic ice sheet. However, the water discharge flux remained 1 to 2 orders of magnitude smaller than during jökulhlaups in Iceland (Björnsson, 2003). Surface features were present on optical imagery prior to this event. This is another hint that this region is hydrologically active and suggests that Lake Cook_{E2} could be subject to recurring drainage. It will be of great interest to monitor the evolution of this deep depression in the future using ongoing (CryoSat-

2) or future altimetry missions (SARAL/AltiKa on the same orbit as Envisat or ICESat-2, Sentinel-3 on different orbits). The study of such local and rapid events is only possible with both sufficient temporal and spatial resolution and continuous coverage.

ICESat laser altimetry yields better observations of the drainage at Lake Cook_{E2} than Envisat radar altimeter. The latter, because of its large footprint, is not able to observe the bottom of the trough left after the water has flowed away. Still, the absence of cross-track coverage from ICESat precludes an accurate computation of the volume drained from the lake. The dense temporal sampling of Envisat allows a more precise constraint for the onset of lake drainage. Envisat radar altimetry also revealed a complex pattern of elevation changes downstream of Lake Cook_{E2} and we interpret them as the surface expression of transient storage of water in a succession of subglacial lakes. We suggest that most of the water released during the drainage of Lake Cook_{E2} remained trapped under the ice sheet and did not reach the ocean.

Outlet glaciers feeding the Cook Ice Shelf are flowing over the deep Wilkes subglacial basin, where much of the bedrock lies below sea level (Fretwell et al., 2013). Marine ice sheets are suspected to be the most prone to collapse in a warming climate (e.g. Weertman, 1974; Durand et al., 2009). Future studies should aim to determine whether this large amount of water influenced the flow of ice, in particular for the eastern tributary of Cook Ice Shelf, and modify the basal melt rates of this ice shelf (Jenkins, 2011).

Acknowledgements. Comments by reviewers S. Carter and N. Ross led to great improvement the manuscript. We are also thankful to R. Rosenau, T. Scambos and S. Ligtenberg for sharing data and/or discussion. T. Flament's PhD grant is funded by the French Space Agency (CNES) and the Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS). E. Berthier acknowledges support from the CNES through the TOSCA and from the Programme National de Télédetection Spatiale. SPOT5 images and DEMs were available at reduced cost thanks to support from CNES through ISIS project 639. This study was partially funded by the Agence Nationale pour la Recherche (ANR) through the SUMER project no. ANR-12-BS06-0018 and the ADAGE project no. ANR-09-SYSC-001.

Edited by: A. Käab



The publication of this article is financed by CNRS-INSU.

