



HAL
open science

Étude géodésique multi-techniques de l'évolution de la calotte du Groenland et déformations de la Terre associées : quelles incertitudes sur les bilans de masse de glace ?

Ana Sanchez

► To cite this version:

Ana Sanchez. Étude géodésique multi-techniques de l'évolution de la calotte du Groenland et déformations de la Terre associées : quelles incertitudes sur les bilans de masse de glace?. Sciences de la Terre. Université Paris Cité, 2022. Français. NNT : 2022UNIP7210 . tel-04391019

HAL Id: tel-04391019

<https://theses.hal.science/tel-04391019>

Submitted on 12 Jan 2024

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

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



Thèse préparée à l'institut de physique du globe de Paris
Université Paris Cité

École doctorale Sciences de la Terre et de l'environnement
et physique de l'Univers STEP'UP n°560

Équipe Géodésie

Étude géodésique multi-techniques de l'évolution de la calotte du Groenland et déformations de la Terre associées : quelles incertitudes sur les bilans de masse de glace ?

par Ana Sanchez

Thèse de doctorat de Sciences de la Terre et de l'environnement

Dirigée par **Laurent Métivier et Marianne Greff-Lefftz**

présentée et soutenue publiquement le 22 Juin 2022 devant le jury composé de :

DE VIRON Olivier	Rapporteur	Université de la Rochelle	Professeur
REMY Frédérique	Rapporteuse	CNRS, Toulouse	Directrice de Recherche
BERTHIER Etienne	Examineur	CNRS, Toulouse	Directeur de Recherche
GRANDIN Raphaël	Examineur	IPGP, Paris	Maître de Conférences
METIVIER Laurent	Directeur de Thèse	IPGP-IGN, Paris	Directeur de Recherche
GREFF LEFFTZ Marianne	Co-directrice de Thèse	IPGP, Paris	Professeure
FLEITOUT Luce	Invitée	École Normale Supérieure, Paris	Directrice de Recherche
CHANARD Kristel	Invitée	IPGP-IGN, Paris	Chargée de Recherche

RÉSUMÉ

L'évolution de la calotte polaire du Groenland est un indicateur important des changements climatiques et contribue de façon importante à la montée du niveau moyen des mers. Néanmoins, générer un bilan de masse glaciaire de la calotte polaire du Groenland précis et sans erreur reste un véritable défi. Ici, nous proposons de combiner différents types de mesures géodésiques pour améliorer notre connaissance de l'évolution spatiale et temporelle de la calotte polaire du Groenland. En particulier, nous visons à réconcilier les variations de volume de glace observées par altimétrie satellitaire avec les estimations régionales des vitesses de station GNSS et les mesures de gravimétrie spatiale variables dans le temps sur les périodes 2003-2009 et 2011-2015. Les variations de masse de la calotte polaire du Groenland sont déduites de l'altimétrie satellitaire pour les grandes calottes glaciaires (ICESat-1 et CryoSat-2) et des modèles numériques d'élévation générés à partir de multiples archives satellitaires pour les glaciers périphériques, associés à trois modèles de névé différents. Les variations du champ de gravité dans l'espace et dans le temps sont mesurées par la mission GRACE (pour laquelle nous utilisons une solution améliorée, basée sur une combinaison des solutions de différents centres d'analyse, où les signaux de plus petites longueurs d'ondes sont préservés).

Dans un premier temps, après traitement, analyse et confrontation des observations GRACE et d'altimétrie satellitaire, nous montrons que les corrections dues aux modèles de névé engendrent de fortes incertitudes sur le bilan de masse de glace au Groenland. Nous trouvons un bilan de masse total au Groenland entre -195.6 Gt/an à -242.5 Gt/an pour les années 2003-2008 et -165.5 Gt/an à -249 Gt/an pour les années 2011-2015. Nous avons donc estimé notre propre bilan de masse par inversion, en établissant un coefficient multiplicateur entre les données d'altimétrie et les données GRACE. Nous obtenons -167 Gt/an pour la période 2003-2008 et -243 Gt/an pour la période 2011-2015. Ces résultats sont cohérents avec les estimations précédentes.

Nous modélisons, ensuite, les déformations élastiques du sol associées à la fonte des glaces à partir d'une méthode en fonctions de Green afin de comparer nos solutions aux observations GNSS qui sont plus sensibles aux changements locaux de masse de glace. Les résultats montrent que les déplacements élastiques verticaux sont en bon accord avec les observations dans certaines régions, mais sont en désaccord dans les parties sud-est et nord du Groenland. Nous constatons que les variations de charge à plus courtes longueurs d'ondes données par les glaciers périphériques sont essentielles pour calculer la déformation à proximité des stations GNSS mais pas suffisantes pour expliquer complètement les observations GNSS.

Nous explorons enfin la réponse viscoélastique potentielle de l'asthénosphère à la perte de masse récente de la glace et du petit âge glaciaire pour expliquer davantage les déplace-

ments GNSS observés.

Nous concluons que les données GNSS, altimétriques et GRACE ne sont pas directement comparables au Groenland et que les ensembles de données doivent être combinés avec précaution, en raison des différentes corrections appliquées et des différentes résolutions de temps et d'espace.

Mots-clès : Groenland, bilan de masse de glace, GRACE, GNSS, modèle de compaction de neige

ABSTRACT

The evolution of the Greenland Ice Sheet (GIS) is an important indicator of climate changes and driver of global mean sea level rise. Nonetheless, generating error-free GIS ice mass balance remains a challenge, leading to major uncertainties in projecting future sea-level rise. We propose to combine various geodetic measurements to improve our knowledge of the spatial and temporal evolution of the GIS. In particular, we aim at reconciling ice mass balance estimates derived from satellite altimetry and time variable space gravity measurements over the 2003-2009 and 2011-2015 periods, by comparing the predicted induced ground deformation with regional observations of GNSS velocities. We first infer GIS mass variations using two of the well-established methods, compare results and seek reconciliation. On one hand, we use volume variations over the ice sheet derived from satellite altimetry (ICESat-1 and CryoSat-2) and digital elevation models generated from multiple satellite archives for peripheral glaciers. We combine these datasets with three different firn models, describing the evolving near-surface density, to convert volume change to mass. On the other hand, we use variations of the gravity field in space and time, measured by the GRACE satellite mission, to infer mass variations at a coarse spatial resolution. We show that the volume-mass conversion, through a range of firn models corrections, generates large uncertainties on the GIS mass balance derived from altimetry observations.

Comparisons between the altimetry and GRACE-based model methods to infer ice mass balance reveal large disparity, we find a total mass balance in Greenland between -195.6 Gt/yr and -242.5 Gt/yr for the years 2003-2008 and between -165.5 Gt/yr and -249 Gt/yr for the years 2011-2015. Thus we invert, and estimate a mass balance and obtain -167 Gt/yr for the period 2003-2008 and -243 Gt/yr for the period 2011-2015. These results are consistent with previous estimates.

We then model the Earth's elastic deformation induced by the estimated ice mass variations. We use the loading theory with a Green's functions approach in order to compare our solutions to GNSS observations, accounting for local changes in ice mass. Results show that while predicted vertical elastic displacements are in good agreement with the observations in some regions, they disagree in the southeastern and northern parts of Greenland. We confirm that short wavelength load variations of peripheral glaciers are essential to predict the deformation at nearby GNSS stations, but not sufficient to fully explain the GNSS observations.

Finally, we explore the potential impact of viscoelastic response of the asthenosphere to recent ice and little ice age mass loss to further explain the observed GNSS displacements.

We conclude that GNSS, altimetry, and GRACE data are not directly comparable in Greenland and that the datasets must be combined carefully, due to the different corrections applied and the different resolutions in time and space.

Keywords : Greenland, GRACE, GNSS, SMB, Firn model, Ice mass balance

TABLE DES MATIÈRES

Résumé	3
Table des matières	iii
Liste des figures	ix
Liste des tableaux	xi
1 Introduction	1
1.1 Contexte	1
1.2 Zone d'étude	4
1.3 Bilan de masse au Groenland	6
1.4 Déformation de la Terre	10
I Méthodes et données	15
2 Methodologies	17
2.1 Modélisation des déformations élastiques et du potentiel de charge de la Terre soumise à une charge en surface	18
2.1.1 Approche en harmoniques sphériques	18
2.1.2 Approche en Fonctions de Green	21
2.1.3 Choix de l'approche	22
2.2 Déformations visco-élastiques	25
3 Données et traitements	29
3.1 GNSS	31
3.1.1 Généralités	31
3.1.2 Réseau de stations GNSS au Groenland	32
3.1.3 Traitement des séries temporelles GNSS	33
3.2 Variation spatio-temporelle du champ de pesanteur : GRACE	36
3.2.1 La mission GRACE	36
3.2.2 Solutions utilisées et traitement	38
3.3 Altimétrie	40
3.3.1 Les missions d'altimétrie au Groenland	40
3.3.2 ICESat	42
3.3.3 CryoSat-2	43
3.4 Modèles de rebond post-glaciaire	44

3.4.1	Généralités	44
3.4.2	Différents modèles	45
3.5	Glaciers périphériques	46
3.5.1	Généralités	46
3.5.2	Traitement des données	47
3.6	Firn model	51
3.6.1	Généralités	51
3.6.2	Modèle de <i>firn</i>	51
3.6.3	Modèles de <i>firn</i> utilisés	55
3.7	Combinaisons des données altimétriques sur la calotte polaire, des données sur les glaciers périphériques, et des modèles de compaction	56
 II Résultats et implications		59
 4 Impact of the firn models on the Greenland ice mass balance estimations from satellite altimetry and comparison with space gravity observations.		61
4.1	Data	63
4.2	Comparison between the firn models and GRACE	63
4.2.1	Firn models and ice mass balance derived from altimetry and firn models	63
4.2.2	Comparison of GRACE and ice mass balances derived from altimetry	68
4.3	Ice mass balance combining GRACE and altimetry data	71
4.4	Discussion and conclusions	78
 5 Impact of the firn models on the elastic displacement from satellite altimetry and comparison with GNSS observations		81
5.1	Data and processing	82
5.2	Load model	83
5.3	Results	89
5.3.1	Elastic uplift rates and Residual Uplift Rates	89
5.3.2	GIA and Residual Rates	92
5.4	Discussion and conclusions	95
 III Discussions et conclusions générales		99
 Appendices		109
 A Load model appendices		111

B Location of GPS sites, observed uplift rates, predicted elastic uplift rates, and GIA uplift rate for ICE-6G and Caron models	115
Bibliographie	119

TABLE DES FIGURES

1.1	Distribution de la surface glacée sur la Terre. Les numéros indiquent les zones. Les zones jaunes représentent les glaciers et calottes glaciaires, les zones bleues les calottes polaires du Groenland et Antarctique. La taille des cercles indique l'aire englacée, la section verte du cercle indique la proportion de glaciers terrestres et le section en bleu les glaciers se terminant en mer. Source <i>Bamber et al. (2018)</i>	2
1.2	Contribution des différentes sources d'eau à l'augmentation actuelle des niveaux des mers <i>Meier et al. (2007)</i>	3
1.3	Modèle de l'évolution de la limite de glace selon le modèle Huy2. En rose -16 ka BP, en bleu marine -14 ka BP, en bleu clair -12 ka BP, en jaune -10 ka BP, en orange -9 ka BP, rouge -6 ka BP, en vert -4 ka BP (extension minimale) et en noir l'extension actuelle. La zone grisée représente les traits de côte actuels. Source <i>Simpson et al. (2009)</i>	5
1.4	Variations de masse entre 1900 et 2020, les couleurs représentent les différentes méthodes utilisées pour les estimations.	7
1.5	La Figure du haut illustre schématiquement les déformations dues à une surcharge avec redistribution visco-élastiques des masses à plus long-terme dans le manteau viscoélastique. La Figure du bas illustre les déformations dues à une décharge, comme par exemple le phénomène de rebond post glaciaire (Source : Canadian Geodetic Survey, Natural Resources Canada). .	11
1.6	Vitesses verticales prédites par les modèles GIA, (A) le modèle de <i>Caron and Ivins (2020)</i> , (B) le modèle ICE-6G de <i>Peltier et al. (2015a)</i>	12
2.1	Nombres de Love de charge calculés entre 2 et 10 000 pour le modèle de Terre PREM+CRUST 1.0	20
2.2	Test de sensibilité du développement en harmoniques sphériques d'une charge en surface en fonction de la distance à la charge : (A) charge de 3.7 km de large, (B) charge de 11.1 km de large, (C) charge de 14.8 km de large et (D) charge de 18.5 km de large. En rouge : la charge synthétique initiale, en bleu : la charge après développement en harmoniques sphériques jusqu'au degré 2699 et recomposition dans le domaine spatial.	23
2.3	Test de sensibilité : Déformation verticale du sol en fonction de la distance au centre de la charge.	24
2.4	Schéma des corps viscoélastiques de Maxwell (A) et de Burgers (B), η correspond à la viscosité, μ le module de cisaillement, ηt correspond à la viscosité transitoire, μt le module de cisaillement transitoire	26

3.1	Techniques satellitaires d'observation des calottes polaires	30
3.2	Principe de la trilatération, source : <i>GISgeography</i>	31
3.3	Nombre de stations GNSS en fonction de leur date d'installation	32
3.4	Réseau de stations GNSS utilisé dans notre étude. Seules les stations entourées d'un contour noir étaient présentes pendant la période 2003-2008. . .	33
3.5	Série temporelle de la station NUUK	35
3.6	Série temporelle de la station KULU	35
3.7	Principe de mesure de la mission GRACE : cette mission est composée de deux satellites identiques qui se suivent, l'un derrière l'autre. Lorsque le satellite de tête passe au-dessus d'une masse importante, telle qu'une calotte glaciaire, il est légèrement plus attiré vers la masse que le satellite qui suit et leurs orbites sont perturbées différemment. La distance relative entre les satellites est mesurée avec une précision de l'ordre du micron par un système de télémétrie inter-satellites à bande K/KA de haute précision. Un récepteur GPS sur chaque satellite assure la synchronisation de la position et de l'heure. Source(<i>Tapley et al., 2019</i>)	37
3.8	Tendance entre 2003 et 2015 exprimée en équivalent hauteur d'eau (cm), de la solution M-SSA fournie par Louis-Marie Gauer, Kristel Chanard et Luce Fleitout, moyenne des solutions officielles CSR, JPL et CFZ filtrée en DDK7 et application du filtre lobe-edge.	39
3.9	Tendance entre 2003 et 2015 exprimée en équivalent hauteur d'eau (cm), de la solution mascon du CSR.	40
3.10	Principe de mesure altimétrique : le satellite émet un signal radar ou laser qui atteint la surface et se réfléchit jusqu'au satellite. Le temps mis par le signal pour faire l'aller-retour et mesuré, puis la distance altimétrique déduite. La position du satellite par rapport au centre de la Terre est connue grâce à des mesures GNSS et/ou des mesures DORIS. Ainsi en soustrayant la distance altimétrique à l'altitude du satellite il est possible de mesurer les variations de hauteur de la surface des océans, de la glace en mer ou encore dans notre cas de la variation de la hauteur de la surface de glace des calottes polaires.	41
3.11	Variation de volume (A) pour la période ICESat entre 2003 et 2008 <i>Sørensen et al. (2011a)</i> , (B) pour la période CryoSAT-2 entre 2011 et 2015 <i>Simonsen and Sørensen (2017)</i> ; <i>Sørensen et al. (2018)</i>	43
3.12	Vitesse verticale prédites par le modèle de rebond post-glaciaire HUY 3 (A) (<i>Lecavalier et al., 2014</i>) et par GNET-GIA(B) (<i>Khan et al., 2016</i>)	45

3.13	Vitesse verticale prédite par le modèle de rebond post-glaciaire ICE-6G (A, (<i>Peltier et al., 2015a</i>) et CARON (B, (<i>Caron and Ivins, 2020</i>))	47
3.14	Carte du Groenland présentant tous les glaciers et la calotte glaciaire. Les couleurs montrent le niveau de connectivité des glaciers à la calotte : en vert les fortement connectés (CL2), en bleu moyennement connectés (CL1) et en orange non connectés (CL0).	48
3.15	Cartes : (A) localisation de la zone d'études en rouge, (B) masque RGI, (C) données brutes des glaciers périphériques, (D) glaciers périphériques après l'application du masque RGI, (E) glaciers périphériques avec un masque océan/terre. Les stations GNSS sont représentées par des triangles : MIK2 (en rose) et KUAQ (en vert).	50
3.17	Firn Air Content moyen entre 2003-2015 pour (A) FM-GSFC, (B) FM-IMAU, (C) FM-JPL	56
3.18	Cartes : (A) localisation de la zone d'études en rouge, (B) données d'altimétrie et des glaciers périphériques avec des zones de superposition entre les deux, (C) données corrigées sans zones de superposition.	58
4.1	Firn correction for the different models (A) FDM-IMAU, (B) FDM-GSFC, (C) FDM-JPL for the ICESat-1 period between October 2003 and March 2008	64
4.2	Firn correction for the different models (A) FDM-IMAU, (B) FDM-GSFC, (C) FDM-JPL for the CryoSat-2 period between 2011-2015	65
4.3	Ice mass balance for the different models (A) FDM-IMAU, (B) FDM-GSFC, (C) FDM-JPL for the ICESat-1 period between October 2003 and March 2008	66
4.4	Ice mass balance for the different models (A) FDM-IMAU, (B) FDM-GSFC, (C) FDM-JPL for the ICESat-1 period between October 2003 and March 2008	67
4.5	Greenland ice mass loss expressed in equivalent water height variations (cm/year) between October 2003 to March 2008. (A) GRACE estimations, (B) prediction using altimetry (ICESat-1) and IMAU firn model, (C) prediction using altimetry and GSFC firn model, (D) prediction using altimetry and JPL firn model, all truncated at degree 89 and filtered with DDK 7 and lobe-edge filter; on the bottom line : differences between GRACE estimations and model predicted using altimetry and firn models.	69

4.6	Greenland ice mass loss expressed in equivalent water height variations (cm/year) between January 2011 to December 2015. (A) GRACE estimations, (B) prediction using altimetry (Cryosat-2) and IMAU firn model, (C) prediction using altimetry and GSFC firn model, (D) prediction using altimetry and JPL firn model, all truncated at degree 89 and filtered with DDK 7 and lobe-edge filter ; on the bottom line difference between GRACE estimations and model predicted using altimetry and firn model.	70
4.7	Greenland Ice Sheet basins inspired by <i>Zwally et al. (2015)</i> and <i>Rignot and Mouginot (2012)</i>	71
4.8	Optimal ice mass variations expressed in equivalent water height variations (cm/year) between October 2003 to March 2008, for each basin.	73
4.9	Greenland ice mass variations expressed in equivalent water height variations (cm/year) between October 2003 to March 2008. (A) GRACE estimations, (B) prediction using altimetry and scaling factors for 12 basins and outside ice melting, (C) residual (A-B)	74
4.10	Optimal ice mass variations expressed in equivalent water height variations (cm/year) between January 2011 to December 2015, for each basin.	76
4.11	Greenland ice mass variations expressed in equivalent water height change (cm/year) between January 2011 to December 2015. (A) GRACE estimations, (B) prediction using altimetry and scaling factors for 12 basins and outside ice melting, (C) residual (A-B)	77
5.1	Vertical velocites (in cm/yr) predicted in black for Model 1, and in red for Model 2	85
5.2	Vertical velocites in the south of Greenland (in cm/yr) predicted for the period 2011-2015 and using FDM-GSFC for the firn model. The black and red arrows represent the respective velocities for the Models 1 and 2	86
5.3	Vertical velocites (in cm/yr) predicted in black for Model 1, and in blue for Model 3	87
5.4	Vertical velocites in the south of Greenland (in cm/yr) predicted in black for Model 1, and in blue for Model 3	88
5.5	Differences between GNSS rates and predicted elastic uplift rates at GNSS station in Greenland for the period October 2003 to March 2008. (A) using FDM-IMAU, (B) using FDM-GSFC, (C) using FDM-JPL and (D) our inversion from chapter 4.	90

5.6	Differences between GNSS rates and predicted elastic uplift rates at GNSS station in Greenland for the period January 2011 to December 2015. (A) using FDM-IMAU, (B) using FDM-GSFC, (C) using FDM-JPL and (D) our inversion from chapter 4.	91
5.7	Vertical displacement predicted by GIA models ICE-6G (A,(<i>Peltier et al., 2015a</i>) et CARON (B, (<i>Caron and Ivins, 2020</i>))	92
5.8	Differences between observed and predicted uplift rates, considering elastic and Caron GIA rates, at GNSS station in Greenland for the period October 2003 to March 2008. (A) using FDM-IMAU, (B) using FDM-GSFC, (C) using FDM-JPL and (D) our inversion from chapter 4.	93
5.9	Differences between observed and predicted uplift rates, considering elastic and ICE-6G GIA rates, at GNSS station in Greenland for the period October 2003 to March 2008. (A) using FDM-IMAU, (B) using FDM-GSFC, (C) using FDM-JPL and (D) our inversion from chapter 4.	94
5.10	Differences between observed and predicted uplift rates, considering elastic and Caron GIA rates, at GNSS stations in Greenland for the period January 2011 to December 2015. (A) using FDM-IMAU, (B) using FDM-GSFC, (C) using FDM-JPL and (D) our inversion from chapter 4.	96
5.11	Differences between, observed and predicted uplift rates, considering elastic and ICE-6G GIA rates, at GNSS stations in Greenland for the period January 2011 to December 2015. (A) using FDM-IMAU, (B) using FDM-GSFC, (C) using FDM-JPL and (D) our inversion from chapter 4.	97
5.12	Variations de masse de glace au Groenland entre 1900 et 2020 estimées par de nombreux auteurs, nos estimations sont représentées en vert.	102
5.13	Vitesses verticales prédites dues à la fonte après le petit âge glaciaire estimé par <i>Adhikari et al. (2021)</i>	104
5.14	Trajectoires possible du point chaud d’Islande par rapport au Groenland. Source <i>Rogozhina et al. (2016)</i>	105

LISTE DES TABLEAUX

4.1	Greenland ice mass balances inferred from ICESat (2003-2008), CryoSat-2 (2011-2015) and peripheral glacier observations (both periods) and corrected for firn processes with the different firn models.	67
4.2	Scaling factor for each basin for the period 2003-2008	74
4.3	Scaling factor for each basin for the period 2011-2015	77
A.1	Location of GNSS stations, predicted elastic uplift rates for Model 1 and Model 2 and difference between the models.	111
A.2	Location of GNSS stations. predicted elastic uplift rates for Model 1 and Model 2 and difference between the models.	112
A.3	Location of GNSS stations. predicted elastic uplift rates for Model 1 and Model 3 and difference between the models.	113
A.4	Location of GNSS stations. predicted elastic uplift rates for Model 1 and Model 3 and difference between the models.	114
B.1	Location of GNSS stations, uplift rates at GNSS station, displacement rates predicted for GIA from ICE6-G model, predicted elastic uplift rates for each firn model and our inversion. For IceSat-2 period from October 2003 to March 2011.	116
B.2	Location of GNSS stations. uplift rates at GNSS station. displacement rates predicted for GIA from ICE6-G model. predicted elastic uplift rates for each firn model and our inversion. For CryoSAT period from January 2011 to December 2015.	117
B.3	Location of GNSS stations. uplift rates at GNSS station. displacement rates predicted for GIA from ICE6-G model. predicted elastic uplift rates for each firn model and our inversion. For CryoSAT period from January 2011 to December 2015.	118

INTRODUCTION

1.1 Contexte

Aujourd'hui il existe plusieurs preuves du réchauffement climatique : l'augmentation de la pression de CO₂ dans l'atmosphère, le réchauffement et l'acidification de l'océan, l'accélération de la fonte des calottes polaires et des glaciers. Le niveau moyen des océans a augmenté entre 15 et 25 cm entre 1901 et 2018, avec un taux de 1.7 [1.5 à 1.9] mm/an entre 1901 et 2010 (*Pachauri et al., 2014*) et de 3.1 ± 0.4 mm/an entre 1993 et 2018 (*Nerem et al., 2018*). Même dans un scénario de très faible émission de gaz à effet de serre, le niveau global du niveau des océans pourrait augmenter de 0.28 à 0.55 m d'ici 2100 (*IPCC, 2021*). La montée du niveau des océans a un impact socio-économique majeur, menaçant plus de 200 millions de personnes vivant dans des zones inondables (*Nicholls et al., 2011; Kulp and Strauss, 2019*), qui pourraient aussi être affectées directement par l'augmentation de la température de 3°C. Les surfaces englacées représentent aujourd'hui 12.5 % de la surface de la Terre et sont le réservoir de 70% d'eau douce. Cela inclut les calottes polaires de l'Antarctique et du Groenland, ainsi que les glaciers et calottes glaciaires (*Ice Caps* en anglais). La différenciation entre ces deux catégories est une question de taille ¹.

Sur la Figure 1.1, nous pouvons voir la contribution de chaque zone de glaciers et calottes polaires et glaciaires de la Terre. Les zones avec la plus grande surface de glace continentale sont les deux calottes polaires. Le volume de ces réserves d'eau représenterait une contribution au niveau des océans de 7.4 m pour le Groenland, de 58.3 m pour l'Antarctique (*Vaughan, 2013*) et de 41 cm pour les glaciers en dehors de ces zones. La montée du niveau

1. Les glaciers sont constitués de neige tombée qui, au fil des années, se comprime pour former de grandes masses de glace épaisses, et sont plus petites que les calottes glaciaires. Nous distinguons classiquement, les calottes glaciaires qui sont des masses de glace dont la taille est inférieure à 50 000 kilomètres carrés et un inlandsis ou calotte polaire qui est une masse de glace glaciaire dont la superficie est supérieure à 50 000 km².

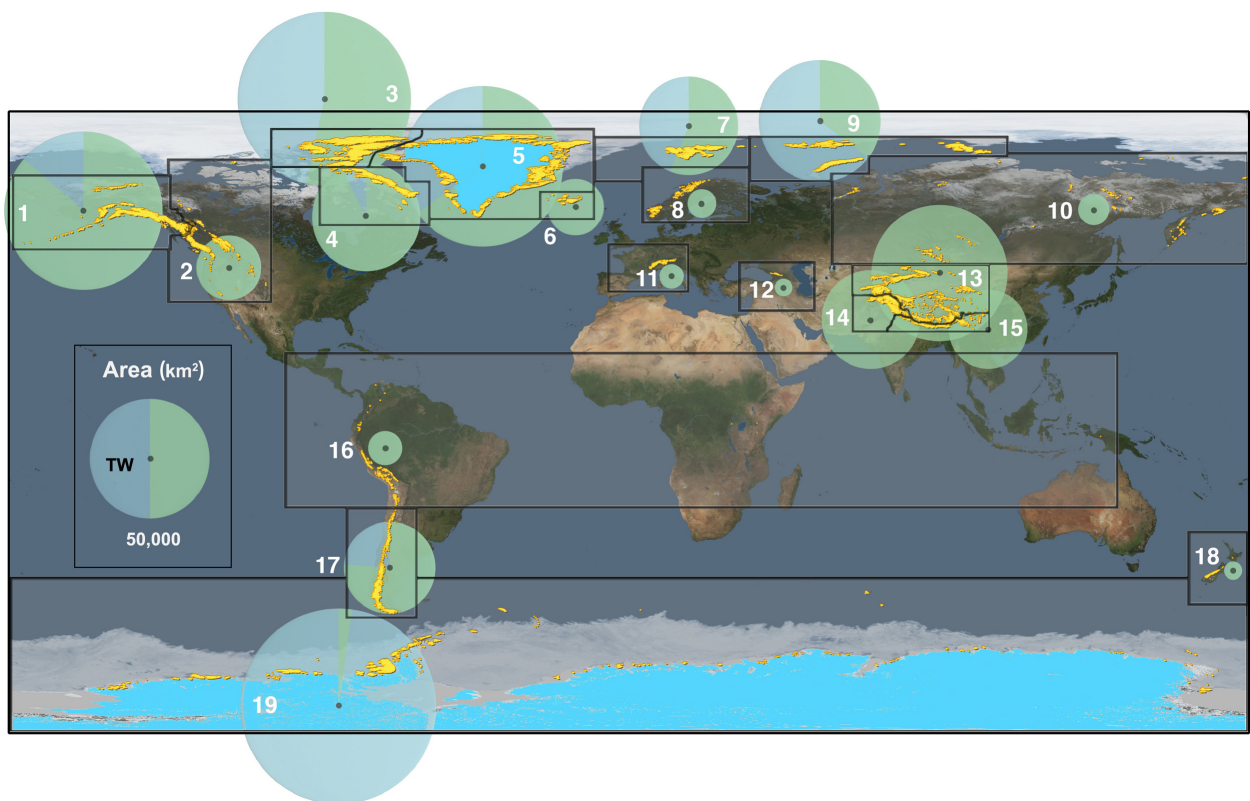


FIGURE 1.1 – Distribution de la surface glacée sur la Terre. Les numéros indiquent les zones. Les zones jaunes représentent les glaciers et calottes glaciaires, les zones bleues les calottes polaires du Groenland et Antarctique. La taille des cercles indique l’aire englacée, la section verte du cercle indique la proportion de glaciers terrestres et le section en bleu les glaciers se terminant en mer. Source *Bamber et al. (2018)*

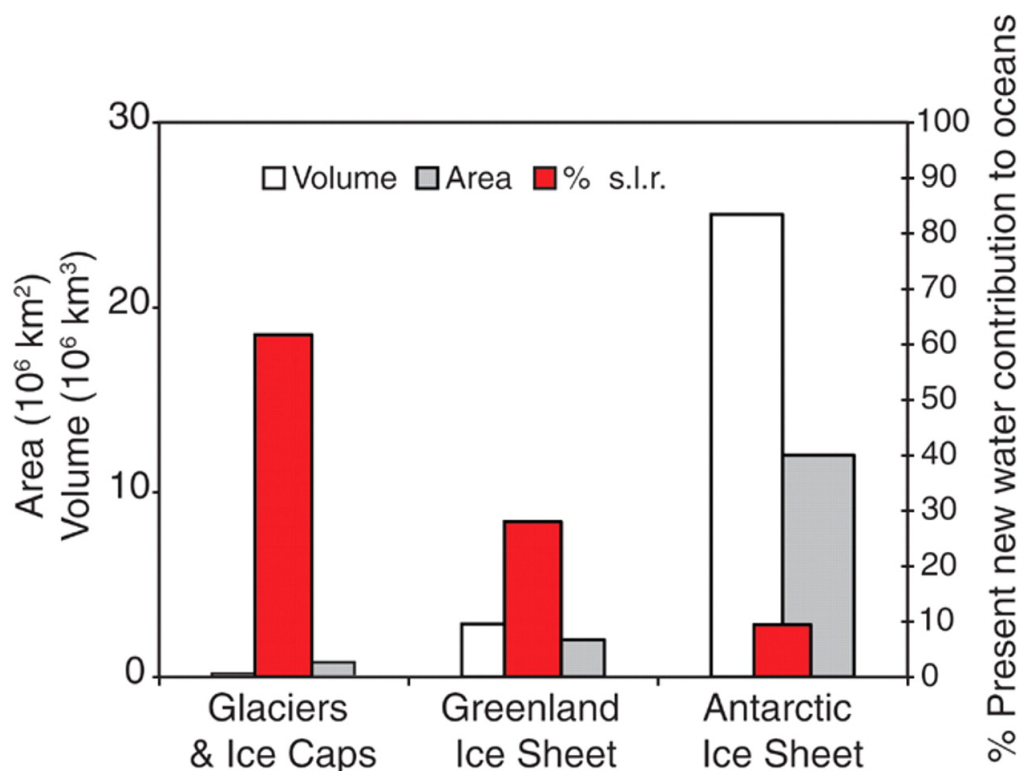


FIGURE 1.2 – Contribution des différentes sources d’eau à l’augmentation actuelle des niveaux des mers *Meier et al. (2007)*

des mers est surtout due à deux grands phénomènes : l’expansion thermique de l’océan due au réchauffement de l’eau suite au changement climatique et l’augmentation des transferts d’eau continentale vers les océans. Selon *Church et al. (2013)*, 1.1 [0.8 à 1.4] mm/an d’augmentation est due à l’expansion thermique des océans et 1.8 ± 0.5 mm/an est due au transfert d’eau entre les continents et l’océan. Les 0.3 mm/an restant serait dus au rebond post-glaciaire. La contribution de la fonte des glaciers et des calottes glaciaires qui était auparavant de 42% de la montée du niveau des océans, représente désormais 51% entre 2006 et 2018 (*Frederikse et al., 2020; Palmer et al., 2021*).

Même si leurs tailles sont très inférieures à celles des calottes polaires, les glaciers et calottes glaciaires sont les contributeurs majoritaires à la montée du niveau des océans comme nous pouvons le voir sur la Figure 1.2. Néanmoins, les calottes polaires constituent la plus grande source potentielle d’augmentation du niveau des océans et représentent aujourd’hui les principales sources d’incertitude dans les projections d’évolution de la montée du niveau des mers. Avant le début des observations satellitaires dans les années 90, il était généralement considéré que les calottes polaires répondent lentement au forçage externe et qu’il fallait une grande perturbation pour perturber leur évolution (*Vaughan, 2008*). Depuis 30 ans, grâce aux avancées dans les méthodes d’observation de la Terre par satellite, nous avons accès à des nombreuses données pour mieux comprendre et prédire les varia-

tions du niveau des océans ainsi que l'évolution des calottes polaires. Parmi ces méthodes nous pouvons trouver : l'imagerie satellitaire qui nous donne des informations sur l'étendue ainsi que les variations de hauteur de glace (*Hugonnet et al., 2021*), l'interférométrie radar qui nous renseigne sur la vitesse d'écoulement des glaciers (e.g., *Rignot and Kanagaratnam, 2006; Rignot et al., 2011*), la gravimétrie spatiale (e.g., *Velicogna et al., 2020; Ciraci et al., 2020*) qui nous donne les variations de masses et l'altimétrie satellitaire (e.g., *McMillan et al., 2016; Rémy and Parouty, 2009*) qui nous donne les variations de hauteur de la surface de glace et des océans. En complément nous pouvons aussi utiliser les données GNSS qui mesurent la déformation du sol due à la fonte actuelle et passée. Toutefois, l'estimation des bilans de masse en zone polaire se fait aujourd'hui essentiellement avec trois méthodes qui chacune utilisent différents types de données satellitaires : la méthode utilisant les variations de hauteur de glace s'appuyant sur des mesures d'altimétrie ou d'imagerie satellitaire, la méthode dite *Input/Output* s'appuyant sur la différence entre le bilan de masse la surface et la décharge de glace puis finalement la méthode s'appuyant sur la gravimétrie spatiale, possible grâce aux missions GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment; *Tapley et al. (2004)*), en orbite entre 2002 et 2017, et GRACE-Follow On (*Landerer et al., 2020*), en orbite depuis 2018. Même si ces méthodes ont révolutionné l'étude des bilans de masse des calottes polaires, les résultats montrent une grande disparité et des incertitudes qui ne semblent pas se réduire avec le temps (*Hanna et al., 2020*), ce qui laisse place au progrès.

L'impact, présent et futur, de la fonte des glaces globale sur la société et les écosystèmes est une évidence, c'est pour cela qu'il est aujourd'hui crucial de bien comprendre la fonte actuelle et les incertitudes associées pour mieux prédire leurs conséquences futures.

1.2 Zone d'étude

Le Groenland, *Kalaallit Nunaat* en groenlandais, ou encore *Grønland* en danois qui veut dire littéralement "terre verte", nom donné par les anciens colons scandinaves pour rendre le lieu plus attractif, est une île couverte à 81% de glace par une calotte polaire d'une surface d'environ 1.7 millions de km², qui peut atteindre dans son centre une épaisseur de 3 kilomètres. Nous nous focaliserons donc dans cette étude sur l'évolution récente de la calotte polaire groenlandaise.

Durant le dernier maximum glaciaire, qui correspond à la période où l'extension des calottes de glace était maximale et le niveau de mers minimal, et qui est daté entre -23 et -19 milliers d'années, la calotte glaciaire du Groenland couvrait environ 2,7 km², soit 65% de plus que sa surface actuelle. Sur la figure 1.3 nous pouvons voir l'évolution de la limite de la calotte polaire. La diminution de la calotte a commencé il y a environ 16 à 20 milliers

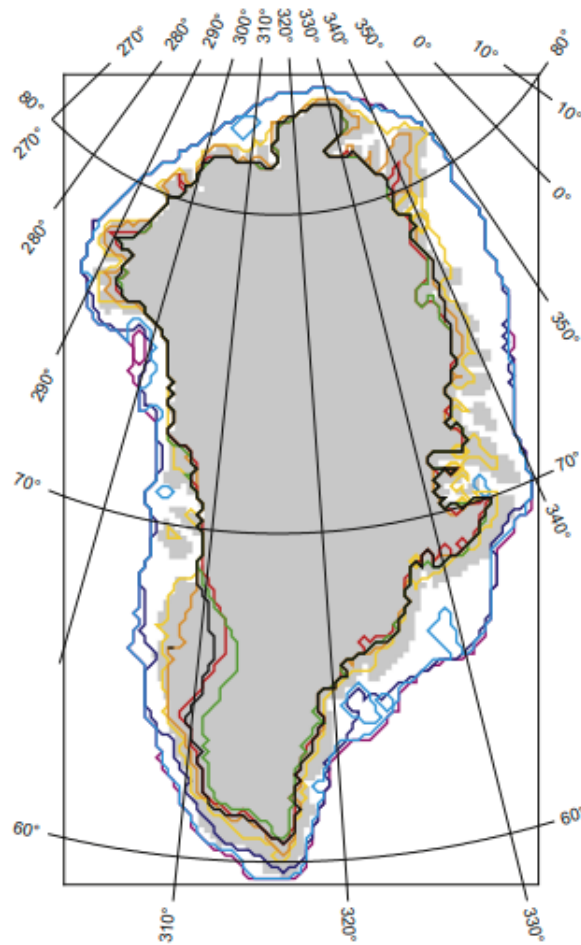


FIGURE 1.3 – Modèle de l'évolution de la limite de glace selon le modèle Huy2. En rose -16 ka BP, en bleu marine -14 ka BP, en bleu clair -12 ka BP, en jaune -10 ka BP, en orange -9 ka BP, rouge -6 ka BP, en vert -4 ka BP (extension minimale) et en noir l'extension actuelle. La zone grisée représente les traits de côte actuels. Source *Simpson et al. (2009)*

d'années, avec une accélération due à une variation climatique appelée l'oscillation du préboréal (*Preboreal oscillation, PBO*; (*Funder et al., 2011*)). La déglaciation a été un processus lent qui s'est produit à des rythmes différents selon les régions. Nous pouvons voir qu'à -9 ka BP, nous avons une limite d'étendue qui ressemble fortement à la limite actuelle presque dans tout le pourtour du Groenland. Après, entre -6 et -4 ka BP, nous observons un retrait de la calotte qui atteint son minimum, qui était environ 4% plus petite qu'actuellement (*Simpson et al., 2009*). Puis la calotte atteint son maximum pendant le petit âge glaciaire, période pendant laquelle il y a eu une diminution des températures mondiales, en particulier dans les zones autour de l'Atlantique nord, et une avancée généralisée des glaciers (*Grove, 2019*). Cette période aurait débuté au 14^{ème} siècle jusqu'au début du 20^{ème} siècle (*Weidick et al., 2012*).

Désormais depuis le début du 21^{ème} siècle, avec l'augmentation des températures dans l'atmosphère, la fonte de la calotte polaire ne cesse d'accélérer. Certaines études un peu anciennes montrent que l'intérieur de la calotte est en équilibre (*Krabill et al., 2000*) mais que néanmoins les régions périphériques s'amincissent. L'amincissement a commencé sur la zone côtière du sud-est dès les années 90 et s'est poursuivie jusqu'au début des années 2000, puis il s'est concentré vers l'ouest et le nord-ouest. Une nouvelle zone de fonte importante a ensuite été détectée dans le nord. Aujourd'hui la zone de fonte s'étend sur toute la périphérie de la calotte (e.g., *Ewert et al., 2012*). L'apport d'eau dû à la fonte des glaces est un acteur majeur dans la montée du niveau des mers. Les bilans de masses dans cette zone sont très variés et il est très difficile d'avoir une valeur précise de ceux-ci.

1.3 Bilan de masse au Groenland

La Figure 1.4, montre les différents bilans de masse depuis 1990 jusqu'en 2020 estimés par différentes méthodes (*Andersen et al., 2015*; *Van den Broeke et al., 2016*; *Csatho et al., 2014*; *Groh et al., 2014*; *Enderlin et al., 2014*; *Hurkmans et al., 2014*; *Kjeldsen et al., 2015*; *McMillan et al., 2016*; *Schrama et al., 2014*; *Mouginot et al., 2019*; *Shepherd et al., 2020*; *Talpe et al., 2017*; *Velicogna et al., 2014*; *Wouters et al., 2013*; *Zhang et al., 2019*; *Zwally et al., 2011*), nous pouvons voir qu'il y a une grande disparité dans les bilans de masse, indifféremment de la méthode utilisée. Il existe trois méthodes largement utilisées pour faire les bilans de masse au Groenland, qui présentent chacune des avantages et des inconvénients.

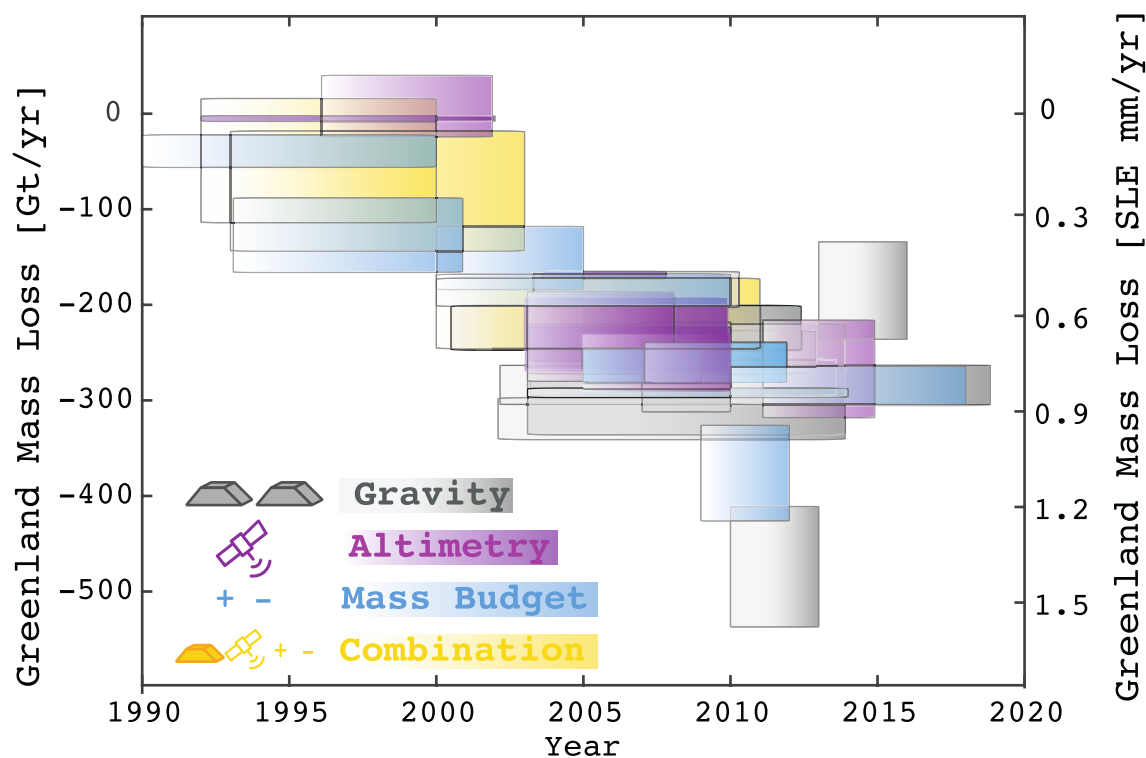


FIGURE 1.4 – Variations de masse entre 1900 et 2020, les couleurs représentent les différentes méthodes utilisées pour les estimations.

Input-Output

La méthode Input-Output (IOM) ou aussi connue comme la méthode du budget de masse. Cette méthode a pour but de faire la différence entre le bilan de masse à la surface et l'écoulement de la glace au niveau de la ligne d'ancrage², et est souvent définie de la manière suivante :

$$MB = SMB - D$$

avec MB (*Mass Bilan*) le bilan de masse, SMB (*Surface Mass Balance*) le bilan de masse à la surface et D (*Discharge*) l'écoulement. Le SMB est estimé grâce à des modèles climatiques régionaux (*Fettweis, 2007; Noël et al., 2018; Lenaerts et al., 2012*). Pour déduire l'écoulement nous n'avons besoin de la vitesse d'écoulement déduite en général de l'imagerie satellitaire optique (*Howat et al., 2011; Bevan et al., 2012*) ou de l'interférométrie radar (InSAR) (*Mouginot et al., 2019; Rignot et al., 2011*).