References

- Aðalgeirsdóttir, G., Gudmundsson, G. H., and Björnsson, H.: The response of a glacier to a surface disturbance: a case study on Vatnajökull ice cap, Iceland, *Ann. Glaciol.*, 31, 104–110, doi:10.3189/172756400781819914, 2000.
- Bell, R. E., Studinger, M., Shuman, C. A., Fahnestock, M. A., and Joughin, I.: Large subglacial lakes in East Antarctica at the onset of fast-flowing ice streams, *Nature*, 445, 904–907, doi:10.1038/nature05554, 2007.
- Berthier, E., Schiefer, E., Clarke, G. K. C., Menounos, B., and Rémy, F.: Contribution of Alaskan glaciers to sea-level rise derived from satellite imagery, *Nat. Geosci.*, 3, 92–95, doi:10.1038/ngeo737, 2010.
- Berthier, E., Scambos, T. A., and Shuman, C. A.: Mass loss of Larsen B tributary glaciers (Antarctic Peninsula) unabated since 2002, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L13501, doi:10.1029/2012GL051755, 2012.
- Bindschadler, R., Choi, H., Wichlacz, A., Bingham, R., Bohlander, J., Brunt, K., Corr, H., Drews, R., Fricker, H., Hall, M., Hindmarsh, R., Kohler, J., Padman, L., Rack, W., Rotschky, G., Urbini, S., Vornberger, P., and Young, N.: Getting around Antarctica: new high-resolution mappings of the grounded and freely-floating boundaries of the Antarctic ice sheet created for the International Polar Year, *The Cryosphere*, 5, 569–588, doi:10.5194/tc-5-569-2011, 2011.
- Björnsson, H.: Subglacial lakes and jökulhlaups in Iceland, *Glob. Planet. Change*, 35, 255–271, doi:10.1016/S0921-8181(02)00130-3, 2003.
- Bouillon, A., Bernard, M., Gigord, P., Orsoni, A., Rudowski, V., and Baudoin, A.: SPOT 5 HRS geometric performances: Using block adjustment as a key issue to improve quality of DEM generation, *ISPRS J. Photogramm.*, 60, 134–146, doi:10.1016/j.isprsjprs.2006.03.002, 2006.
- Brenner, A. C., DiMarzio, J. P., and Zwally, H. J.: Precision and Accuracy of Satellite Radar and Laser Altimeter Data Over the Continental Ice Sheets, *IEEE T. Geosci. Remote*, 45, 321–331, doi:10.1109/TGRS.2006.887172, 2007.
- Bretherton, C. S., Widmann, M., Dymnikov, V. P., Wallace, J. M., and Bladé, I.: The effective number of spatial degrees of freedom of a time-varying field, *J. Climate*, 12, 1990–2009, doi:10.1175/1520-0442(1999)012<1990:TENOSD>2.0.CO;2, 1999.
- Carter, S. P., Blankenship, D. D., Young, D. A., Peters, M. E., Holt, J. W., and Siegert, M. J.: Dynamic distributed drainage implied by the slow evolution of the 1996–1998 Adventure Trench subglacial lake discharge, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 283, 24–37, doi:10.1016/j.epsl.2009.03.019, 2009.
- Clarke, G. K. C.: Subglacial Processes, *Annu. Rev. Earth Pl. Sc.*, 33, 247–276, doi:10.1146/annurev.earth.33.092203.122621, 2005.
- Clarke, G. K. C.: Glaciology: Ice-sheet plumbing in Antarctica, *Nature*, 440, 1000–1001, doi:10.1038/4401000a, 2006.
- Durand, G., Gagliardini, O., de Fleurian, B., Zwinger, T., and Le Meur, E.: Marine ice sheet dynamics: Hysteresis and neutral equilibrium, *J. Geophys. Res.*, 114, F03009, doi:10.1029/2008JF001170, 2009.
- Flament, T. and Rémy, F.: Dynamic thinning of Antarctic glaciers from along-track repeat radar altimetry, *J. Glaciol.*, 58, 830–840, doi:10.3189/2012JoG11J118, 2012.
- Fretwell, P., Pritchard, H. D., Vaughan, D. G., Bamber, J. L., Barand, N. E., Bell, R., Bianchi, C., Bingham, R. G., Blankenship, D. D., Casassa, G., Catania, G., Callens, D., Conway, H., Cook, A. J., Corr, H. F. J., Damaske, D., Damm, V., Ferraccioli, F., Forsberg, R., Fujita, S., Gim, Y., Gogineni, P., Griggs, J. A., Hindmarsh, R. C. A., Holmlund, P., Holt, J. W., Jacobel, R. W., Jenkins, A., Jokat, W., Jordan, T., King, E. C., Kohler, J., Krabill, W., Riger-Kusk, M., Langley, K. A., Leitchenkov, G., Leuschen, C., Luyendyk, B. P., Matsuoka, K., Mouginot, J., Nitsche, F. O., Nogi, Y., Nost, O. A., Popov, S. V., Rignot, E., Rippon, D. M., Rivera, A., Roberts, J., Ross, N., Siegert, M. J., Smith, A. M., Steinhage, D., Studinger, M., Sun, B., Tinto, B. K., Welch, B. C., Wilson, D., Young, D. A., Xiangbin, C., and Zirizzotti, A.: Bedmap2: improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica, *The Cryosphere*, 7, 375–393, doi:10.5194/tc-7-375-2013, 2013.
- Fricker, H. A. and Scambos, T.: Connected subglacial lake activity on lower Mercer and Whillans Ice Streams, West Antarctica, 2003–2008, *J. Glaciol.*, 55, 303–315, doi:10.3189/002214309788608813, 2009.
- Fricker, H. A., Scambos, T. A., Bindschadler, R., and Padman, L.: An active subglacial water system in West Antarctica mapped from space, *Science*, 315, 1544–1548, doi:10.1126/science.1136897, 2007.
- Fricker, H. A., Scambos, T., Carter, S., Davis, C., Haran, T., Joughin, I.: Synthesizing multiple remote-sensing techniques for subglacial hydrologic mapping: application to a lake system beneath MacAyeal Ice Stream, West Antarctica, *J. Glaciol.*, 56, 187–199, doi:10.3189/002214310791968557, 2010.
- Gardelle, J., Berthier, E., Arnaud, Y., and Käab, A.: Region-wide glacier mass balances over the Pamir-Karakoram-Himalaya during 1999–2011, *The Cryosphere*, 7, 1263–1286, doi:10.5194/tc-7-1263-2013, 2013.
- Goeller, S., Thoma, M., Grosfeld, K., and Miller, H.: A balanced water layer concept for subglacial hydrology in large-scale ice