Cette méthode permet de mieux comprendre les processus responsables des variations de masse localement avec une grande résolution spatiale. Cependant elle nécessite une connaissance précise sur la profondeur des glaciers et la vitesse d'écoulement qui ne prend

2. La ligne d'ancrage ou *Grounding line* en anglais est la zone qui indique la limite entre la glace continentale qui repose sur la Terre et la glace qui flotte sur l'océan.

pas en compte les variations de géométrie des glaciers. Cette connaissance reste aujourd'hui une des grandes incertitudes pour cette méthode (*Bamber et al., 2013*). De même, les modèles climatiques régionaux présentent des incertitudes liées en partie à la mauvaise modélisation des événements climatiques extrêmes (forte précipitation ou forte fonte) (*Fettweis et al., 2020*).

Gravimétrie spatiale

La mission GRACE, en fonctionnement entre 2002 et 2017, est unique dans son genre, elle permet de prendre des mesures mensuelles globales du champ de gravité de la Terre, permettant ainsi d'avoir les variations spatio-temporelles du champ de gravité terrestre avec une résolution sans précédent. Contrairement aux missions de gravimétrie spatiale précédentes (GOCE, CHAMP) qui étaient dédiées à l'estimation du champ de gravité statique, GRACE n'a pas d'instrument de mesure du champ de gravité embarqué à proprement parler. Son principe est simple : mesurer la distance entre deux satellites identiques sur la même orbite à 500 km d'altitude, quasi-circulaire et quasi-polaire et qui se suivent à une distance d'environ 220 km. Lorsque le premier satellite passe au-dessus d'une grande masse, il est plus attiré que le deuxième satellite, il y a donc une variation de la distance entre les deux satellites. Grâce à ces variations, il est possible de déterminer le champ de gravité. La mission GRACE donne donc une mesure directe de la variation des masses de la Terre.

L'avantage majeur de cette méthode est que, grâce aux données GRACE, nous pouvons donc avoir des variations mensuelles de masse avec une résolution spatiale d'environ 300 km. Néanmoins cette méthode présente des inconvénients : à cette échelle spatiale il n'est pas possible d'estimer les bilans de masse de glaciers de petite taille. Nous avons un signal pour tout le Groenland mais il est impossible de distinguer les différentes sources du signal, entre les contributions de masse de la calotte, ou celles provenant des variations de masse de l'atmosphère, ou de l'océan, ou des signaux associés aux processus de la Terre solide tels que les séismes (*Chen et al., 2007; Panet et al., 2007*) ou le rebond post glaciaire (*Sutterley et al., 2014*), sans appliquer des modèles de correction de ces phénomènes. Pour le Groenland, le rebond post-glaciaire, qui est modélisé puis corrigé des données (*Peltier et al., 2015a; Argus et al., 2014; Caron and Ivins, 2020*), est une source importante d'incertitudes à la mesure. De plus, le traitement des données GRACE, en particulier pour diminuer une source de bruit importante présente sous forme de stries Nord-Sud (*Prevost et al., 2019; Gauer et al., 2022*), étale et atténue le signal.

Altimétrie

L'altimétrie radar ou laser permet de mesurer les variations de l'altitude de la surface de la glace, et donc des variations de volume de la calotte glaciaire. L'altimétrie radar est la technique de mesure qui a la plus grande période d'observation des calottes polaires parmi toutes les méthodes géodésiques. Le principe de l'altimétrie est de mesurer la distance entre la surface et le satellite. Les missions d'altimétrie radar ont commencé en 1991 par la mission ERS-1 suivie par ERS-2 (1995), ENVISat (2000) et CryoSat-2 (2010). Il y a aussi l'altimétrie laser avec les missions ICESat (ICESat (2003), ICESat-2 (2018)). Hélas, l'altimétrie présente des inconvénients. Les données issues de l'altimétrie radar ont des difficultés avec la topographie accidentée proche des côtes. Des moyens pour corriger ces difficultés ont été développés et appliqués (Zwally *et al.*, 2005; Flament and Rémy, 2012) mais cela reste un problème (Nilsson *et al.*, 2016). Ce problème a diminué avec la mission CryoSat-2 qui mesure les zones côtières avec un nouveau mode en interférométrie (SARIn) mais les résultats sont différents des observations par altimétrie laser dans la même zone pendant les mêmes périodes (Aublan *et al.*, 2021). Par ailleurs, la pénétration du signal radar dans la neige dépend des propriétés de la neige qui varient avec le temps et le climat, conduisant à des incertitudes de plusieurs dizaines de centimètres (Nilsson *et al.*, 2015). Pour déterminer les variations de volumes de glaciers et calottes glaciaires de plus petite taille, il est possible de faire des estimations en utilisant la photogrammétrie sur les données de mission comme ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) (Hugonnet *et al.*, 2021) ou aussi à l'aide de photographies historiques pour reconstruire l'étendue des glaciers (Kjeldsen *et al.*, 2015; Bjork *et al.*, 2012; Nuth *et al.*, 2010). Même si cette méthode nous donne des variations de volume à haute résolution spatiale par rapport aux données de gravimétrie spatiale, il manque la conversion de volume en masse. Cette étape est clé pour les estimations de bilan de masse à partir de cette méthode. Il faut donc utiliser des modèles de densification du névé pour modéliser la variation de densité en fonction de la profondeur.

Le névé ou *firn* en anglais est la couche intermédiaire entre la neige fraîchement tombée et la glace. Dans cette couche, la densité peut varier entre 70 kg/m^3 et 917 kg/m^3 , la densité de la glace (Li and Zwally, 2004). La vitesse de densification du névé est très variable et dépend des conditions climatiques (Arthern *et al.*, 2010; Scapozza and Bartelt, 2003). De même, le taux de précipitation va déterminer la pression d'enfouissement de la colonne de névé. Par conséquent, les variations climatiques vont contrôler l'épaisseur, la densité et la quantité d'air dans la couche de névé.

La modélisation de la variation de densité dans la calotte polaire est indispensable pour

estimer les bilans de masse. Néanmoins il existe plusieurs sources d'incertitudes à ces modèles : incertitudes provenant des modèles climatiques utilisés comme forçage dans le calcul des profils de densité ; incertitudes venant de la structure des modèles de densification, liées au manque de compréhension des processus lors de la densification, comme par exemple la percolation d'eau dans la couche de névé (*Vandecrux et al., 2020; Lundin et al., 2017*). Plusieurs études d'intercomparaison de modèles de densification de névé (*Vandecrux et al., 2020; Lundin et al., 2017; Stevens et al., 2020*) montrent des désaccords entre les différents modèles existant et soulignent les différentes sources d'incertitudes des modèles.

Ces incertitudes vont avoir un impact direct sur l'estimation du bilan de masse de glace, déduit des données altimétriques.

1.4 Déformation de la Terre

En réponse à la fonte des glaces actuelle au Groenland, la Terre se déforme de manière majoritairement élastique. Cette déformation est enregistrée par les mesures GNSS. Les stations GNSS observent aussi les déformations dues au rebond post-glaciaire (RPG). Pendant le dernier maximum glaciaire, l'Amérique du Nord, l'Antarctique, la Scandinavie et le Groenland étaient recouverts de calottes glaciaires qui pouvaient atteindre 6 km d'épaisseur (*Peltier et al., 2015b*). Le poids de ces calottes exerçait alors une force à la surface de la Terre, provoquant une déformation viscoélastique de celle-ci (Figure 1.5). Lorsque les glaciers se sont retirés et que le poids des calottes a disparu, les contraintes se sont relâchées et le sol s'est réajusté par isostasie. Le soulèvement actuel du sol dû au rebond post-glaciaire peut atteindre localement 2 cm/an (*Métivier et al., 2012*) et est une des sources majeures des mouvements verticaux long terme. Il est le témoin direct de la viscosité du manteau. Les mesures données par les stations GNSS n'enregistrent donc pas directement la déformation due à la fonte des glaces actuelle mais enregistrent une combinaison des réponses élastique et visco-élastique de la Terre à la décharges des glaces actuelles et passées.

Pour pouvoir estimer l'apport de chaque source de déformation, il est important de bien modéliser le RPG, mais ce dernier est un problème complexe qui couple à la fois les déformations visco-élastiques, les variations du champ de pesanteur, les mouvements globaux des océans et les perturbations de la rotation de la Terre. La difficulté majeure vient de la méconnaissance de la viscosité de la Terre et de l'histoire de glace des calottes polaires (où et quelles épaisseurs avaient les calottes). Aujourd'hui il existe de nombreux modèles de RPG (*Paulson et al., 2007a; Schotman and Vermeersen, 2005; Spada and Stocchi, 2005; Lambeck et al., 2010, 2014, 2017; Caron and Ivins, 2020; Peltier et al., 2015a; Argus et al., 2014; Khan et al., 2016*). La Figure 1.6 montre les deux modèles globaux les plus utilisés actuelle-

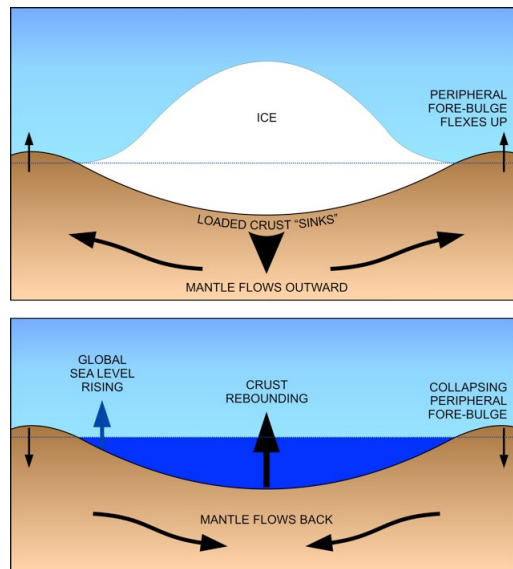


FIGURE 1.5 – La Figure du haut illustre schématiquement les déformations dues à une surcharge avec redistribution visco-élastiques des masses à plus long-terme dans le manteau viscoélastique. La Figure du bas illustre les déformations dues à une décharge, comme par exemple le phénomène de rebond post glaciaire (Source : Canadian Geodetic Survey, Natural Resources Canada).

ment. Nous pouvons voir qu'ils présentent des différences non négligeables. Par exemple nous pouvons voir que le modèle de Caron (Figure 1.6.A), trouve un soulèvement dans le sud-ouest du Groenland contrairement au modèle ICE-6G qui prédit une subsidence dans la même zone. De même des différences importantes sont visibles sur l'Antarctique. La modélisation des vitesses verticales résultant du GIA n'est donc pas unique.

L'étude des données GNSS peut donner des informations sur la fonte actuelle. Des études utilisant des données GNSS existent déjà (*Nielsen et al., 2013; Wahr et al., 2013*), ainsi que des études qui utilisent une combinaison de données GNSS et GRACE (*Khan et al., 2010; Wang et al., 2017; van Dam et al., 2017a*), voire des études combinant le GNSS et l'altimétrie (*Khan et al., 2016*). Les séries temporelles des positions GNSS montrent un comportement non-linéaire dans la région du Groenland, probablement dû à la fonte actuelle (*Altamimi et al., 2016*), également observé par GRACE. Nous pouvons modéliser ces déformations, en les considérant élastiques au premier ordre, grâce à la théorie de la gravito-élasticité et aux fonctions de Green de surcharge (e.g., *Farrell, 1972*), mais pour cela nous devons avoir une bonne estimation de la charge. Cependant, comme nous l'avons vu, toutes les méthodes ont leurs inconvénients et les incertitudes sur la charge sont importantes. Le GNSS est sensible à des effets locaux, il est important d'avoir la distance et l'amplitude de variations de la charge avec la meilleure précision possible. *Khan et al. (2016)* montrent que la modélisation des vitesses verticales élastiques et viscoélastiques n'explique pas tout le signal observé à

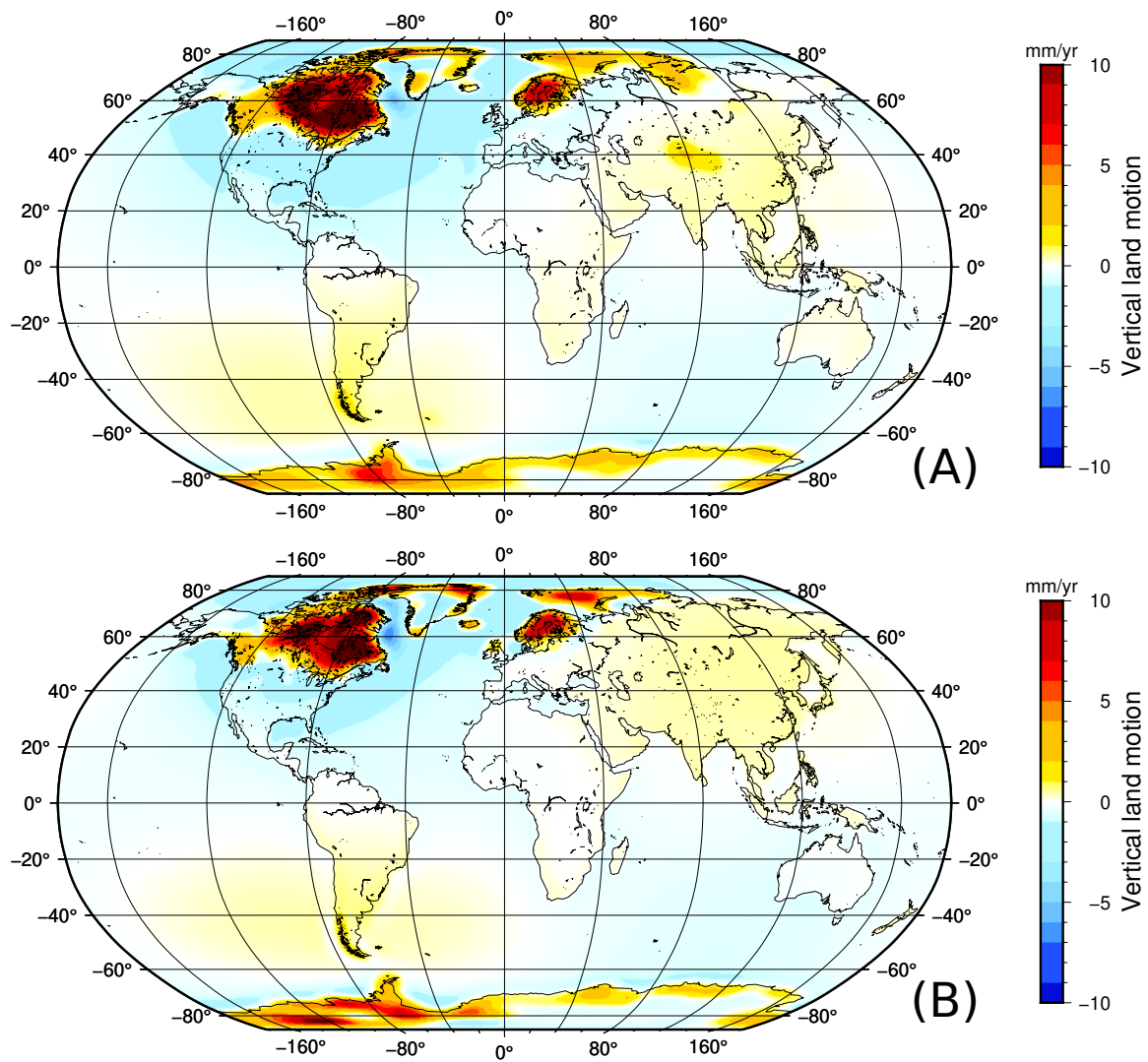


FIGURE 1.6 – Vitesses verticales prédites par les modèles GIA, (A) le modèle de *Caron and Ivins (2020)*, (B) le modèle ICE-6G de *Peltier et al. (2015a)*

toutes les stations GNSS. La différence serait expliquée par la présence d'un point chaud, conduisant à une rhéologie sensiblement différente du manteau terrestre dans la région et donc à une déformation locale particulière, dans le sud-est du Groenland, hypothèse aussi proposée par *van Dam et al. (2017b)*. Une autre hypothèse explorée par *Adhikari et al. (2021)* est la présence de déformations dues à la fonte pendant le siècle dernier. Selon leur modèle cette hypothèse pourrait expliquer la grande majorité des différences.

Chaque technique géodésique offre des informations uniques et complémentaires. Pendant cette thèse nous avons donc voulu savoir s'il était possible de combiner différentes méthodes d'estimation de bilan de masse pour réduire les incertitudes. Les observations GNSS, altimétrie et gravimétrie observent-elles la même chose ? Pour cela nous avons donc choisi d'étudier deux périodes précises, la première de Mars 2003 à Novembre 2008, période d'activité de la mission d'altimétrie satellitaire ICESat et de la mission GRACE, puis la deuxième la période Janvier 2011 à Décembre 2015, période d'activité des missions CryoSat-2 et GRACE. Nous avons choisi ces deux périodes car elles offrent une occasion unique de comparer les estimations de perte de masse obtenues à partir de CryoSat-2, ICESat et GRACE, avec une bonne qualité générale de tous les ensembles de données. Nous avons d'un côté estimé les bilans de masse grâce à l'altimétrie satellitaire pour la calotte polaire et des modèles numériques de terrain pour les glaciers périphériques, combinés avec trois modèles de densification de névé. Puis nous avons comparé ces résultats aux bilans de masses estimés à partir des données de la mission GRACE.

Dans le deuxième chapitre nous présenterons les différentes équations nécessaires pour modéliser les déformations élastiques et viscoélastiques induites par les variations de charge de surface ainsi que pour calculer le potentiel de gravité associé. Puis nous présenterons les données utilisées dans cette étude ainsi que leurs traitements. Nous présenterons dans la deuxième partie les résultats obtenus au cours de cette thèse, en nous concentrant premièrement sur la comparaison des trois différents modèles de compaction de névé utilisés. Nous proposerons ensuite de combiner ces différents modèles de compaction de névé avec des données d'altimétrie et nous comparerons ces résultats avec les observations de la mission GRACE. Cette comparaison motivera la combinaison de données d'altimétrie et de gravimétrie spatiale pour estimer de nouveaux bilans de masse de glace, au plus près de la mesure de variations de masse. Dans un deuxième temps nous estimerons les vitesses verticales dues à la fonte actuelle et passée, et les comparerons avec les observations GNSS. Finalement nous discuterons des implications de cette étude ainsi que de ses perspectives ouvertes par ces travaux.

Première partie

Méthodes et données

METHODOLOGIES

La Terre ne cesse de se déformer en réponse à différents forçages internes et externes. Elle se comporte différemment suivant les échelles de temps considérées. Son comportement est considéré comme élastique pour les périodes courtes, allant de la seconde à quelques mois voir quelques années, incluant les déformations induites par le passage des ondes sismiques, les effets de marées solides et océaniques ou encore des charges hydrologiques saisonnières. Au contraire, la Terre a un comportement visqueux sur des échelles de temps plus long, comme pour la convection du manteau. Néanmoins la Terre peut aussi avoir un comportement viscoélastique pour les périodes intermédiaires allant de quelques mois à quelques dizaines de milliers d'années comme la relaxation post-sismique observable dans les mois suivant un séisme ou encore le rebond post-glaciaire qui est la réponse à la fonte des calotte de glace qui s'est terminée il y a environ 10 000 ans. Il est important de noter que les transitions entre ces différents comportements rhéologiques constitue toujours une question de recherche importante. Dans cette thèse, nous nous intéressons à toutes les déformations dues à la pression exercée par la charge et décharge de glace sur la Terre à différentes échelles de temps. Nous avons donc à la fois des déformations élastiques ou faiblement visco-élastiques dues à la fonte actuelle avec des échelles de temps de quelques années voire de dizaines d'années, avec des amplitudes de quelques millimètres à quelques centimètres au maximum. Puis, nous avons les déformations viscoélastiques. Certaines sont dues à la fonte qui a eu lieu après le petit âge glaciaire³ (période située en grande partie durant la Renaissance en Europe, plus tardive au Groenland), c'est à dire après 1900, qui produit des déformations de quelques millimètres par an aujourd'hui. Ces déformations viscoélastiques peuvent aussi être dues au rebond post glaciaire correspondant à la dernière déglaciation d'il y plus de 10 000 ans, qui sont estimées à quelques millimètres par

3. Le petit âge glaciaire est une période climatique froide principalement localisée sur l'Atlantique nord ayant approximativement eu lieu entre le début du 14^{ème} et la fin du 19^{ème} siècle.

an aujourd'hui au Groenland selon différents modèles.

Nous allons tout d'abord présenter les méthodes de modélisation des déformations élastiques de la Terre dues à une charge en surface. Nous présenterons en particulier les nombres de Love, paramètres nécessaires pour le calcul des déformations de la Terre par des charges de surface. Nous aborderons deux approches différentes pour le calcul des déformations. La première est l'approche par décomposition d'une charge en surface en harmoniques sphériques. La deuxième s'appuie sur des fonctions de Green. Nous étendrons ensuite cette théorie au calcul des déformations viscoélastiques.

Enfin, nous présenterons comment le potentiel de charge est calculé, celui-ci étant indispensable à la comparaison aux mesures du champ de pesanteur.

2.1 Modélisation des déformations élastiques et du potentiel de charge de la Terre soumise à une charge en surface

2.1.1 Approche en harmoniques sphériques

Nous cherchons ici à modéliser des déformations gravito-élastiques de la Terre en réponse à une charge en surface. Pour cela, nous allons classiquement considérer une Terre de référence sphérique, radialement stratifiée et en équilibre hydrostatique. Calculer les déformations de la Terre en suivant la théorie de la gravito-élasticité revient à étudier les changements de la forme et du champ de gravité de la Terre par rapport à sa configuration de référence. Les déformations sont donc caractérisées par le champ de déplacement des particules qui composent la Terre et par les variations du potentiel de gravité de la planète.

Pour modéliser la réponse d'une planète quasi-sphérique et développer les différents paramètres du problème, il est pertinent d'utiliser le système de coordonnées sphériques avec r la distance au centre du repère, θ la colatitude et φ la longitude. Le centre du repère est le centre de masse de la Terre, incluant la Terre solide et ses enveloppes fluides. Enfin, nous utiliserons les fonctions, liées à ces coordonnées, appelées harmoniques sphériques et notées $Y_n^m(\theta, \varphi)$ (des fonctions dont le Laplacien surfacique est nul en coordonnées sphériques) et dont on utilisera la définition suivante :

$$Y_n^m(\theta, \varphi) = \sqrt{(2n+1) \frac{(n-|m|)!}{(n+|m|)!} (2-\delta_{m0})} P_n^{|m|}(\cos \theta) \begin{cases} \cos(m\varphi) & \text{pour } m \leq 0 \\ \sin(m\varphi) & \text{pour } m > 0 \end{cases} \quad (2.1)$$

où P_n^m est la fonction associée de Legendre de degré n et d'ordre m et δ_{m0} le symbole de Kronecker.

Nous allons étudier les déplacements du sol engendrés par la charge d'une calotte de glace sur la surface de la Terre. Nous noterons σ la densité surfacique de la charge de glace. Nous savons que cette densité engendre une attraction gravitationnelle directe qui peut être exprimée par un potentiel de charge noté V en tout point. Les coefficients d'harmoniques sphériques V_n^m du potentiel V peuvent être reliés aux coefficients d'harmoniques sphériques σ_n^m de σ par la relation suivante (Farrell, 1972; Wahr et al., 1998) :

$$V_n^m = \frac{4\pi Ga}{2n+1} \sigma_n^m \quad (2.2)$$

a étant le rayon moyen de la Terre et G la constante universelle de gravitation.

Nombres de Love de surcharge

Dans la mesure où les déformations sont très petites devant le rayon de la Terre, le problème des déformations gravito-élastiques est classiquement linéarisé. Les composantes du déplacement et les variations du potentiel de gravité sont par conséquent linéairement proportionnelles au potentiel de surcharge V .

Les nombres de Love de surcharge h'_n , l'_n et k'_n sont des nombres sans dimension qui servent de fonctions de transfert pour calculer les déformations de la Terre (Love, 1911; Farrell, 1972). Ils ne dépendent que de la structure interne de la Terre solide. On peut montrer que les composantes du vecteur de déplacement u_r , u_θ , u_φ et du potentiel de redistribution des masses ϕ en surface sont égales à :

$$\begin{aligned} u_r(a, \theta, \varphi, t) &= 4\pi Ga \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=-n}^n \frac{h'_n}{(2n+1)} \frac{1}{g_0} \sigma_n^m(t) Y_n^m(\theta, \varphi) \\ u_\theta(a, \theta, \varphi, t) &= 4\pi Ga \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=-n}^n \frac{l'_n}{(2n+1)} \frac{1}{g_0} \sigma_n^m(t) \frac{\partial}{\partial \theta} Y_n^m(\theta, \varphi) \\ u_\varphi(a, \theta, \varphi, t) &= 4\pi Ga \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=-n}^n \frac{l'_n}{(2n+1)} \frac{1}{g_0} \sigma_n^m(t) \frac{\partial}{\sin \theta \partial \varphi} Y_n^m(\theta, \varphi) \\ \phi(a, \theta, \varphi, t) + V(a, \theta, \varphi, t) &= 4\pi Ga \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=-n}^n \frac{1+k'_n}{(2n+1)} \sigma_n^m(t) Y_n^m(\theta, \varphi) \end{aligned} \quad (2.3)$$

avec g_0 la gravité moyenne à la surface de la Terre, a le rayon moyen de la Terre, et σ_n^m les

coefficients d'harmoniques sphériques de la densité surfacique de charge σ . Les nombres de Love sont calculés une fois pour un modèle de Terre donné.

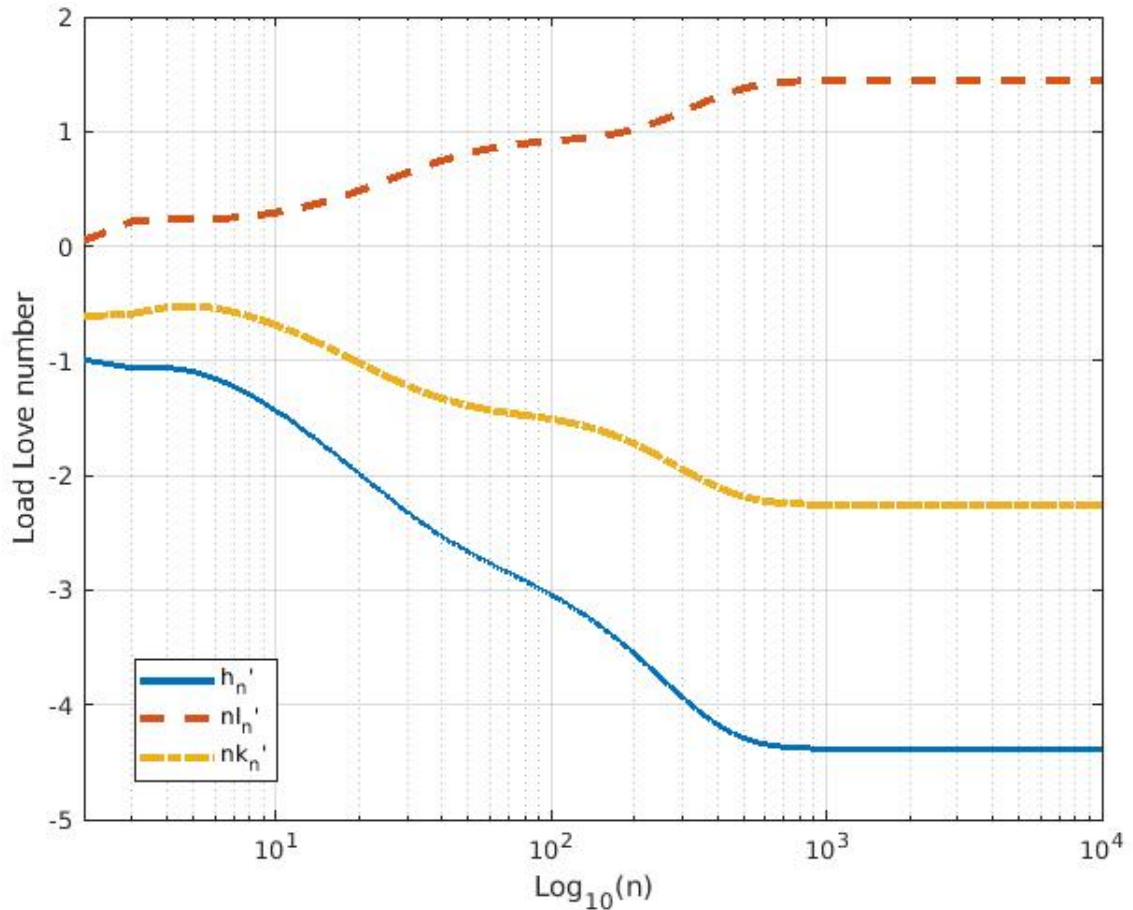


FIGURE 2.1 – Nombres de Love de charge calculés entre 2 et 10 000 pour le modèle de Terre PREM+CRUST 1.0

La Figure 2.1 représente les nombres de Love calculés pour le modèle de Terre PREM (Preliminary Reference Earth Model de *Dziewonski and Anderson (1981)*), modifié en remplaçant la croûte océanique du modèle par une croûte continentale (*Laske et al., 2013; Dziewonski and Anderson, 1981*). Nous pouvons voir (Figure 2.1) que les trois nombres tendent vers une limite finie : -4.3861 pour h'_n , -2.617 pour nk'_n et 1.4423 pour nl'_n . Nous voyons que la convergence n'arrive qu'à haut degré d'harmoniques sphériques, supérieurs au degré 1000. Cela correspond à des déformations de longueurs d'ondes plus courtes que $\pm 50\text{km}$. Il est donc important de prendre en compte les très hauts degrés pour ne pas perdre d'information quand on calcule des déformations locales. C'est une difficulté pratique car il n'est pas simple de calculer les harmoniques sphériques à ces degrés là.

2.1.2 Approche en Fonctions de Green

L'approche en fonctions de Green est une des approches utilisées pour calculer les déformations de la Terre induites par une charge en surface. Les fonctions de Green désignent la réponse de la Terre aux forces gravitationnelles et aux charges de surface créées par une masse unitaire ponctuelle. Les fonctions de Green dépendent donc de la taille de la charge et de la distance angulaire séparant la charge et le point considéré.

Selon (Farrell, 1972), il est possible d'écrire les fonctions de Green pour les déplacements verticaux et horizontaux de la manière suivante :

$$u_r = \frac{a}{M} \sum_{n=0}^{\infty} h'_n P_n(\cos \lambda) \quad (2.4)$$

$$u_\lambda = \frac{a}{M} \sum_{n=0}^{\infty} l'_n \frac{\partial P_n(\cos \lambda)}{\partial \lambda} \quad (2.5)$$

Avec $P_n(\cos \lambda)$ les polynômes de Legendre de degré n , λ la distance angulaire séparant le point d'application de la charge et le point d'observation, h'_n et l'_n les nombres de Love de charges, a le rayon de la Terre et M la masse de la Terre. Comme nous l'avons vu dans la section précédente les nombres de Love de surface tendent vers des constantes lorsque n est grand. Pour tronquer les séries dans les équations 2.4 et 2.5 à un entier et éviter les phénomènes de Gibbs, nous utilisons la méthode Kummer (Farrell, 1972). Cette méthode consiste à séparer la somme infinie en deux sommes convergentes, une somme infinie calculée analytiquement et une somme tronquée calculée numériquement.

Nous pouvons donc écrire :

$$u_r = \frac{a}{M} h'_\infty \sum_{n=0}^{\infty} P_n(\cos \lambda) + \frac{a}{M} \sum_{n=0}^{\infty} (h'_n - h'_\infty) P_n(\cos \lambda) \quad (2.6)$$

$$u_\lambda = \frac{a}{M} l'_\infty \sum_{n=0}^{\infty} \frac{1}{n} \frac{\partial}{\partial \lambda} P_n(\cos \lambda) + \frac{a}{M} \sum_{n=0}^{\infty} (nl'_n - l'_\infty) \frac{1}{n} \frac{\partial}{\partial \lambda} P_n(\cos \lambda) \quad (2.7)$$

avec h'_∞ et l'_∞ les valeurs asymptotiques des nombres Love h'_n et nl'_n à hauts degrés. Les fonctions de Green varient donc selon le modèle de structure de Terre choisi et la distance à la charge.

Convolution spatiale

Pour estimer les déplacements engendrés par une charge en surface il faut convoluer les fonctions de Green avec la charge. L'équation d'une composante du déplacement dû à la charge peut s'écrire :

$$U(\mathbf{r}, t) = \int_{\Omega} G(|\mathbf{r} - \mathbf{r}'|) \rho_z(\mathbf{r}', t) Z(\mathbf{r}', t) d\Omega \quad (2.8)$$

avec U une des composantes du déplacement induit par la charge au point d'observation \mathbf{r} et au temps t , G la fonction de Green associée, ρ_z et Z sont respectivement la masse volumique et la hauteur de la charge située en \mathbf{r}' au temps t . L'intégrale est estimée sur toute la surface de la Terre Ω . On notera que, dans cette équation la densité de la charge dépend du temps. On verra en effet plus loin que les processus de compaction peuvent engendrer des variations de densité de la /neige au cours du temps.

2.1.3 Choix de l'approche

Nous allons utiliser l'approche en harmoniques sphériques pour calculer le potentiel (Equation 2.2 créée par la fonte de glace). Cela nous permettra de comparer les données de variations du champ de pesanteur aux données des missions d'altimétrie satellitaire. Les solutions officielles de la mission gravimétrique GRACE sont fournies sous forme de coefficients d'harmoniques sphériques. Pour ces solutions, les degrés maximum des coefficients sont compris entre 80 et 90. C'est pour cela que nous avons choisi d'utiliser la librairie SHTOOLS.

Lors de cette étude nous avons aussi exploré les deux approches pour calculer le champ de déformation élastique créé par la fonte de la calotte polaire. Nous avons tout d'abord estimé les nombres de Love de charge pour un modèle de structure de Terre adapté pour le Groenland. Nous avons utilisé un modèle PREM (*Dziewonski and Anderson, 1981*) modifié. Dans ce modèle, les paramètres de la croûte continentale (paramètres élastiques, densité) de PREM ont été remplacés par des paramètres du modèle de croûte 3D CRUST 1.0 (*Laske et al., 2013*) (moyennés sur le Groenland).

Les codes classiques pour estimer les nombres de Love atteignent souvent des degrés hauts mais la reconstruction en harmoniques sphériques à très haute résolution est moins fréquente, pour des raisons numériques et aussi par manque de nécessité (en partie du au manque de résolution des charges).

Nous avons, dans un premier temps, calculé les déformations grâce à des développe-

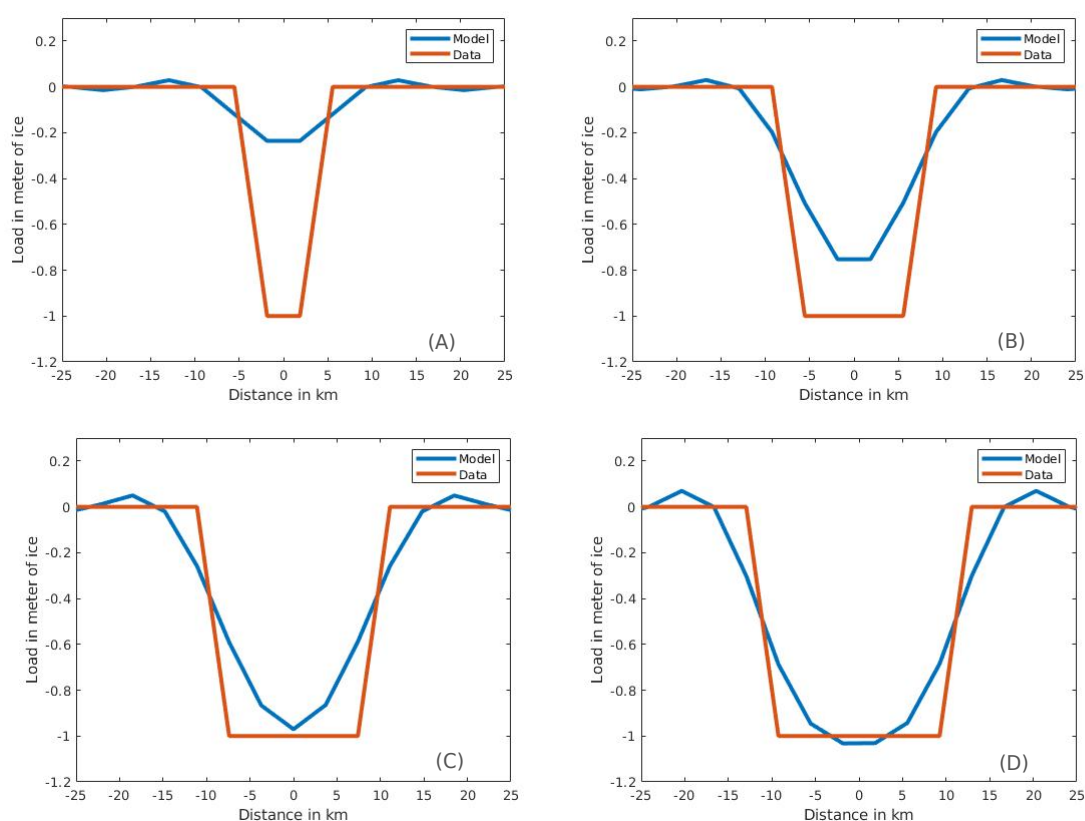


FIGURE 2.2 – Test de sensibilité du développement en harmoniques sphériques d’une charge en surface en fonction de la distance à la charge : (A) charge de 3.7 km de large, (B) charge de 11.1 km de large, (C) charge de 14.8 km de large et (D) charge de 18.5 km de large. En rouge : la charge synthétique initiale, en bleu : la charge après développement en harmoniques sphériques jusqu’au degré 2699 et recombinaison dans le domaine spatial.

ments en harmoniques sphériques à très haut degrés pour avoir le plus d’information possible sur les courtes longueurs d’onde. Pour cela nous avons utilisé la librairie SHTOOLS. Cette librairie nous a permis de calculer les coefficients d’harmonique sphérique jusqu’au degré 2699, ce qui correspond à une longueur d’onde de 14,8 km.

Pour estimer la sensibilité aux courtes longueurs d’onde nous avons mené quelques tests. Nous avons donc décomposé une charge en harmoniques sphériques, puis nous l’avons recomposée pour voir si nous retrouvions l’amplitude initiale du signal de charge. Nous avons testé des géométries de charges carrées sur une grille de $1/30^\circ \times 1/30^\circ$, c’est-à-dire $\sim 3.7 \times 3.7$ km. Comme nous pouvons le voir sur la Figure 2.2 (A), lorsque nous avons une charge de 3.7 km de largeur, nous n’arrivons pas à obtenir l’amplitude de la charge synthétique en la décomposant en coefficients d’harmoniques sphériques jusqu’au degré 2699, puis en la recomposant dans le domaine spatial. Seulement un quart du signal est recomposé. Nous pouvons voir que pour les charges de la Figure 2.2 (B) (environ 11 km de largeur) et la Figure 2.2 (C) (environ 14 km), le signal recomposé par la méthode est plus proche du

signal initial, mais nous continuons à le sous-estimer. Pour avoir la même amplitude entre le signal recomposé et le signal initial, nous devons avoir une charge d'au moins 18 km de largeur, comme nous pouvons le voir sur la Figure 2.2 (D). Dans notre cas, nous voulons modéliser des déplacements verticaux dus à la fonte récente des glaces à des stations GNSS, qui mesurent de façon indépendante la déformation de la Terre solide en réponse à la décharge de glace. Les stations GNSS se trouvant principalement proches des zones de fonte, il est indispensable de bien modéliser la déformation induite par les variations de charges à courtes longueurs d'onde, ainsi que les charges proches c'est à dire à des longueurs d'ondes de charge inférieures à 10 kilomètres. L'approche dite en harmoniques sphériques n'est pas suffisante pour modéliser la déformation élastique de la Terre compte tenu de la résolution spatiale de la charge et de la proximité des stations GNSS à la calotte et aux glaciers. Nous n'avons donc pas utilisé cette approche.

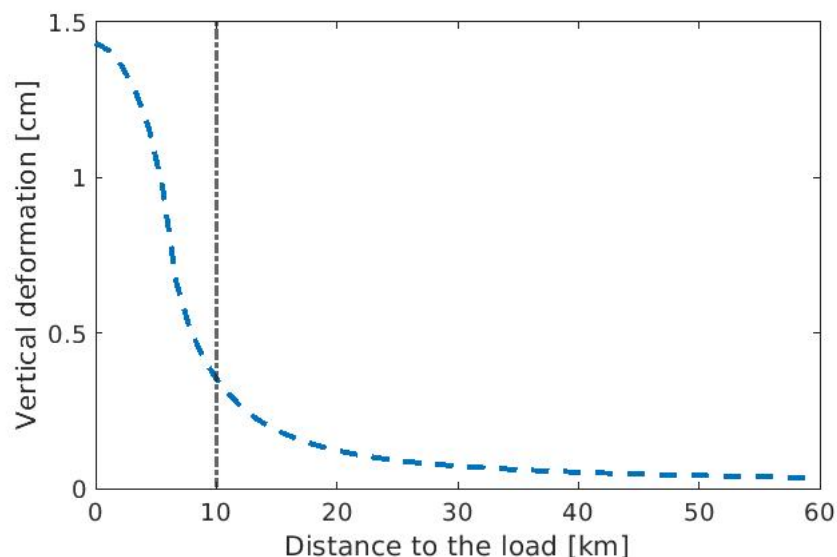


FIGURE 2.3 – Test de sensibilité : Déformation verticale du sol en fonction de la distance au centre de la charge.

Pour l'approche en fonctions de Green nous avons utilisé la librairie python `LOADDEF` ([Martens et al., 2019](#)), qui permet notamment de calculer les déformations du sol induites par une charge en surface. Nous avons réalisé un test de sensibilité, en modélisant une charge de glace en forme de disque de 5 km de diamètre qui aurait perdu 10 m de glace sur toute sa surface. Nous pouvons voir sur la Figure 2.3, la déformation verticale engendrée par cette décharge de glace en fonction de la distance au centre de la charge. Nous pouvons voir que la déformation diminue avec la distance et qu'elle se situe essentiellement à des distances inférieures à 10 km du centre de la charge. Cela montre que la déformation très proche de la charge peut être très importante, et atteindre un 1 cm d'amplitude pour une fonte de 10 mètres de glace répartie sur une un disque de 5 km de diamètre. A partir de 10 km de dis-

tance du centre de la charge, les déformations induites par cette décharge de glace ont une amplitude inférieure à 0.42 cm et deviennent donc difficilement mesurables par GNSS. Nous pouvons voir qu'avec cette approche nous n'avons pas de perte d'information, et nous arrivons à modéliser les déformations proches de la charge. Nous avons donc choisi d'utiliser l'approche en fonction de Green pour la modélisation des déformations élastiques, car nous avons une meilleure résolution spatiale, ce qui est indispensable pour bien comprendre les différentes sources de déformation, en particulier quand on utilise des observations GNSS. Cependant, les déformations élastiques ne sont pas que la réponse, considérée élastique, due à la fonte actuelle des glaces, nous allons donc nous intéresser aussi aux déformations visco-élastiques dues à une charge de surface.

2.2 Déformations visco-élastiques

La Terre ne se comporte pas comme un corps purement élastique, elle n'a pas la même rhéologie selon l'échelle de temps. Dans le cadre de cette étude nous allons utiliser les données enregistrées aux stations GNSS (expliqué dans le section 3.1), qui donnent une mesure intégrant les différentes sources de déformation. Nous observons en partie des déformations viscoélastiques qui sont dues à la fonte des glaces passée au Groenland.

Si nous considérons un corps viscoélastique lorsque nous appliquons une force, celui-ci va se déformer avec un comportement qui dépend du temps. Si nous changeons les contraintes appliquées, les déformations ne seront pas immédiates, mais auront lieu sur au cours d'un temps dit de relaxation. Nous pouvons schématiser ce comportement avec une analogie mécanique simple : un ressort pour la partie élastique qui se déforme de manière instantanée et réversible et un piston pour la partie visqueuse qui amortit la contrainte induite par la charge au cours d'un temps de relaxation (Figure 2.4). Nous pouvons en combinant ces éléments modéliser plusieurs rhéologies. Nous pouvons supposer différentes rhéologies pour modéliser les déformations viscoélastiques de la Terre. Le corps viscoélastique linéaire de Maxwell (Figure 2.4) est le plus simple et le plus fréquemment utilisé pour modéliser les déformations viscoélastiques dues à une charge. Il permet de modéliser deux comportements observables sur Terre : une réponse élastique instantanée au moment de la charge suivi d'un comportement de fluide visqueux sur de grandes échelles de temps. Un corps de Maxwell obéit à une relation contrainte-déformation viscoélastique linéaire, qui s'écrit pour une planète incompressible :

$$\dot{\sigma}_{ij} + \frac{\mu^{el}}{\nu} \sigma_{ij} = 2\mu^{el} \dot{e}_{ij} \quad (2.9)$$

où σ_{ij} et e_{ij} sont respectivement le tenseur des contraintes et des déformations, μ^{el} la rigi-

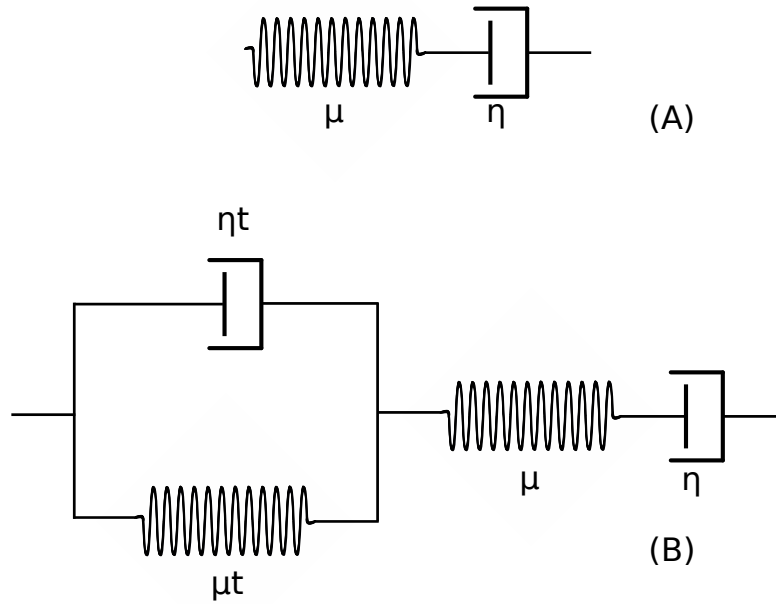


FIGURE 2.4 – Schéma des corps viscoélastiques de Maxwell (A) et de Burgers (B), η correspond à la viscosité, μ le module de cisaillement, ηt correspond à la viscosité transitoire, μt le module de cisaillement transitoire

dité élastique et ν la viscosité newtonienne du corps. En réalisant une transformée de Fourier de cette équation, nous retrouvons dans le domaine des fréquences ω la loi de Hooke incompressible :

$$\sigma_{ij}(\omega) = 2\mu(\omega) e_{ij}(\omega) \quad (2.10)$$

avec $\mu(\omega) = \mu^{el} \frac{i\omega}{i\omega + \mu^{el}/\nu}$ pour un corps incompressible. Nous pouvons noter que lorsque $\lim_{\omega \rightarrow \infty} \mu(\omega) = \mu^{el}$, nous avons un comportement élastique pour les courtes échelles de temps et $\lim_{\omega \rightarrow 0} \mu(\omega) = 0$ le comportement est fluide, car il n'y a plus de rigidité.

Dans le domaine de Fourier, les équations viscoélastiques sont formellement identiques aux équations d'un corps élastique qui elles sont exprimées en temps. C'est ce que l'on appelle le principe de correspondance ([Peltier, 1974](#)). Ce principe précise que si on est capable de décrire la rhéologie par une loi contrainte-déformation viscoélastique linéaire, nous pouvons alors utiliser les équations de l'élasticité dans le domaine des fréquences pour calculer la réponse viscoélastique, et faire une transformée de Fourier inverse pour finalement trouver la solution dans le domaine temporel. Nous pouvons donc écrire les vecteurs de

déplacement u_r, u_θ, u_φ et le potentiel de redistribution des masses ϕ en surface :

$$\begin{aligned}
 u_r(a, \theta, \varphi, \omega) &= 4\pi G a \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=-n}^n \frac{h'_n(\omega)}{(2n+1)} \frac{1}{g_0} \sigma_n^m(\omega) Y_n^m(\theta, \varphi) \\
 u_\theta(a, \theta, \varphi, \omega) &= 4\pi G a \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=-n}^n \frac{l'_n(\omega)}{(2n+1)} \frac{1}{g_0} \sigma_n^m(\omega) \frac{\partial}{\partial \theta} Y_n^m(\theta, \varphi) \\
 u_\varphi(a, \theta, \varphi, \omega) &= 4\pi G a \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=-n}^n \frac{l'_n(\omega)}{(2n+1)} \frac{1}{g_0} \sigma_n^m(\omega) \frac{\partial}{\sin \theta \partial \varphi} Y_n^m(\theta, \varphi) \\
 \phi(a, \theta, \varphi, \omega) + V(a, \theta, \varphi, \omega) &= 4\pi G a \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=-n}^n \frac{1 + k'_n(\omega)}{(2n+1)} \sigma_n^m(\omega) Y_n^m(\theta, \varphi)
 \end{aligned} \tag{2.11}$$

Il existe d'autres modèles rhéologiques tel que le modèle rhéologique de Burgers qui est lui aussi utilisé pour modéliser les déformations post-sismiques ou tester sa pertinence dans le cas des charges hydrologiques saisonnières ([Pollitz, 2003, 2005](#); [Chanard et al., 2018](#)). Comme nous pouvons le voir sur la Figure 2.4 (B), les corps dit de Burgers sont composés des mêmes éléments que le corps de Maxwell auquel nous rajoutons une viscosité transitoire.

DONNÉES ET TRAITEMENTS

L'objectif de cette étude est de combiner différents moyens d'observation pour apporter de nouvelles informations sur l'évolution du bilan de masse de glace au Groenland, afin de mieux le contraindre. Depuis plusieurs décennies, de nombreuses techniques permettent de suivre l'évolution de la calotte groenlandaise. Différentes méthodes d'observation sont mises en oeuvre, incluant des mesures *in situ*, puis plus récemment des mesures spatiales. Les trois méthodes utilisées pour déterminer les changements de volume ou de masse de la calotte glaciaire sont classiquement :

- L'altimétrie radar ou laser aéroportée ou satellitaire.
- Les observations de flux de glace à la sortie des glaciers à l'aide d'interférométrie radar (InSAR), qui lorsqu'elle est combinée avec des modèles de bilan de surface devient la méthode dite Input-Output.
- La gravimétrie spatio-temporelle avec, en particulier, les missions GRACE et GRACE-FO (Gravity Recovery and Climate and Follow-On).

Toutes ces méthodes présentent des avantages et des inconvénients. Par exemple, l'altimétrie radar ou laser a une meilleure résolution spatiale que les observations GRACE, mais a une résolution temporelle bien plus mauvaise. Les données d'altimétrie n'apportent d'information que sur les volumes de glace et non sur leur masse. Elles ont besoin de connaître ou de supposer la masse volumique du névé pour convertir les changements de volume en changements de masse. De plus, l'altimétrie radar ne fournit pas de bons résultats sur les zones à forte pente - à cause notamment du relief important de la surface qui peut décaler les points d'impact de l'onde radar par rapport à la direction spéculaire de l'antenne - comme les régions qui se trouvent sur les marges de la calotte. Elle est de plus affectée par des erreurs dues à la pénétration du signal radar dans la neige.

La gravimétrie spatiale permet d'obtenir des estimations directes de la masse, mais avec une résolution spatiale limitée (>250 km). Elle est affectée en partie par les changements

de masse autres que la fonte de glace, comme ceux induits par le rebond post-glaciaire (RPG), ainsi que par des erreurs de mesures caractérisées par des "stries" nord-sud nécessitant un filtrage important des données. Du fait de sa faible résolution spatiale, elle ne donne pas d'information précise sur les glaciers périphériques. Pour pallier ce problème, nous avons tenu compte des variations de volume des glaciers périphériques, estimées en utilisant la photogrammétrie appliquée aux données de la mission ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer), fournies par Romain Hugonnet et Etienne Berthier (*Hugonnet et al., 2021*). Nous avons par ailleurs exploré plusieurs modèles de compaction de névé pour convertir le volume de glace en masse. Dans cette étude nous n'utilisons pas la méthode Input-Output.

Nous pouvons voir sur la Figure 3.1 un schéma représentant les différentes techniques utilisées dans cette étude. Nous nous sommes focalisés sur deux périodes 2003-2008 et 2011-2015. Nous avons choisi ces périodes car elles nous donnent une opportunité unique de combiner les différentes techniques d'observation. D'une part les données de la mission GRACE couvrent ces deux périodes avec une résolution temporelle mensuelle et nous avons aussi deux missions d'altimétrie couvrant chacune une période différente. Dans un premier temps nous allons présenter les différents jeux de données géodésiques : le GNSS, la gravimétrie spatiale et l'altimétrie spatiale pour la calotte, ainsi que les données de variation de volume pour les glaciers périphériques, puis finalement les différents modèles climatiques et de compaction de glace nécessaires pour les conversions de volume en masse de glace. Nous finirons cette partie avec la combinaison des différents jeux de données.

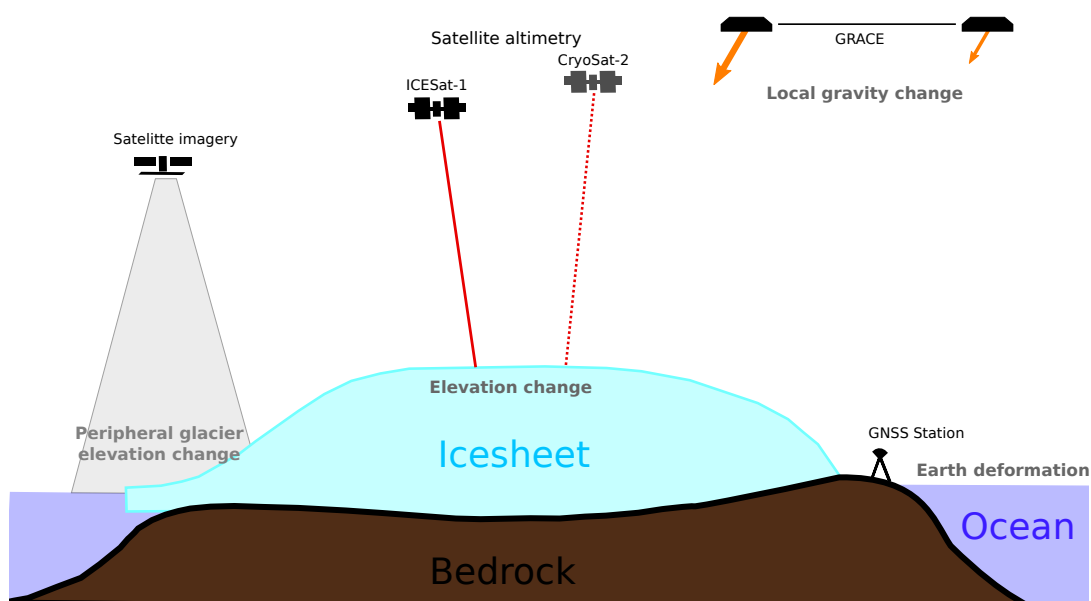


FIGURE 3.1 – Techniques satellitaires d'observation des calottes polaires

3.1 GNSS

Les mesures locales de positionnement sont utilisées dans de nombreux domaines des Géosciences avec des objectifs différents. Elles peuvent être utilisées, entre autres, pour le repérage géographique, l'étude des mouvements des plaques, ou encore l'étude de séismes. Cet outil nous donne des positions précises et peut nous fournir la vitesse moyenne de déplacement d'un point à la surface de la Terre. Dans notre cas, nous utilisons le positionnement pour étudier la déformation de la Terre solide au Groenland.

3.1.1 Généralités

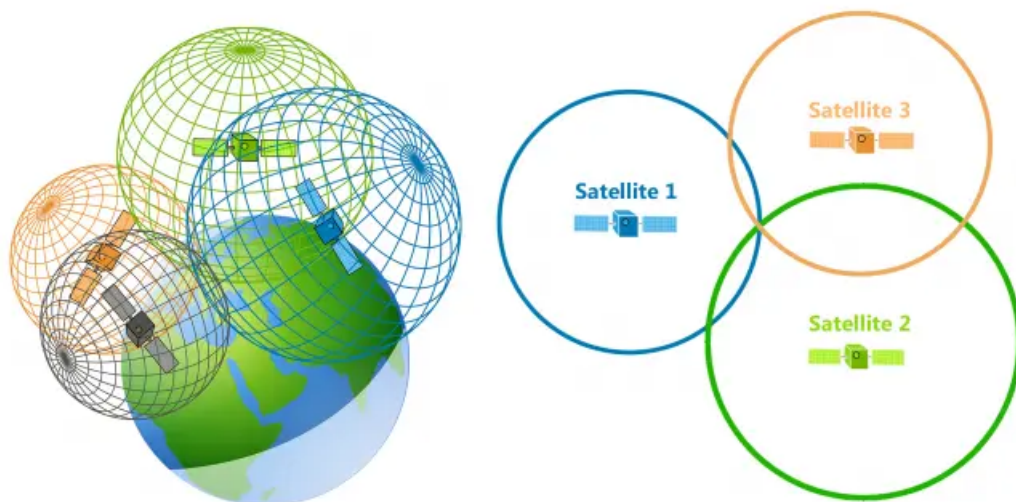


FIGURE 3.2 – Principe de la trilatération, source : [GISgeography](#)

Le GNSS (Global Navigation Satellite System) est un système de géolocalisation basé sur le principe de la trilatération (Figure 3.2) à partir de constellations de satellites. Il y a 4 systèmes principaux : GPS opéré par les États-Unis, GLONASS par la Russie, BeiDOU par la Chine et GALILEO par l'Europe. Le premier système opérationnel étant le GPS, ce terme est souvent utilisé pour décrire toutes les mesures issues des GNSS.

Le fonctionnement du GNSS s'appuie sur la mesure du temps de propagation d'un signal émis par un satellite jusqu'à sa mesure par un récepteur. Cette mesure permet de déterminer la distance entre le satellite et le récepteur. La mesure provenant de plusieurs satellites permet, si on connaît la position des satellites, d'en déduire par intersection la position du récepteur. Pour établir un positionnement par GNSS, il faut cependant déterminer 4 incon-

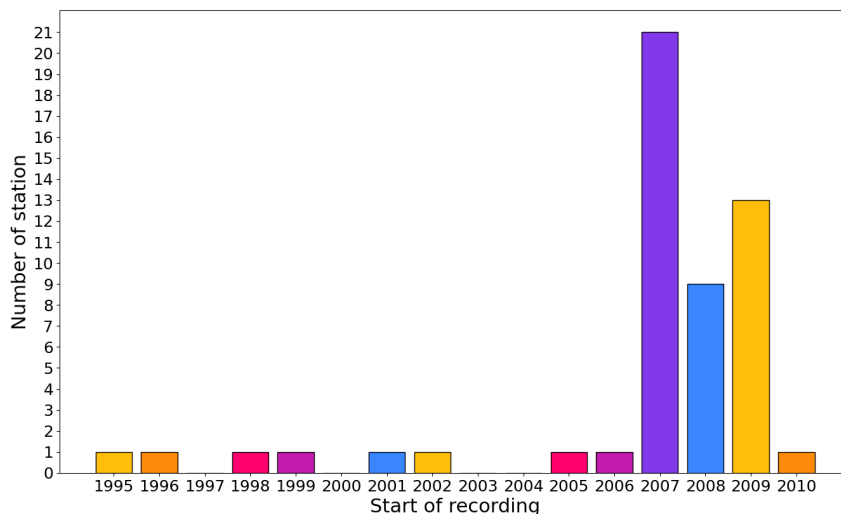


FIGURE 3.3 – Nombre de stations GNSS en fonction de leur date d’installation

nues. Trois inconnues de position et une inconnue de temps due à la désynchronisation de l’horloge du récepteur avec le temps GNSS. Il faut donc avoir au moins 4 satellites pour établir la position d’une station GNSS.

Il existe plusieurs sources d’erreur sur les mesures GNSS. Les erreurs liées aux satellites (orbites, correction d’horloge, position physique du point d’émission du signal), les erreurs liées à la propagation du signal qui va être modifiée en traversant l’atmosphère et les erreurs liées au récepteur et à son environnement (trajet multiple, masque, position physique du point de réception du signal). En fonction du type de traitement, une mesure précise peut être obtenue et exprimée dans un repère de référence précis et cohérent tel que le repère de référence terrestre international (ITRF, [Altamimi et al. \(2016\)](#)), avec une erreur de ~ 1 mm en position et ~ 0.1 mm/an en vitesse.

3.1.2 Réseau de stations GNSS au Groenland

Le réseau au Groenland se focalise essentiellement sur les côtes libres de glace. L’installation d’un récepteur doit se faire sur une zone rocheuse, pour pouvoir enregistrer le mouvement de la Terre et non celui de la glace. Dans cette étude nous nous focalisons sur les déformations de la Terre solide dues à la fonte des glaces actuelle et passée. Nous avons une répartition assez homogène de stations sur toutes les côtes du Groenland. Nous pouvons voir sur la Figure 3.3 qu’avant 2006 il n’y avait que 7 stations. Pendant l’année 2007, 21 nouvelles stations ont été installées, pour arriver à une cinquantaine de stations

en 2010. Nous allons utiliser pour la période 2003-2008, les 6 stations disponibles, ALRT, THU3, KULU, KELY, QAQ1 et SCOB, représentées sur la Figure 3.4 par des cercles orange avec un contour noir. La station ALRT ne se trouve pas au Groenland mais fait partie des stations sur les terres canadiennes. Nous avons pour la période 2011-2015, 51 stations. Les positions GNSS sont déterminées dans les trois directions, mais nous nous sommes focalisés uniquement sur l'étude des vitesses verticales.

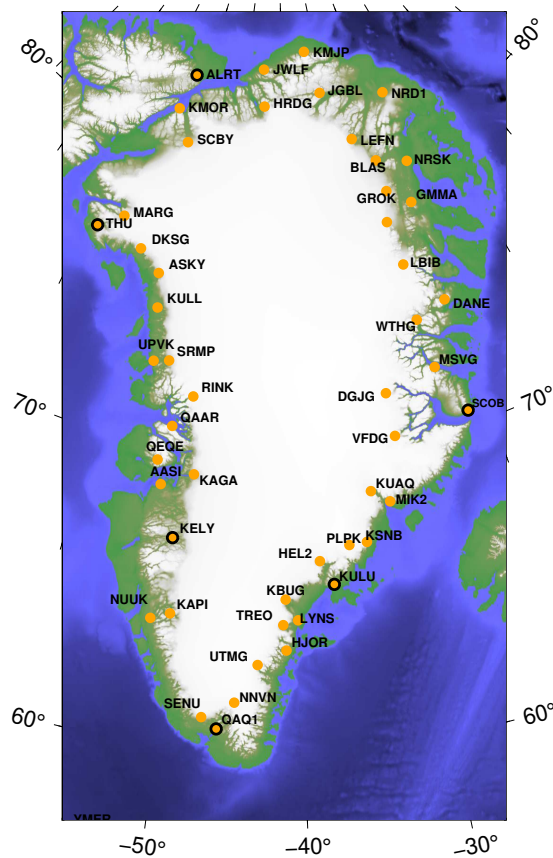


FIGURE 3.4 – Réseau de stations GNSS utilisé dans notre étude. Seules les stations entourées d'un contour noir étaient présentes pendant la période 2003-2008.

3.1.3 Traitement des séries temporelles GNSS

Les données GNSS que nous utilisons sont les solutions journalières de positions de stations permanentes disponibles sur le site de l'Université du Nevada ([Blewitt et al., 2018](#)). Elles sont exprimées dans le repère IGS14 ([Rebischung et al., 2016](#)) lui-même rattaché à l'ITRF2014 ([Altamimi et al., 2016](#)). Nous avons téléchargé les valeurs des positions de stations au cours du temps, puis nous avons corrigé les séries temporelles.

Nous observons souvent des discontinuités dans les séries temporelles des stations GNSS. Les discontinuités peuvent avoir différentes origines. Certaines sont dues à des sauts de

positions dans la série temporelle GNSS induites par des séismes, d'autres par des changements de matériel (changement d'antenne ou de récepteur, ...). Enfin certaines sont dues à des variations de vitesses d'origine géophysique, comme par exemple l'accélération de la fonte des glaces. Notons que lorsqu'il y a un changement de matériel nous n'avons pas forcément une discontinuité dans la série. En ce qui concerne les stations étudiées, ces discontinuités sont très souvent dues à des mouvements non-linéaires à long terme, qui sont à priori dus à la fonte de glace actuelle.

Nous avons étudié les séries temporelles de positions GNSS en ajustant un modèle comprenant une tendance linéaire, des discontinuités, des variations annuelles et semi-annuelles ainsi que des accélérations si nécessaire. Nous pouvons voir sur la Figure 3.5, la série temporelle de la station NUUK. La série temporelle présente plusieurs discontinuités visibles en 2009, 2010, 2011 et 2013. Les deux premières discontinuités sont dues à des changements d'antennes répertoriés dans les métadonnées de la station. Les deux dernières discontinuités ne sont pas indiquées dans les métadonnées, mais sont bien visibles dans la série. Nous avons donc décidé de mettre deux discontinuités de position pour corriger la série temporelle. Nous avons dans d'autres cas des changements dans la position mais aussi dans la vitesse de la station. Dans la série temporelle de la station KULU (figure 3.6), nous avons d'une part des changements de matériel qui n'induisent pas de changement ni de positions, ni de vitesses. D'autre part des discontinuités de positions dues à des changements de matériel. Finalement nous avons deux changements de vitesse en 2003 et 2012 dus à l'accélération de la fonte de glace.

Nous avons donc traité chaque série temporelle individuellement pour détecter les discontinuités de positions et de vitesses. Les données ont été traitées auparavant pour corriger les erreurs liées à l'atmosphère, l'élévation des satellites, aux trajets multiples, aux erreurs de chronométrage et d'orbite de satellite. Les incertitudes des données fournies par la solution IGS14 sont des incertitudes formelles, d'une part dues au calcul de la vitesse et à la position de la station. Ces incertitudes sont plus petites que le millimètre. Les incertitudes pour la position varient entre 10^{-6} mm et 0.09 mm et pour la vitesse entre 10^{-6} mm/an et 0.02 mm/an. Nous noterons, cependant, que les incertitudes liées aux corrections des phénomènes géophysiques ne sont pas prises en compte, telles que les incertitudes provenant du modèle de RPG, ainsi que les erreurs systématiques des méthodes de mesure géodésique qui sont très mal estimées. Nous avons ensuite calculé une tendance pour chacune des périodes estimées, grâce au modèle ajusté lors du traitement. Nous pourrions donc comparer les vitesses observées aux stations GNSS avec les vitesses prédites par les autres méthodes.

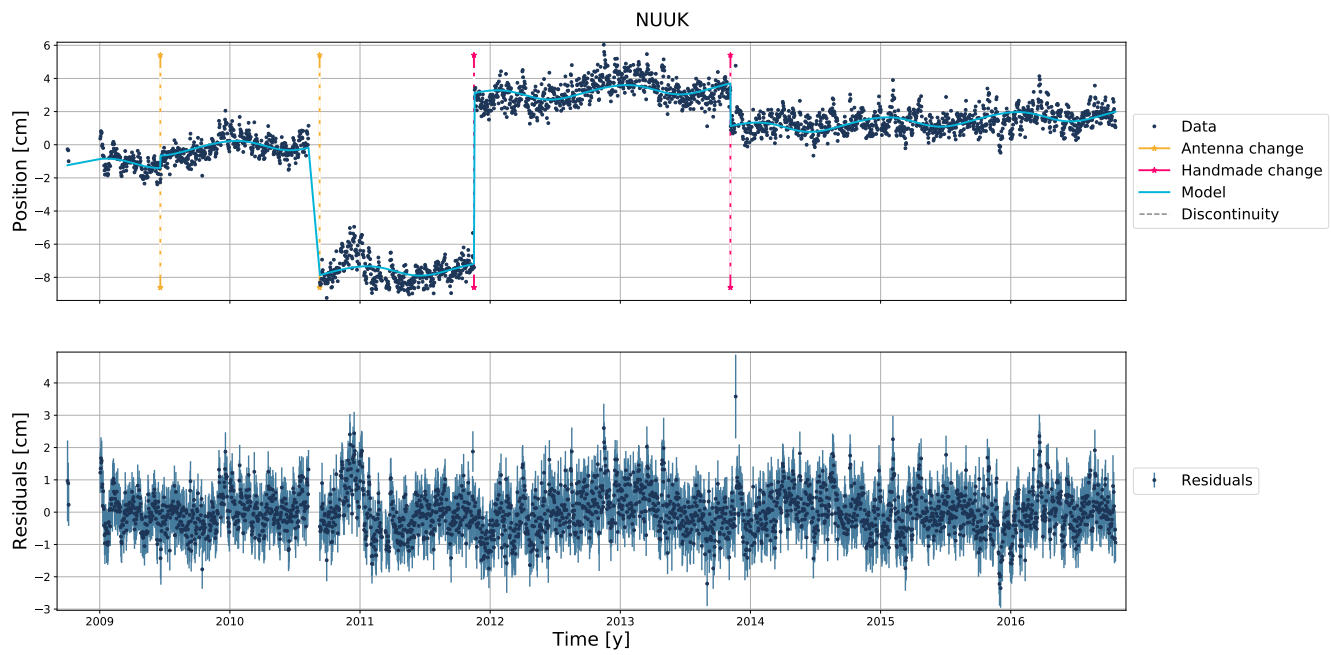


FIGURE 3.5 – Série temporelle de la station NUUK

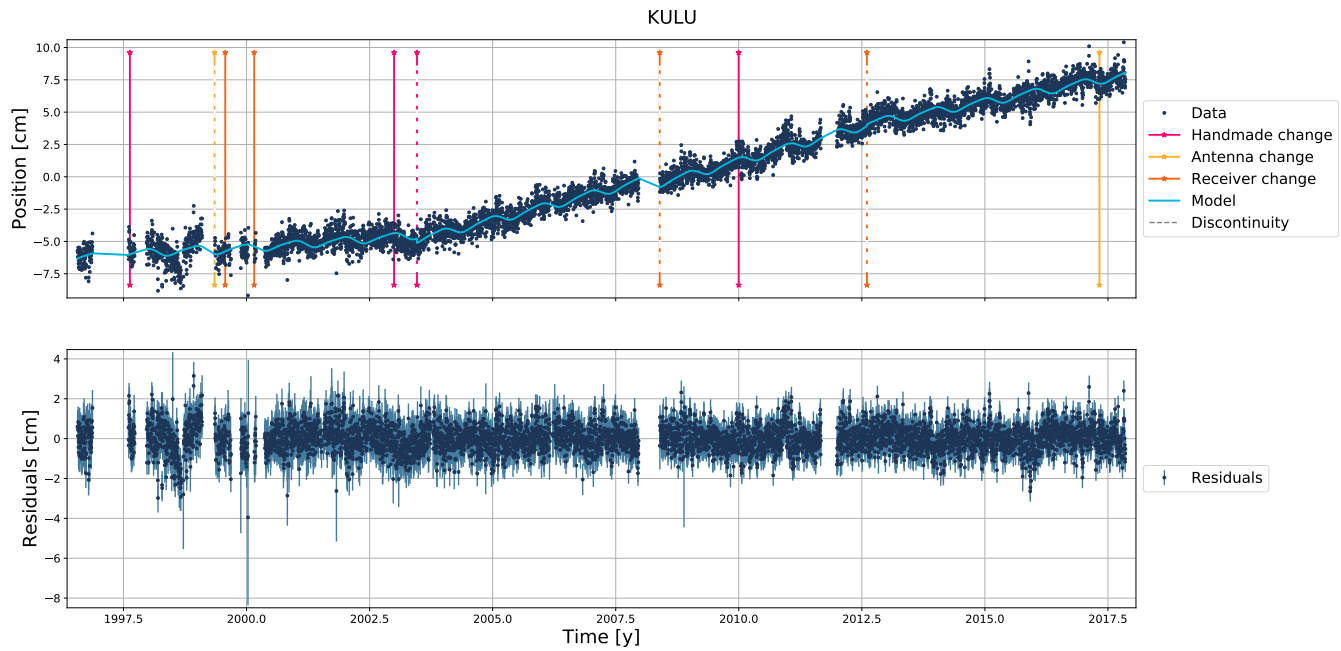


FIGURE 3.6 – Série temporelle de la station KULU

3.2 Variation spatio-temporelle du champ de pesanteur : GRACE

3.2.1 La mission GRACE

Les données de gravimétrie spatiale utilisées dans cette étude proviennent de la mission GRACE. Avant les années 2000 les variations du champ de pesanteur terrestre étaient estimées grâce aux observations des orbites satellitaires et donnaient des résultats de grandes longueurs d'onde tels que l'aplatissement du géoïde et ses variations saisonnières. Puis en 2000 la mission CHAMP a été lancée et a contribué énormément à améliorer la précision des études sur le champ de gravité.

La mission Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) est une mission spatiale qui a été lancée en 2002 et a fini sa mission après 15 ans d'enregistrement en 2017. Cette paire de satellites est l'objet d'une collaboration germano-américaine (NASA et DLR). Elle est composée de deux satellites jumeaux (GRACE-1 et GRACE-2) qui se suivent à une distance moyenne de 220 km sur la même orbite quasi-circulaire avec un inclinaison orbitale quasi-polaire de 89° . L'altitude des satellites initiale était d'environ 500 km mais à cause de la dérive naturelle de l'orbite, leur altitude était d'environ 300 km en fin de mission. La mission avait pour objectif de mesurer les variations spatio-temporelles du champ de gravité à l'échelle globale. Le principe de mesure est de connaître avec une très grande précision les variations de distance entre les deux satellites qui accélèrent lorsqu'ils sont attirés par une masse qui se trouve en dessous. Ce principe est expliqué dans la légende de la Figure 3.7. Les données GRACE permettent donc d'obtenir des cartes mensuelles du champ de gravité terrestre, donnant accès aux redistributions de masse sur Terre. Ces transferts de masse peuvent être causés par les variations de l'hydrologie continentale, de neige et de glace (*Hinderer et al., 2006; Frappart et al., 2006; Ramillien et al., 2005, e.g.*), ou encore par les variations de masse au sein de la Terre solide : grands tremblements de Terre (*Chen et al., 2007; Panet et al., 2007, e.g.*) ou rebond post-glaciaire (*Paulson et al., 2007b, e.g.*). Ces informations sont cruciales pour l'étude des océans, du climat, de la dynamique de la Terre solide.

Ces mesures présentent des limites, la séparation des sources de variations de masses entre les processus de surface (hydrologie, océans, atmosphère, érosion, etc.) ou processus ayant lieu au sein de la Terre solide (dynamique du noyau ou du manteau terrestre, grands séismes, etc.) reste compliqué, même si différentes approches peuvent être utilisées pour surpasser ce problème, par exemple avec l'étude du gradient de gravité (*Panet, 2018, e.g.*). De plus, les solutions en harmoniques sphériques obtenues par la mission GRACE

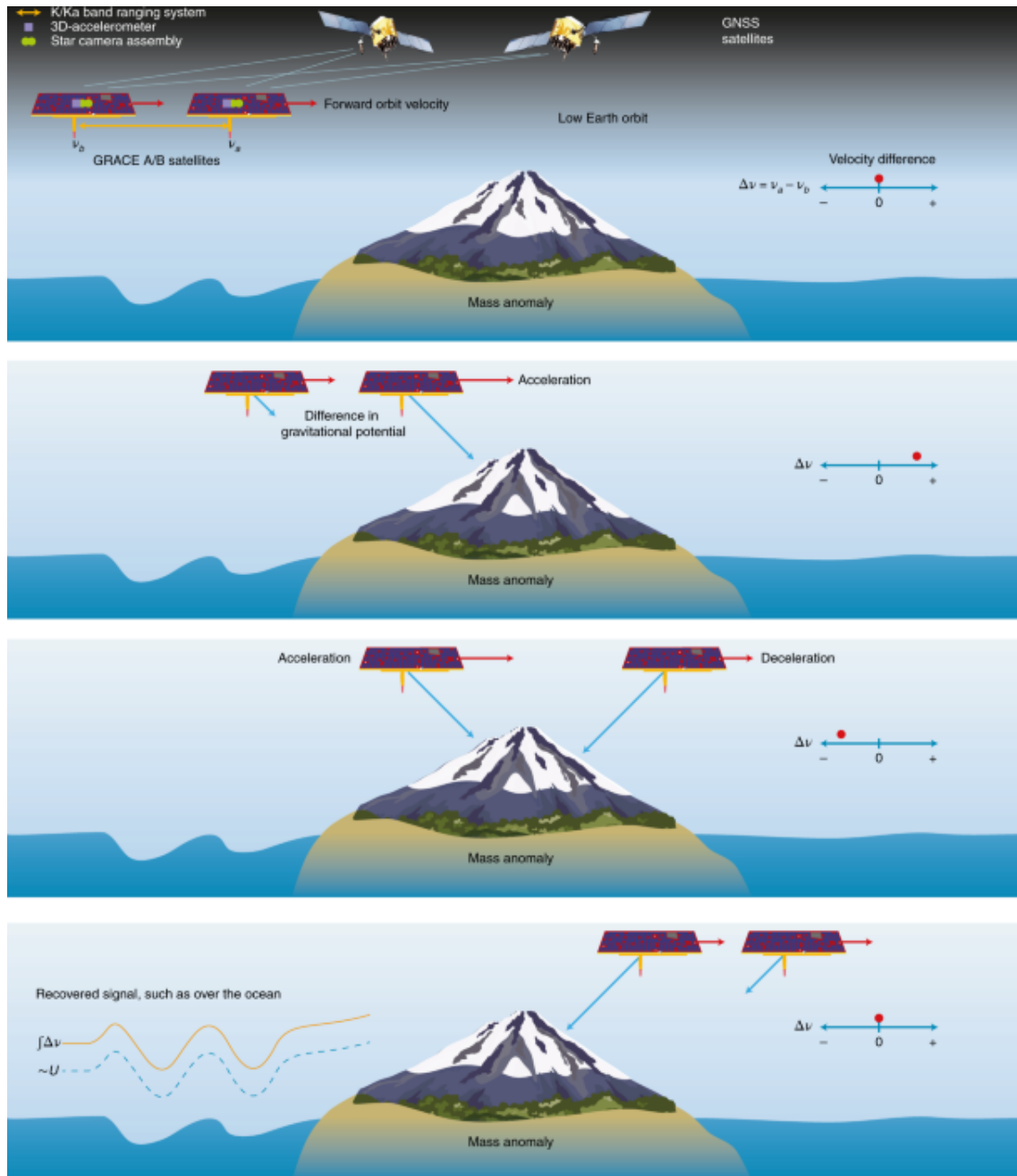


FIGURE 3.7 – Principe de mesure de la mission GRACE : cette mission est composée de deux satellites identiques qui se suivent, l’un derrière l’autre. Lorsque le satellite de tête passe au-dessus d’une masse importante, telle qu’une calotte glaciaire, il est légèrement plus attiré vers la masse que le satellite qui suit et leurs orbites sont perturbées différemment. La distance relative entre les satellites est mesurée avec une précision de l’ordre du micron par un système de télémétrie inter-satellites à bande K/KA de haute précision. Un récepteur GPS sur chaque satellite assure la synchronisation de la position et de l’heure. Source (Tapley et al., 2019)

sont caractérisées par un bruit nord-sud très important, liée aux erreurs instrumentales et de traitement se manifestant le long de la trace de l’orbite quasi-polaire des satellites. Ces

erreurs sont principalement dues au bruit dans les mesures d'accélérométrie se trouvant dans les satellites ((*Flechtner et al.*, 2016) mais aussi à l'utilisation de modèles de correction des effets atmosphériques et océaniques (*Seo et al.*, 2008; *Han et al.*, 2004). Il est donc nécessaire de filtrer ces solutions en harmoniques sphériques afin de pouvoir les utiliser. Il existe plusieurs méthodes pour réduire le bruit : les filtres gaussiens (*Jekeli*, 1981; *Schrama et al.*, 2007), les filtres dépendants de l'ordre et du degré (*Swenson and Wahr*, 2002; *Guo et al.*, 2010), le filtre variant temporellement (*Seo et al.*, 2006). Les filtres de décorrelation, connus sous le nom DDK (*Swenson and Wahr*, 2006; *Kusche*, 2007), sont amplement utilisés, les différents niveaux de filtrage vont de DDK1, le plus fort, à DDK8 le plus faible. Il faut donc trouver un compromis entre le lissage et la réduction du bruit car, lorsque le degré de filtrage diminue, le signal géophysique est mieux préservé mais les erreurs persistent. Cette mission a des erreurs de mesure, un traitement complexe et une résolution limitée du fait de sa conception, ce qui atténue le signal (*Swenson and Wahr*, 2011) et crée des effets de *leakage*. En conséquence GRACE peut être utilisé essentiellement pour observer des signaux à grande échelle spatiales.

D'autres méthodes sont proposées pour éviter ces problèmes telle que la méthode dite des mascons (*Luthcke et al.*, 2013; *Save et al.*, 2016). Les mascons sont des petites zones choisies de manière plus ou moins arbitraire qui représentent une zone avec la même concentration de masse. Ces mascons vont mieux représenter les transferts de masse locaux. Les avantages de cette méthode sont la minimisation des effets de troncature des coefficients d'harmoniques sphériques, la facilitation des applications de contrainte spatiale et l'augmentation de la résolution spatiale. Cependant, les a priori géophysiques utilisés pour contraindre spatialement le signal et réduire le bruit contrôlent fortement les solutions mascons.

3.2.2 Solutions utilisées et traitement

La mission GRACE (avril-2002-juin 2017) et sa mission de remplacement, GRACE-Follow On (GRACE-FO ; juin 2018-présent) permettent une mesure globale et mensuelle du champ de gravité terrestre (*Tapley et al.*, 2004; *Landerer et al.*, 2020). Les variations spatio-temporelles du champ de gravité nous informent sur l'évolution des calottes et glaciers, des stocks d'eau continentale, de la masse des océans ainsi que sur les changements de masse au sein de la Terre solide (cycle sismique, GIA). Cependant, les données manquantes, notamment les données absentes du fait du long intervalle de 11 mois, entre les deux missions, rendent l'interprétation des variations de masse à long terme difficile. De plus, malgré les différentes stratégies de traitement des données adoptées, les solutions GRACE et GRACE-FO présentent un niveau élevé de bruit non physique distinctif, sous forme de stries Nord-Sud. Ici, nous utilisons une solution GRACE-GRACE-FO dont le traitement s'appuie, en

grande partie, sur une méthode mathématique statistique, la Multichannel Singular Spectrum Analysis (M-SSA) (Ghil *et al.*, 2002), ne nécessitant pas *d'a priori* sur la structure du bruit ou du signal. Cette solution est fournie par Louis-Marie Gauer, Kristel Chanard et Luce Fleitout, et s'appuie, entre autres, sur les travaux de Prevoist *et al.* (2019). Cette méthode permet d'exploiter les informations spatiales et temporelles contenues dans plusieurs solutions GRACE et GRACE-FO pour combler les lacunes d'observation et développer un filtre spatio-temporel s'adaptant aux données permettant d'améliorer le rapport signal sur bruit des observations. Tout d'abord, quatre solutions GRACE et GRACE-FO, en harmoniques sphériques, de niveau 2 (CSR, GFZ, JPL, TU-GRAZ) sont filtrées grâce à un filtre de décorrélation DDK7 bien établi pour supprimer une grande partie des stries Nord-Sud (Swenson and Wahr, 2006; Kusche, 2007; Kusche *et al.*, 2009). Cette étape de filtrage est améliorée par un filtre complémentaire, dit Lobe-Edge, basé sur le bruit résiduel entre les données filtrées par DDK7 et un ajustement paramétrique aux observations. Les lacunes d'observations sont comblées en utilisant une approche itérative par M-SSA pour chacune des quatre solutions GRACE-GRACE-FO. Les solutions, régulièrement échantillonnées, sont ensuite moyennées pour former une unique solution dont le bruit spécifique de traitement est réduit. Enfin, la M-SSA est utilisée pour réduire le bruit résiduel non-corrélé spatialement, à savoir les stries, en conservant des signaux communs entre les séries temporelles de chaque point du globe et ses voisins à la même latitude. La comparaison de la solution GRACE-GRACE-FO M-SSA avec la solution préconisée (Sakumura *et al.*, 2014), c'est à dire la moyenne des solutions officielles CSR, JPL et GFZ, filtrées en DDK5, montre que la solution M-SSA (Figure 3.8) permet d'atteindre un niveau de bruit comparable, tout en préservant une meilleure résolution spatiale (c'est à dire, en filtrant moins par DDK7 en comparaison à DDK5).

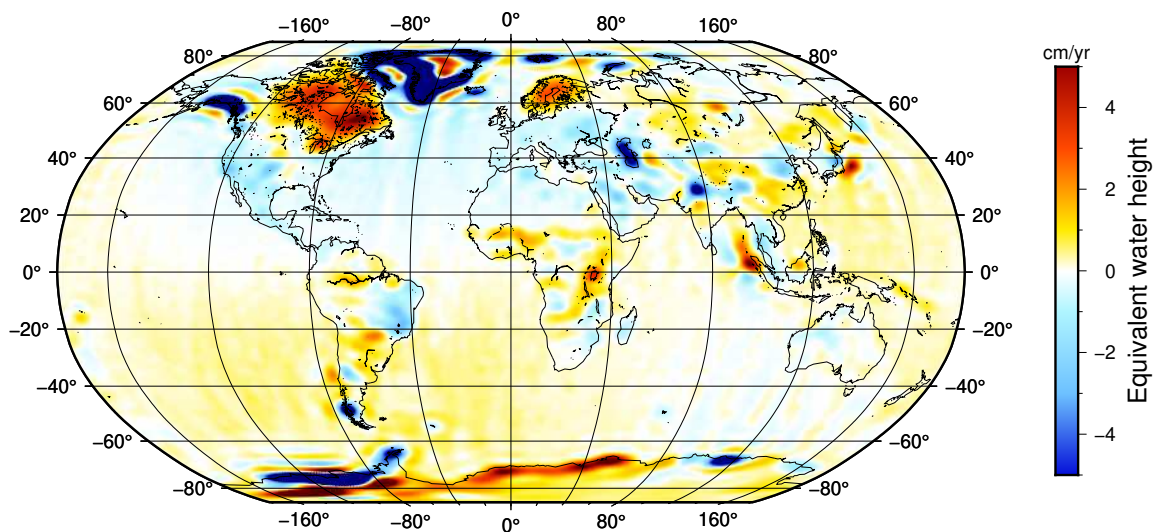


FIGURE 3.8 – Tendence entre 2003 et 2015 exprimée en équivalent hauteur d'eau (cm), de la solution M-SSA fournie par Louis-Marie Gauer, Kristel Chanard et Luce Fleitout, moyenne des solutions officielles CSR, JPL et CFZ filtrée en DDK7 et application du filtre lobe-edge.

Lorsque nous calculons le potentiel de gravité créé par l'altimétrie, nous n'avons que de l'information sur la fonte au Groenland. Contrairement aux données GRACE qui nous donnent le potentiel global, avec toutes les sources voisines. Afin de pouvoir comparer le potentiel déduit de l'altimétrie et GRACE nous devons rajouter à ces dernières les données provenant des zones voisines. Pour cela nous utilisons la solutions mascons (Figure 3.9). Cette solution utilise une approche différente que de celle présentée précédemment. En effet cette solution permet de transformer la distance inter-satellites en champ de gravité en utilisant des *a priori* géophysiques sur la distribution du signal qui aident à filtrer les données dans le traitement. Ces solutions ont une meilleure résolution spatiale mais sont très dépendantes du choix du modèle de distribution choisi. Nous avons néanmoins choisi d'utiliser la solution mascon CSR (Center for Space Research) (*Save et al., 2016*) pour prendre en compte le signal autour du Groenland car son traitement séparer bien les différentes sources. Nous avons donc enlevé le signal venant du Groenland.

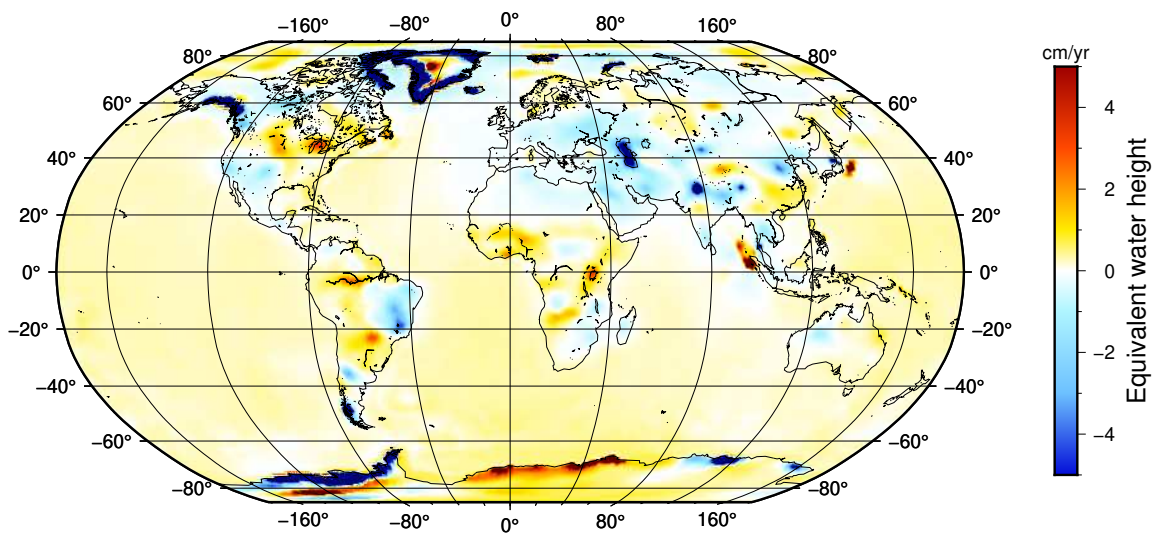


FIGURE 3.9 – Tendence entre 2003 et 2015 exprimée en équivalent hauteur d'eau (cm), de la solution mascon du CSR.