- sheet models, *The Cryosphere*, 7, 1095–1106, doi:10.5194/tc-7-1095-2013, 2013.
- Gray, L., Joughin, I., Tulaczyk, S., Spikes, V. B., Bindschadler, R., and Jezek, K.: Evidence for subglacial water transport in the West Antarctic Ice Sheet through three-dimensional satellite radar interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L03501, doi:10.1029/2004GL021387, 2005.
- Hastings, W. K.: Monte Carlo sampling methods using Markov chains and their applications, *Biometrika*, 57, 97–109, doi:10.1093/biomet/57.1.97, 1970.
- 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., and Goodwin, I.: Elevation changes in Antarctica mainly determined by accumulation variability, *Science*, 320, 1626–1629, doi:10.1126/science.1153894, 2008.
- Howat, I. M., Joughin, I., and Scambos, T. A.: Rapid changes in ice discharge from Greenland outlet glaciers, *Science*, 315, 1559–1561, doi:10.1126/science.1138478, 2007.
- Howat, I. M., Smith, B. E., Joughin, I., and Scambos, T. A.: Rates of southeast Greenland ice volume loss from combined ICESat and ASTER observations, *Geophys. Res. Lett.*, L17505, doi:10.1029/2008GL034496, 2008.
- Jenkins, A.: Convection-driven melting near the grounding lines of ice shelves and tidewater glaciers, *J. Phys. Oceanogr.*, 41, 2279–2294, doi:10.1175/JPO-D-11-03.1, 2011.
- Johnson, J. and Fastook, J. L.: Northern hemisphere glaciation and its sensitivity to basal melt water, *Quatern. Int.*, 95–96, 65–74, doi:10.1016/S1040-6182(02)00028-9, 2002.
- Jordan, T. A., Ferraccioli, F., Corr, H., Graham, A., Armadillo, E., and Bozzo, E.: Hypothesis for mega-outburst flooding from a palaeo-subglacial lake beneath the East Antarctic Ice Sheet: Antarctic palaeo-outburst floods and subglacial lake, *Terra Nova*, 22, 283–289, doi:10.1111/j.1365-3121.2010.00944.x, 2010.
- Kääb, A.: Monitoring high-mountain terrain deformation from repeated air- and spaceborne optical data: examples using digital aerial imagery and ASTER data, *ISPRS J. Photogramm.*, 57, 39–52, doi:10.1016/S0924-2716(02)00114-4, 2002.
- Korona, J., Berthier, E., Bernard, M., Remy, F., and 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.*, 64, 204–212, doi:10.1016/j.isprsjprs.2008.10.005, 2009.
- Lenaerts, J. T. M., van den Broeke, M. R., van de Berg, W. J., van Meijgaard, E., and Kuipers Munneke, P.: A new, high-resolution surface mass balance map of Antarctica (1979–2010) based on regional atmospheric climate modeling, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L04501, doi:10.1029/2011GL050713, 2012.
- Ligtenberg, S. R. M., Horwath, M., van den Broeke, M. R., and Legrésy, B.: Quantifying the seasonal “breathing” of the Antarctic ice sheet, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L23501, doi:10.1029/2012GL053628, 2012.
- Livingstone, S. J., Clark, C. D., Woodward, J., and Kingslake, J.: Potential subglacial lake locations and meltwater drainage pathways beneath the Antarctic and Greenland ice sheets, *The Cryosphere*, 7, 1721–1740, doi:10.5194/tc-7-1721-2013, 2013.
- Magand, O., Genthon, C., Fily, M., Krinner, G., Picard, G., Frezzotti, M., and Ekaykin, A. A.: An up-to-date quality-controlled surface mass balance data set for the 90°–180° E Antarctica sector and 1950–2005 period, *J. Geophys. Res.*, 112, D12106, doi:10.1029/2006JD007691, 2007.
- McMillan, M., Corr, H., Shepherd, A., Ridout, A., Laxon, S., and Cullen, R.: Three-dimensional mapping by CryoSat-2 of subglacial lake volume changes, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 4321–4327, doi:10.1002/grl.50689, 2013.