3.3 Altimétrie

3.3.1 Les missions d'altimétrie au Groenland

L'altimétrie satellitaire est utilisée pour cartographier de manière répétée l'élévation de la surface de glace afin d'estimer les changements de volume. Ce type de mesure est très utilisé pour l'étude du niveau des mers (*Cazenave and Nerem, 2004; Nerem et al., 2010*) ainsi que pour la mesure du géoïde (*Rio and Hernandez, 2004; Wunsch and Gaposchkin, 1980*). Le principe de mesure est expliqué sur la Figure 3.10. Cette technique permet d'avoir des

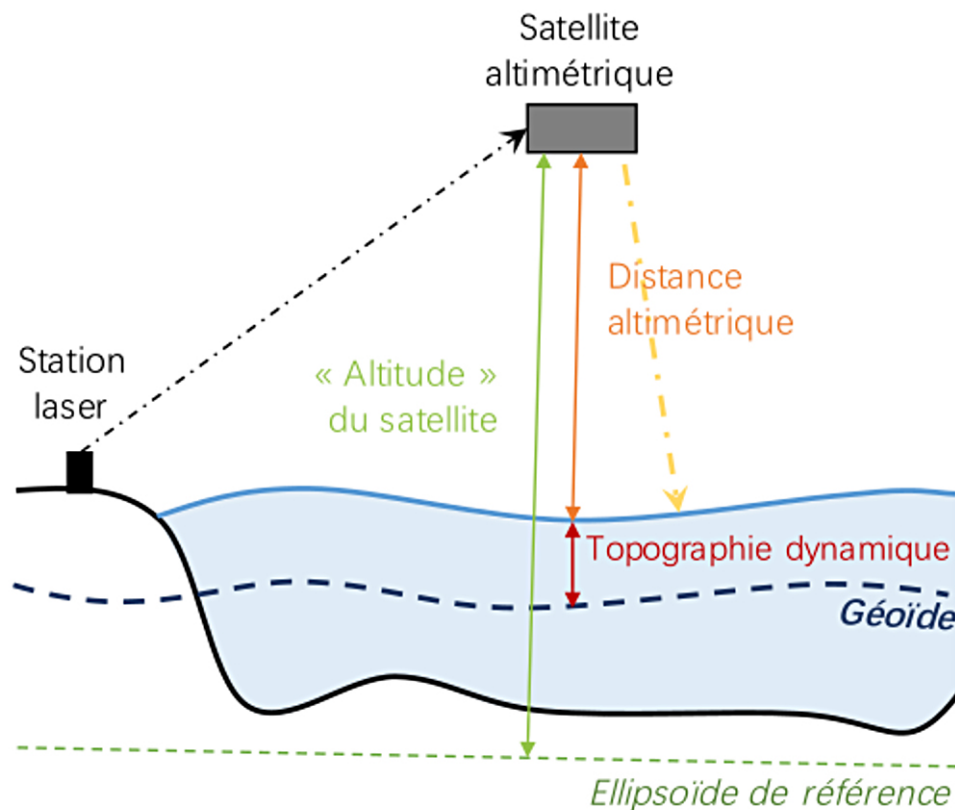


FIGURE 3.10 – Principe de mesure altimétrique : le satellite émet un signal radar ou laser qui atteint la surface et se réfléchit jusqu’au satellite. Le temps mis par le signal pour faire l’aller-retour est mesuré, puis la distance altimétrique déduite. La position du satellite par rapport au centre de la Terre est connue grâce à des mesures GNSS et/ou des mesures DORIS. Ainsi en soustrayant la distance altimétrique à l’altitude du satellite il est possible de mesurer les variations de hauteur de la surface des océans, de la glace en mer ou encore dans notre cas de la variation de la hauteur de la surface de glace des calottes polaires.

variations de volume à haute résolution. Nous avons utilisé les données de deux missions d’altimétrie, ICESat mission d’altimétrie laser et CryoSat-1 mission d’altimétrie radar. Ayant la meilleure résolution spatiale parmi les méthodes d’observation des calottes polaires, ces données sont fondamentales dans l’étude de l’évolution de ces dernières. Malheureusement, la résolution temporelle des données altimétriques n’est pas très bonne avec classiquement un échantillonnage pluriannuel (Sørensen *et al.*, 2011b) ; depuis peu, toutefois, des solutions mensuelles sont disponibles (Lai and Wang, 2021). Pour déduire la variation de masse il faut convertir le volume en faisant des hypothèses sur la densité en utilisant les modèles de densification de névé. De plus les données issues des missions d’altimétrie radar ne donnent pas des résultats fiables lorsque la topographie est trop accidentée (Nilsson *et al.*, 2016), comme c’est le cas sur les côtes du Groenland et elles sont affectées par la pénétration du signal radar dans la neige (Nilsson *et al.*, 2015).

3.3.2 ICESat

La mission Ice, Cloud and Land Elevation Satellite (ICESat) est une mission de la NASA d'altimétrie laser lancée en 2003. Cette mission a réalisé 19 campagnes de mesures globales de hauteur des surfaces de 2003 à 2009. La campagne consiste à répéter les mesures de distance entre le satellite et la surface le long de trajectoires quasi-identiques 2 à 3 fois par an. Le système d'altimétrie laser (GLAS) à bord a fourni des données de haute qualité avec une précision sans précédent sur les zones englacées à la surface de la Terre. Ces données sont utilisées principalement pour détecter les variations de hauteur de glace des calottes polaires du Groenland et de l'Antarctique (*Smith et al., 2009*, e.g.), mais ont aussi servi pour déterminer la hauteur des forêts (e.g., *Ballhorn et al., 2011; Lefsky et al., 2005*), évaluer l'épaisseur de la glace en mer (e.g., *Kwok et al., 2004; Zwally et al., 2008*), les glaciers (*Neckel et al., 2014*, e.g.) et mieux comprendre la distribution des nuages et des aérosols (*Spinhirne et al., 2005; Eguchi et al., 2007*, e.g.).

Données : ICESat

Il existe plusieurs méthodes pour estimer les changements de volume avec des données altimétriques de la mission ICESat (*Felikson et al., 2017*) :

- **Cross over (XO)**, qui consiste à prendre les points d'intersection entre la trajectoire ascendante et la trajectoire descendante et comparer les deux mesures, cette méthode donne une meilleure estimation pour les bords de la calotte.
- **Overlapping Footprints (OFP)**, qui consiste à superposer plusieurs "patch" du laser, ce qui donne une redondance des données et donc une grande couverture spatiale. L'avantage de cette méthode est la diminution des incertitudes sur les faibles variations de volume et une meilleure distribution spatiale.
- **Triangulated Irregular Networks (TIN)**, qui est une interpolation par trio d'ellipses et qui a aussi l'avantage de diminuer les incertitudes sur les faibles variations de volume et une meilleure distribution spatiale.
- **Along track (AT)**, qui consiste à utiliser toutes les données disponibles dans la zone du même tracé pour résoudre l'équation du changement d'élévation. La sélection se fait sur une grille de taille fine et les données sont comparées à un tracé de référence. Cette méthode est la meilleure pour estimer les variations à l'intérieur de la calotte.

Nous avons utilisé les données entre octobre 2003 et mars 2008 décrites et fournies par *Sørensen et al. (2011a)*. La solution que nous avons choisie est celle calculée avec la méthode *along-track*, suite à des discussions avec les auteurs. Cette solution est celle qui donne la variation de volume la plus importante. Elle est interpolée sur une grille de $5 \text{ km} \times 5 \text{ km}$,

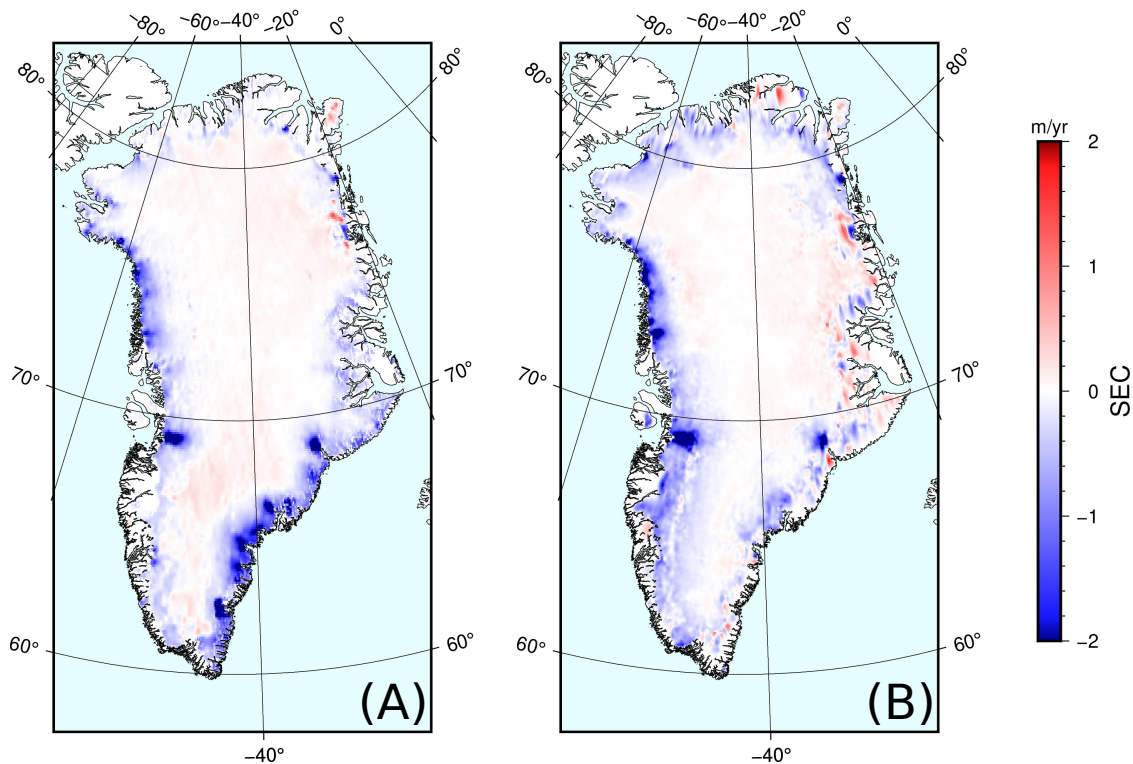


FIGURE 3.11 – Variation de volume (A) pour la période ICESat entre 2003 et 2008 *Sørensen et al. (2011a)*, (B) pour la période CryoSat-2 entre 2011 et 2015 *Simonsen and Sørensen (2017); Sørensen et al. (2018)*

et donne une variation de volume de $-236 \text{ km}^3/\text{an}$. La solution est représentée en Figure 3.11.A, et montre une forte fonte sur la côte est du Groenland et une forte variation de hauteur pour le glacier Kangerlussuaq à l'ouest. Nous constatons aussi une faible augmentation de volume de glace dans le centre de la calotte ainsi qu'au nord-est.

3.3.3 CryoSat-2

L'altimétrie radar fournit aussi les changements de volume de glace à partir des variations de hauteur de glace. Parmi les techniques géodésiques, l'altimétrie radar par satellite est celle qui fournit l'enregistrement continu le plus long, avec les missions européennes ERS-1 et ERS-2 et le radar du satellite de la mission Envisat qui fournissent des observations de mai 1992 à septembre 2010 (*Rémy and Parouty, 2009; Khvorostovsky, 2011*). Après un premier lancement échoué de CryoSat-1 en 2005, la mission a pu être remplacée par un satellite quasi identique 5 ans plus tard. Ce satellite a pour objectif de fournir des informations sur l'évolution des calottes polaires, de la glace en mer. La mission CryoSat-2, lancée en 2010, le satellite est équipée de l'instrument SIRAL (SAR Interferometer Radar Altimeter). Ce radar altimètre peut être réglé selon plusieurs modes : un mode de basse

résolution (Low Resolution Mode, LRM), un mode SAR (Synthetic Aperture Radar, SAR) qui permet d'affiner la résolution dans cette direction et un mode d'interférométrie SARin (Synthetic Aperture Radar Mode interferometer, SARin). Ce dernier est utilisé sur les bords de la calotte groenlandaise pour avoir une meilleure résolution dans les zones à forte pente.

Données : CryoSat-2

Nous avons aussi étudié la période 2011-2015, en nous appuyant sur les données de la mission CryoSat-2 fournies par *Simonsen and Sørensen (2017)*; *Sørensen et al. (2018)*. Les données sont issues des solutions L2 de l'ESA, et donnent les variations de hauteur de la surface de glace sur des périodes de 5 ans. Ayant une période de répétitivité de 369 jours, avec un sous-cycle de 30 jours, les méthodes citées dans la partie 3.3.2 ne peuvent pas être appliquées. L'approche utilisée pour traiter les données est la *Plane-fit method*, qui ajuste un modèle linéaire sur les hauteurs de la surface de glace en fonction du temps et de l'espace sur une petite zone, en supposant que les variations sont constantes dans toute la petite zone étudiée. Cette solution est ensuite interpolée sur une grille de 15 km×15 km et représentée en Figure 3.11.B. Par rapport à la période 2003-2008, nous pouvons voir une fonte plus importante sur le nord-est et une diminution de la fonte dans le sud-ouest. L'altimétrie radar présente quelques problèmes liés à la pente de la surface. Grâce au mode SARin (Synthetic Aperture Radar Interferometric) de CryoSat-2, le bruit est plus faible mais reste non-négligeable dans les régions côtières au relief accidenté. Il existe aussi des erreurs dues à la pénétration du signal radar dans la neige qui peut introduire des biais de mesures qui peuvent atteindre $56 \pm 26\text{cm}$ (*Nilsson et al., 2015*).

3.4 Modèles de rebond post-glaciaire

3.4.1 Généralités

La Terre n'est pas encore aujourd'hui à l'équilibre isostatique. Notamment, elle se réajuste toujours en réponse à la déglaciation des calottes glaciaires du Pléistocène qui occupaient une partie importante de l'hémisphère Nord, ainsi qu'aux variations de glaces de l'Antarctique depuis le dernier maximum glaciaire. Ce processus, toujours en cours, est appelé le rebond post-glaciaire (RPG). Les régions situées à l'intérieur ou à l'extérieur des zones de calottes glaciaires réagissent encore à la déglaciation de ces anciennes calottes qui s'est achevée il y a plusieurs milliers d'années. Ce processus produit des perturbations que nous pouvons observer encore dans les régions affectées. Nous pouvons observer une déformation verticale et horizontale de la surface de la Terre, et aussi nous observons une

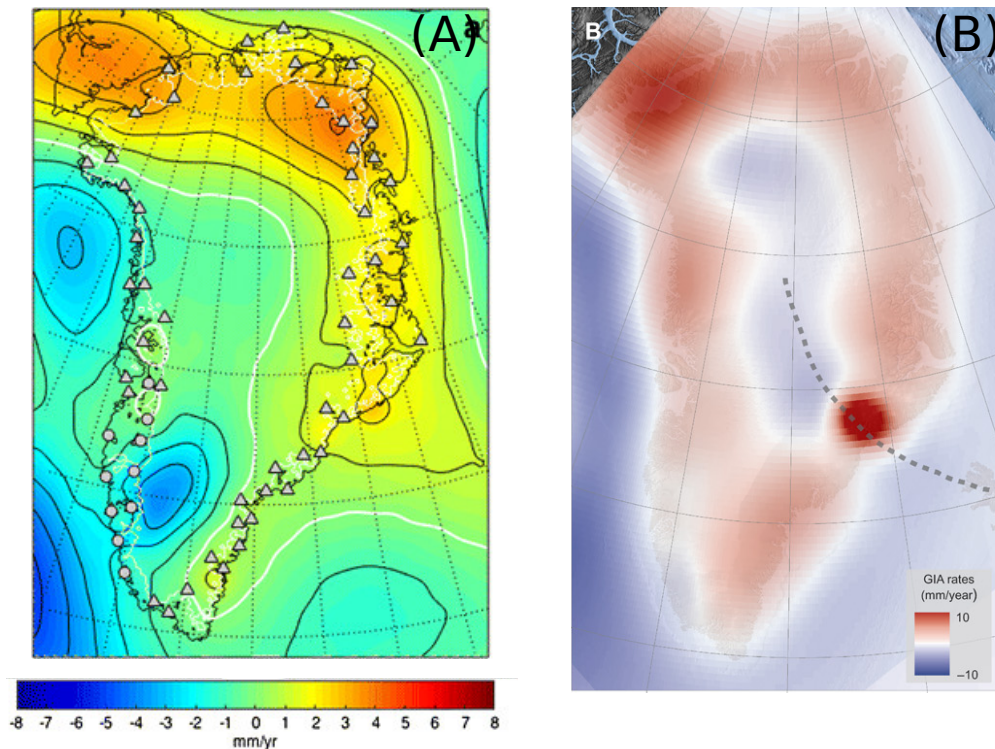


FIGURE 3.12 – Vitesse verticale prédites par le modèle de rebond post-glaciaire HUY 3 (A) (*Lecavalier et al., 2014*) et par GNET-GIA(B) (*Khan et al., 2016*)

déformation vers le bas du géoïde dans les régions précédemment englacées par rapport au géoïde de référence. Cela est observé aujourd'hui avec des vitesses verticales du sol supérieures à 1 cm/an en Amérique du Nord. Les modèles de RPG sont basés principalement sur deux variables : l'historique de déglaciation, qui correspond à la variation spatio-temporelle de l'épaisseur de glace et d'un profil de viscosité du manteau terrestre. Néanmoins l'historique de glaciation du Pléistocène fait encore débat, ces modèles sont estimés grâce à des données de paléo-niveau des mers, données de terrain sur les moraines pour contraindre la position et l'âge du retrait des calottes et les données gravimétrique, GNSS entre autres. Il est important de corriger les données GNSS et GRACE du RPG si nous voulons extraire le signal actuel. Certaines études estiment cette correction -7 ± 19 Gt/an (*Velicogna and Wahr, 2006*) au Groenland, mais cette correction reste faible et incertaine.

3.4.2 Différents modèles

Il existe plusieurs modèles de RPG pour le Groenland dans la littérature : ICE6G (*Peltier et al., 2015a; Argus et al., 2014*), HUY-3 (*Lecavalier et al., 2014*), GREEN 1 (*Fleming and Lambeck, 2004*) et CARON (*Caron and Ivins, 2020*). Chaque modèle a ses propres spécificités et ne donne pas les mêmes champs de vitesse verticale ni de variation du géoïde. La Figure

3.12.A, montre les vitesses verticales prédites par le modèle Huy-3. Au Nord nous trouvons les vitesses verticales les plus grandes, avec des valeurs maximales de 4 à 5 mm/an, puis nous observons une zone avec un faible soulèvement du sol sur la côte Ouest et finalement nous pouvons voir une subsidence sur la côte Est. La Figure 3.12.B montre les vitesses prédites par le modèle de *Khan et al. (2016)* qui est un modèle qui utilise l'historique de glace de Green 1 (*Fleming and Lambeck, 2004*), et qui contraint les vitesses en utilisant les vitesses verticales observées aux stations GNSS. Nous pouvons voir que ce modèle montre une anomalie très importante dans le Sud-Ouest que les auteurs expliquent par la présence d'une anomalie de viscosité dans le manteau, dû au passage du point chaud de l'Islande. Il y a un mouvement vertical sur tout le contour du Groenland sauf pour une petite zone au sud-est où nous voyons une petite subsidence. Nous remarquons que ces modèles sont différents entre eux d'une part par la répartition spatiale du signal mais aussi par leurs différences d'amplitude. Ces modèles ne sont aujourd'hui plus disponibles en ligne et ne sont plus utilisés dans la communauté de modélisation de RPG.

Les modèles que nous pouvons voir sur la Figure 3.13 sont les deux modèles conseillés pour la correction du RPG dans les données de gravimétrie spatiale. D'une part nous avons le modèle ICE-6G (Figure 3.13.A), ce modèle prédit des vitesses verticales importantes (~ 8 mm/an) dans le nord du Groenland, puis des vitesses positives au centre est et au Sud. Les vitesses sur la côte ouest et sud-est sont faibles. Pour le modèle de Caron (Figure 3.13.B), nous voyons que l'amplitude du signal est plus faible que pour le modèle ICE6G. Nous observons un soulèvement dans le Nord et le centre est comme dans le modèle ICE-6G. Néanmoins nous voyons un mouvement vertical important d'environ 3 mm/an dans le sud-ouest du Groenland et une subsidence dans le nord-ouest, ces signaux ne sont pas dans le modèle ICE-6G.

Nous utiliserons ces deux modèles pour la suite car ce sont les seuls modèles de RPG au Groenland disponibles en ligne pour la correction de RPG. La modélisation (historique de glace et profil de viscosité) du RPG reste un défi aujourd'hui. C'est pourquoi nous utiliserons plusieurs modèles dans la suite de ce travail, afin d'évaluer les incertitudes liées aux corrections du RPG dans l'étude du bilan de masse de glace au Groenland.

3.5 Glaciers périphériques

3.5.1 Généralités

Le suivi des glaciers et *ice caps* (GIC) est un enjeu majeur dans l'observation et l'analyse de l'impact du changement climatique, car ils pourraient contribuer à hauteur de 60 % à

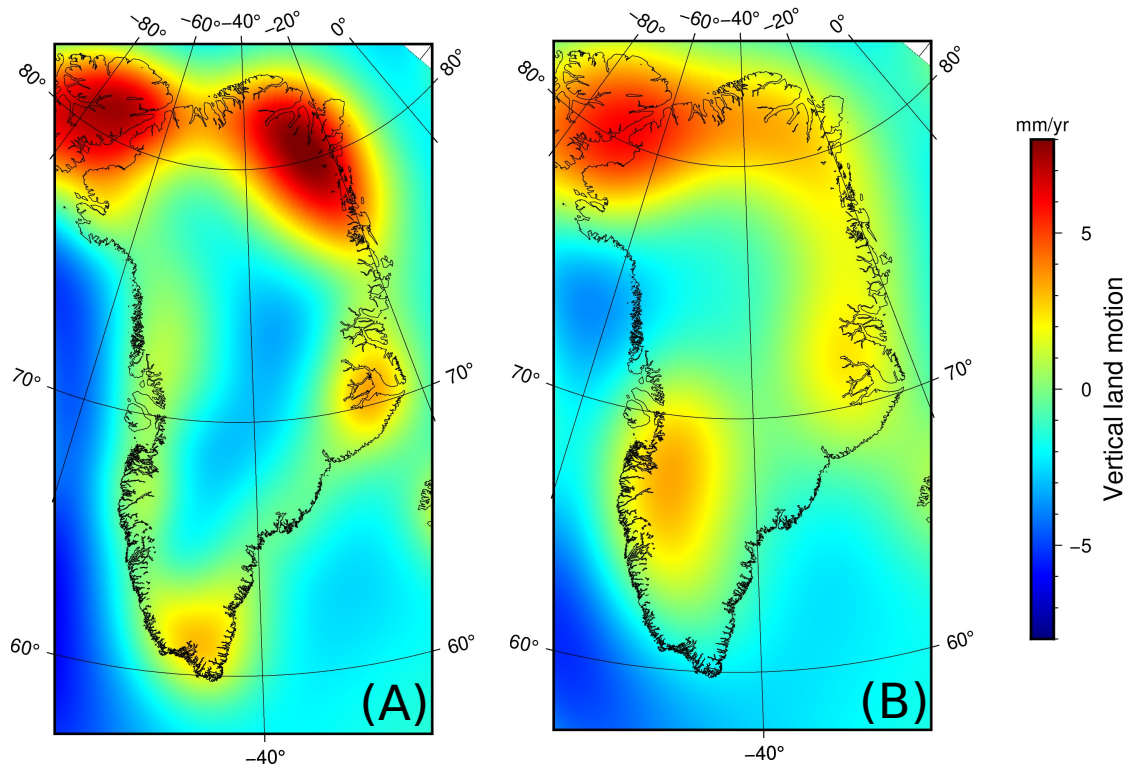


FIGURE 3.13 – Vitesse verticale prédite par le modèle de rebond post-glaciaire ICE-6G (A, (Peltier et al., 2015a) et CARON (B, (Caron and Ivins, 2020)

la montée du niveau des mers (Meier et al., 2007). La fonte globale des glaciers hors du Groenland et de l'Antarctique a été estimée pouvant aller de 150 à 500 Gt/an , selon les auteurs, entre 2000 et 2016 (Jacob et al., 2012; Wouters et al., 2019; Zemp et al., 2019; Cogley, 2009). Néanmoins la surface totale de GIC périphérique du Groenland correspond à environ 90000 km^2 et représente seulement 12 % de la surface englacée mondiale en excluant les calottes du Groenland et de l'Antarctique (Noël et al., 2017; Citterio and Ahlstrøm, 2013; Bolch et al., 2013). La fonte des GIC au Groenland correspond à 14-20 % de la fonte totale de la calotte glaciaire, mais ils ne représentent que 5% de sa surface et 0.5 % de son volume (Noël et al., 2017). Il est donc indispensable de prendre en compte les GIC pour l'étude du bilan de masse de glace au Groenland ainsi que pour celle des déformations du sol associées. Les données altimétriques que nous possédons et en général (3.3), donnent des variations sur les GIC fortement connectés à la calotte.

3.5.2 Traitement des données

Nous pouvons voir sur la Figure 3.14, la carte des GIC d'après *Randolph Glacier Inventory* (Arendt et al., 2015), base des données qui recense les contours des glaciers à l'échelle globale et définit le masque RGI (Randolph Glacier Inventory). Les données altimétriques que nous

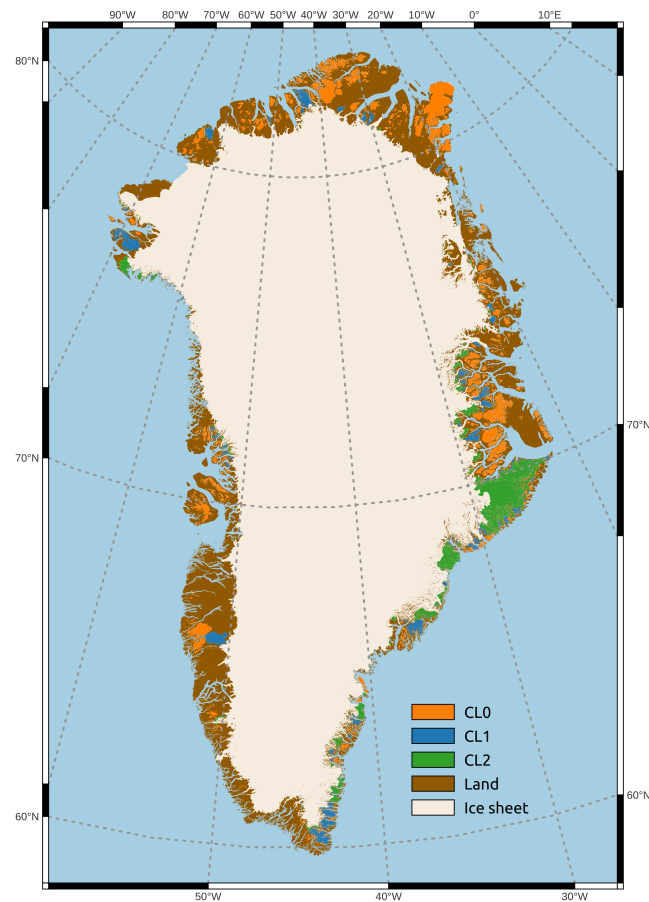


FIGURE 3.14 – Carte du Groenland présentant tous les glaciers et la calotte glaciaire. Les couleurs montrent le niveau de connectivité des glaciers à la calotte : en vert les fortement connectés (CL2), en bleu moyennement connectés (CL1) et en orange non connectés (CL0).

possédons (section 3.3), nous donnent des variations sur les GIC fortement connectés à la calotte (CL2). Comme nous l'avons vu dans la section 2.1, il est indispensable d'avoir toutes les sources de fonte des glaces pour modéliser les déformations élastiques ainsi que pour le bilan total de masse. Nous avons donc utilisé des données complémentaires sur les glaciers périphériques fournies par Romain Hugonnet et Etienne Berthier (*Hugonnet et al., 2021*). Ces données nous donnent les variations de surface de glace des glaciers pour nos deux périodes d'observations. Celles-ci sont dérivées des données ASTER et ArticDEM. Les glaciers sont séparés par zone de $1^\circ \times 1^\circ$ avec des données tous les 100 m. La Figure 3.15 montre un exemple de zone avec des glaciers périphériques dans l'est du Groenland. Les données brutes (Figure 3.15.C) s'étalent au-delà du masque RGI (Figure 3.15.B) qui donne les contours des glaciers périphériques. Nous avons dans un premier temps appliqué le masque RGI, nous nous sommes rendu compte que nous enlevons beaucoup de signaux proches des stations GNSS. Le triangle vert correspond à la station KUAQ qui à une vitesse verticale très importante de 22.17 mm/an pendant la période 2011-2015. Nous voyons que lorsque nous appliquons le masque RGI nous enlevons un signal négatif de plus de -7.5 m/an au Nord de la station. Pour la station MIK2 représentée en rose sur la Figure, nous remarquons que nous conservons le signal très proche avec le masque RGI. Nous savons que la distance à la source est importante pour le calcul de la déformation élastique ; il est donc indispensable d'avoir tout le signal de fonte proche de la station. Nous pouvons aussi voir que le signal en mer est très bruité avec des variations positives importantes. La prise en compte de ce signal affecte énormément le calcul de déformation ainsi que le bilan de masse. Nous avons donc décidé d'utiliser uniquement le masque Terre/océan pour conserver la totalité du signal proche des stations, en enlevant le signal positif en mer.

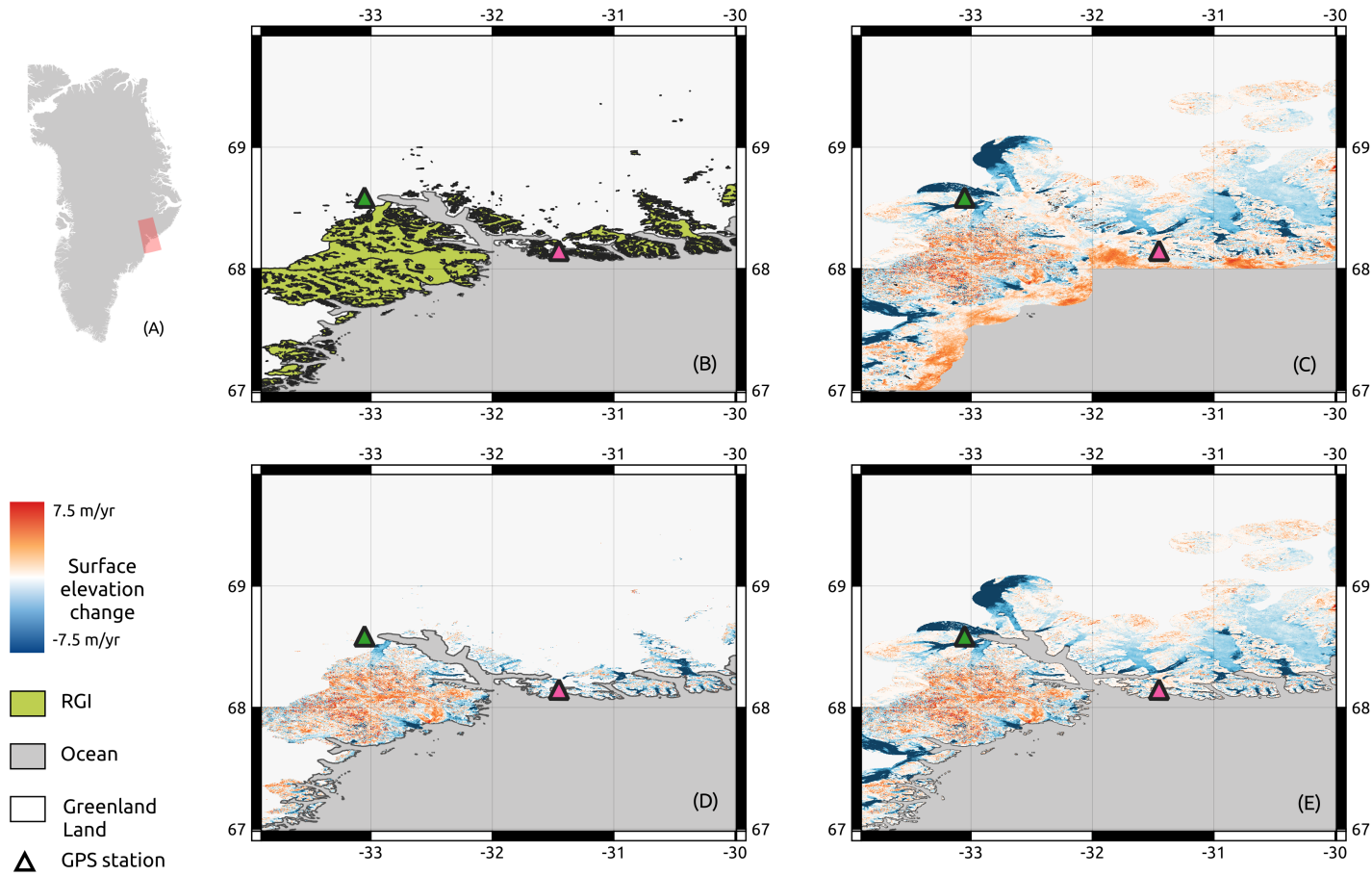


FIGURE 3.15 – Cartes : (A) localisation de la zone d’études en rouge, (B) masque RGI, (C) données brutes des glaciers périphériques, (D) glaciers périphériques après l’application du masque RGI, (E) glaciers périphériques avec un masque océan/terre. Les stations GNSS sont représentées par des triangles : MIK2 (en rose) et KUAQ (en vert).

3.6 Firn model

L'interprétation des changements de volume observés par l'altimétrie nécessite des informations supplémentaires, car il y a plusieurs processus qui peuvent expliquer les variations de hauteur des surfaces englacées. Le changement de hauteur mesuré à la surface est une combinaison de plusieurs signaux qui reflètent des changements de masse dans la couche de névé ou dans la couche de glace ou dans certains cas de simples changements de volume sans variation de masse. La modélisation des variations de hauteur de la glace reste aujourd'hui un sujet de recherche.

3.6.1 Généralités

Dans une calotte polaire, il existe des zones où la neige s'accumule plus vite qu'elle ne fond, ces zones sont appelées zones d'accumulation. Dans ces zones la neige s'enfouit progressivement sous de nouvelles couches de neige, entraînant une compaction du matériau enfoui. La neige va se transformer au fur et à mesure en glace. Ce processus est la condition nécessaire à la création et l'agrandissement de la calotte polaire. La neige fraîchement tombée est très peu compacte et peut avoir une masse volumique très faible de l'ordre de 50 kg/m^3 . Quand la neige est enfouie la quantité d'air diminue, la glace est définie comme le stade où les pores du matériau sont complètement fermées : cela correspond à une masse volumique de 830 kg/m^3 , qui peut encore se comprimer. Lorsque la glace est entièrement densifiée elle a une masse volumique de 917 kg/m^3 . Le névé, ou *firn* en anglais, est défini comme le stade intermédiaire entre la neige fraîchement tombée et la glace. Sa masse volumique peut varier considérablement. Les modèles de *firn* sont contraints par la température, l'accumulation de neige, la fonte et tout autre processus de surface. Ces informations sont classiquement issues de modèles climatiques régionaux, tels que MAR, RACMO2, HIRHAM entre autres ([Christensen et al., 2007](#); [Gallée and Schayes, 1994](#); [Fettweis et al., 2017](#); [Noël et al., 2018](#)).

3.6.2 Modèle de *firn*

Pour étudier les variations de hauteur de la calotte polaire et leurs liens avec les variations de masse, il est classique de considérer la colonne de glace séparée en deux couches verticales de masses volumiques différentes : une couche de glace en profondeur et une couche de *firn* en surface. La partie plus profonde présente une masse volumique constante (917 kg/m^3) mais peut néanmoins changer d'épaisseur au cours du temps à cause de la dy-

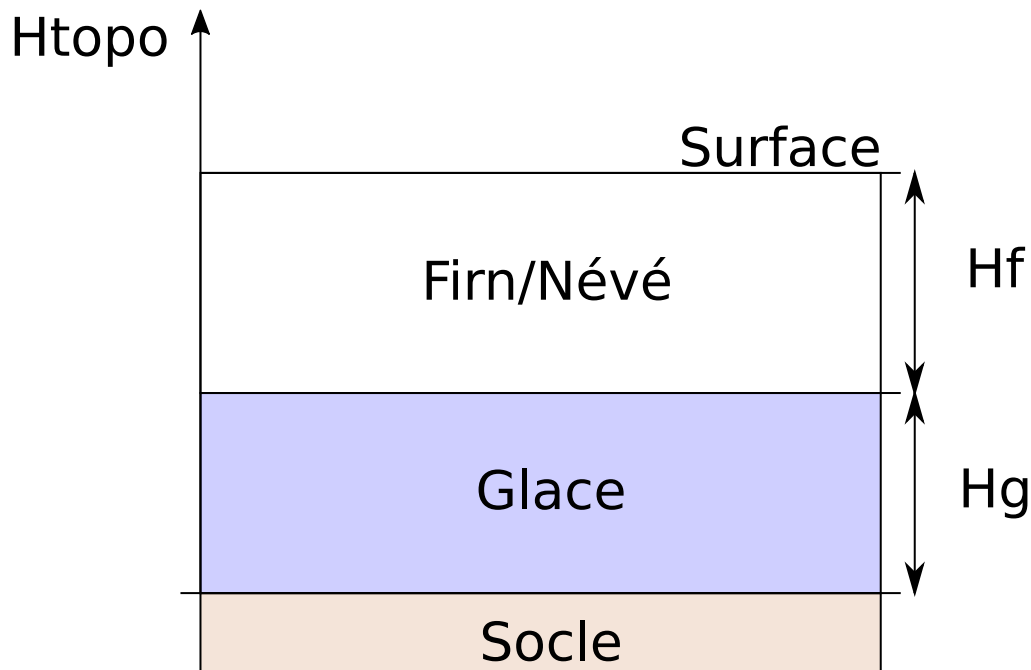


FIGURE 3.16 – Schéma simplifié de la structure de la colonne de glace d’une calotte polaire

namique de la glace (fluage latéral), alors que la couche de *firn* présente une densité qui varie avec la profondeur et une épaisseur qui dépend des processus de surface et de compaction.

Nous voyons donc que les variations d’épaisseur de la colonne de glace ne vont pas forcément refléter ses variations de masse. En effet si la couche de *firn* s’épaissit à cause de fortes chutes de neiges, alors que la couche profonde s’amincit, on peut très bien avoir une colonne qui au total perd de la masse tout en s’épaississant globalement. Le SMB (Surface Mass Balance) est le terme classiquement utilisé pour définir les gains et/ou pertes de masse à la surface de la calotte ou du glacier (*Medley et al., 2020; Noël et al., 2016*). Le SMB peut se déduire des sorties de modèles climatiques. Il correspond en général à la somme des flux de masse entrants et sortants à la surface, incluant les précipitations (solide et liquide), l’évaporation/sublimation et le ruissellement. Certains modèles prennent en compte l’érosion de la neige mais ce processus ne représente qu’une faible contribution aux changements de masse.

$$SMB = P_{tot} - Ev - Ru - Er \quad (3.1)$$

avec P_{tot} la précipitation totale (liquide et solide), Ev l’évaporation/sublimation, Ru le ruissellement et Er l’érosion de la neige. Le SMB est généralement donné en flux de masse, en $kg/m^2/an$. Le SMB représente le changement de masse dans la couche de *firn*. Nous voulons établir le bilan de masse dans une colonne de glace. La Figure 3.16 présente un schéma simplifié de la colonne où nous définissons :

- H_f l’épaisseur de la couche de *firn*

- H_g l'épaisseur de la couche de glace
- H_{topo} l'épaisseur totale de la calotte qui correspond à la topographie de surface.

Nous pouvons écrire :

$$\frac{dH_{topo}}{dt} = \frac{dH_f}{dt} + \frac{dH_g}{dt} \quad (3.2)$$

$$(3.3)$$

$$\frac{dM}{dt} = \rho_{glace} \frac{dH_g}{dt} + SMB \quad (3.4)$$

avec ρ_{glace} la masse volumique de la glace 917 kg/m^3 . La formulation de l'équilibre des masses (3.4) suppose que la seule source de variation de hauteur H_g ici est la dynamique de la glace dans la couche. La couche ne varie pas avec la glace qui vient d'au dessus. Cela implique que de la glace peut très bien se former et s'accumuler au cours du temps à la base de la couche de *firn*. Certains auteurs vont intégrer cette glace dans la variation de H_g , dans ce cas il faudrait soustraire ce flux au SMB pour que l'équation (3.4) soit correcte. Les formulations sont bien sûr équivalentes.

En général, pour des raisons de modélisation pratique, ces quantités sont exprimées par rapport aux paramètres issus d'une configuration de référence dans laquelle le processus de compaction et d'accumulation de masse est considéré en régime stationnaire. En cas de régime stationnaire nous pouvons écrire :

$$\frac{dH_{topoREF}}{dt} = \frac{dH_{fREF}}{dt} + \frac{dH_{gREF}}{dt} \quad (3.5)$$

Dans un régime stationnaire, il n'y a pas de variation de hauteur induite par la compaction, le profil de densité restant constant au cours du temps dans la zone de *firn*, par conséquent la variation de hauteur de glace est égale à la variation induite par la dynamique de glace (variation de H_g) plus une variation de hauteur due à une accumulation de glace à la base de la couche de *firn* directement égale au flux de masse entrant en surface. Nous pouvons donc écrire :

$$\frac{dH_{topoREF}}{dt} = \frac{dH_{gREF}}{dt} + \frac{SMB_{REF}}{\rho_{glace}} \quad (3.6)$$

ou encore :

$$\rho_{glace} \frac{dH_{topoREF}}{dt} = \rho_{glace} \frac{dH_{gREF}}{dt} + SMB_{REF} \quad (3.7)$$

Nous soustrayons (3.7) à (3.4) :

$$\frac{dM}{dt} - \rho_{glace} \frac{dH_{topoREF}}{dt} = \rho_{glace} \left(\frac{dH_g}{dt} - \frac{dH_{gREF}}{dt} \right) + (SMB - SMB_{REF}) \quad (3.8)$$

En utilisant l'équation 3.2, nous pouvons écrire :

$$\frac{dH_g}{dt} = \frac{dH_{topo}}{dt} - \frac{dH_f}{dt} \quad (3.9)$$

En utilisant l'équation 3.5, nous pouvons écrire :

$$\frac{dH_{gREF}}{dt} = \frac{dH_{topoREF}}{dt} - \frac{dH_{fREF}}{dt} \quad (3.10)$$

Nous pouvons réécrire l'équation 3.8 :

$$\frac{dM}{dt} - \cancel{\rho_{glace} \frac{dH_{topoREF}}{dt}} = \rho_{glace} \left(\frac{dH_{topo}}{dt} - \frac{dH_f}{dt} - \cancel{\frac{dH_{topoREF}}{dt}} + \frac{dH_{fREF}}{dt} \right) + (SMB - SMB_{REF}) \quad (3.11)$$

Le bilan de masse est :

$$\frac{dM}{dt} = \rho_{glace} \frac{dH_{topo}}{dt} - \rho_{glace} \left(\frac{dH_f}{dt} - \frac{dH_{fREF}}{dt} \right) + (SMB - SMB_{REF}) \quad (3.12)$$

La période de référence utilisée pour la détermination de la configuration de référence est généralement choisie en fonction du modèle climatique. Elle correspond à une période de plusieurs décennies en général où les processus de *firn* sont supposés en régime stationnaire, en général choisis le plus loin possible avant les années 1990. ([Kuipers Munneke et al., 2015](#)).

Certains modèles de correction *firn* nous donnent le SMB et la variation de hauteur du *firn* qui correspond au terme $\left(\frac{dH_f}{dt} - \frac{dH_{fREF}}{dt} \right)$ de l'équation 3.12. D'autres modèles nous donnent le *Firn Air Content* (FAC) aussi connu comme *Depth Integrated Porosity* (DIP) qui est l'intégrale du volume d'air dans la couche de *firn* et est définie selon [Medley et al. \(2020\)](#) comme :

$$FAC = \int_0^{H_f} \frac{\rho_{glace} - \rho(z)}{\rho_{glace}} dz \quad (3.13)$$

avec $\rho(z)$ la masse volumique du *firn* à une profondeur z donnée. Le FAC est donné en mètre d'air. Nous pouvons donc écrire le bilan de masse :

$$\frac{dM}{dt} = \left(\frac{dH_{topo}}{dt} - \frac{dFAC}{dt} \right) \times \rho_{glace} \quad (3.14)$$

Nous avons défini la correction de *firn* comme le terme que nous devons rajouter aux ob-

servations d'altimétrie pour prendre en compte l'effet de compaction comme :

$$Correction\ firn = - \left(\frac{dH_f}{dt} - \frac{dH_{fREF}}{dt} \right) \times \rho_{glace} + (SMB - SMB_{REF}) \quad (3.15)$$

ou

$$Correction\ firn = - \frac{dFAC}{dt} \times \rho_{glace} \quad (3.16)$$

Il est possible que la correction de *firn* soit positive ou négative. Nous pouvons donc observer des variations de volume positives et avoir une perte de masse par exemple si la couche de *firn*, qui a une masse volumique plus faible, augmente. De même nous avons une variation de volume négative, avec un gain de masse, si la couche de glace augmente. Il existe des cas de figure où nous n'observons pas de changement de volume mais il y a des variations dans les couches de *firn* et de glace et donc un changement de masse. Les processus de modélisation de la couche de *firn* sont complexes mais indispensables pour établir un bilan de masse à partir des données altimétriques.

3.6.3 Modèles de *firn* utilisés

Nous avons utilisé trois modèles différents. Nous avons tout d'abord utilisé le modèle de *Institute for Marine and Atmospheric research Utrecht* que nous noterons par la suite FM-IMAU. Ce modèle utilise le modèle climatique *Regional Atmospheric Climate Model*, noté RACMO2 (Noël et al., 2018, 2016). Le modèle de compaction est celui développé par *Kuijpers Munneke et al. (2015)* et *Ligtenberg et al. (2011, 2018)*. Ce modèle donne une solution facile d'utilisation et est souvent utilisé lors d'études de bilan de masse déduit de l'altimétrie (McMillan et al., 2016; Adhikari et al., 2021; Khan et al., 2016). L'effet du *firn* est une partie très importante dans le bilan de masse déduit par les mesures d'altimétrie. Pour quantifier les incertitudes liées au modèle de *firn* et leurs impacts sur le bilan de masse ainsi que dans la prédiction des déformations élastiques, nous avons voulu explorer des modèles indépendants qui s'appuient sur d'autres modèles climatiques et d'autres modèles de compaction pour le Groenland. Les modèles ne sont pas facilement disponibles en ligne. Il existe un code open source *The Community Firn Model* (Stevens et al., 2020) qui a été développé pour comparer plusieurs modèles de compaction. Nous avons collaboré avec Nicole-Jeanne Schlegel et Eric Larour du JPL qui développent le projet ISSM (Ice-sheet and Sea-level System Model) (Larour et al., 2012) qui a pour but de modéliser l'évolution des calottes polaires au Groenland et en Antarctique. Le projet ISSM qui est un projet *open source* propose plusieurs outils de modélisation dont un modèle de *firn* développé par Nicole-Jeanne Schlegel. Nous avons donc eu, grâce à cette collaboration, accès à deux nouveaux modèles. Un modèle développé

à la *NASA Goddard Space Flight Center* qui propose un modèle de compaction calculé grâce à l'outil de *The Community Firn Model* appelé *GSFC-FDMv1* et utilise comme modèle pour le forçage climatique *NASA's Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2)* (*Medley et al., 2020*). Nous noterons par la suite ce modèle *FM-GSFC*. Enfin, le deuxième modèle (le troisième au total) de *firn* que nous a offert cette collaboration est encore en développement par l'équipe de *ISSM* et utilise comme forçage climatique *ERA5*. Nous noterons par la suite ce modèle *FM-JPL*.

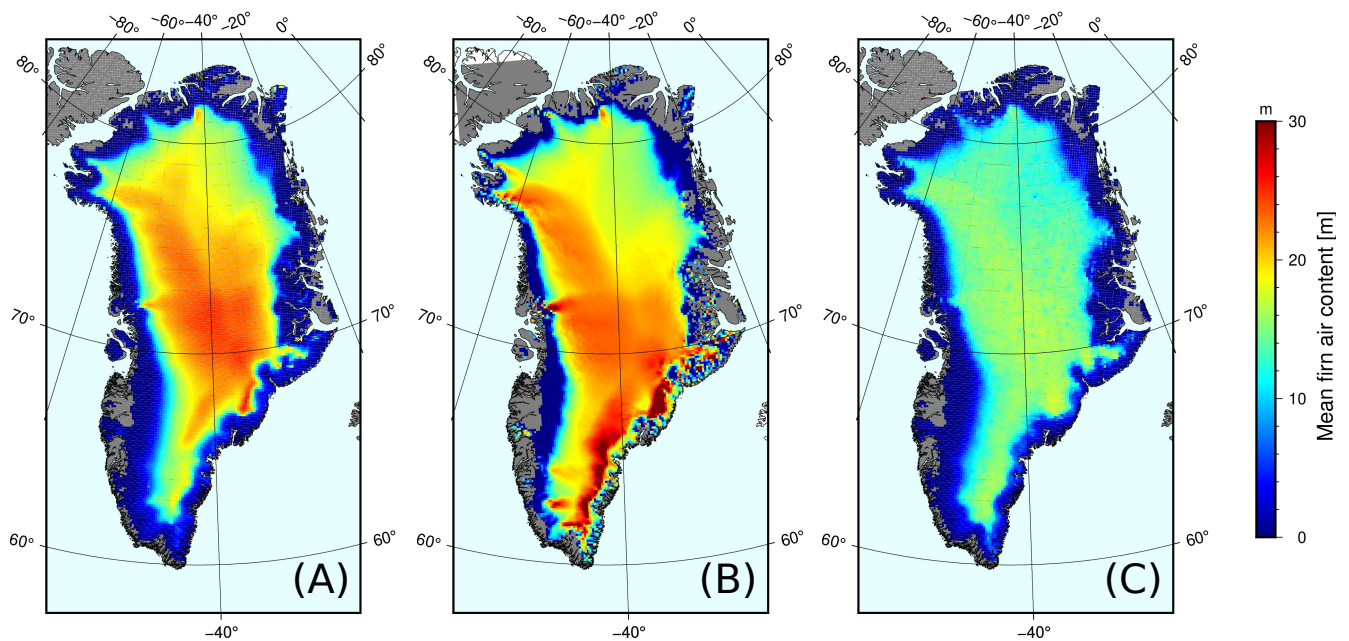


FIGURE 3.17 – Firn Air Content moyen entre 2003-2015 pour (A) FM-GSFC, (B) FM-IMAU, (C) FM-JPL

Nous pouvons voir sur la Figure 3.17 la moyenne de FAC pour les différents modèles. Nous voyons qu'il y a de fortes différences entre les modèles. Le modèle *FM-JPL* ne montre pas de fortes valeurs de FAC au centre de la calotte contrairement aux modèles *FM-GSFC* et *FM-IMAU*. Nous pouvons aussi voir sur la Figure que le modèle *FM-IMAU* présente des fortes valeurs de FAC sur la côte sud-est. Ces grandes disparités entre les modèles vont avoir un effet direct sur le bilan de masse estimé à partir de l'altimétrie et des modèles de *firn*.

3.7 Combinaisons des données altimétriques sur la calotte polaire, des données sur les glaciers périphériques, et des modèles de compaction

Nous avons combiné l'altimétrie satellitaire et les informations sur les glaciers périphériques pour obtenir les variations de volume de glace au Groenland à haute résolution. Puis

nous avons appliqué les différents modèles de *firn* pour obtenir les bilans de masses associés. En parallèle, nous avons calculé les perturbations du potentiel de gravité prédites par ces données pour pouvoir les comparer aux observations de la mission GRACE.

Lors de l'étape de combinaison des données d'altimétrie et des glaciers périphériques nous nous sommes rendu compte qu'il y avait plusieurs zones de recouvrement de données. Nous pouvons voir sur la Figure 3.18.B qu'il y a plusieurs endroits où nous avons une superposition entre les données d'altimétrie et des DEM des glaciers périphériques. Cela est dû aux différentes définitions de ces régions par chaque communauté scientifique et à la difficulté de déterminer "l'attachement" d'un glacier à la calotte. La notion de glaciers périphériques est en effet sujette à interprétation. Un glacier périphérique est sensé ne pas être connecté à la calotte polaire, toutefois certains glaciers vont se connecter uniquement à certaines périodes de l'année et pas forcément tous les ans. Nous savons que pour l'étude des déformations élastiques, il est très important d'avoir le maximum d'informations sur la fonte proche des stations (Figure 3.18.C). Lorsque l'information était redondante, nous avons donc décidé de garder les données des DEM des glaciers périphériques (Section 3.5) qui offrent une meilleure résolution.

Au final, nous avons 5 jeux de données sur les deux périodes choisies : les variations de volume pour la calotte, les variations de volume pour les glaciers périphériques et les trois modèles de *firn*. Or, chaque jeu de données a son propre échantillonnage spatial. Nous avons donc choisi d'interpoler les différentes données sur des grilles de $\frac{1}{30}^\circ \times \frac{1}{30}^\circ$, cela représente un échantillonnage d'environ $4\text{ km} \times 4\text{ km}$. Nous avons utilisé cette interpolation pour comparer les différents bilans de masse estimés à partir des différents modèles de *firn*.

Pour la comparaison avec les données de gravimétrie spatiale de la mission GRACE (voir chapitre 4), les variations de masses déduites auparavant que nous décomposons en coefficient d'harmoniques sphériques jusqu'au degré 89. Puis nous filtrons ces coefficients avec un filtre DDK7 ([Kusche et al., 2009](#)) et le filtre Lobe Edge ([Gauer et al., 2022](#)), pour permettre une comparaison avec les données GRACE à une résolution spatiale comparable. Pour le calcul des déformations élastiques, comme précisé plus haut, nous avons utilisé une approche en fonction de Green. Nous avons cependant appliqué cette approche de deux façons différentes. Dans la première on s'est simplement appuyé sur les grilles $\frac{1}{30}^\circ \times \frac{1}{30}^\circ$, ce qui est suffisant pour l'analyse des bilans de masse et la confrontation aux observations GRACE. Dans la deuxième, nous avons fait plusieurs tests présentés dans le chapitre 5 pour trouver la meilleure solution.

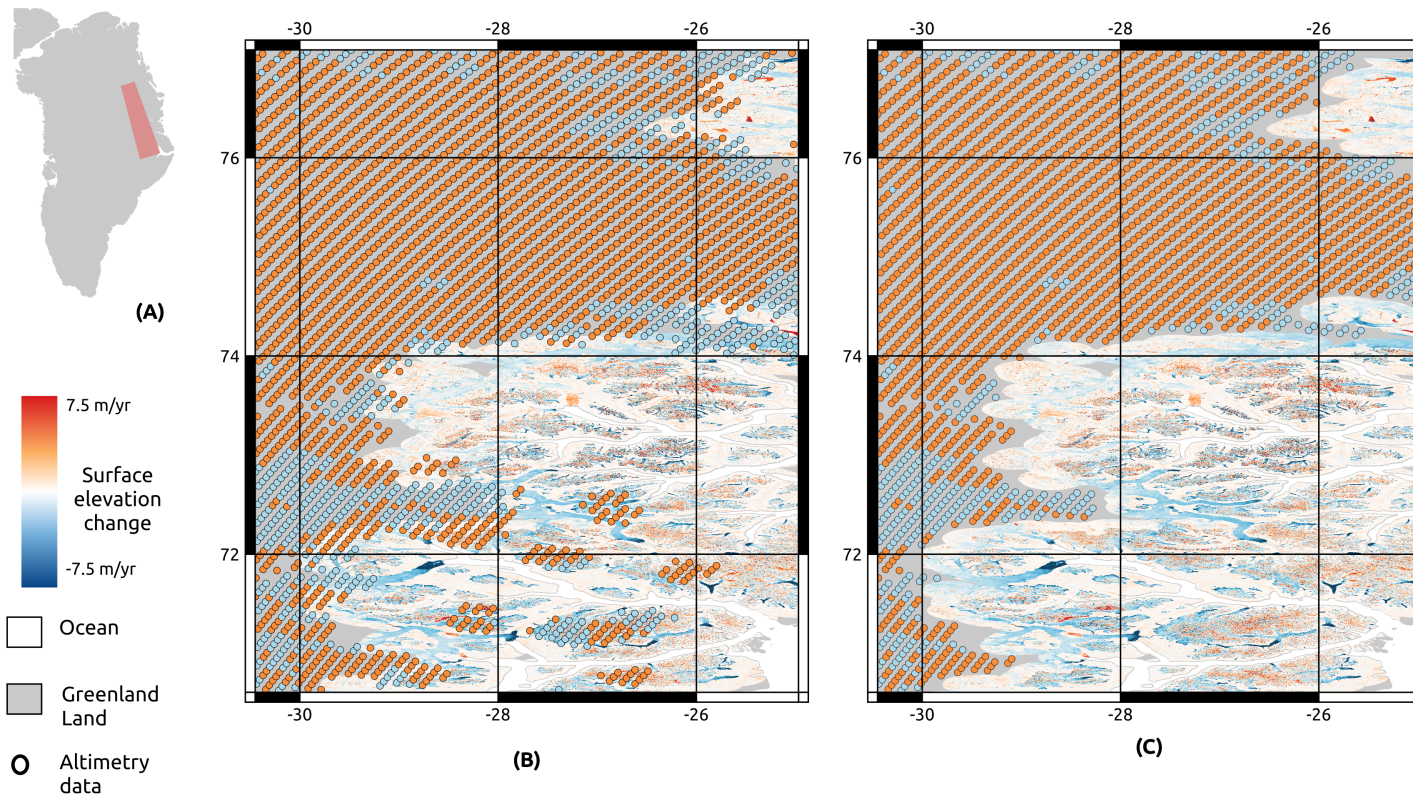


FIGURE 3.18 – Cartes : (A) localisation de la zone d'études en rouge, (B) données d'altimétrie et des glaciers périphériques avec des zones de superposition entre les deux, (C) données corrigées sans zones de superposition.

Deuxième partie

Résultats et implications

IMPACT OF THE FIRN MODELS ON THE GREENLAND ICE MASS BALANCE ESTIMATIONS FROM SATELLITE ALTIMETRY AND COMPARISON WITH SPACE GRAVITY OBSERVATIONS.

We want to derive the Greenland ice mass loading from satellite altimetry, taking full advantage of the high spatial resolution of altimetry data, which is essential to model the elastic deformation induced by ice unloading at both short and long spatial wavelengths. However, we first want to make sure that the IMB derived from altimetry and corrected for all firn processes is coherent with GRACE derived Ice Mass Balance (IMB). Indeed, GRACE missions (GRACE and GRACE-FO) provide a more direct measurement of ice mass variations with a monthly time resolution that almost cover 20 years of observations. Other methods used for observing the ice sheets are radar (ERS-1/2, Envisat, CryoSat-2) and laser (ICESat 1-2) satellite altimetry measurements that follow changes in the ice sheets surface height. Unfortunately, they do not directly give access to changes in ice mass as they are influenced by changes in the firn and ice layers themselves. Firn processes induce density variations within the ice column. They are therefore important factors to consider when deriving the ice mass changes from altimetry data. Yet, with nearly continuous measurements since the beginning of the 1990's, satellite altimetry provides one of the longest records of the ice sheet elevation and gives precious information on its decadal evolution.

Each of these techniques has its advantages and inconveniences. First, ice mass variations derived from GRACE missions have a relatively good temporal resolution but have a low spatial resolution ($\sim 300 \text{ km}$). When we study elastic deformation induced by surface loading variations, the distance to and amplitude of the load are essential parameters of the

modeling. Considering the complexity of ice variations inferred from ice elevation changes measured by satellite altimetry, it appears that GRACE data lack spatial resolution to offer the possibility to estimate elastic deformation at GNSS stations with sufficient precision. Another problem of GRACE data is the glacial-isostatic adjustment (GIA) correction that remains challenging to constrain in the Greenland region (*Spada et al., 2012; Sutterley et al., 2014; Wake et al., 2016*).

Then, while altimetry estimations have a high spatial resolution (typically $15 \times 15 \text{ km grid}$), they only capture multi-annual trends of height changes due to sampling issues and sensitivity to snow at the surface, depending on the altimetry method. Unlike laser altimetry, the radar wave may penetrate several meters into the firn and may create false interpretations in height variations. As mentioned before, altimetric data alone cannot differentiate whether ice surface elevation is due to changes in the firn layer or the underlying ice dynamics, or both. In order to better understand and estimate ice mass changes with altimetric data we need to use surface mass balance (SMB) information and firn density models (FDM). SMB models take into account all kind of processes occurring at the ice surface, and give us the mass flux that is entering in or going out from the firn layer at a given time. According to the IMBIE team (*Shepherd et al., 2020*), roughly 50% of the mass variation in recent melting occurring in Greenland can be explained with SMB related processes. Therefore the model we choose will have a significant impact on our final results. The study by *Fettweis et al. (2020)* compares 13 different SMB models with GRACE data in Greenland showing large discrepancies between the models and GRACE-derived mass loss. One of our goals is to predict the elastic displacements in response to ice unloading at GNSS stations and compare results with observations. A combination of different geodetic techniques would offer an excellent opportunity to overcome some of the inherent limitations of each technique. As said before, the surface processes in the firn layer have a direct impact on the density, so we choose to investigate 3 different FDM models to estimate uncertainties in altimetry-inferred ice mass balances and then, compare them with GRACE estimations. We first compare the different FDM for the two analysis periods, and then compare the combination of altimetry and FDM with GRACE mission, at a comparable spatial scale. Considering the large discrepancies, we combine altimetry data with GRACE data to estimate a different optimal ice mass balance, encompassing altimetry spatial resolution and GRACE direct mass measurement. Finally we discuss the impact of uncertainties from FDM on Greenland ice mass balance derived from altimetry.

4.1 Data

We investigate altimetry data from the ICESat satellite mission from October 2003 to March 2008 (Sørensen *et al.*, 2011a) and CryoSat-2 satellite mission, from 2011 to 2015. We add height variations over peripheral glaciers, difficult to monitor using satellite altimetry, using stereophotogrammetry of ASTER images Hugonnet *et al.* (2021). We then combine them with three different firn models, FDM-IMAU, FDM-GSFC and FDM-JPL presented in the previous section (Section 3.6). Note that we assume in the following that changes in bedrock elevation due to erosion, deposition or lithosphere displacement are small compared to the elevation change in the ice sheet measured by the altimetry (surface variations can be several meters per year and the variations of the bedrock are maximum some centimeters per year).

In parallel, we derive trends for each epoch from monthly GRACE solutions in order to obtain mass changes over Greenland (Gauer *et al.*, 2022). GRACE being a global signal with very large wavelengths, a small part of the signal visible over Greenland may be due to ice melting occurring in the neighboring areas (North Canada, Iceland). If we want to compare GRACE and the altimetry ice mass balances, we need to account for this signal in the mass variations derived from altimetry. In order to do so, we use the signal from GRACE CSR mascon solution (Save *et al.*, 2016), to which we mask out loads over Greenland. We then decompose and filter the signal to have the same resolution as the GRACE solution we use and correct our GRACE data over Greenland for the contribution of adjacent mass variations potentially smeared into our area of interest. Finally, we correct GRACE data for GIA contributions, using the ICE-6G ice load history and VM5a rheology profile (Peltier *et al.*, 2015a; Argus *et al.*, 2014).

4.2 Comparison between the firn models and GRACE

4.2.1 Firn models and ice mass balance derived from altimetry and firn models

We want to evaluate the variability of the different firn models considered. We can note that the ice mass balance can be written as :

$$IMB = \left(\frac{dH_{obs}}{dt} \right) \times \rho_i + \text{firn correction} \quad (4.1)$$

with $\left(\frac{dH_{obs}}{dt}\right)$ the surface elevation change given by the altimetry data, ρ_i the density of the ice 917 kg/m^3 , and a term of correction due to the firn processes. We defined the term firn correction as :

$$Firn\ correction = - \left(\frac{dH_f}{dt} - \frac{dH_{fREF}}{dt} \right) \times \rho_i + (SMB(t) - SMB_{REF}) \quad (4.2)$$

with $\frac{dH_f}{dt}$ and $\frac{dH_{fREF}}{dt}$, the firn layer thickness variation at observation time and during the reference period, and $SMB - SMB_{REF}$ the SMB anomalies (difference between the SMB observe and SMB during the reference period), or we can also write (see chapter 2) :

$$Firn\ correction = - \frac{dFAC}{dt} \times \rho_i \quad (4.3)$$

with FAC is the firn air content in meters of air.

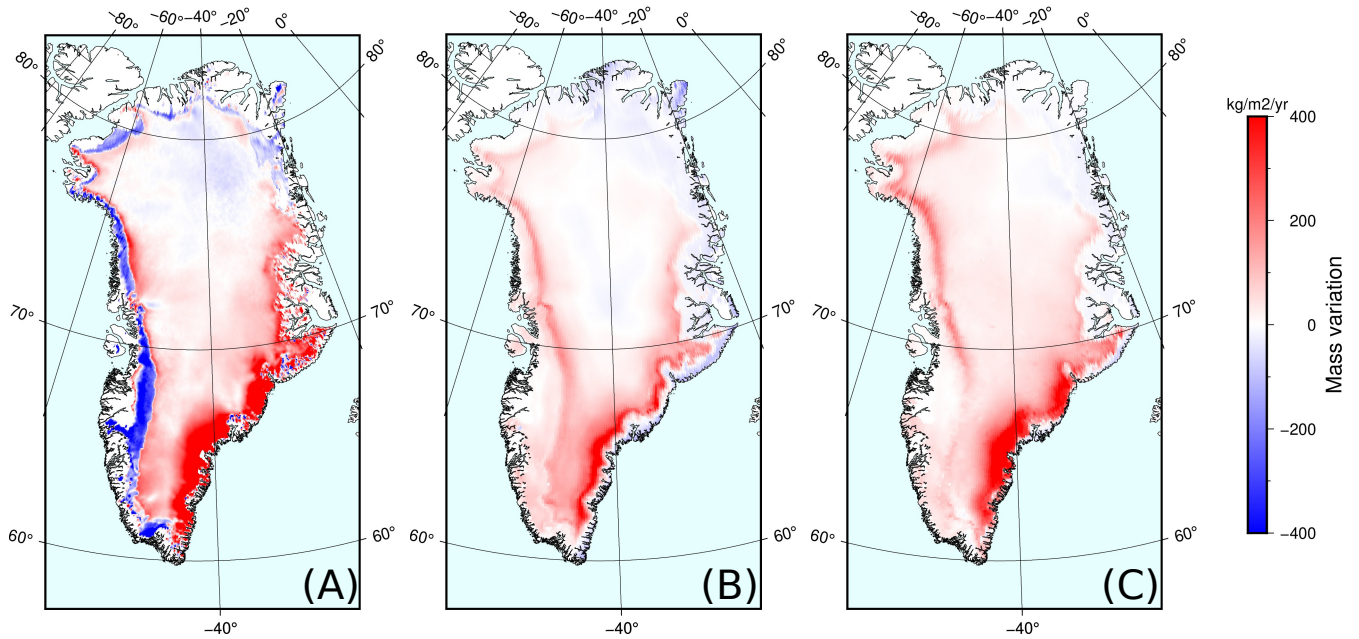


FIGURE 4.1 – Firn correction for the differents models (A) FDM-IMAU, (B) FDM-GSFC, (C) FDM-JPL for the ICESat-1 period between October 2003 and March 2008

Figure 4.1 show the three different *Firn correction* induced by the three FDM, for the first period from october 2003 to march 2008. In Figure4.1.A, related to the FDM-IMAU model, there is a mass loss in the west of Greenland near the coast and a gain of mass in the south-east that goes further into the ice sheet. Both of these signals show an important amplitude. In the interior of the ice sheet, the signal is rather positive except for the northern part. The Figure4.1.B, related to the FDM-GSFC model, shows a gain of mass over almost all the ice sheet with a mass loss on the northern and eastern coasts. Finally, Figure4.1.C, related to the FDM-JPL model, the signal is fairly similar to the FDM-GSFC model but the amplitude and width of the signal in the south east is larger. The negative signal is lower in this model

than in the other ones. We can see that FDM-JPL and FDM-GSFC models show similar signals with, in general, a gain of mass due to the firn processes. However there are clear differences in the models not only in the location and sign of the signal but in the amplitudes too. We compute the mass balances of the *firn correction*, we obtain $116.4Gt/yr$ for FDM-IMAU, $69.5Gt/yr$ for FDM-GSFC, $109.8Gt/yr$ for FDM-JPL. The model FDM-IMAU give the lowest IMB of the three models. As shown by Figure 4.1 the FDM-GSFC and the FDM-JPL are closer in amplitude.

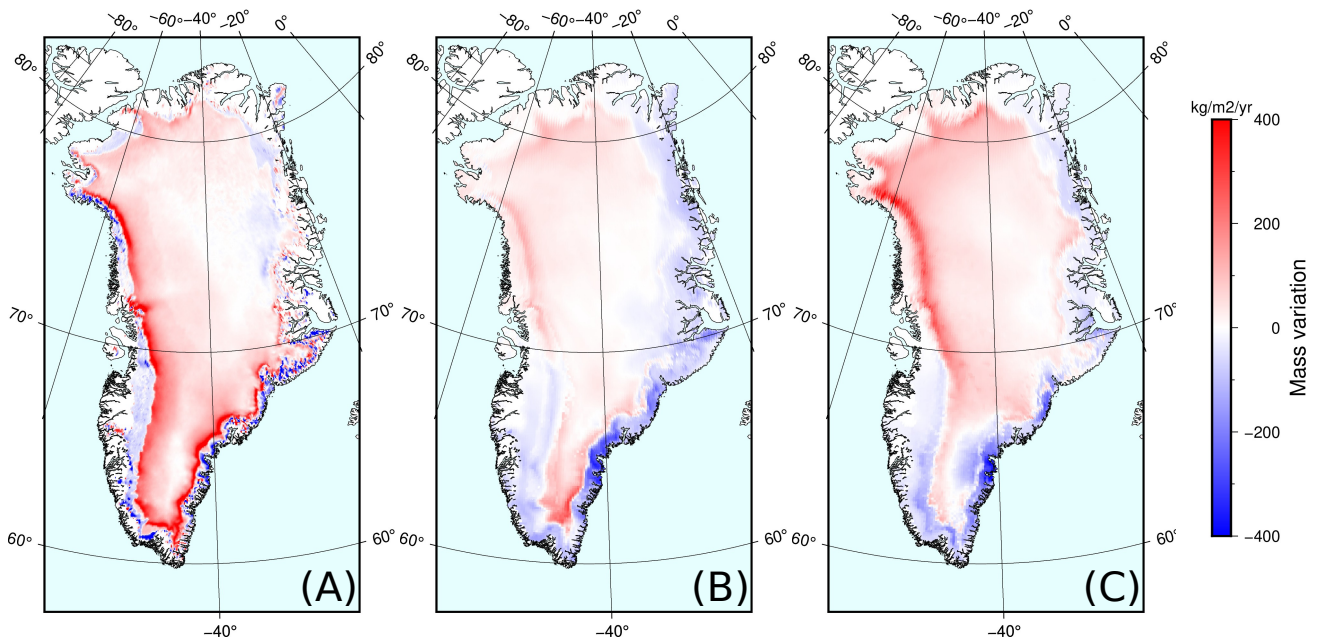


FIGURE 4.2 – Firn correction for the different models (A) FDM-IMAU, (B) FDM-GSFC, (C) FDM-JPL for the CryoSat-2 period between 2011-2015

Figure 4.2 shows the three different *firn corrections* for each model for the second period from January 2011 to December 2015. Figure 4.2.A shows the firn correction for the FDM-IMAU model. In this case, mass loss is occurring almost all the coast, with a higher amplitude in the southeast and northwest of Greenland. The interior of the ice sheet shows a small gain of mass. In the FDM-GSFC case, shown in Figure 4.2.B, we see a mass loss on the southern and eastern coasts of Greenland, with a gain in the interior and northwestern coast. The FDM-JPL correction is similar to the FDM-GSFC correction, like in the first period of observation. We can see that in the FDM-JPL model (Figure 4.2.C), the amplitude of the signal is higher on the northwestern coast and the mass loss goes further into the interior of the ice sheet on the southern coast. As for the previous period, the FDM-IMAU model gives results that are significantly different from the other two models. We compute the mass balances for the different models and we find $80.8Gt/yr$ for FDM-IMAU, $-2.7Gt/yr$ for FDM-GSFC, $44.5Gt/yr$ for FDM-JPL over the January 2011 to December 2015 period. For this period the mass balances are extremely uneven and can vary by a factor of two.

The lowest mass balance is given by the FDM-GSFC for the second period, followed by FDM-JPL.

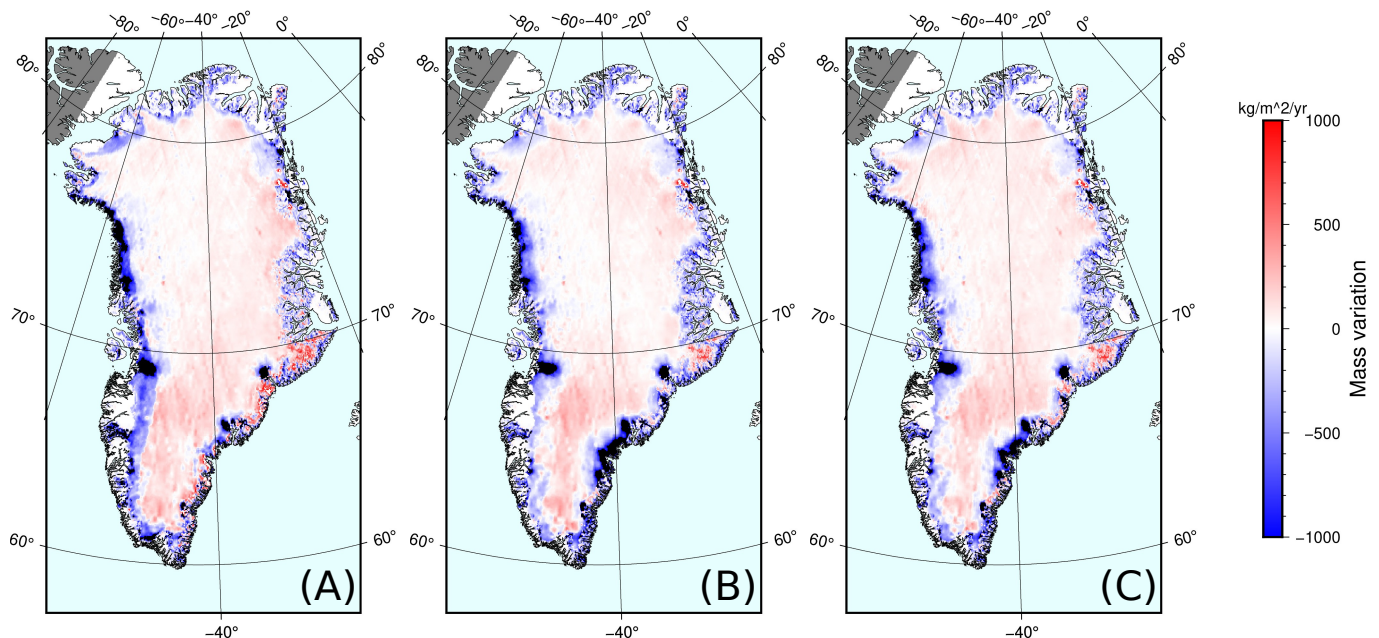


FIGURE 4.3 – Ice mass balance for the different models (A) FDM-IMAU, (B) FDM-GSFC, (C) FDM-JPL for the ICESat-1 period between October 2003 and March 2008

We finally combine the firn correction with the surface elevation change derived by altimetry data for the two periods. First, the IMB obtained for the ICESat-1 period, between October 2003 and March 2008, are shown in Figure 4.3 for the different firn models. We notice that the IMB with FDM-IMAU (Figure 4.3.A) is very different from the IMBs obtained with the other two models, corresponding to the differences previously observed in the firn correction models (Figure 4.1). The signal obtained with FDM-IMAU (Figure 4.3.A) shows a greater mass loss on the western coast that corresponds well with the negative signal observed in the firn correction model (Figure 4.1.A). Similarly, the signal on the southeastern coast shows a small mass variation, which is likely due to the gain mass of the firn layer. While the IMBs obtained from FDM-GSFC (Figure 4.3.B) and FDM-JPL (Figure 4.3.C) have a similar signal as for the corresponding firn corrections, with an important mass loss in the northwest and southeast coast. For all combination of firn correction and surface elevation change models, the interior of the Greenland Ice Sheet (GIS) presents small changes, with a small gain of mass. All combined IMBs are given in Table 4.1. We estimate an overall mass loss of -195.6 Gt/yr for FDM-IMAU, -242.5 Gt/yr for FDM-GSFC and -202.2 Gt/yr for FDM-JPL, consistent with the IMBs derived from the firn corrections models.

For the Cryosat-2 period, between January 2011 and December 2015, Figure 4.4 shows a strong ice loss on the southeastern coast unlike during the IceSAT period. We can also see

	FDM-IMAU	FDM-GSFC	FDM-JPL	GRACE+Altimetry
2003-2008	-195.6 Gt/yr	-242.5 Gt/yr	-202.2 Gt/yr	-167 Gt/yr
2011-2015	-165.5 Gt/yr	-249 Gt/yr	-201.8 Gt/yr	-243 Gt/yr

TABLE 4.1 – Greenland ice mass balances inferred from ICESat (2003-2008), CryoSat-2 (2011-2015) and peripheral glacier observations (both periods) and corrected for firn processes with the different firn models.

that the IMBs obtained with FDM-GSFC (Figure 4.4.B) and FDM-JPL (Figure 4.4.C) models are similar to the previous period. However, the IMB obtained with FDM-IMAU (Figure 4.4.A) shows a smaller signal in the southwest compared with the other models. We observe a stronger melting on the western coast, especially over the Jakobshavn glacier (*Khazendar et al., 2019*). Regarding the interior of the GIS, we observe that, for all models, the signal shows a gain of mass in the northern part and small variations on the southern part. For the 2011-2015 period, we obtain IMBs of -165.5t/yr for FDM-IMAU, -249 Gt/yr for FDM-GSFC and -201.8 Gt/yr for FDM-JPL (Table 4.1). This is consistent with the results of the firn corrections.

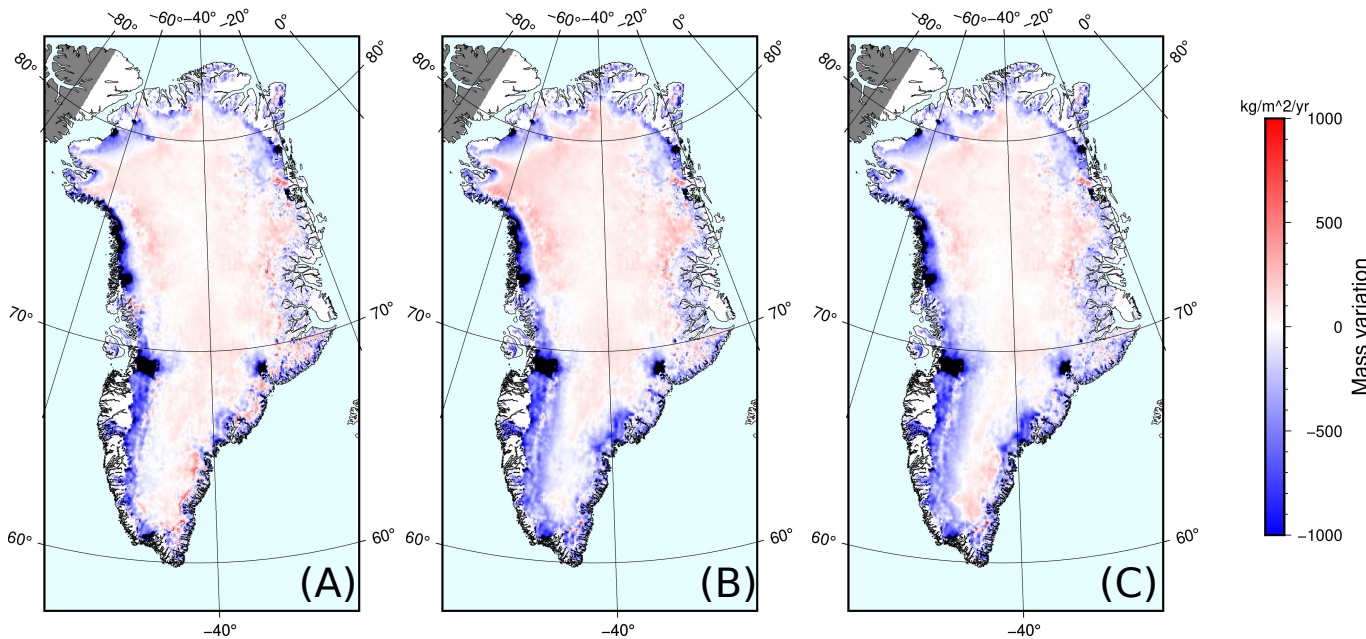


FIGURE 4.4 – Ice mass balance for the different models (A) FDM-IMAU, (B) FDM-GSFC, (C) FDM-JPL for the ICESat-1 period between October 2003 and March 2008

Overall, we show a great disparity in the ice mass balances based on firn models we used for both of the observation periods. To discriminate between models, we seek comparison with a more direct mass change estimate at the ice sheet scale derived from the GRACE measurements.

4.2.2 Comparison of GRACE and ice mass balances derived from altimetry

As we have previously presented, the differences in the IMB estimations derived from firn models are important. Therefore, we seek to compare these estimates with the GRACE derived ones for validation between independent methods. This is useful for a better understanding of the disparities observed in the firn models. To do so, we use the IMB derived previously from firn models to model ice load variations. We decompose the mass variations into spherical harmonics up to the 89th degree to reach a spatial resolution similar to our GRACE solution. We filter the resulting coarser resolution load with DDK7 (*Kusche et al., 2009*) and the lobe-edge (*Gauer et al., 2022*) filters to ensure comparison with GRACE data at an equal spatial resolution and with similar filtering.

For the ICESat period (Figure 4.5), we see that all altimetry derived estimates combined with firn models overestimate the signal in the northeast, middle-east and middle-west parts of Greenland compared to GRACE derived estimations. The FDM-IMAU (Figure 4.5.B) underestimate the signal in the southeast and overestimates it in the northwest compared to GRACE (Figure 4.5.A). We also notice that the FDM-GSFC (Figure 4.5.C) and FDM-JPL (Figure 4.5.D) models show similar variations with a good agreement in the south and northeast.

Over the CryoSat-2 period, we observe similar patterns for the 3 models (Figure 4.6). All CryoSat-2 data combined with firn models estimations overestimate the signal compared to the GRACE-derived mass estimates in the north-east and north-west of Greenland, and overestimate it in the central part. The FDM-GSFC shows the smallest differences with GRACE. The FDM-JPL model underestimates the mass loss in the north-east side of Greenland. The FDM-IMAU model underestimates the signal in the south-east side over the 2003-2008 period.

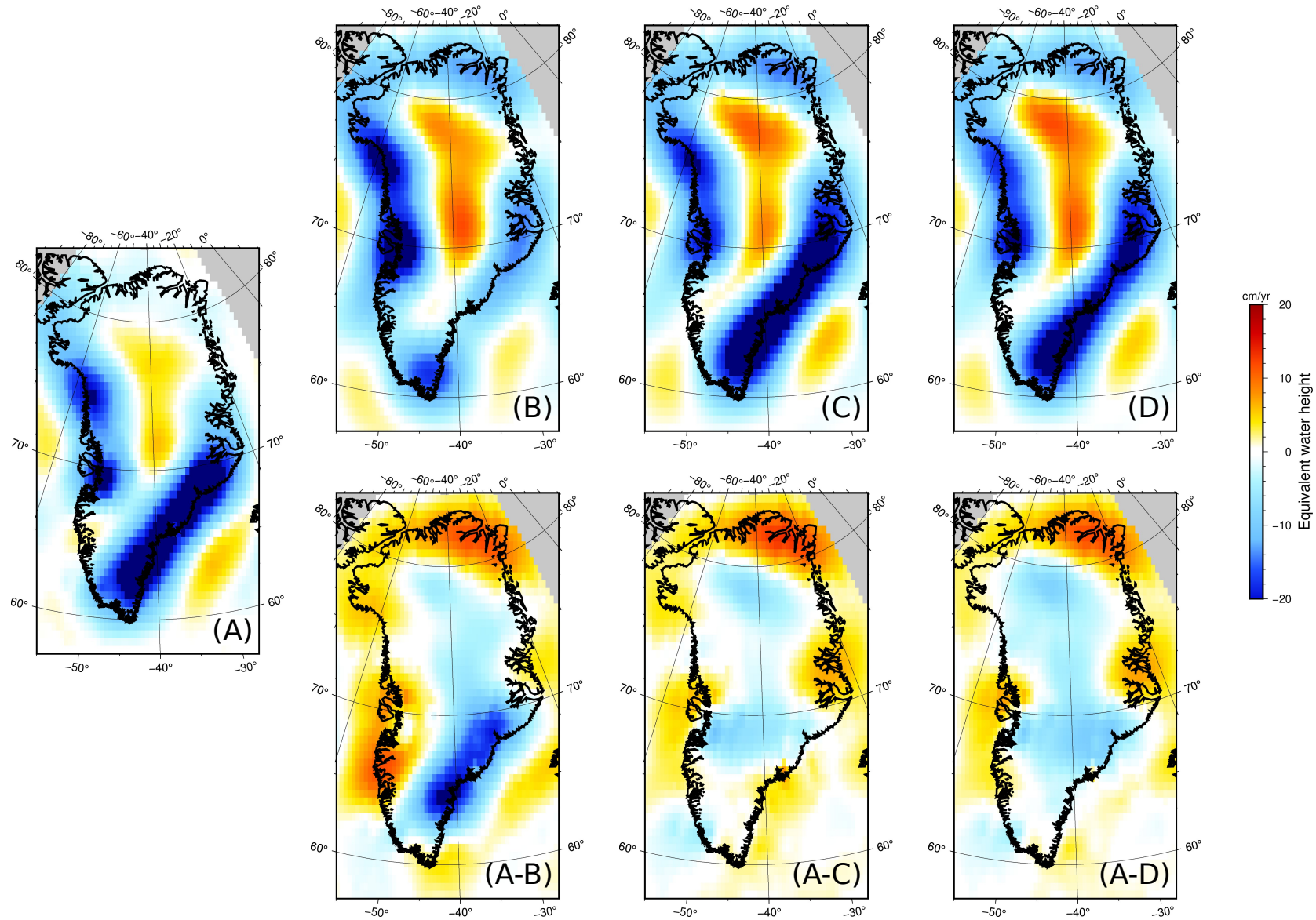


FIGURE 4.5 – Greenland ice mass loss expressed in equivalent water height variations (cm/year) between October 2003 to March 2008. (A) GRACE estimations, (B) prediction using altimetry (ICESat-1) and IMAU firn model, (C) prediction using altimetry and GSFC firn model, (D) prediction using altimetry and JPL firn model, all truncated at degree 89 and filtered with DDK 7 and lobe-edge filter; on the bottom line : differences between GRACE estimations and model predicted using altimetry and firn models.

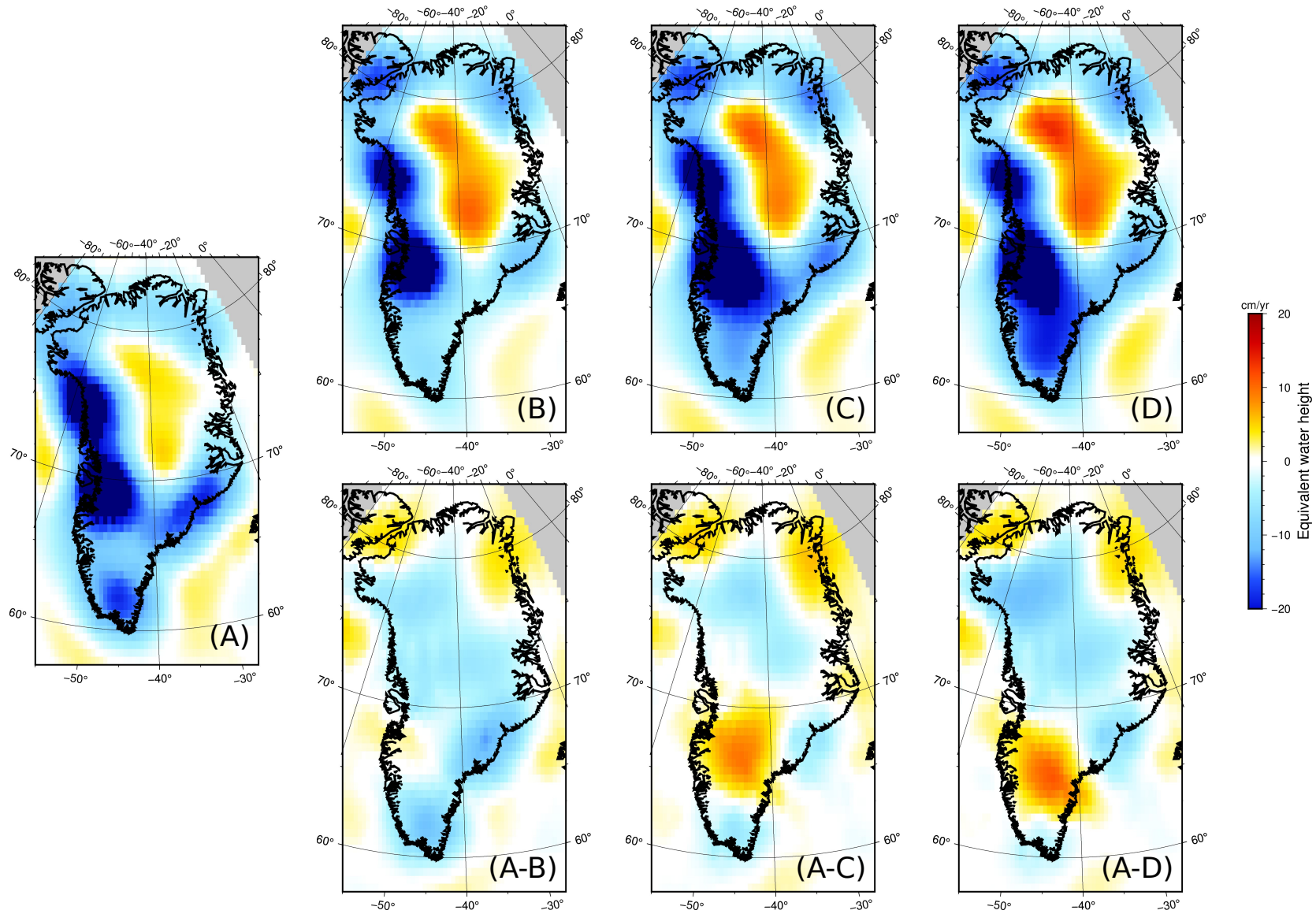


FIGURE 4.6 – Greenland ice mass loss expressed in equivalent water height variations (cm/year) between January 2011 to December 2015. (A) GRACE estimations, (B) prediction using altimetry (CryoSat-2) and IMAU firn model, (C) prediction using altimetry and GSFC firn model, (D) prediction using altimetry and JPL firn model, all truncated at degree 89 and filtered with DDK 7 and lobe-edge filter; on the bottom line difference between GRACE estimations and model predicted using altimetry and firn model.