- Nuth, C. and Kääb, A.: Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change, *The Cryosphere*, 5, 271–290, doi:10.5194/tc-5-271-2011, 2011.
- Pattyn, F.: Antarctic subglacial conditions inferred from a hybrid ice sheet/ice stream model, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 295, 451–461, doi:10.1016/j.epsl.2010.04.025, 2010.
- Raup, B., Kääb, A., Kargel, J. S., Bishop, M. P., Hamilton, G., Lee, E., Paul, F., Rau, F., Soltesz, D., Khalsa, S. J. S., Beedle, M., and Helm, C.: Remote sensing and GIS technology in the Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS) project, *Comput. Geosci.*, 33, 104–125, 2007.
- Rémy, F. and Legrésy, B.: Subglacial hydrological networks in Antarctica and their impact on ice flow, *Ann. Glaciol.*, 39, 67–72, doi:10.3189/172756404781814401, 2004.
- Rémy, F., Schaeffer, P., and Legrésy, B.: Ice flow physical processes derived from the ERS-1 high-resolution map of the Antarctica and Greenland ice sheets, *Geophys. J. Int.*, 139, 645–656, 1999.
- Rignot, E., Mouginot, J., and Scheuchl, B.: Ice flow of the Antarctic Ice Sheet, *Science*, 333, 1427–1430, doi:10.1126/science.1208336, 2011.
- Scambos, T. A., Haran, T. M., Fahnestock, M. A., Painter, T. H., and Bohlander, J.: MODIS-based Mosaic of Antarctica (MOA) data sets: Continent-wide surface morphology and snow grain size, *Remote Sens. Environ.*, 111, 242–257, doi:10.1016/j.rse.2006.12.020, 2007.
- Scambos, T. A., Berthier, E., and Shuman, C. A.: The triggering of subglacial lake drainage during rapid glacier drawdown: Crane Glacier, Antarctic Peninsula, *Ann. Glaciol.*, 52, 74–82, doi:10.3189/172756411799096204, 2011.
- Schoof, C.: Ice-sheet acceleration driven by melt supply variability, *Nature*, 468, 803–806, doi:10.1038/nature09618, 2010.
- Sergienko, O. V., MacAyeal, D. R., and Bindschadler, R. A.: Causes of sudden, short-term changes in ice-stream surface elevation, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L22503, doi:10.1029/2007GL031775, 2007.
- Shreve, R. L.: Movement of water in glaciers, *J. Glaciol.*, 11, 205–214, 1972.
- Shuman, C. A., Zwally, H. J., Schutz, B. E., Brenner, A. C., DiMarzio, J. P., Suchdeo, V. P., and Fricker, H. A.: ICESat Antarctic elevation data: Preliminary precision and accuracy assessment, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L07501, doi:10.1029/2005GL025227, 2006.
- Siegert, M. J. and Dowdeswell, J. A.: Spatial variations in heat at the base of the Antarctic ice sheet from analysis of the thermal regime above subglacial lakes, *J. Glaciol.*, 42, 501–509, 1996.
- Smith, B., Fricker, H., Joughin, I., and Tulaczyk, S.: An inventory of active subglacial lakes in Antarctica detected by ICESat (2003–2008), *J. Glaciol.*, 55, 573–595, 2009.
- Stearns, L. A., Smith, B. E., and Hamilton, G. S.: Increased flow speed on a large East Antarctic outlet glacier caused by subglacial floods, *Nat. Geosci.*, 1, 827–831, doi:10.1038/ngeo356, 2008.

- Toutin, T.: ASTER DEMs for geomatic and geoscientific applications: a review, *Int. J. Remote Sens.*, 29, 1855–1875, doi:10.1080/01431160701408477, 2008.
- Weertman, J. J.: Stability of the junction of an ice sheet and an ice shelf, *J. Glaciology*, 13, 3–11, 1974.
- Wingham, D. J., Siegert, M. J., Shepherd, A., and Muir, A. S.: Rapid discharge connects Antarctic subglacial lakes, *Nature*, 440, 1033–1036, doi:10.1038/nature04660, 2006.
- Wright, A. and Siegert, M.: A fourth inventory of Antarctic subglacial lakes, *Antarct. Sci.*, 24, 659–664, doi:10.1017/S095410201200048X, 2012.