4.3 Ice mass balance combining GRACE and altimetry data

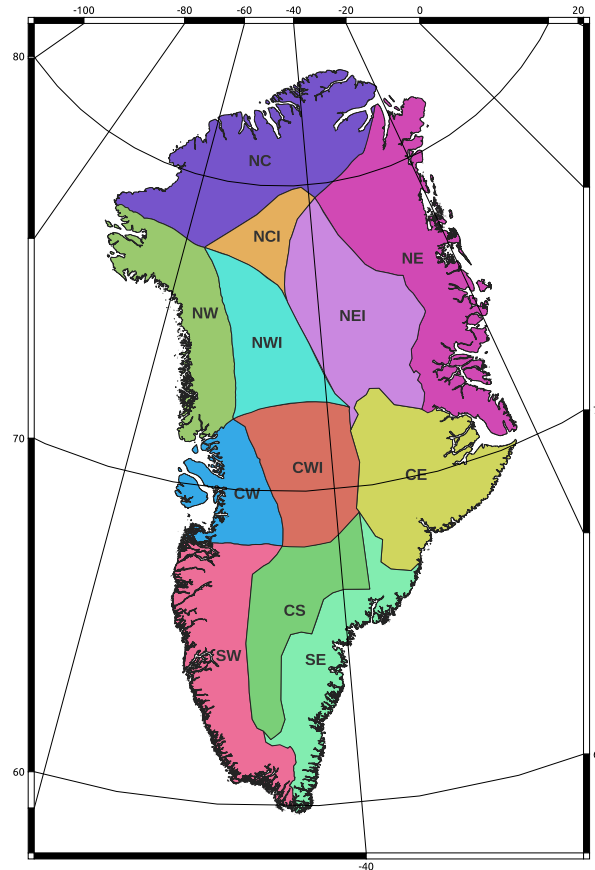


FIGURE 4.7 – Greenland Ice Sheet basins inspired by *Zwally et al. (2015)* and *Rignot and Mouginot (2012)*

As presented in the previous section, firn models can be an important factor in the determination of the ice mass balance and a large source of uncertainties. We therefore propose to combine ice elevation variations derived from altimetry and the mass variations derived from the GRACE data to try to estimate a new ice mass balance, at an improved spatial resolution compared to GRACE, and with no information required from firn models, as a consequence of their large variability.

To do so, we take advantage of the high spatial resolution of the surface elevation changes derived from the altimetry data and the mass variations derived from GRACE data. Our goal is to estimate a scaling factor in order to fit the altimetry IMB to GRACE observations. We calculate scaling factors over 12 basins (Figure 4.7) : "CW" center west, "NC" north center, "NE" northeast, "NW" north west, "SW" southwest, "SE" southeast, "CE" central east, "CS" central south, "CWI" central west interior, "NEI" north east interior, "NWI"

north west interior, "NCI" north central interior and "OUT GRL" for the signal coming from the ice near Greenland. We base our basins definition on *Zwally et al. (2015)* and *Rignot and Mouginot (2012)*. It should be noted that the center of the ice sheet does not have the same ice dynamics. As a results, we create a separation between internal and external basins. The scaling factor represents the mean density of the mass change but it has no reason to have a value close to ice density or even positive. For example, if one gains one meter of firn with a density 0.5 but loses 90 cm of ice with density 0.9, there will be a 10 cm increase of surface topography but a mass loss of $-0.3110^3 kg/m^2$. The scaling factor in this case is then found to be equal to -3.1. The scaling factors are obtained as follows. For each basin we use the surface elevation changes derived from altimetry data and assume a density of $1000 kg/m^3$. We then follow the same step as in the previous section for comparison with GRACE estimations. We assume the IMB derived from altimetry as ice load variations. We decompose the mass variation into spherical harmonics up to the 89th degree to have the same resolution as our GRACE solution. We filter the obtained spherical harmonics coefficients with DDK7 and the lobe-edge filter to allow us to compare altimetry based mass changes with GRACE estimates. We then deduce the scaling factors by a least square inversion for each basin and for the signal outside of Greenland.

ICESat

We compute the ice mass anomalies for the ICESat period (Figure 4.8) and the scaling factor (Table 4.2) for each basin. We find that the signal is dominated by 4 basins, north and central west basin and south and central east. We see that all the interior basins show a positive signal, which illustrates well the gain of mass in the center of the ice sheet.

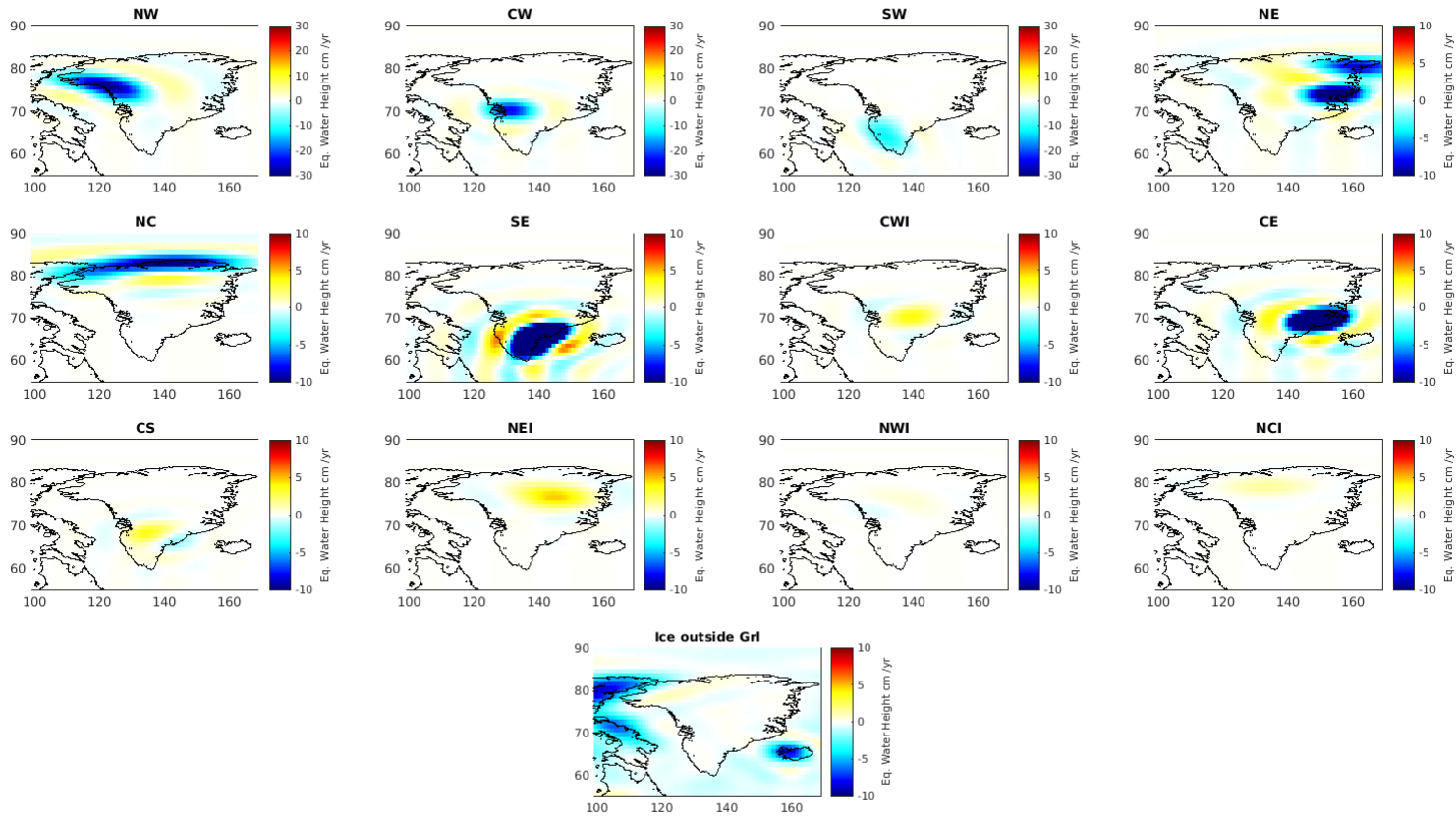


FIGURE 4.8 – Optimal ice mass variations expressed in equivalent water height variations (cm/year) between October 2003 to March 2008, for each basin.

Bassin	Factor
CW	0.7844
NO	0.2071
NE	0.3677
NW	0.5818
SW	0.5451
SE	0.5716
CE	0.8538
CS	0.6401
CWI	0.9718
NEI	0.4138
NWI	0.5974
NOI	-0.16
* OUT GRL	0.8582

TABLE 4.2 – Scaling factor for each basin for the period 2003-2008

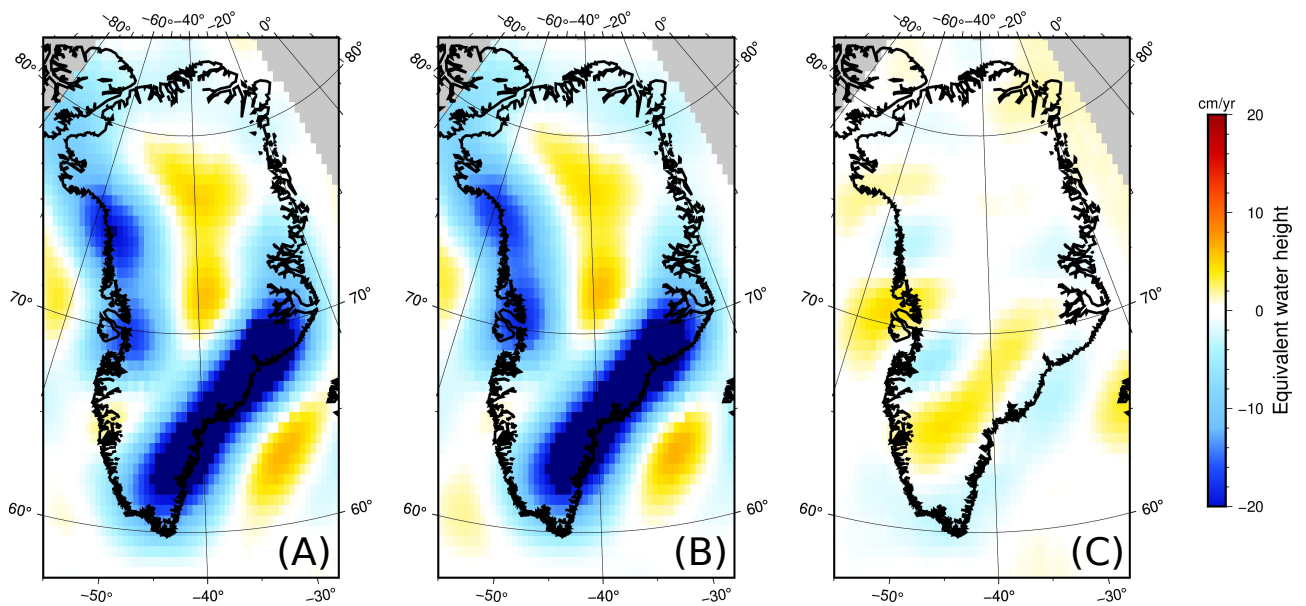


FIGURE 4.9 – Greenland ice mass variations expressed in equivalent water height variations (cm/year) between October 2003 to March 2008. (A) GRACE estimations, (B) prediction using altimetry and scaling factors for 12 basins and outside ice melting, (C) residual (A-B)

It is consistent with the signal observed by GRACE for this period. Figure 4.9 shows the sum of all the basins, and residuals between GRACE data and our inversion. When we compare the GRACE signal with our new solution we can see that the residuals are smaller than with the previous models shown in Section 4.2.1. We can see Gibbs effects on the residuals especially around the central west ("CW") basin, which is due to spherical harmonic truncation. The residual may also be impacted by the way we select our basins. We underestimate the signal on the west coast, for the Jakobshavn glacier and on the south

a Melville Bay. However the residual remains globally small. We compute the Greenland ice mass balance for our solution and find -167 Gt/ yr (Table 4.1).

CryoSat-2

We compute for CryoSat-2 period the ice mass anomalies (Figure 4.8) and the scaling factor (Table 4.3) for each basin. We can see that for this period the larger signal is located on the west coast ("NW" and "CW" basin). The signal in the southern and central eastern parts of Greenland are smaller than during the ICESat period. The northern interior of the ice sheet follows the same behavior seen during the previous period. The "NC" basin shows a migration of the melting signal to the west compared with before.

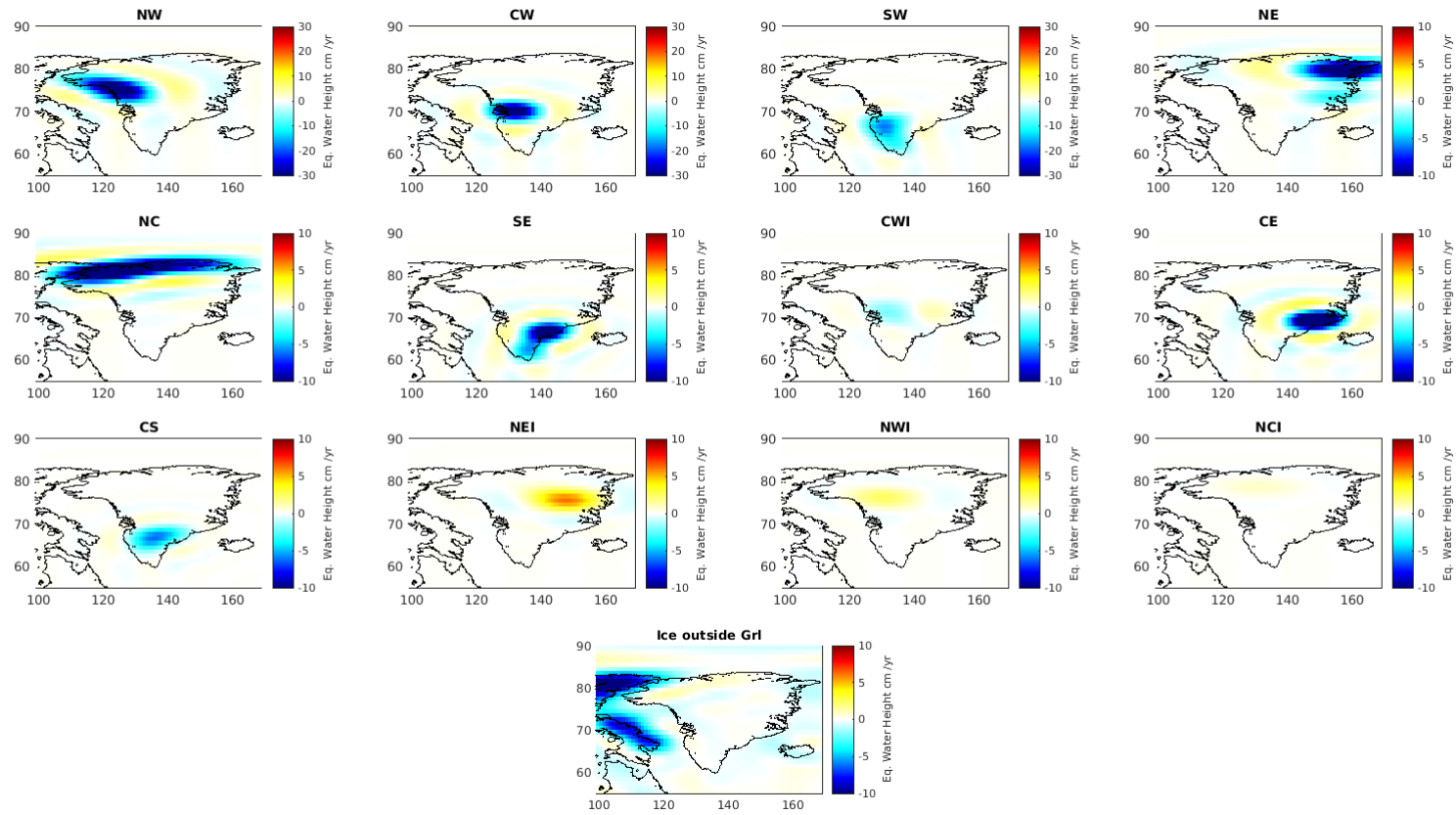


FIGURE 4.10 – Optimal ice mass variations expressed in equivalent water height variations (cm/year) between January 2011 to December 2015, for each basin.

Bassin	Factor
CW	0.8174
NC	0.5531
NE	0.5253
NW	0.784
SW	1.0195
SE	1.3189
CE	1.0181
CS	-0.8457
CWI	-0.2475
NEI	0.2869
NWI	0.157
NOI	0.317
OUT GRL	0.8616

TABLE 4.3 – Scaling factor for each basin for the period 2011-2015

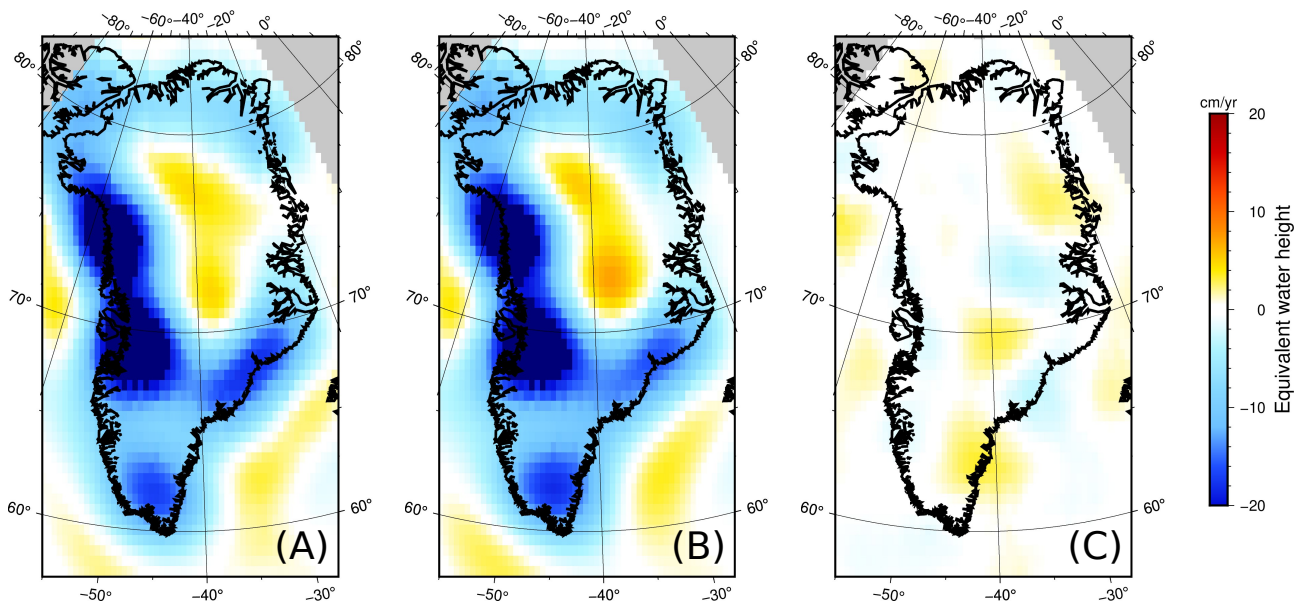


FIGURE 4.11 – Greenland ice mass variations expressed in equivalent water height change (cm/year) between January 2011 to December 2015. (A) GRACE estimations, (B) prediction using altimetry and scaling factors for 12 basins and outside ice melting, (C) residual (A-B)

The Figure 4.11 shows the sum of the inversion for all the basins, and the difference with GRACE data. As for ICESat we can see that our solution shows smaller residuals when compared with GRACE than solutions with firn models. Nevertheless the residuals are smaller than during the previous period. We can see that we overestimate the signal in the central, southern and northeastern parts of Greenland. As for ICESat, a part of the residuals may be explained by the choice of the geometry of the basins. We compute the Greenland ice mass balance for our solution and find -243 Gt/ yr (Table 4.1).

4.4 Discussion and conclusions

We study three firm models over 2 periods and show that there is a large variability between the 3 models. This is consistent with previous studies on firm models comparison that show that models are complex and that it is difficult to propagate uncertainties *Vandecrux et al. (2020)*. The choice of the firm models can be a large source of uncertainties and they should be used carefully *Stevens et al. (2020)*. We find Greenland firm IMB corrections for the ICESat period of 116.4Gt/yr for FDM-IMAU, 69.5Gt/yr for FDM-GSFC, 109.8Gt/yr for FDM-JPL, and for the CryoSat-2 period of 80.8Gt/yr for FDM-IMAU, -2.7Gt/yr for FDM-GSFC, 44.5Gt/yr for FDM-JPL. The differences confirm that firm models are sensitive to compaction model assumptions and to the choice of climate model. *Vandecrux et al. (2020)*, *Stevens et al. (2020)*. We therefore perform a least square inversion to estimate scaling factors and best fit altimetry IMB estimations to GRACE estimations. Our results fit well with GRACE observations for both epochs. Residuals are small and mostly dominated by the chosen geometry of the basins.

We obtain IMB estimations for 2003-2008 of -195.6 Gt/yr for FDM-IMAU, -242.5 Gt/yr for FDM-GSFC, -202.2 Gt/yr for FDM-JPL, and -167 Gt/yr for our model. We find that the firm models and altimetry mass balances are in good agreement with results obtained in previous studies. For ICESat period *Sørensen et al. (2011a)* find a mass loss between -240 ± 28 Gt/yr and -191 ± 23 Gt/yr. The range of IMB values is explained in the study by the choice of method used to derive the elevation changes. Using GRACE data, *Velicogna (2009)* propose a mass loss estimation of 230 ± 33 Gt/yr during the period 2002-2009, and *Barletta et al. (2013)* find a global mass balance of -210 ± 22.80 . Using InSAR information for discharge estimations and RACMO surface mass balances, *Van Den Broeke et al. (2009)* find an ice mass balance of -237 ± 20 Gt/yr or 2003-2008. All these estimations agree with our results for the Greenland ice mass balances derived from altimetry and combined with the three firm models. For the first period from 2003 to 2008, our estimation is lower but still agrees with other studies like GRACE derived mass balances from *Wouters et al. (2008)* who find a mass loss of 179 ± 25 Gt/yr or *Siemes et al. (2013)* who find a mass loss of -165 ± 5 Gt/yr.

We obtain IMB estimations for 2011-2015 of -165.5 Gt/yr for FDM-IMAU, -249 Gt/yr for FDM-GSFC, -201.8 Gt/yr Gt/yr for FDM-JPL and -243 Gt/yr for our model. All the results except for the FDM-IMAU are in good agreement with results obtain in previous studies. *McMillan et al. (2016)* mass balance derived from CryoSat-2 also presents a mass loss of 269 ± 51 Gt/yr during 2011-2014. Using the input-output method, *Mouginot et al. (2019)* obtain a mass loss of -286 ± 20 Gt/yr for the period 2012-2017. The FDM-IMAU has an IMB much lower than the other FDM models with a difference of more than 100 Gt/yr with other

studies.

We have seen in this section that the ice mass balances derived from altimetry data and combined with firn models are very sensitive to the choice of the firn model. The sources of uncertainties in these models are not well estimated (*Vandecrux et al., 2020; Stevens et al., 2020*) but are important, complex and can lead to differences in ice mass balances of almost 100 Gt/yr. In addition, there are other sources of uncertainties in the surface elevation changes, such as the choice of the methods of interpolation (*Sørensen et al., 2011a*), or radar signal penetration (*Nilsson et al., 2015; Simonsen and Sørensen, 2017*) for the CryoSat-2. We estimate our own ice mass balance for both periods based on a combination of altimetry (ICESat, CryoSat-2) and satellite gravimetry (GRACE) data. Our results are compatible with other studies but our inversion can be improved by, for example, improving the basin geometry. In addition, we could take into account possible errors of GIA models and from very local ice changes. This will be discussed in the next chapters.

IMPACT OF THE FIRN MODELS ON THE ELASTIC DISPLACEMENT FROM SATELLITE ALTIMETRY AND COMPARISON WITH GNSS OBSERVATIONS

As discussed in the previous chapter, defining with certainty the ice mass balance (IMB) of Greenland remains a challenge. Exploiting altimetry data imposes to use firn models. It adds extra sources of uncertainties to the estimations of IMB.

Besides altimetry, another method to constrain the ice mass balance is to study the vertical Earth's displacement recorded by GNSS stations at the edge of the Greenland Ice Sheet (GIS). When the ice melts, the Earth responds by an uplift ground displacement that is linked to the amount of mass loss. This approach has already been used in several studies (*Khan et al., 2016, 2010, 2013; Jiang et al., 2010; Bevis et al., 2012; Wahr and Zhong, 2013*) One of the limitations of this approach is that the GNSS observations do not only contain displacements induced by recent mass variations but also induced by past ice melting. The Glacial Isostatic Adjustment (GIA) signal is the viscoelastic response to past mass variations. When ice retreats and the weight of the ice disappears, stresses within the solid Earth are released and the ground readjusts by isostasy. Thus, in the GNSS records, it is difficult to separate displacements induced by present day melt, mass loss since the Last Glacial Maximum or even more recent mass variations that occurred over the Little Ice Age (LIA) (*Adhikari et al., 2021; Kjeldsen et al., 2015*).

It is also crucial to have a good understanding of GIA to correct GRACE data, discussed earlier, for IMB estimations derived by this method.

Khan et al. (2016), used altimetry data corrected from firn processes using FDM-IMAU to convert volume into mass and GNSS time series corrected from Earth's elastic deformation induced by recent ice melting to better constrain the GIA signal.

In this chapter we follow *Khan et al. (2016)*'s approach to investigate similar questions over different periods, ranging from October 2003 to March 2008 and from 2011 to 2015. We compute the Earth's elastic response to ice recent melting using altimetry data and surface elevation variations for peripheral glaciers obtained from *Hugonnet et al. (2021)*. We use the three firn models previously presented to convert volume rates into mass rates to model the load and then compute the elastic vertical displacement. Our aim is to estimate the uncertainties induced by the choice of the firn model on the Earth's elastic response and better understand the residuals in GNSS time series.

5.1 Data and processing

For the 2003-2008 period, only 6 stations are available, while 51 stations recorded the solid Earth's deformation for the 2011-2015 period. The GNSS network was previously shown in Figure 3.4. We use the GNSS daily solutions from the Nevada Geodetic Laboratory (*Blewitt et al., 2018*). We extract a linear trend for each station and each epoch and take into account the discontinuities and annual and semiannual signals.

To estimate the mass variations we use surface elevation changes from ICESat mission for the first period (*Sørensen et al., 2011a*) and CryoSat-2 for the second period (*Simonsen and Sørensen, 2017; Sørensen et al., 2018*). To have the most complete load of mass variations we added the variation of surface elevation changes of the peripheral glaciers. We know that the melting in Greenland is mainly concentrated on the coastal areas. The peripheral glaciers are mostly located in those areas. So we added the signal of all the peripheral glaciers of Greenland using the high resolution data given by *Hugonnet et al. (2021)* for the two periods.

We combine the surface elevation changes with three different firn models (FDM-IMAU, FDM-GSFC and FDM-JPL) used in chapter 4 to convert volume rates into mass rates. We also use the model derived from our inversion using GRACE and altimetry data in chapter 4. We compute the elastic displacements by convolving mass variations using Green's functions for vertical displacements for the PREM model (*Dziewonski and Anderson, 1981*). This computation was done with a modification of the crustal structure. Mean values of crustal elastic parameters and density for Greenland have been inferred from CRUST1 crustal model (*Laske et al., 2012*).

5.2 Load model

One of the challenges is to combine all the data, which present very different spatial resolutions. For the altimetry data, we have for the ICESat data a grid of $5 \text{ km} \times 5 \text{ km}$, and for CryoSat-2 data of $15 \text{ km} \times 15 \text{ km}$. For the peripheral glaciers, we have surface elevation changes with a really high resolution, of $\sim 100 \text{ m}$. Finally, in the firn model we have three different resolutions, for the FDM-IMAU we have a resolution of $1 \times 1 \text{ km}^2$ (Noël *et al.*, 2018), and for FDM-GSFC and FDM-JPL we have approximately a $10 \times 10 \text{ km}^2$ spatial resolution. We have made several tests to find an ideal configuration to have the best resolution for all the datasets.

The scope of the following section is to compare three different interpolation models. We have computed all different models for the three firn models and both ICESat and CryoSat-2 periods. However in this section we will only present the results of the three models for the CryoSat-2 period and the FDM-GSFC firn model. The computations obtained with ICESat data lead to the same conclusions.

Model 1 : This model takes into account the ice sheet surface elevation changes derived from CryoSat-2 mission and peripheral glaciers data Hugonnet *et al.* (2021), where we remove the altimetry data points located on peripheral glaciers data. We interpolate both of the signals on an evenly spaced grid of $\frac{1}{30}^\circ \times \frac{1}{30}^\circ$. Additionally, we add the firn correction defined in equation 4.3, which was also interpolated on the same evenly spaced grid $\frac{1}{30}^\circ \times \frac{1}{30}^\circ$. This resulted on an evenly spaced grid of mass balance that contains the information of the icesheet and the peripheral glaciers.

Model 2 : This model takes into account the ice sheet surface elevation changes derived from altimetry data generated by the CryoSat-2 mission. In this calculation we kept all the data points that we interpolated on an evenly spaced grid of $\frac{1}{30}^\circ \times \frac{1}{30}^\circ$. This grid was corrected for firn processes with the firn correction models used in Model 1. In this model, the peripheral glaciers signal that is included comes from the CryoSat-2 data, i.e. only glaciers strongly connected to the ice sheet.

Model 3 : This model takes into account the ice sheet surface elevation changes derived from CryoSat-2 mission and peripheral glaciers data Hugonnet *et al.* (2021), where we remove the altimetry data points located on peripheral glaciers data. Data are corrected for firn processes, with previously mentioned models. The altimetry data are interpolated on an evenly spaced grid of $\frac{1}{30}^\circ \times \frac{1}{30}^\circ$, but we kept the original resolution of $100 \times 100 \text{ m}^2$ for peripheral glaciers data.

We calculate the elastic displacements, by convolving the mass variations of each model

with the Green's functions for vertical displacements using the code LOADDEF (*Martens et al., 2019*) for the PREM Earth Model modified with CRUST1 (*Laske et al., 2012*).

Figure 5.1 and 5.2 (zoom on the southern region for better visibility) show the velocities predicted at the GNSS stations, for the Model 1 and 2. Results show that all velocities predicted by Model 2 underestimate the signal compared to Model 1. The differences can be particularly large. This is exemplified with station DKSG where there is a difference of 5.49 mm/yr, or YMER 4, with a 6 mm/yr difference, or even KUAQ with a 5 mm/yr difference. However we can note that for some stations the difference is low, around 0.6 mm/yr, like for SCBY, KMOR or AASI. The complete set of results (including calculations with ICESat data) is presented in the Tables A.1 and A.2, in annex A. These large differences highlight that CryoSat-2 data does not capture the mass variations of some peripheral glaciers. For example if we take the KUAQ station the signal induced by peripheral glaciers represents 50% of the unexplained signal. We know that the amplitude and distance to the load is really important in elastic displacement modelling. Comparing models 1 and 2 results confirms that it is essential to take into account peripheral glaciers to capture the local mass variations near GNSS stations.

Figure 5.3 and 5.4 show the vertical velocities at the GNSS stations for the Model 1 and 3. We can observe that the velocities are similar for the two models. We can see that the Model 3 predicts slightly higher velocities at most GNSS stations. Despite this general behaviour, for some of the GNSS stations (KSNB, KUAQ, LYNS, MIK2, UTMG, VFDG, YMER), Model 1 predicts higher velocities with a difference of more than 1 mm/yr. This result may be due to interpolation bias. During interpolation, the signal is spread over the grid and can be brought closer to the station. Overall the differences are pretty small. These findings show that Model 3 provides more information but Model 1 captures the signal coming from the peripheral glaciers. These results are presented in more details in annex, in Table A.3 and A.4.

These findings have led us to select Model 1 for the prediction of the elastic response of the Earth due to present day mass loss. This model reasonably takes into account the signal coming from the peripheral glaciers. Despite the fact that it is slightly less precise than Model 3, Model 1 represents a fair compromise between computing time and accuracy of the predictions. An example of this compromise is that computing time for Model 3 is 9 days for all stations, whereas Model 1 requires 1 day of processing for all the stations.

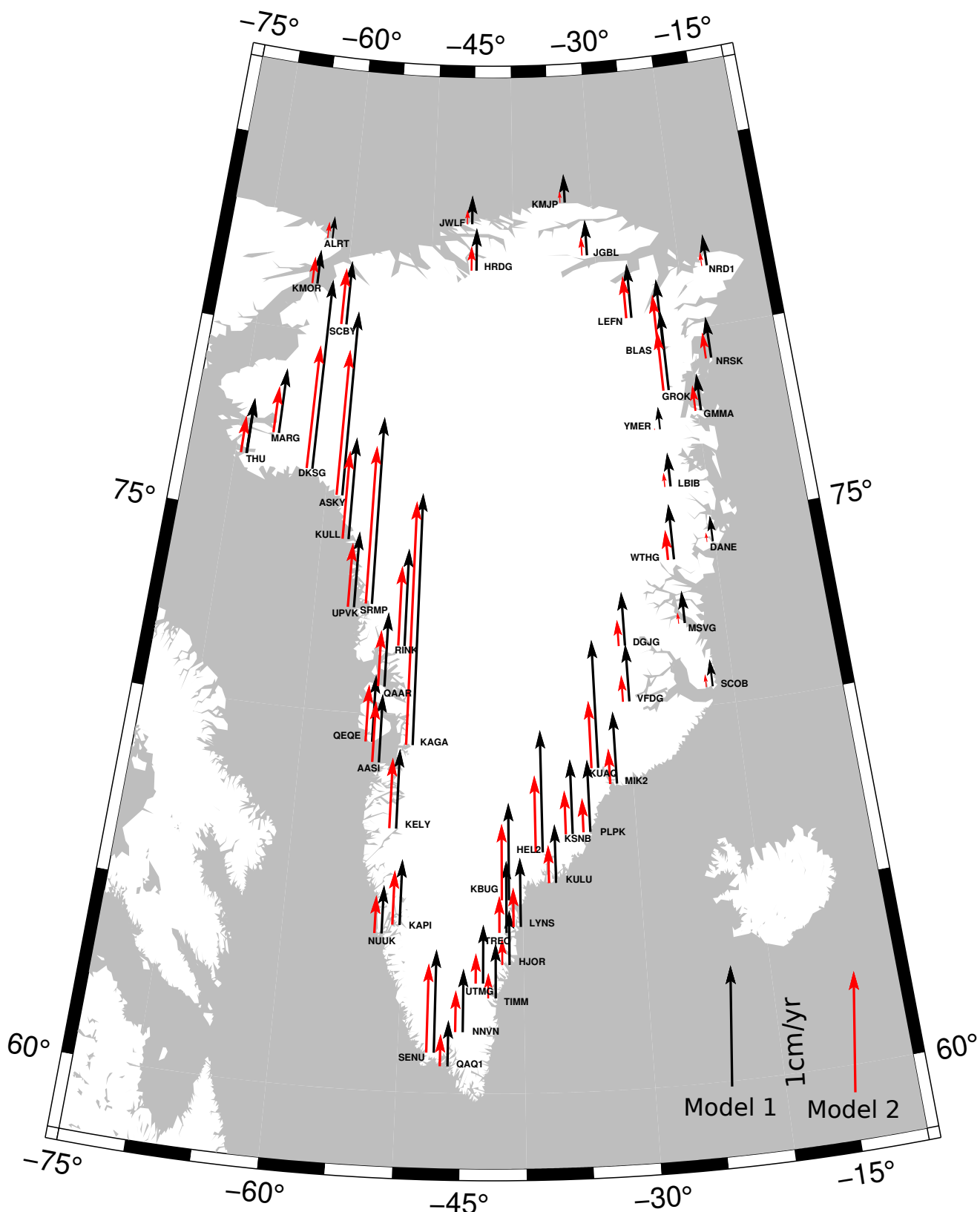


FIGURE 5.1 – Vertical velocities (in cm/yr) predicted in black for Model 1, and in red for Model 2

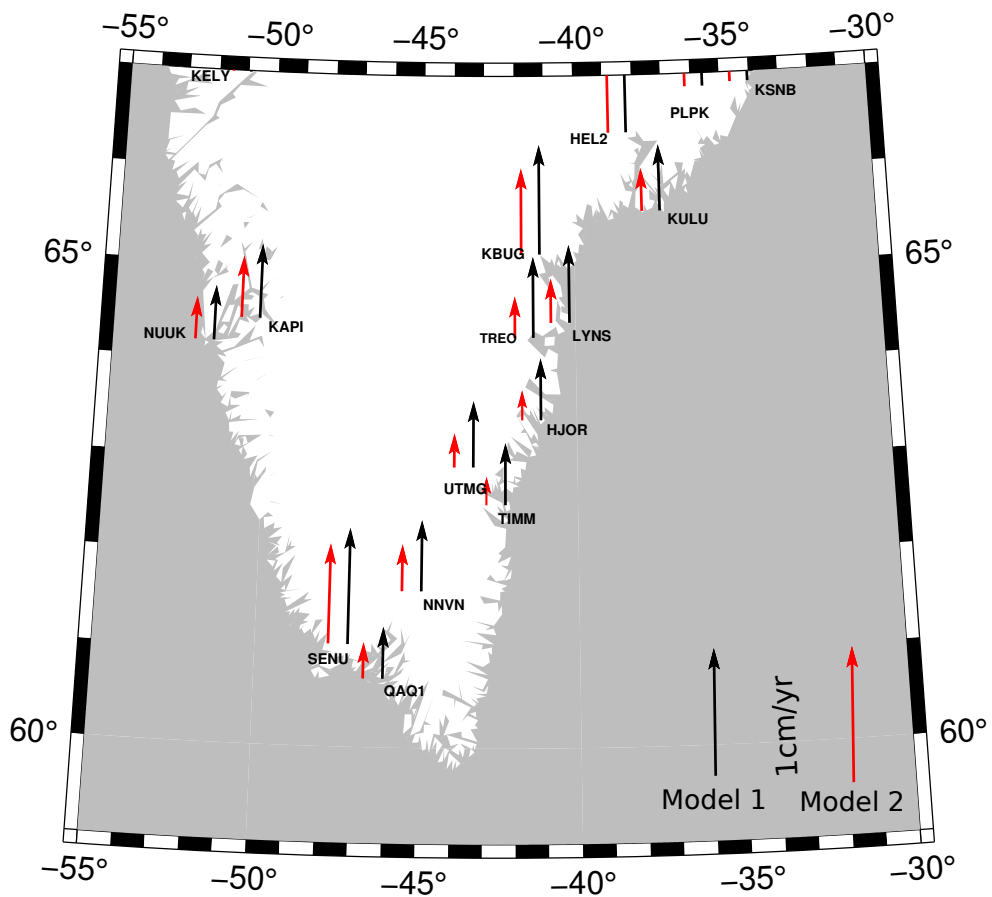


FIGURE 5.2 – Vertical velocities in the south of Greenland (in cm/yr) predicted for the period 2011-2015 and using FDM-GSFC for the firn model. The black and red arrows represent the respective velocities for the Models 1 and 2

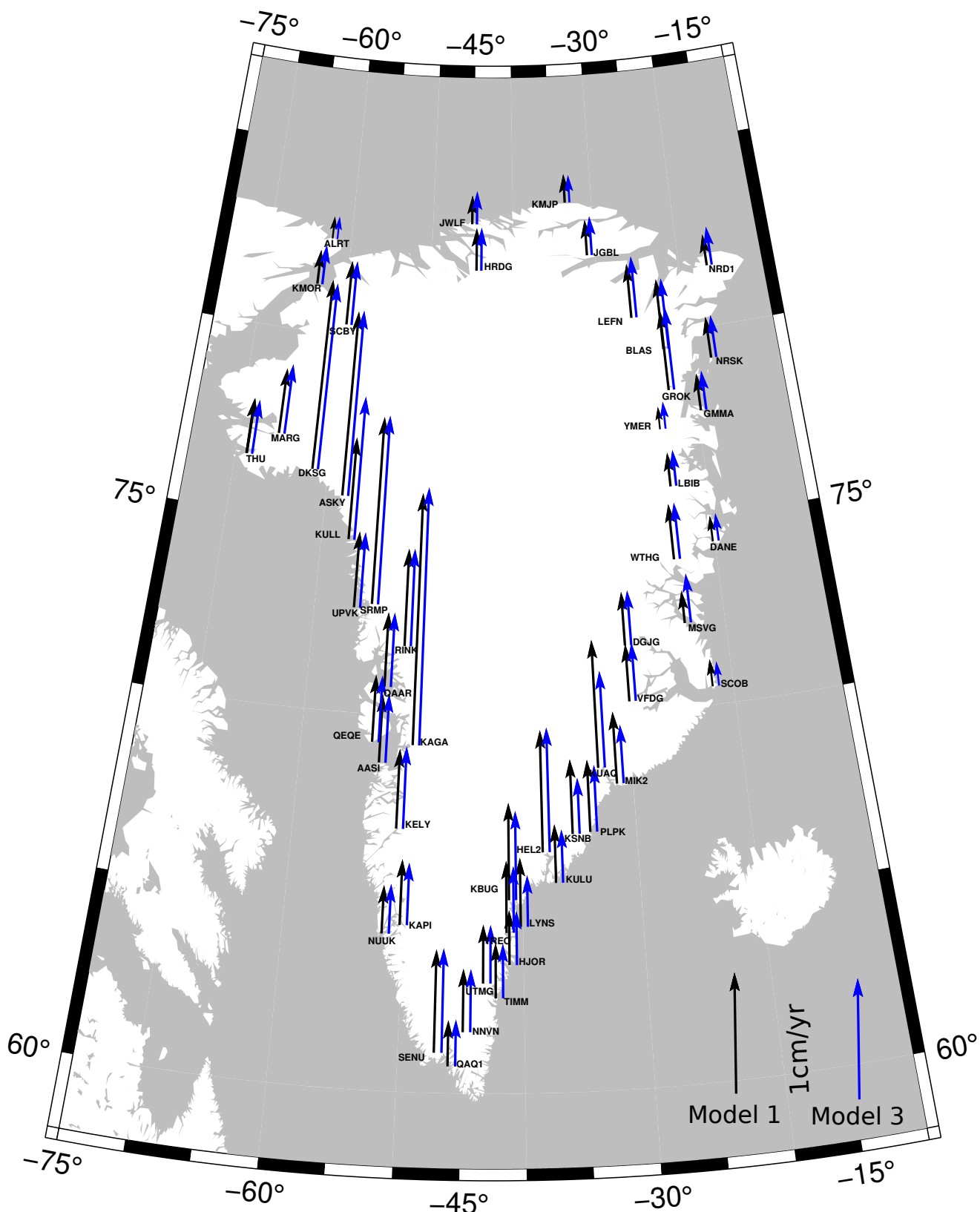


FIGURE 5.3 – Vertical velocities (in cm/yr) predicted in black for Model 1, and in blue for Model 3

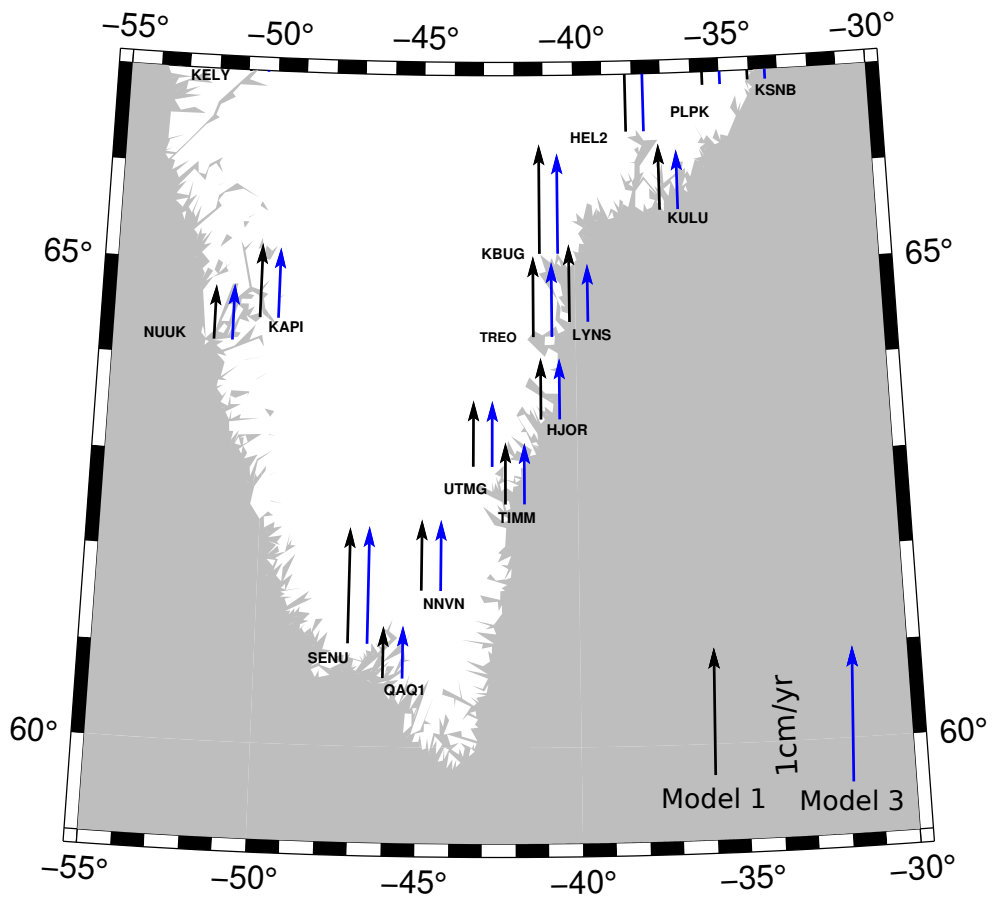


FIGURE 5.4 – Vertical velocities in the south of Greenland (in cm/yr) predicted in black for Model 1, and in blue for Model 3

5.3 Results

5.3.1 Elastic uplift rates and Residual Uplift Rates

We now compare the difference between the uplift rates observed at GNSS stations and the predicted uplift due to the elastic response of the Earth due to the present day mass loss. Figure 5.5 shows the residuals (GNSS observations minus the prediction) for the three firn models and the model derived from our inversion for the ICESat period. Table B.1 (Annexes) shows the location of GNSS stations, displacement rates observed and predicted for all the models and displacement rates due to GIA (ICE-6G model). We can see that displacement rate residuals are different depending on the model. For stations ALRT and KULU, we find the largest residuals. In all models, the predicted displacement rate at KELY is overestimated compared to GNSS observations. It is similar for QAQ1 station, but only with FDM-GSFC and our scaling inversion, or for SCOB station using our scaling inversion. The results for this period are complex to interpret due to the small number of GNSS stations available but we can see that for most of the stations, the uplift displacement rates predicted by the models are smaller than the observations, with the exception of the southwestern part of Greenland.

Now we will focus on the period of CryoSat-2. The Figure 5.6 shows the residuals at each GNSS station. For the FDM-IMAU model (Figure 5.6.A) we can see that the predicted uplift displacement rates are small compared to the observed GNSS uplift rates, at all stations except NRD1, QAQ1 and TIMM. For the FDM-GSFC (Figure 5.6.B), we also mostly have positive residuals, except in the south and northeast of Greenland where there are negative residuals. For the FDM-JPL (Figure 5.6.C), the residuals are similar to the ones of the FDM-GSFC model with less negative residuals in the northeast of Greenland. For the model derived from our scaling inversion we can note that the predicted uplift rates are smaller than the GNSS observations. For this model, the differences are larger than with the other models in the northeastern part of Greenland. There are large differences in the uplift estimates depending on the chosen firn model. As an example, for station DGJG, we found an uplift rate of 3.79 mm/yr with our scaling model, 2.15 mm/yr with FDM-IMAU, 4.45 mm/yr with FDM-GSFC and 3.54 mm/yr with FDM-JPL. The uplift rates predicted with FDM-GSFC is twice as large as the one predicted with FDM-IMAU. In general the FDM-GSFC predicts higher uplifts than the other models. For all models, we find large residuals in the central east Greenland, at stations HEL2, KSNB, KUAQ and MIK2. We can also note that for these stations the predicted displacement is smaller than the GNSS observations. For the station KUAQ, the difference reaches over 1 cm/yr for all the models, and for the other stations the

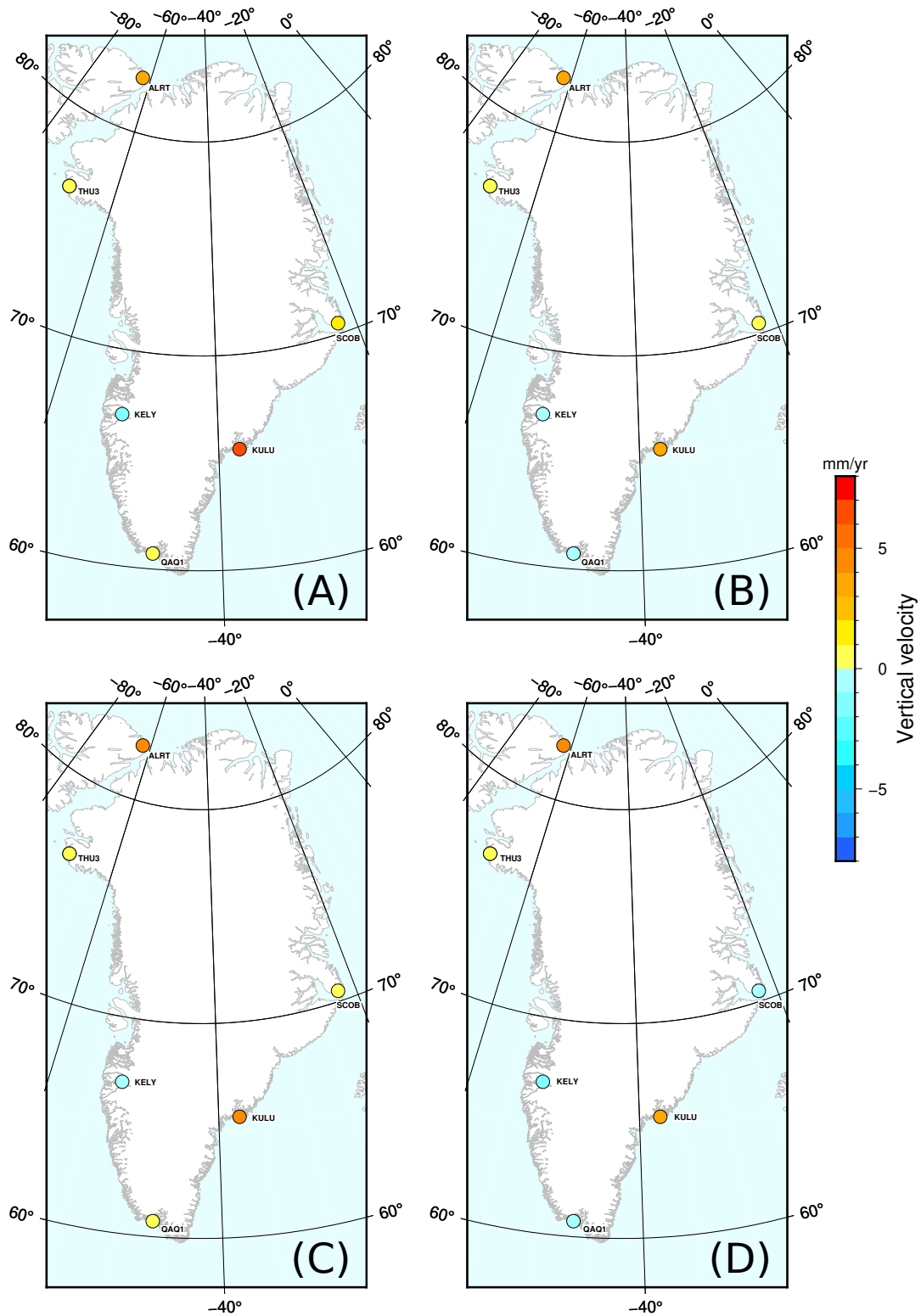


FIGURE 5.5 – Differences between GNSS rates and predicted elastic uplift rates at GNSS station in Greenland for the period October 2003 to March 2008. (A) using FDM-IMAU, (B) using FDM-GSFC, (C) using FDM-JPL and (D) our inversion from chapter 4.

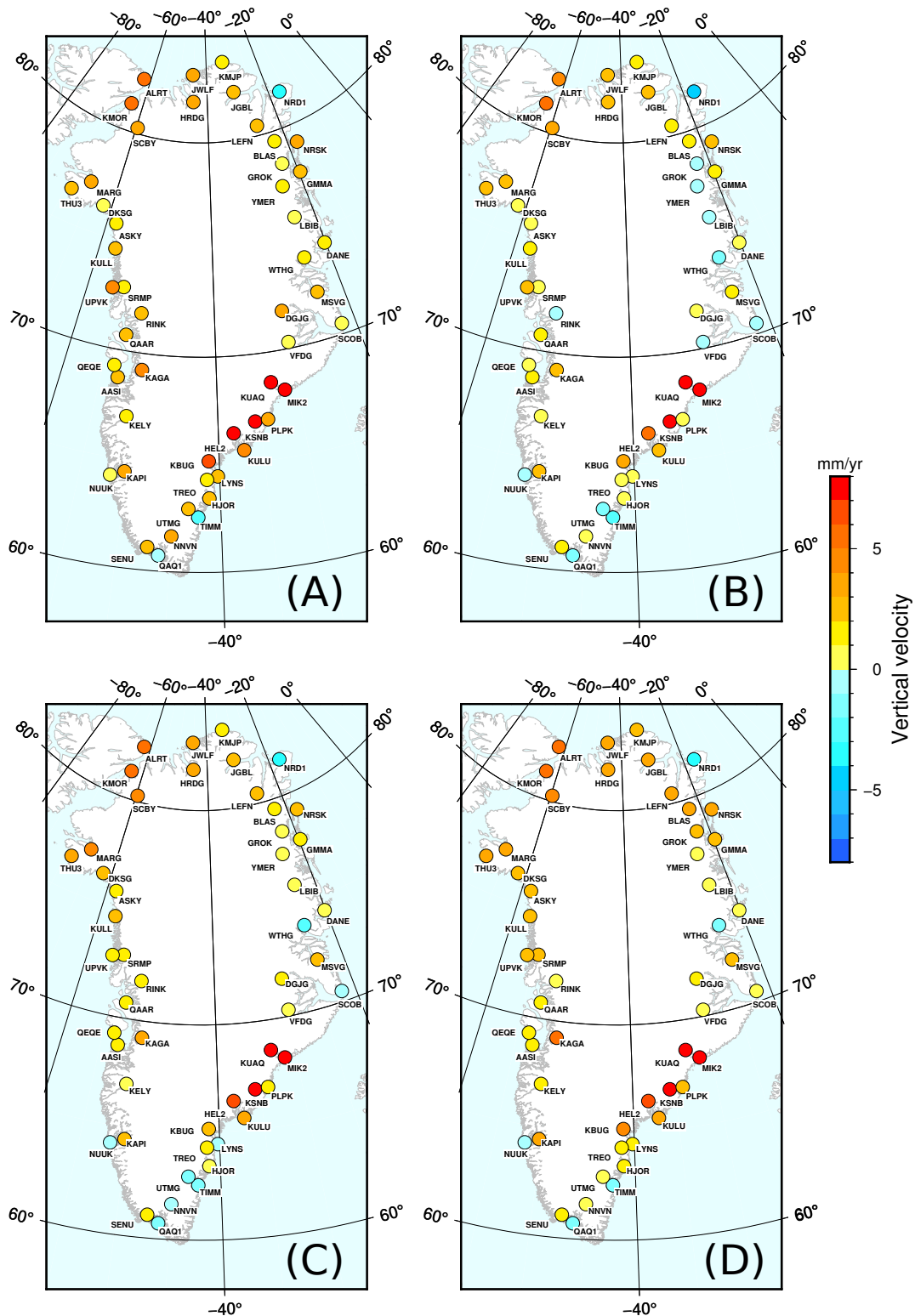


FIGURE 5.6 – Differences between GNSS rates and predicted elastic uplift rates at GNSS station in Greenland for the period January 2011 to December 2015. (A) using FDM-IMAU, (B) using FDM-GSFC, (C) using FDM-JPL and (D) our inversion from chapter 4.

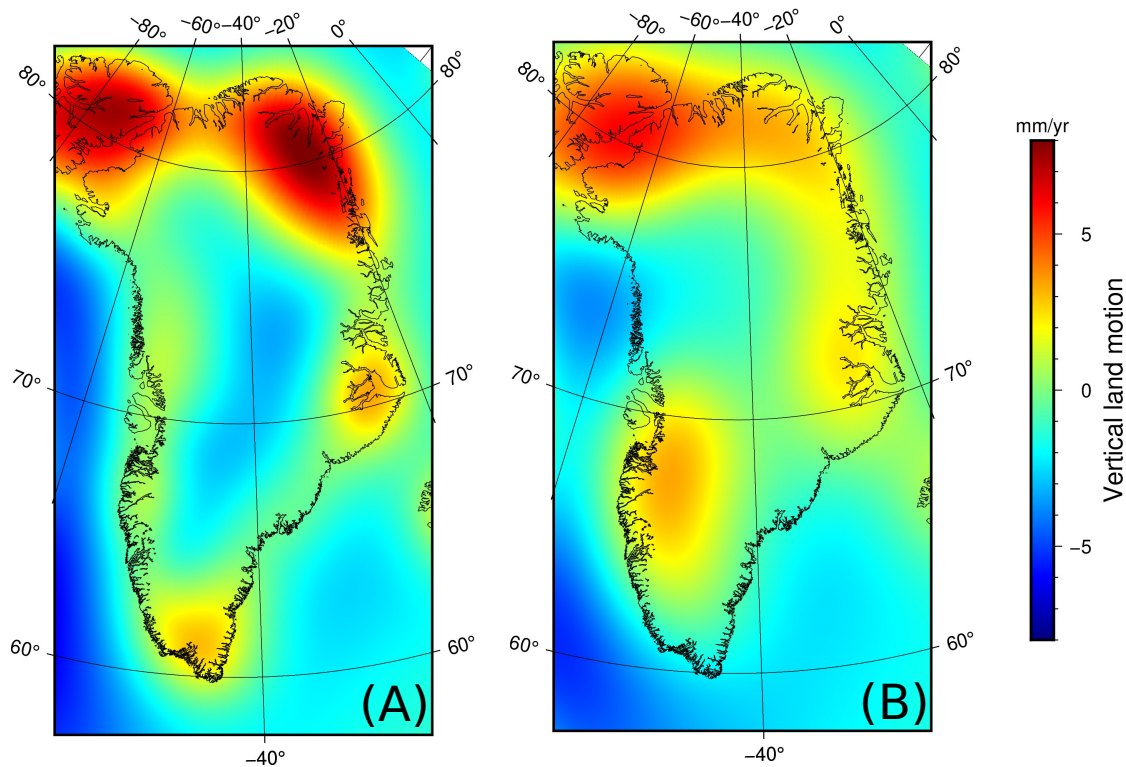


FIGURE 5.7 – Vertical displacement predicted by GIA models ICE-6G (A, (Peltier et al., 2015a) et CARON (B, (Caron and Ivins, 2020))

difference is between 6 and 11 mm/yr. Table B and B show the predicted uplift rates for each GNSS site.

5.3.2 GIA and Residual Rates

GNSS stations measure the displacement of the bedrock due to both the elastic deformation due to present day ice mass loss, and the viscoelastic deformation due to past ice mass loss. We have computed the elastic response of the Earth, and it cannot explain the signal observed at GNSS stations. To try to understand the residuals, we have corrected GNSS observations for GIA contributions using the two solutions ICE6-G and Caron (Figure 5.7). We present below the differences between observations and predictions when we correct for GIA models, for each firm model.

We focus here on the ICESat time period. Figure 5.8 shows the residuals between observations and predictions (GIA and elastic uplift) for each firm model, using Caron GIA model. We note that the GIA signal in the north affects the ALRT station motion, which leads to a diminution of the ALRT residual for all firm models. The high residual in the station KULU remains still present for all the firm models. At the station KELY the residuals

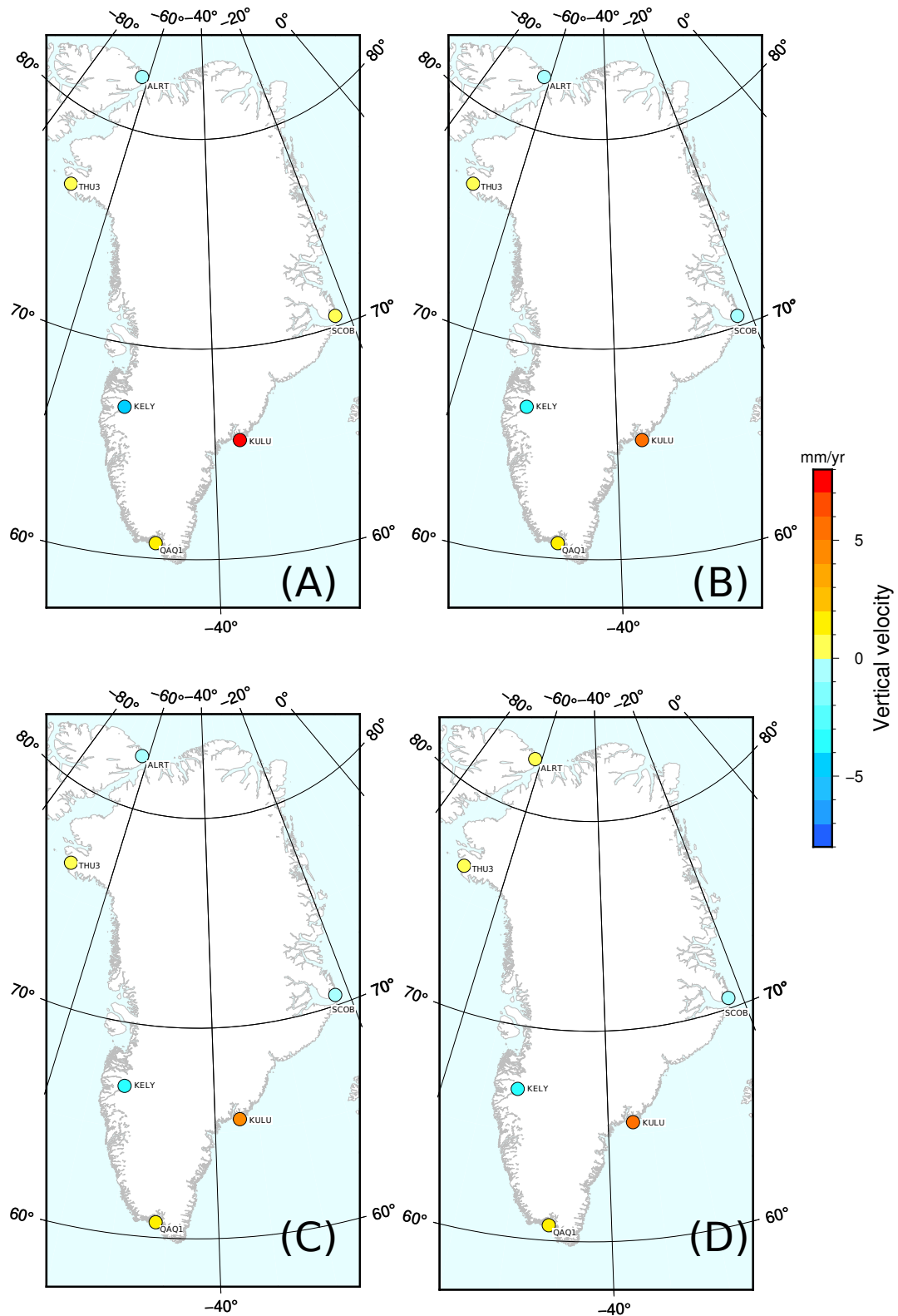


FIGURE 5.8 – Differences between observed and predicted uplift rates, considering elastic and Caron GIA rates, at GNSS station in Greenland for the period October 2003 to March 2008. (A) using FDM-IMAU, (B) using FDM-GSFC, (C) using FDM-JPL and (D) our inversion from chapter 4.

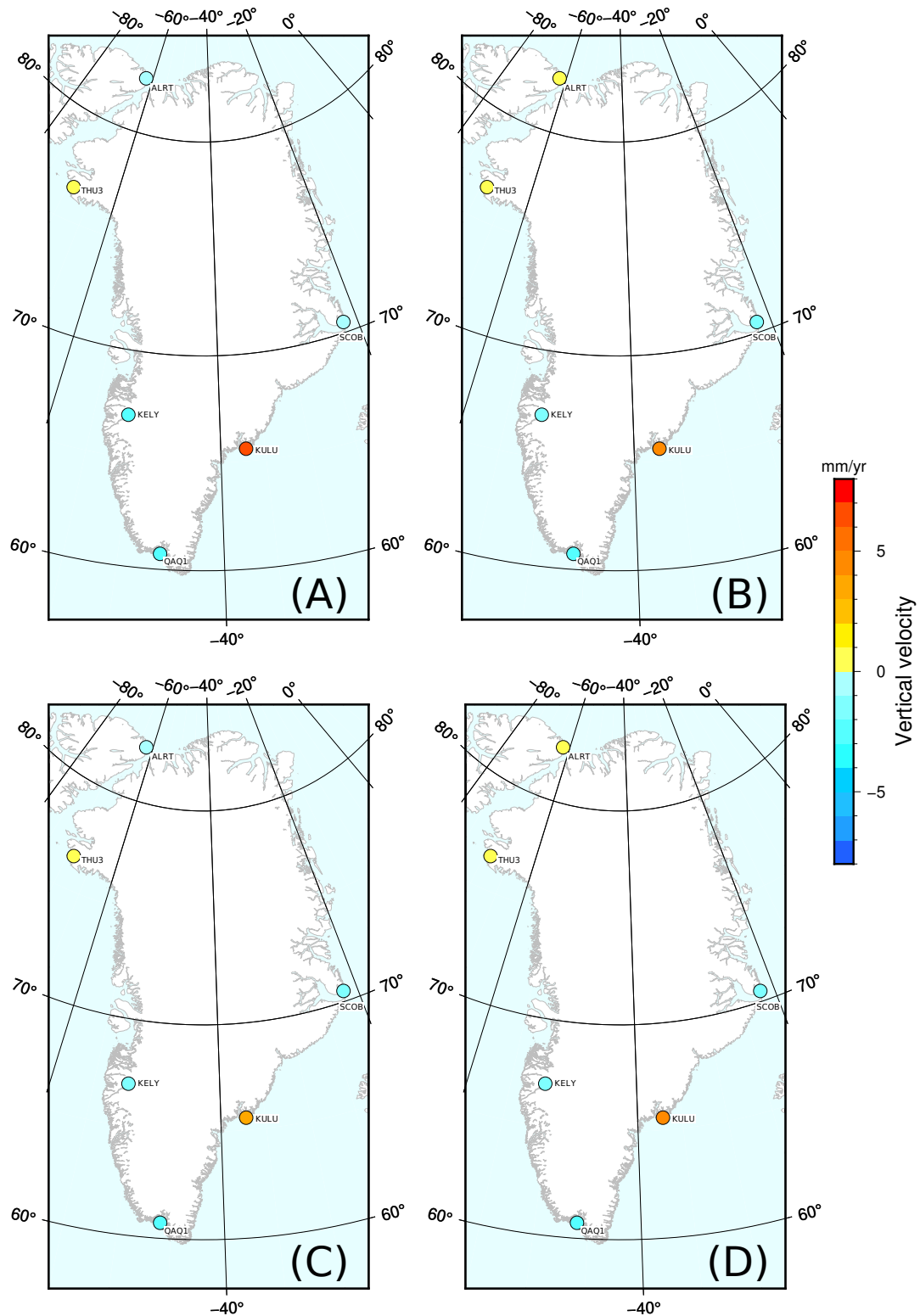


FIGURE 5.9 – Differences between observed and predicted uplift rates, considering elastic and ICE-6G GIA rates, at GNSS station in Greenland for the period October 2003 to March 2008. (A) using FDM-IMAU, (B) using FDM-GSFC, (C) using FDM-JPL and (D) our inversion from chapter 4.

are even larger, for all the firn models. When we look at the residuals with ICE-6G GIA model (Figure 5.9), we still see a large residual signal for station KULU. One of the largest difference between the two GIA models is at the station QAQ1, due to a difference in the GIA models in the south of Greenland. For this time period we find differences between predictions and observations induced by firn models and GIA models, even if we do not have a large number of stations.

For the CryoSat-2 period, more stations are available. We can see on Figure 5.10, the residuals between observations and predictions (GIA and elastic uplift), using the Caron GIA model. For all the firn models, the residuals are negative in the northern part of Greenland. Large residuals are still present in the central east region. There are positive residuals in the northwest, and negative residuals in the central/south west of Greenland. If we now consider the ICE-6G GIA model shown in Figure 5.11, we can see negative residuals for all the firn models in the north and particularly in the northeast part of Greenland. The residuals are in general more negative for the ICE-6G model than for Caron model. In the central eastern area we can also note a large positive residual for all firn models.

The residuals are different depending on which GIA model we take. For a few stations the uplift rates can be somehow explained with GIA and elastic uplifts, but for other stations there is still some signal missing, especially in the central east area of Greenland.

5.4 Discussion and conclusions

We have studied multiple loading models using different types of interpolation and combining different types of data. We chose here to present our results using an evenly spaced grid model (1/30 x 1/30 degrees). Our models take into account the recent ice mass loss from the ice sheet using altimetry data from the IceSat and CryoSat-2 mission, and from the peripheral glaciers using height variation estimates from ([Hugonnet et al., 2021](#)). We know that our model is not the most accurate possible and that improvements in computational strategy could decrease computing time and help reaching higher spatial resolutions, but we showed that our evenly spaced grid is sufficient to reasonably account for processes occurring at small spatial wavelengths.

We also have highlighted the importance of peripheral glaciers. The signal coming from the peripheral glaciers can represent half of the ground displacement signal recorded at stations that are close to strongly melting areas. For example, at PLPK station, the displacement rate coming from the peripheral glaciers is 3.15 mm/yr, while the component coming from the ice sheet is 2.82 mm/yr, assuming the FDM-GSFC firn model.

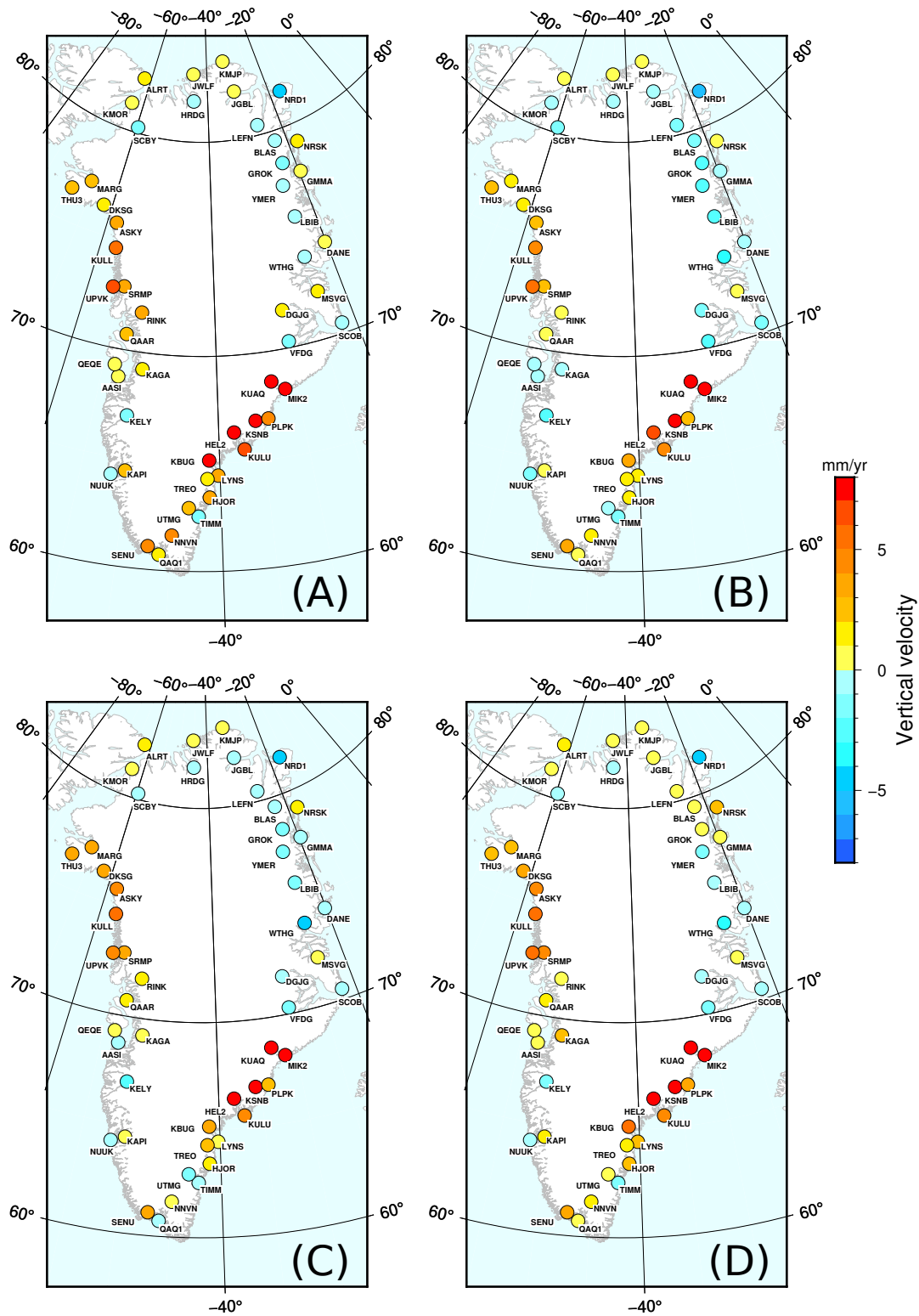


FIGURE 5.10 – Differences between observed and predicted uplift rates, considering elastic and Caron GIA rates, at GNSS stations in Greenland for the period January 2011 to December 2015. (A) using FDM-IMAU, (B) using FDM-GSFC, (C) using FDM-JPL and (D) our inversion from chapter 4.

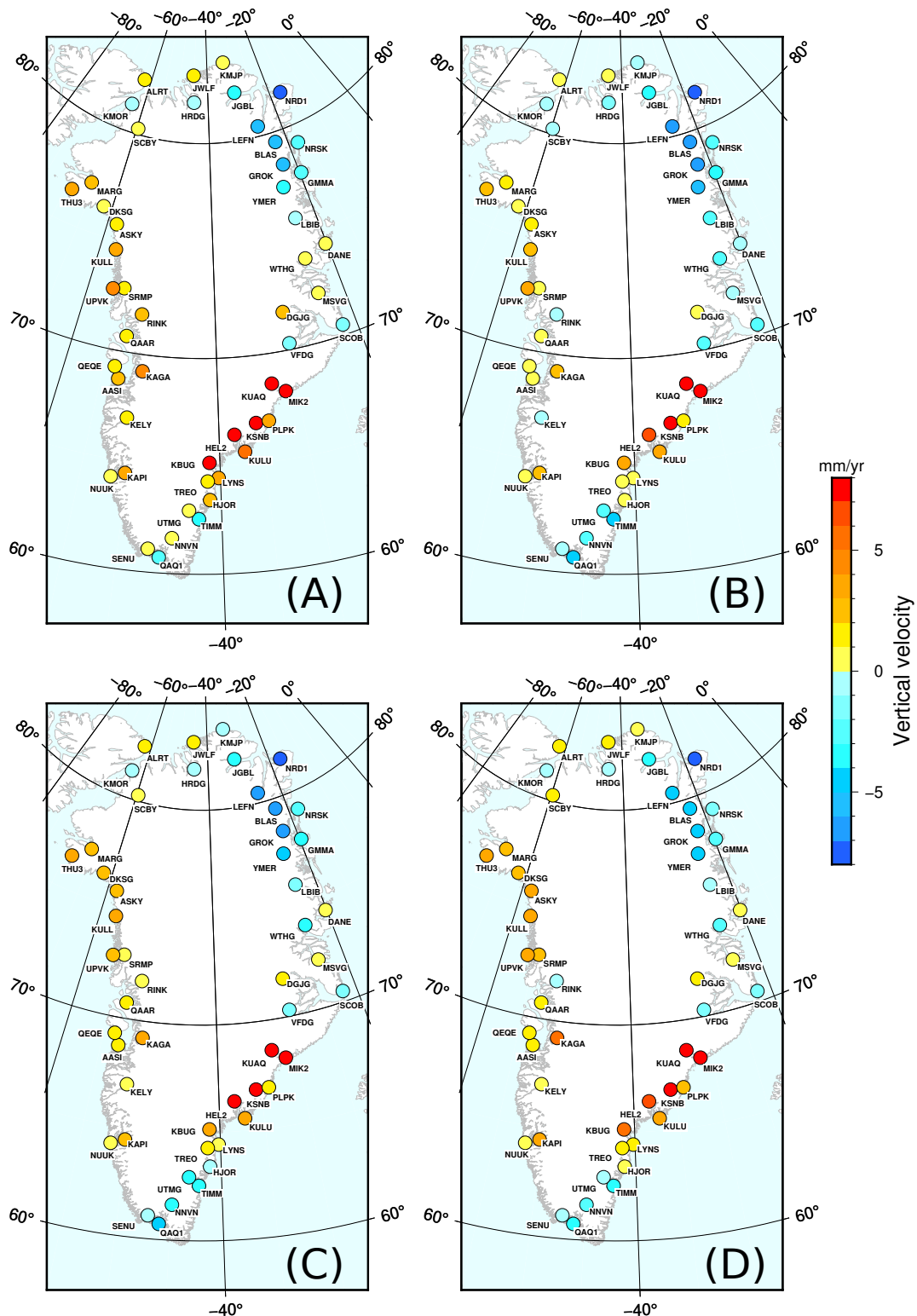


FIGURE 5.11 – Differences between, observed and predicted uplift rates, considering elastic and ICE-6G GIA rates, at GNSS stations in Greenland for the period January 2011 to December 2015. (A) using FDM-IMAU, (B) using FDM-GSFC, (C) using FDM-JPL and (D) our inversion from chapter 4.

We then calculated the uplift due to the elastic response of the Earth for the two time periods of the study, for three firm models and the model based on the scaling inversion of chapter 4. The predicted velocities are different for each firm model, for the two periods. The model which predict the largest uplift is the FDM-GSFC. We can notice that the residuals in the northeastern region are larger for the model derived from our inversion. This can be partly explain with the GIA corrections on GRACE data. We noted that at most of the stations, and for all models, the residuals show that the elastic reponse does not explain the observed displacement rates. The missing signal can be related to GIA or also due to the mass changes in the adjacent regions, especially those in the Canadian Artic . *Adhikari et al. (2021)* show that this contribution can be negligible in most of Greenland except for the northwest region where it can cause a uplift of maximum $\sim 1\text{mm/yr}$. We accounted for GIA contributions using two different models in order to improve our model and try to explain the remaining signal at GNSS stations.

Unfortunately, the two different GIA models used do not explain all the missing signal. ICE-6G GIA model overestimates the signal in the north, while Caron GIA model underestimates it in the northwest region. We found large residuals in the east coast of Greenland with 4 GNSS stations that show a large uplift rates and that have residuals up to $\sim 1\text{ cm/yr}$. *Khan et al. (2016)* already reported this strong uplift in the southeast of Greenland. The authors explain it by the presence of a low viscosity zone in the mantle due to the Iceland hot spot and its migration over time(*Rogozhina et al., 2016; Steinberger et al., 2019; Celli et al., 2021; Steffen et al., 2018*). The trace of the hot spot is still debated and will be discussed in the next chapter. Another explanation could be the signal coming from the ice mass loss since 1900, as proposed by *Adhikari et al. (2021)*. This study predicts displacement due to the ice mass loss after de little ice age that is up to 5 mm/yr in this region. This can explain a part of the missing signal at all the stations, but not the whole missing signal. In this study the two stations KUAQ and MIK2 have been excluded "from further analysis because their measurements are thought to be affected by the passage of the Icelandic hotspot". We can see in our study that while these stations have the largest residuals, other close by stations, namely KSNB, HEL2, KBUG, PLPK and KULU, also show important, and comparable, uplift rates.

We can conclude that peripheral glaciers are fondamental to study the elastic response to the present-day ice mass loss. We show that firm models are a source of uncertainty for the modelling of elastic displacements.

Troisième partie

Discussions et conclusions générales

DISCUSSIONS ET CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Nous nous sommes intéressés aux bilans de masse au Groenland déduits des mesures de gravimétrie spatiale, d'altimétrie satellitaire et de position de stations GNSS.

Une des difficultés pour déterminer et interpréter les bilans de masse venant de l'altimétrie satellitaire est la conversion de variations de volume de la calotte et des glaciers en variations de masse. En effet les données altimétriques nous donnent des informations sur les variations de l'élévation de la surface de glace et non sur les variations de masse. Pour convertir les variations de volume en variations de masse, il est indispensable de prendre en compte la variation de densité à l'intérieur de la calotte ou du glacier. La couche qui se trouve entre la surface, alimentée en neige fraîche de faible densité, et la glace plus en profondeur s'appelle la couche de névé (ou "firn" en anglais). Comme nous l'avons vu, cette couche peut présenter d'importantes variations de densité et son épaisseur varie dans le temps et l'espace. Nous avons donc décidé de comparer trois modèles de *firn* différents pour voir l'impact qu'ils ont sur l'estimation du bilan de masse de glace. Ces modèles sont tous contraints par des modèles climatiques, qui fournissent en particulier les quantités d'eau/glace entrant en surface ou sortant de la calotte ou du glacier. Nous avons utilisé trois modèles venant de centres différents : un modèle développé par l'Université d'Utrecht qui utilise le modèle climatique RACMO 2.3, le modèle développé dans le projet ISSM de la NASA au Jet Propulsion Laboratory qui utilise le modèle climatique ERA5 et finalement, le modèle développé à la NASA au Goddard Space Flight Center qui utilise le modèle climatique MERRA-2.

De plus, les données altimétriques ne donnent pas les variations de hauteur de tous les glaciers périphériques, c'est pour cela que nous avons utilisé les variations de l'altitude de surface des glaciers périphériques issues de données de photogrammétrie du capteur ASTER. Nous avons choisi deux périodes d'observation entre octobre 2003 et mars 2008 et janvier 2011 et décembre 2015. Pendant ces périodes, deux missions d'altimétrie spatiale ICESat et CryoSat-2 étaient en orbite, dont nous avons exploité les données. Nous avons de plus utilisé les données gravimétriques de la mission GRACE également disponibles pendant ces périodes. Ces périodes nous permettent donc d'avoir des données en quantité (surtout la seconde) et de bonne qualité.

Nous avons tout d'abord comparé les données GRACE et les données d'altimétrie satellitaire converties en variations de masse avec chaque modèle de *firn*. Nous avons pu mettre en évidence que le signal gravimétrique correspondant aux solutions altimétriques ne reproduit pas le signal donné par la mission GRACE, en établissant des bilans de masse pour chaque période et chaque modèle de *firn*. Afin de pouvoir s'affranchir des modèles

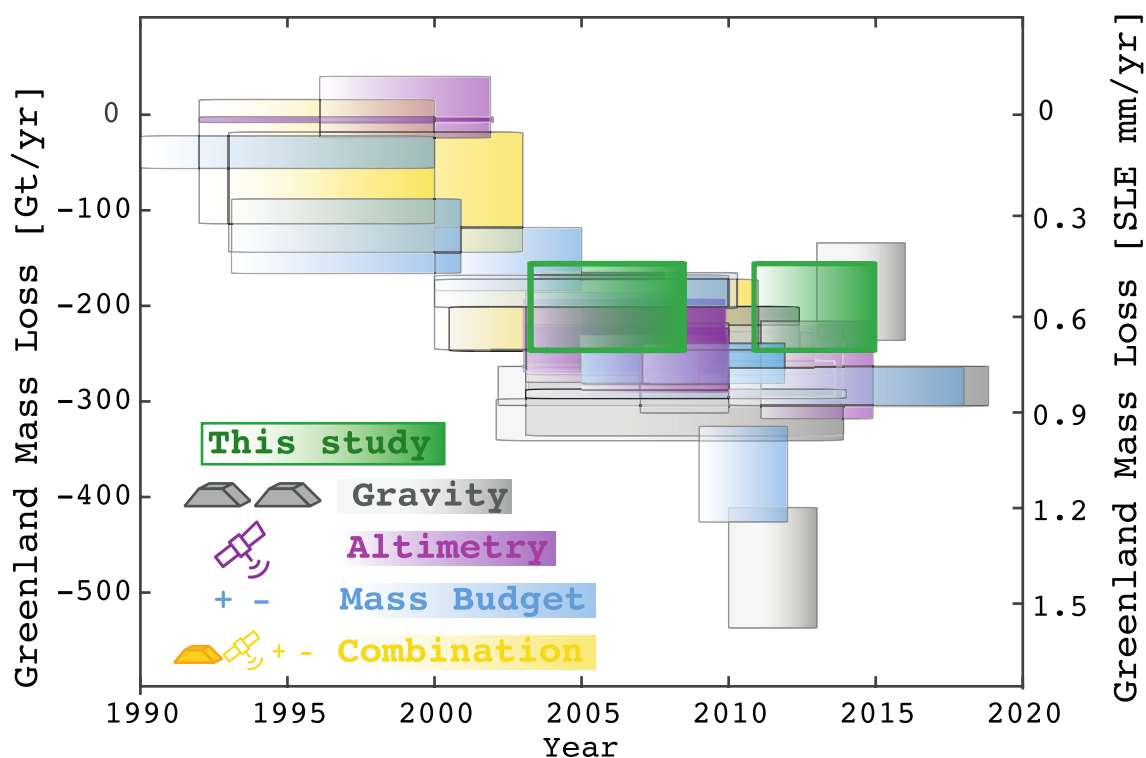


FIGURE 5.12 – Variations de masse de glace au Groenland entre 1900 et 2020 estimées par de nombreux auteurs, nos estimations sont représentées en vert.

de compaction, nous avons cherché à trouver des coefficients qui permettent d'ajuster le signal observé par les données altimétriques aux données de GRACE. Cette étape s'appuie sur une hypothèse forte : les mesures de la mission GRACE, malgré leur faible résolution spatiale, donnent un accès plus direct aux variations de masse de la glace/neige, et sont donc probablement moins sujettes aux erreurs de modélisation que les modèles de *firn*. Nous avons ainsi créé 12 bassins pour faire une inversion par moindres carrés, à partir des données GRACE et d'altimétrie satellitaire, permettant ainsi un bon compromis entre la résolution spatiale de la charge et les hypothèses faites pour accéder aux variations de masse. Nous avons estimé des bilans de masse pour chacune de ces solutions et chacune des périodes. Nos résultats sont compatibles avec des estimations réalisées dans des études précédemment publiées. Nous obtenons des variations qui sont dans la même gamme de valeurs pour les deux périodes. Nous avons pu montrer que l'influence du choix du modèle de *firn* peut avoir un impact direct sur les estimations du bilan de masses. Pour la période ICESat nous avons une différence atteignant 47 Gt/an entre les estimations obtenues par l'altimétrie et pour la période CryoSat-2 nous avons une différence atteignant 84 Gt/an. Indépendamment les sources d'erreurs déjà connues de ce type de mesures, nous avons démontré l'importance d'utiliser plusieurs modèles de *firn* pour pouvoir prendre en compte l'erreur causée par ces derniers. L'altimétrie est un outil indispensable pour l'observation de l'évolution des calottes polaires mais malheureusement elle ne donne pas un bilan de masse

direct et les modèles disponibles aujourd'hui pour convertir les variations de volume en variations de masse induisent une grande incertitude sur ces estimations. Une autre source d'information importante à prendre en compte est la déformation mesurée par les stations GNSS. Sous l'effet de la fonte de glace actuelle, la Terre se déforme de manière élastique (au premier ordre), cette déformation est (quasi) proportionnelle à la masse perdue. En étudiant les déformations élastiques, nous pourrions mieux contraindre la perte de masse au Groenland. Cependant les observations de déplacement enregistrées par les stations GNSS ne sont pas seulement sensibles à la fonte actuelle. Les stations GNSS "ressentent" effectivement les déformations élastiques mais aussi les déformations dues aux déglaciations passées particulièrement celles dues à la fonte des calottes polaires du Pleistocène. Afin de pouvoir séparer ces sources de déformation, nous avons décidé de modéliser la réponse élastique de la Terre à la fonte actuelle. Pour modéliser les déformations élastiques, nous avons utilisé la charge venant des données altimétriques et des glaciers périphériques que nous avons convoluée aux fonctions de Green grâce au code LOADDEF ([Martens et al., 2019](#)). Nous avons mis en évidence l'importance des glaciers périphériques pour les estimations des vitesses verticales. Nous avons montré que selon le modèle de *firn* choisi les estimations des vitesses verticales ne sont pas les mêmes et nous pouvons avoir des différences de 50 %. Nous avons également modélisé les déplacements induits par la fonte des glaces passées, particulièrement celle des calottes polaires du Pleistocène grâce à deux modèles de GIA, et corrigé les observations GNSS de cette contribution. Une des possibilités pour expliquer les différences persistantes entre les observations GNSS et notre modèle de déformation, incluant la fonte récente des glaces et la fonte passée des calottes polaires, est la réponse viscoélastique due à la fonte pour des périodes intermédiaires c'est à dire depuis le début du siècle dernier à la fin du petit âge glaciaire au Groenland.

Des études récentes ([Adhikari et al., 2021](#); [Khan et al., 2014](#)) montrent que'il est possible de modéliser des déformations, théoriquement mesurables, dues à cette fonte. Nous pouvons le voir sur la Figure 5.13. Dans cette étude nous pouvons voir que les déformations prédites par la fonte depuis le début du siècle peuvent atteindre plusieurs mm/an. Cependant, dans cette étude, deux des stations GNSS, dont les déplacements ne peuvent pas être expliqués par la fonte actuelle ou le GIA, n'ont pas été prises en considération car elles présenteraient une complexité supplémentaire. En effet, elles seraient affectées par une zone de faible viscosité dans le manteau qui causerait des anomalies très locales dans le modèle du rebond post-glaciaire. Effectivement nous pouvons observer une zone à l'est du Groenland où les résidus entre observation GNSS et modèle de déformation, comprenant les contributions de la fonte actuelle et du GIA, sont très importants avec un soulèvement du sol de plus de 15 mm/an (Figure 5.6 et Table B et B).

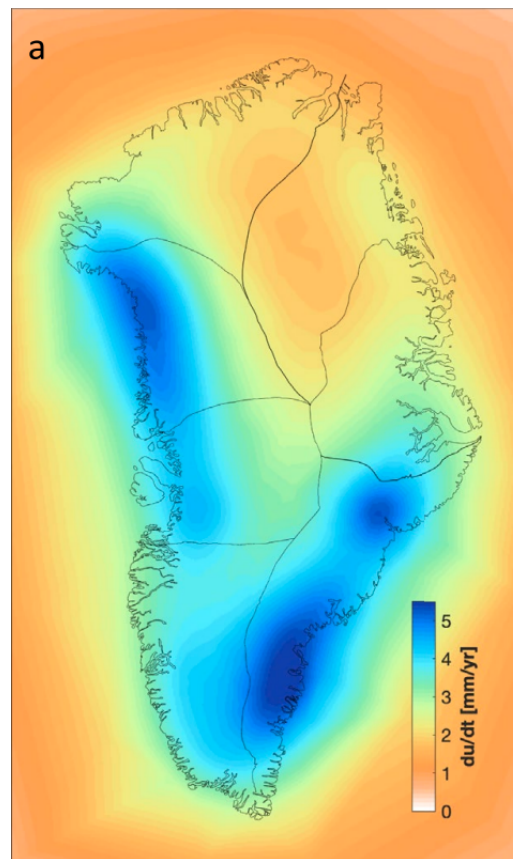


FIGURE 5.13 – Vitesses verticales prédites dues à la fonte après le petit âge glaciaire estimé par *Adhikari et al.* (2021)

Le Groenland a été lors de son histoire affecté par du volcanisme et en particulier du volcanisme de point chaud associé au point chaud aujourd’hui présent en Islande. Plusieurs études s’appuyant sur différentes méthodes (*Müller et al.*, 1993; *Dobrovine et al.*, 2012; *O’Neill et al.*, 2005; *Steinberger et al.*, 2004) ont été menées pour mieux estimer la trajectoire du passage du point chaud. La présence continue de glace sur le Groenland est une difficulté dans ce type d’étude. Les incertitudes sur le chemin du point chaud sont très grandes, résultant en une variété de possibilités qui s’étendent sur 1000 km du nord au sud comme nous pouvons le voir sur la Figure 5.14. En outre des études de tomographie sismique montrent des anomalies de vitesses sismiques sous le Groenland, qui pourraient s’expliquer par le point chaud actuel sous l’Islande et par le chemin qu’il a suivi au cours du temps (*Celli et al.*, 2021; *Steinberger et al.*, 2019). Selon les études, ces anomalies se trouvent entre 100 et 400 km et s’étendraient de l’ouest à l’est du Groenland sur plusieurs centaines de kilomètres de large. L’hypothèse d’une zone de faible viscosité très localisée qui expliquerait l’anomalie pour seulement deux stations nous semble peu probable. Nous avons vu que la trajectoire du point chaud est toujours discutée et les anomalies créées seraient beaucoup plus larges et affecteraient probablement un nombre plus important de stations.

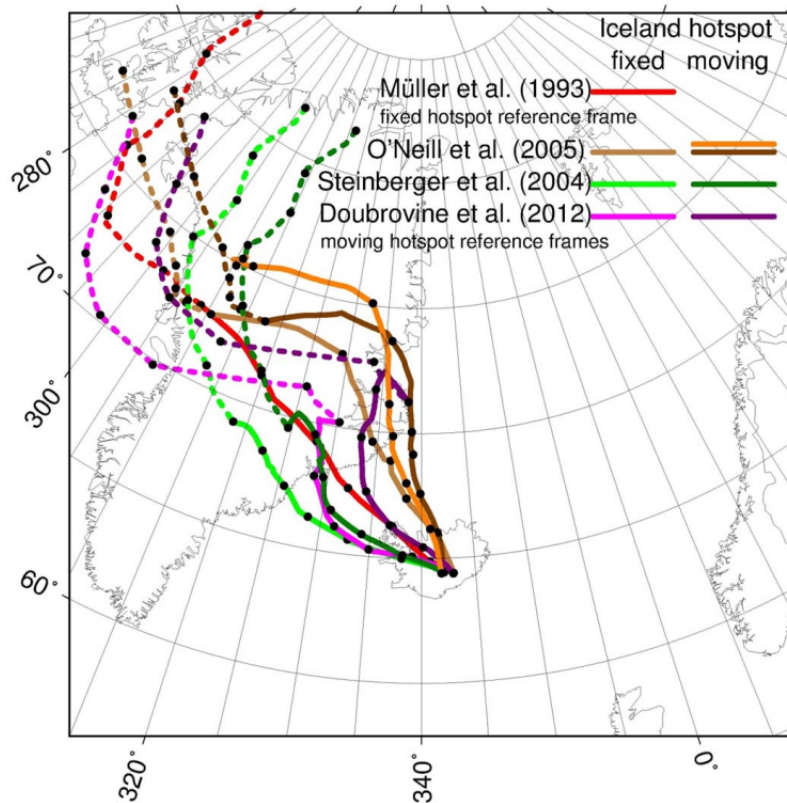


FIGURE 5.14 – Trajectoires possible du point chaud d’Islande par rapport au Groenland.
Source [Rogozhina et al. \(2016\)](#)

L’hypothèse de déformations dues à la fonte en début du siècle dernier semble probable, mais des variations d’épaisseur et de densité dans la couche de *firn* pourraient aussi expliquer une partie du signal manquant. Nous avons réalisé quelques tests pour modéliser ces déformations gravito-viscoélastiques dues à la fonte des glaces depuis 1900. Ces modélisations restent très incertaines, car elles dépendent de deux paramètres mal contraints, le profil de viscosité dans le manteau et l’historique de variation de glace. L’étude de ces déformations est importante et intéressante mais elle reste encore compliquée. Des études ont essayé de contraindre les variations de masse de glace grâce à des images satellitaires en déterminant l’étendue maximale des glaciers ([Khan et al., 2014](#); [Kjeldsen et al., 2015](#)) au petit âge glaciaire. Elles montrent des hétérogénéités importantes dans le comportement des glaciers. De plus, nous avons vu que le passage d’un point chaud pourrait peut-être entraîner des variations latérales de viscosité qu’il faudrait pouvoir prendre en compte pour modéliser les déformations viscoélastiques dues à toutes les fontes passées. Notons que nos modèles d’estimation de la fonte actuelle au Groenland à partir de GRACE ne tiennent pas compte de la remontée du socle associée à la fonte postérieure au petit âge glaciaire. Nous pensons que, si on en tenait compte, l’estimation de la fonte actuelle, en particulier dans le

Sud-Est serait assez considérablement supérieure à celle déduite des tables 4.2 et 4.3.

Nous avons donc fait une étude multi-techniques de l'évolution de la calotte du Groenland et de ses glaciers. En utilisant plusieurs méthodes, à différentes résolutions spatiales et temporelles, nous avons estimé un nouveau bilan de masse. Nous avons montré l'importance des glaciers périphériques dans les bilans de masse ainsi que dans le calcul des déformations élastiques de la Terre associées à la fonte actuelle. Nous avons obtenu un bilan de masse de - 167 Gt/an pour la période 2003-2008 et -243 Gt/an pour la période 2011-2015. Cependant ce bilan de masse est à prendre avec précaution. Celui-ci est issu de l'inversion de coefficients régionaux optimaux expliquant au mieux les observations d'altimétrie satellitaire et de gravimétrie spatiale, après correction du GIA. Si toutes les corrections avant inversion étaient parfaites, cette approche nous fournirait un modèle de *firn* optimal. Cependant, on constate que ce modèle n'explique pas particulièrement mieux les observations GNSS. Cela démontre que les écarts aux vitesses de stations GNSS ne peuvent pas être expliqués par les processus de *firn* seuls, une partie importante doit aussi venir des modèles de GIA dont aucun ne semble satisfaisant sur le Groenland.

Nous avons montré que les bilans de masse restent aujourd'hui très incertains à cause des erreurs de modélisation d'une part des processus de surface mais aussi des modèles de déformation de la Terre. Le rebond postglaciaire étant mal contraint, les bilans de masse déduits de GRACE ne peuvent être fiables et les modèles de *firn* montrent une grande disparité. L'approche multi-techniques reste aujourd'hui essentielle mais compliquée, et la combinaison des différents types de mesure, à des échelles de temps et d'espace multiples, doit se faire avec une grande précaution.

Perspectives

Nous avons vu au cours de cette étude que l'estimation des bilans de masse de glace reste un problème complexe à cause des diverses erreurs de mesure et de modélisation. Il serait intéressant de continuer l'exploration des déformations dues à la fonte depuis le petit âge glaciaire. Nous avons déjà mis en place le protocole pour calculer ce type de déformations et fait des tests préliminaires mais de nombreux paramètres restent mal connus, tel que l'historique de variations de glace au cours des derniers siècles, et nous n'avons malheureusement pas pu aller plus loin par manque de temps. Une autre piste d'exploration serait l'étude des vitesses horizontales des stations GNSS. En effet, les vitesses horizontales observées aux stations GNSS sont particulièrement sensibles à la structure viscoélastique de la Terre et pourraient apporter des contraintes complémentaires à celles déduites des vitesses verticales sur la fonte récente, mais aussi et surtout passée. Grâce à l'étude des vitesses

horizontales, nous pourrions avoir plus d'informations pour essayer de mieux séparer les sources de déformations élastiques et viscoélastiques. Néanmoins les vitesses horizontales doivent être corrigées des mouvements horizontaux dûs à la tectonique des plaques et au GIA à l'échelle mondiale. Les modèles de vitesses de plaques peuvent aussi être une source d'incertitudes.

Enfin, il serait intéressant de continuer à faire des études multi-techniques sur le Groenland, grâce à la continuité des missions spatiales, en particulier avec les données des missions GRACE-FO et de ICESat-2, pour en apprendre plus sur les processus de surface.

Appendices

LOAD MODEL APPENDICES

TABLE A.1 – Location of GNSS stations, predicted elastic uplift rates for Model 1 and Model 2 and difference between the models.

Station	Lon	Lat	Model 1 (mm/yr)	Model 2 (mm/yr)	Model 1 - Model 2 (mm/yr)
AASI	-52.7933	68.7193	5.677	5.05448	0.62252
ALRT	-62.3405	82.4943	1.841	1.35313	0.48787
ASKY	-58.2573	75.7261	15.252	12.0426	3.2094
BLAS	-22.9747	79.5386	5.828	4.57838	1.24962
DANE	-20.1998	74.3119	2.133	0.788211	1.344789
DGJG	-29.8502	71.7865	4.458	2.17287	2.28513
DKSG	-61.6777	76.3516	15.709	10.2121	5.4969
GMMA	-19.6521	77.8094	3.063	2.12828	0.93472
GROK	-22.9038	78.4427	6.601	4.95773	1.64327
HEL2	-38.2157	66.4012	10.114	6.38587	3.72813
HJOR	-41.1479	63.4182	4.554	2.22204	2.33196
HRDG	-44.5174	81.8798	3.533	2.02398	1.50902
JGBL	-31.0042	82.2088	2.943	1.56933	1.37367
JWLF	-45.1198	83.1117	2.393	1.18925	1.20375
KAGA	-49.8146	69.2223	20.84	20.1448	0.6952
KAPI	-50.2712	64.4323	5.455	4.51393	0.94107
KBUG	-41.1575	65.1437	8.051	6.33089	1.72011
KELY	-50.9448	66.9874	6.603	5.84818	0.75482
KMJP	-33.3771	83.6432	2.361	0.964409	1.396591
KMOR	-63.5274	81.2527	2.833	2.2194	0.6136
KSNB	-35.5763	66.8633	6.188	3.62916	2.55884
KUAQ	-33.0527	68.587	10.594	5.58328	5.01072
KULL	-57.2271	74.5806	8.441	7.29542	1.14558
KULU	-37.1494	65.5793	4.866	3.16296	1.70304
LBIB	-23.8529	75.8938	2.813	1.18266	1.63034

TABLE A.2 – Location of GNSS stations. predicted elastic uplift rates for Model 1 and Model 2 and difference between the models.

Station	Lon	Lat	Model 1 (mm/yr)	Model 2 (mm/yr)	Model 1 - Model 2 (mm/yr)
LEFN	-26.2935	80.4567	4.483	3.51472	0.96828
LYNS	-40.1981	64.4305	5.722	3.26686	2.45514
MARG	-65.6946	77.187	5.393	3.85354	1.53946
MIK2	-31.4518	68.1403	5.978	2.94747	3.03053
MSVG	-23.9129	72.2408	2.698	0.933064	1.764936
NNVN	-44.9011	61.6319	5.25	3.45388	1.79612
NRD1	-16.6554	81.6001	2.601	1.1592	1.4418
NRSK	-17.7254	79.155	3.43	2.16805	1.26195
NUUK	-51.7312	64.1836	4.025	3.14262	0.88238
PLPK	-34.0335	66.8977	5.978	2.82792	3.15008
QAAR	-52.6884	70.7404	6.156	4.66012	1.49588
QAQ1	-46.0478	60.7153	3.833	2.6777	1.1553
QEQE	-53.5223	69.2526	5.548	4.73428	0.81372
RINK	-50.994	71.8485	8.049	6.59713	1.45187
SCBY	-59.5936	80.2601	5.274	4.62827	0.64573
SCOB	-21.9505	70.4853	2.263	1.05729	1.20571
SENU	-47.1413	61.0696	8.549	7.36602	1.18298
SRMP	-54.3937	72.9107	15.482	13.0587	2.4233
THU3	-68.825	76.537	4.601	3.07146	1.52954
TIMM	-42.2862	62.5355	4.555	2.10618	2.44882
TREO	-41.3751	64.2771	4.555	3.05569	1.49931
UPVK	-56.128	72.7883	4.568	5.30903	-0.74103
UTMG	-43.3064	62.9272	5.955	2.51018	3.44482
VFDG	-29.8176	70.2999	6.293	2.21607	4.07693
WTHG	-24.3089	73.9552	4.884	2.4956	2.3884
YMER	-24.3263	77.4329	4.765	0.151964	4.613036

TABLE A.3 – Location of GNSS stations, predicted elastic uplift rates for Model 1 and Model 3 and difference between the models.

Station	Lon	Lat	Model 1 (mm/yr)	Model 3 (mm/yr)	Model 1 - Model 3 (mm/yr)
AASI	-52.7933	68.7193	5.677	5.693263	-0.016263
ALRT	-62.3405	82.4943	1.841	1.8599	-0.0189
ASKY	-58.2573	75.7261	15.252	15.35675	-0.10475
BLAS	-22.9747	79.5386	5.828	5.8516	-0.0236
DANE	-20.1998	74.3119	2.133	2.281124	-0.148124
DGJG	-29.8502	71.7865	4.458	4.53789	-0.07989
DKSG	-61.6777	76.3516	15.709	15.43039	0.27861
GMMA	-19.6521	77.8094	3.063	3.24075	-0.17775
GROK	-22.9038	78.4427	6.601	6.84831	-0.24731
HEL2	-38.2157	66.4012	10.114	10.31358	-0.19958
HJOR	-41.1479	63.4182	4.554	4.4877	0.0663
HRDG	-44.5174	81.8798	3.533	3.56294	-0.02994
JGBL	-31.0042	82.2088	2.943	3.21024	-0.26724
JWLF	-45.1198	83.1117	2.393	2.74909	-0.35609
KAGA	-49.8146	69.2223	20.84	21.32467	-0.48467
KAPI	-50.2712	64.4323	5.455	5.177562	0.277438
KBUG	-41.1575	65.1437	8.051	7.37711	0.67389
KELY	-50.9448	66.9874	6.603	6.81903	-0.21603
KMJP	-33.3771	83.6432	2.361	2.258876	0.102124
KMOR	-63.5274	81.2527	2.833	3.28792	-0.45492
KSNB	-35.5763	66.8633	6.188	4.63044	1.55756
KUAQ	-33.0527	68.587	10.594	8.00227	2.59173
KULL	-57.2271	74.5806	8.441	11.85253	-3.41153
KULU	-37.1494	65.5793	4.866	4.40846	0.45754
LBIB	-23.8529	75.8938	2.813	2.98632	-0.17332

TABLE A.4 – Location of GNSS stations. predicted elastic uplift rates for Model 1 and Model 3 and difference between the models.

Station	Lon	Lat	Model 1 (mm/yr)	Model 3 (mm/yr)	Model 1 - Model 3 (mm/yr)
LEFN	-26.2935	80.4567	4.483	5.06687	-0.58387
LYNS	-40.1981	64.4305	5.722	4.26771	1.45429
MARG	-65.6946	77.187	5.393	5.79831	-0.40531
MIK2	-31.4518	68.1403	5.978	4.86206	1.11594
MSVG	-23.9129	72.2408	2.698	4.07797	-1.37997
NNVN	-44.9011	61.6319	5.25	5.22833	0.02167
NRD1	-16.6554	81.6001	2.601	3.18264	-0.58164
NRSK	-17.7254	79.155	3.43	3.50585	-0.07585
NUUK	-51.7312	64.1836	4.025	4.13625	-0.11125
PLPK	-34.0335	66.8977	5.978	5.51952	0.45848
QAAR	-52.6884	70.7404	6.156	6.15511	0.00089
QAQ1	-46.0478	60.7153	3.833	3.89678	-0.06378
QEQE	-53.5223	69.2526	5.548	5.52712	0.02088
RINK	-50.994	71.8485	8.049	8.0573	-0.0083
SCBY	-59.5936	80.2601	5.274	5.28979	-0.01579
SCOB	-21.9505	70.4853	2.263	2.021689	0.241311
SENU	-47.1413	61.0696	8.549	8.65411	-0.10511
SRMP	-54.3937	72.9107	15.482	15.61491	-0.13291
THU3	-68.825	76.537	4.601	4.52524	0.07576
TIMM	-42.2862	62.5355	4.555	4.51714	0.03786
TREO	-41.3751	64.2771	4.555	5.50575	-0.95075
UPVK	-56.128	72.7883	4.568	6.26144	-1.69344
UTMG	-43.3064	62.9272	5.955	4.8528	1.1022
VFDG	-29.8176	70.2999	6.293	4.83504	1.45796
WTHG	-24.3089	73.9552	4.884	4.67213	0.21187
YMER	-24.3263	77.4329	4.765	2.260621	2.504379

LOCATION OF GPS SITES, OBSERVED UPLIFT RATES, PREDICTED ELASTIC UPLIFT RATES, AND GIA UPLIFT RATE FOR ICE-6G AND CARON MODELS

TABLE B.1 – Location of GNSS stations, uplift rates at GNSS station, displacement rates predicted for GIA from ICE6-G model, predicted elastic uplift rates for each firm model and our inversion. For IceSat-2 period from October 2003 to March 2011.

ICESAT 2003-2008									
Station	Lat	Lon	GPS (mm/yr)	GIA ICE6-G (mm/yr)	GIA Caron (mm/yr)	Inversion (mm/yr)	IMAU (mm/yr)	GSFC (mm/yr)	JPL (mm/yr)
ALRT	82.494	-62.340	5.368321055	3.8779	4.0735	1.19329	1.50935	1.31023	1.5597
KELY	66.987	-50.945	2.507156317	0.6742	2.8618	3.63884	4.18688	3.07246	3.2649
KULU	65.579	-37.149	10.08942434	-0.5167	-1.4494	6.49061	3.71813	5.64464	6.6452
QAQ1	60.715	-46.048	3.586506296	2.4978	-1.6940	3.66796	3.56963	3.47288	3.6423
SCOB	70.485	-21.950	3.519225579	1.5921	0.5774	3.60684	2.28545	3.11367	3.4644
THU3	76.537	-68.825	5.758074457	-0.1169	0.1669	5.17552	5.54994	4.99494	5.401

TABLE B.2 – Location of GNSS stations. uplift rates at GNSS station. displacement rates predicted for GIA from ICE6-G model. predicted elastic uplift rates for each firm model and our inversion. For CryoSAT period from January 2011 to December 2015.

CryoSAT 2011-2015									
Station	Lat	Lon	GPS (mm/yr)	GIA ICE-6G (mm/yr)	GIA Caron (mm/yr)	Inversion (mm/yr)	IMAU (mm/yr)	GSFC (mm/yr)	JPL (mm/yr)
AASI	68.719	-52.793	6.8532	0.2055	1.7527	4.95	4.6421	5.677	5.292
ALRT	82.494	-62.340	6.6576	3.8779	4.0735	1.49	1.4919	1.841	1.458
ASKY	75.726	-58.257	15.9853	-0.4653	-2.0643	13.28	14.5521	15.252	14.02
BLAS	79.539	-22.975	6.8898	7.7518	2.4974	3.51	5.0611	5.828	5.375
DANE	74.312	-20.200	2.4098	0.6087	1.0428	1.49	1.3586	2.133	1.728
DGJG	71.787	-29.850	5.4036	0.2651	2.1455	3.79	2.1511	4.458	3.546
DKSG	76.352	-61.678	16.3650	-0.2029	-1.0427	13.91	15.6281	15.709	14.111
GMMA	77.809	-19.652	4.4569	4.9054	1.6941	1.96	2.4088	3.063	2.792
GROK	78.443	-22.904	6.2400	6.5792	2.1606	3.78	5.458	6.601	5.96
HEL2	66.401	-38.216	16.1075	-0.4832	-0.8915	9.7	7.0552	10.114	9.316
HJOR	63.418	-41.148	5.2371	0.6385	-0.8258	3.75	2.4431	4.554	5.051
HRDG	81.880	-44.517	6.3112	4.1555	3.6843	2.73	3.0647	3.533	2.758
JGBL	82.209	-31.004	5.4444	6.3710	2.8866	2.15	2.5064	2.943	2.584
JWLF	83.112	-45.120	5.3708	2.3148	2.6228	1.81	2.0208	2.393	2.011
KAGA	69.222	-49.815	23.3711	-0.2508	2.7029	18.24	19.2871	20.84	20.224
KAPI	64.432	-50.271	7.8365	-0.0959	1.4921	4.69	4.1522	5.455	5.469
KBUG	65.144	-41.158	11.3198	-0.4152	-0.2658	6.48	4.5413	8.051	8.374
KELY	66.987	-50.945	7.0845	0.6742	2.8618	5.88	5.3172	6.603	6.343
KMJP	83.643	-33.377	3.9623	1.8786	1.2971	1.75	2.0253	2.361	2.103
KMOR	81.253	-63.527	7.9816	5.7808	5.5601	2.22	2.3563	2.833	2.299
KSNB	66.863	-35.576	14.8029	-0.4464	-1.1130	5.46	2.9344	6.188	5.438
KUAQ	68.587	-33.053	22.1736	-0.1187	0.0424	10.09	8.2051	10.594	9.963
KULL	74.581	-57.227	10.2928	-0.6313	-2.8221	7.57	7.6921	8.441	7.58
KULU	65.579	-37.149	7.6842	-0.5167	-1.4494	4.34	3.0288	4.866	4.645
LBIB	75.894	-23.853	2.4585	1.7432	1.7361	1.65	1.6193	2.813	1.807

TABLE B.3 – Location of GNSS stations. uplift rates at GNSS station. displacement rates predicted for GIA from ICE6-G model. predicted elastic uplift rates for each firm model and our inversion. For CryoSAT period from January 2011 to December 2015.

CryoSAT 2011-2015									
Station	Lat	Lon	GPS (mm/yr)	GIA ICE-6G (mm/yr)	GIA Caron (mm/yr)	Inversion (mm/yr)	IMAU (mm/yr)	GSFC (mm/yr)	JPL (mm/yr)
LEFN	80.457	-26.293	6.1492	8.2571	2.9318	2.85	3.7765	4.483	3.927
LYNS	64.430	-40.198	6.4007	-0.1604	-0.8912	4.69	3.4306	5.722	6.525
MARG	77.187	-65.695	8.3624	1.4351	1.1559	4.88	4.7681	5.393	4.105
MIK2	68.140	-31.452	13.5433	0.1519	-0.0774	5.23	4.3951	5.978	5.305
MSVG	72.241	-23.913	4.6065	1.9100	1.7764	1.84	1.7543	2.698	2.15
NNVN	61.632	-44.901	5.5158	2.9303	-0.7803	5.27	2.1996	5.25	6.12
NRD1	81.600	-16.655	-1.4189	3.9605	1.2821	1.67	2.1323	2.601	2.262
NRSK	79.155	-17.725	5.9415	5.3136	1.6722	2.14	2.7985	3.43	3.154
NUUK	64.184	-51.731	3.3877	-0.6405	0.3652	3.5	3.0508	4.025	4.021
PLPK	66.898	-34.033	6.9016	-0.4894	-1.1546	4.85	3.7474	5.978	5.773
QAAR	70.740	-52.688	7.3245	0.6670	0.3674	5.47	4.8991	6.156	5.525
QAQ1	60.715	-46.048	2.2694	2.4978	-1.6940	3.69	2.7503	3.833	4.014
QEQE	69.253	-53.522	6.3172	-0.0531	1.0818	4.85	4.544	5.548	5.151
RINK	71.849	-50.994	8.0060	0.8439	-0.2648	7.39	5.0337	8.049	6.827
SCBY	80.260	-59.594	8.6256	3.3774	5.0088	3.92	4.8303	5.274	4.504
SCOB	70.485	-21.950	1.8129	1.5921	0.5774	1.72	1.5528	2.263	1.967
SENU	61.070	-47.141	10.0553	2.2882	-1.5345	8.35	7.5435	8.549	8.589
SRMP	72.911	-54.394	16.0285	0.3491	-2.1178	13.45	14.3374	15.482	14.752
THU	76.537	-68.825	7.1277	-0.1169	0.1669	4.11	4.1977	4.601	3.853
TIMM	62.536	-42.286	2.1305	1.5822	-0.7643	4.06	4.1558	4.555	3.814
TREO	64.277	-41.375	5.4571	0.2001	-0.4361	4.06	4.1558	4.555	3.814
UPVK	72.788	-56.128	7.0495	-0.5543	-2.5734	4.44	2.662	4.568	5.185
UTMG	62.927	-43.306	4.8308	1.6183	-0.1713	4.09	2.7943	5.955	6.826
VFDG	70.300	-29.818	5.9967	1.7135	1.7224	5.65	5.4134	6.293	5.63
WTHG	73.955	-24.309	3.2899	0.6066	1.8828	5.17	1.9911	4.884	5.858
YMER	77.433	-24.326	4.0368	4.7158	1.8990	3.78	2.4989	4.765	3.614

BIBLIOGRAPHIE

- Adhikari, S., G. Milne, L. Caron, S. Khan, K. Kjeldsen, J. Nilsson, E. Larour, and E. Ivins (2021), Decadal to centennial timescale mantle viscosity inferred from modern crustal uplift rates in greenland, *Geophysical Research Letters*, 48(19), e2021GL094,040.
- Altamimi, Z., P. Rebischung, L. Métivier, and X. Collilieux (2016), Itrf2014 : A new release of the international terrestrial reference frame modeling nonlinear station motions, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 121(8), 6109–6131.
- Andersen, M., et al. (2015), Basin-scale partitioning of greenland ice sheet mass balance components (2007–2011), *Earth and Planetary Science Letters*, 409, 89–95.
- Arendt, A., et al. (2015), Randolph glacier inventory—a dataset of global glacier outlines : Version 5.0, *Digital media, Global Land Ice Measurements from Space, Boulder, Colorado, USA*.
- Argus, D. F., W. Peltier, R. Drummond, and A. W. Moore (2014), The antarctica component of postglacial rebound model ice-6g_c (vm5a) based on gps positioning, exposure age dating of ice thicknesses, and relative sea level histories, *Geophysical Journal International*, 198(1), 537–563.
- Arthern, R. J., D. G. Vaughan, A. M. Rankin, R. Mulvaney, and E. R. Thomas (2010), In situ measurements of antarctic snow compaction compared with predictions of models, *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 115(F3).
- Aublanc, J., P. Thibaut, A. Guillot, F. Boy, and N. Picot (2021), Ice sheet topography from a new cryosat-2 sarin processing chain, and assessment by comparison to icesat-2 over antarctica, *Remote Sensing*, 13(22), 4508.
- Ballhorn, U., J. Jubanski, and F. Siegert (2011), Icesat/glas data as a measurement tool for peatland topography and peat swamp forest biomass in kalimantan, indonesia, *Remote Sensing*, 3(9), 1957–1982.
- Bamber, J. L., et al. (2013), A new bed elevation dataset for greenland, *The Cryosphere*, 7(2), 499–510.
- Bamber, J. L., R. M. Westaway, B. Marzeion, and B. Wouters (2018), The land ice contribution to sea level during the satellite era, *Environmental Research Letters*, 13(6), 063,008.
- Barletta, V. R., L. S. Sørensen, and R. Forsberg (2013), Scatter of mass changes estimates at basin scale for greenland and antarctica, *The Cryosphere*, 7(5), 1411–1432.
- Bevan, S. L., A. J. Luckman, and T. Murray (2012), Glacier dynamics over the last quarter of a century at helheim, kangerdlugssuaq and 14 other major greenland outlet glaciers, *The Cryosphere*, 6(5), 923–937.

-
- Bevis, M., et al. (2012), Bedrock displacements in greenland manifest ice mass variations, climate cycles and climate change, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109(30), 11,944–11,948.
- Bjork, A. A., K. H. Kjaer, N. J. Korsgaard, S. A. Khan, K. K. Kjeldsen, C. S. Andresen, J. E. Box, N. K. Larsen, and S. Funder (2012), An aerial view of 80 years of climate-related glacier fluctuations in southeast greenland, *Nature Geoscience*, 5(6), 427–432.
- Blewitt, G., W. C. Hammond, and C. Kreemer (2018), Harnessing the gps data explosion for interdisciplinary science, *Eos*, 99(10.1029), 485.
- Bolch, T., L. Sandberg Sørensen, S. B. Simonsen, N. Mölg, H. Machguth, P. Rastner, and F. Paul (2013), Mass loss of greenland's glaciers and ice caps 2003–2008 revealed from icesat laser altimetry data, *Geophysical Research Letters*, 40(5), 875–881.
- Caron, L., and E. R. Ivins (2020), A baseline antarctic gia correction for space gravimetry, *Earth and Planetary Science Letters*, 531, 115,957.
- Cazenave, A., and R. S. Nerem (2004), Present-day sea level change : Observations and causes, *Reviews of Geophysics*, 42(3).
- Celli, N. L., S. Lebedev, A. J. Schaeffer, and C. Gaina (2021), The tilted iceland plume and its effect on the north atlantic evolution and magmatism, *Earth and Planetary Science Letters*, 569, 117,048.
- Chanard, K., L. Fleitout, E. Calais, S. Barbot, and J.-P. Avouac (2018), Constraints on transient viscoelastic rheology of the asthenosphere from seasonal deformation, *Geophysical Research Letters*, 45(5), 2328–2338.
- Chen, J., C. Wilson, B. Tapley, and S. Grand (2007), Grace detects coseismic and postseismic deformation from the sumatra-andaman earthquake, *Geophysical Research Letters*, 34(13).
- Christensen, O. B., M. Drews, J. H. Christensen, K. Dethloff, K. Ketelsen, I. Hebestadt, and A. Rinke (2007), The hirham regional climate model. version 5 (beta).
- Church, J. A., et al. (2013), Sea level change, *Tech. rep.*, PM Cambridge University Press.
- Ciraci, E., I. Velicogna, and S. Swenson (2020), Continuity of the mass loss of the world's glaciers and ice caps from the grace and grace follow-on missions, *Geophysical Research Letters*, 47(9), e2019GL086,926.
- Citterio, M., and A. Ahlstrøm (2013), Brief communication" the aerophotogrammetric map of greenland ice masses", *The Cryosphere*, 7(2), 445–449.
- Cogley, J. G. (2009), Geodetic and direct mass-balance measurements : comparison and joint analysis, *Annals of Glaciology*, 50(50), 96–100.

- Csatho, B. M., et al. (2014), Laser altimetry reveals complex pattern of greenland ice sheet dynamics, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(52), 18,478–18,483.
- Dobrovine, P. V., B. Steinberger, and T. H. Torsvik (2012), Absolute plate motions in a reference frame defined by moving hot spots in the pacific, atlantic, and indian oceans, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 117(B9).
- Dziewonski, A. M., and D. L. Anderson (1981), Preliminary reference earth model, *Physics of the earth and planetary interiors*, 25(4), 297–356.
- Eguchi, N., T. Yokota, and G. Inoue (2007), Characteristics of cirrus clouds from icesat/glas observations, *Geophysical research letters*, 34(9).
- Enderlin, E. M., I. M. Howat, S. Jeong, M.-J. Noh, J. H. Van Angelen, and M. R. Van Den Broeke (2014), An improved mass budget for the greenland ice sheet, *Geophysical Research Letters*, 41(3), 866–872.
- Ewert, H., A. Groh, and R. Dietrich (2012), Volume and mass changes of the Greenland ice sheet inferred from ICESat and GRACE, *Journal of Geodynamics*, 59-60, 111–123, doi :10.1016/j.jog.2011.06.003.
- Farrell, W. (1972), Deformation of the earth by surface loads, *Reviews of Geophysics*, 10(3), 761–797.
- Felikson, D., T. J. Urban, B. C. Gunter, N. Pie, H. D. Pritchard, R. Harpold, and B. E. Schutz (2017), Comparison of elevation change detection methods from icesat altimetry over the greenland ice sheet, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 55(10), 5494–5505.
- Fettweis, X. (2007), Reconstruction of the 1979–2006 greenland ice sheet surface mass balance using the regional climate model mar, *The Cryosphere*, 1(1), 21–40.
- Fettweis, X., J. E. Box, C. Agosta, C. Amory, C. Kittel, C. Lang, D. van As, H. Machguth, and H. Gallée (2017), Reconstructions of the 1900–2015 greenland ice sheet surface mass balance using the regional climate mar model, *The Cryosphere*, 11(2), 1015–1033.
- Fettweis, X., et al. (2020), Grsmbmip : intercomparison of the modelled 1980–2012 surface mass balance over the greenland ice sheet, *The Cryosphere*, 14(11), 3935–3958.
- Flament, T., and F. Rémy (2012), Dynamic thinning of antarctic glaciers from along-track repeat radar altimetry, *Journal of Glaciology*, 58(211), 830–840.
- Flechtner, F., K.-H. Neumayer, C. Dahle, H. Dobslaw, E. Fagiolini, J.-C. Raimondo, and A. Güntner (2016), What can be expected from the grace-fo laser ranging interferometer for earth science applications?, in *Remote sensing and water resources*, pp. 263–280, Springer.

-
- Fleming, K., and K. Lambeck (2004), Constraints on the greenland ice sheet since the last glacial maximum from sea-level observations and glacial-rebound models, *Quaternary Science Reviews*, 23(9-10), 1053–1077.
- Frappart, F., G. Ramillien, S. Biancamaria, N. M. Mognard, and A. Cazenave (2006), Evolution of high-latitude snow mass derived from the grace gravimetry mission (2002–2004), *Geophysical Research Letters*, 33(2).
- Frederikse, T., et al. (2020), The causes of sea-level rise since 1900, *Nature*, 584(7821), 393–397.
- Funder, S., K. K. Kjeldsen, K. H. Kjær, and C. Ó. Cofaigh (2011), The greenland ice sheet during the past 300,000 years : A review, *Developments in Quaternary Sciences*, 15, 699–713.
- Gallée, H., and G. Schayes (1994), Development of a three-dimensional meso- γ primitive equation model : katabatic winds simulation in the area of terra nova bay, antarctica, *Monthly Weather Review*, 122(4), 671–685.
- Gauer, L.-M., K. Chanard, and L. Fleitout (2022), Data-driven gap filling and spatio-temporal filtering of the grace-grace-fo records, *In prep.*
- Ghil, M., et al. (2002), Advanced spectral methods for climatic time series, *Reviews of geophysics*, 40(1), 3–1.
- Groh, A., H. Ewert, M. Fritsche, A. Rülke, R. Rosenau, M. Scheinert, and R. Dietrich (2014), Assessing the current evolution of the greenland ice sheet by means of satellite and ground-based observations, *Surveys in Geophysics*, 35(6), 1459–1480.
- Grove, J. M. (2019), *Little ice ages : ancient and modern*, Routledge.
- Guo, J., X. Duan, and C. Shum (2010), Non-isotropic gaussian smoothing and leakage reduction for determining mass changes over land and ocean using grace data, *Geophysical Journal International*, 181(1), 290–302.
- Han, S.-C., C. Jekeli, and C. Shum (2004), Time-variable aliasing effects of ocean tides, atmosphere, and continental water mass on monthly mean grace gravity field, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 109(B4).
- Hanna, E., et al. (2020), Mass balance of the ice sheets and glaciers—progress since ar5 and challenges, *Earth-Science Reviews*, 201, 102,976.
- Hinderer, J., O. Andersen, F. Lemoine, D. Crossley, and J.-P. Boy (2006), Seasonal changes in the european gravity field from grace : A comparison with superconducting gravimeters and hydrology model predictions, *Journal of Geodynamics*, 41(1-3), 59–68.
- Howat, I. M., Y. Ahn, I. Joughin, M. R. van den Broeke, J. T. Lenaerts, and B. Smith (2011), Mass balance of greenland’s three largest outlet glaciers, 2000–2010, *Geophysical Research Letters*, 38(12).

- Hugonnet, R., et al. (2021), Accelerated global glacier mass loss in the early twenty-first century, *Nature*, 592(7856), 726–731.
- Hurkmans, R., J. Bamber, C. Davis, I. Joughin, K. Khvorostovsky, B. Smith, and N. Schoen (2014), Time-evolving mass loss of the greenland ice sheet from satellite altimetry, *The Cryosphere*, 8(5), 1725–1740.
- IPCC (2021), *Climate Change 2021 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.), Cambridge University Press.
- Jacob, T., J. Wahr, W. T. Pfeffer, and S. Swenson (2012), Recent contributions of glaciers and ice caps to sea level rise, *Nature*, 482(7386), 514–518, doi :10.1038/nature10847.
- Jekeli, C. (1981), Alternative methods to smooth the earth's gravity field, *Tech. rep.*
- Jiang, Y., T. H. Dixon, and S. Wdowinski (2010), Accelerating uplift in the north atlantic region as an indicator of ice loss, *Nature Geoscience*, 3(6), 404–407.
- Khan, S. A., J. Wahr, M. Bevis, I. Velicogna, and E. Kendrick (2010), Spread of ice mass loss into northwest Greenland observed by GRACE and GPS : NORTHWEST GREENLAND ICE LOSS, *Geophysical Research Letters*, 37(6), n/a–n/a, doi :10.1029/2010GL042460.
- Khan, S. A., et al. (2013), Recurring dynamically induced thinning during 1985 to 2010 on upernavik isstrøm, west greenland, *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 118(1), 111–121.
- Khan, S. A., et al. (2014), Glacier dynamics at helheim and kangerdlugssuaq glaciers, southeast greenland, since the little ice age, *The Cryosphere*, 8(4), 1497–1507.
- Khan, S. A., et al. (2016), Geodetic measurements reveal similarities between post–last glacial maximum and present-day mass loss from the greenland ice sheet, *Science advances*, 2(9), e1600,931.
- Khazendar, A., et al. (2019), Interruption of two decades of jakobshavn isbrae acceleration and thinning as regional ocean cools, *Nature Geoscience*, 12(4), 277–283.
- Khvorostovsky, K. S. (2011), Merging and analysis of elevation time series over greenland ice sheet from satellite radar altimetry, *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 50(1), 23–36.
- Kjeldsen, K. K., et al. (2015), Spatial and temporal distribution of mass loss from the greenland ice sheet since ad 1900, *Nature*, 528(7582), 396–400.

-
- Krabill, W., et al. (2000), Greenland ice sheet : High-elevation balance and peripheral thinning, *Science*, 289(5478), 428–430.
- Kuipers Munneke, P., et al. (2015), Elevation change of the greenland ice sheet due to surface mass balance and firn processes, 1960–2014, *The Cryosphere*, 9(6), 2009–2025.
- Kulp, S. A., and B. H. Strauss (2019), New elevation data triple estimates of global vulnerability to sea-level rise and coastal flooding, *Nature communications*, 10(1), 1–12.
- Kusche, J. (2007), Approximate decorrelation and non-isotropic smoothing of time-variable grace-type gravity field models, *Journal of Geodesy*, 81(11), 733–749.
- Kusche, J., R. Schmidt, S. Petrovic, and R. Rietbroek (2009), Decorrelated grace time-variable gravity solutions by gfz, and their validation using a hydrological model, *Journal of geodesy*, 83(10), 903–913.
- Kwok, R., H. J. Zwally, and D. Yi (2004), Icesat observations of arctic sea ice : A first look, *Geophysical Research Letters*, 31(16).
- Lai, Y.-R., and L. Wang (2021), Monthly surface elevation changes of the greenland ice sheet from icesat-1, cryosat-2, and icesat-2 altimetry missions, *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 19, 1–5.
- Lambeck, K., C. D. Woodroffe, F. Antonioli, M. Anzidei, W. R. Gehrels, J. Laborel, and A. J. Wright (2010), Paleoenvironmental records, geophysical modelling, and reconstruction of sea level trends and variability on centennial and longer timescales.
- Lambeck, K., H. Rouby, A. Purcell, Y. Sun, and M. Sambridge (2014), Sea level and global ice volumes from the last glacial maximum to the holocene, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(43), 15,296–15,303.
- Lambeck, K., A. Purcell, and S. Zhao (2017), The north american late wisconsin ice sheet and mantle viscosity from glacial rebound analyses, *Quaternary Science Reviews*, 158, 172–210.
- Landerer, F. W., et al. (2020), Extending the global mass change data record : Grace follow-on instrument and science data performance, *Geophysical Research Letters*, 47(12), e2020GL088,306.
- Larour, E., H. Seroussi, M. Morlighem, and E. Rignot (2012), Continental scale, high order, high spatial resolution, ice sheet modeling using the ice sheet system model (issm), *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 117(F1).
- Laske, G., G. Masters, Z. Ma, and M. Pasyanos (2012), Crust1. 0 : An updated global model of earth’s crust, *Geophys Res Abs*, 14(3), 743.
- Laske, G., G. Masters, Z. Ma, and M. Pasyanos (2013), Update on crust1. 0—a 1-degree global model of earth’s crust, in *Geophys. res. abstr*, vol. 15, p. 2658.

- Lecavalier, B. S., et al. (2014), A model of greenland ice sheet deglaciation constrained by observations of relative sea level and ice extent, *Quaternary Science Reviews*, 102, 54–84.
- Lefsky, M. A., D. J. Harding, M. Keller, W. B. Cohen, C. C. Carabajal, F. Del Bom Espirito-Santo, M. O. Hunter, and R. de Oliveira Jr (2005), Estimates of forest canopy height and aboveground biomass using icesat, *Geophysical research letters*, 32(22).
- Lenaerts, J. T., M. Van den Broeke, W. Van de Berg, E. Van Meijgaard, and P. Kuipers Munneke (2012), A new, high-resolution surface mass balance map of antarctica (1979–2010) based on regional atmospheric climate modeling, *Geophysical Research Letters*, 39(4).
- Li, J., and H. J. Zwally (2004), Modeling the density variation in the shallow firn layer, *Annals of Glaciology*, 38, 309–313.
- Ligtenberg, S., M. Helsen, and M. Van den Broeke (2011), An improved semi-empirical model for the densification of antarctic firn, *The Cryosphere*, 5(4), 809–819.
- Ligtenberg, S. R., P. Kuipers Munneke, B. P. Noël, and M. R. Van Den Broeke (2018), Brief communication : Improved simulation of the present-day greenland firn layer (1960–2016), *The Cryosphere*, 12(5), 1643–1649.
- Love, A. E. H. (1911), *Some Problems of Geodynamics : Being an Essay to which the Adams Prize in the University of Cambridge was Adjudged in 1911*, CUP Archive.
- Lundin, J. M., et al. (2017), Firn model intercomparison experiment (firnmice), *Journal of Glaciology*, 63(239), 401–422.
- Luthcke, S. B., T. Sabaka, B. Loomis, A. Arendt, J. McCarthy, and J. Camp (2013), Antarctica, greenland and gulf of alaska land-ice evolution from an iterated grace global mascon solution, *Journal of Glaciology*, 59(216), 613–631.
- Martens, H. R., L. Rivera, and M. Simons (2019), Loaddef : A python-based toolkit to model elastic deformation caused by surface mass loading on spherically symmetric bodies, *Earth and Space Science*, 6(2), 311–323.
- McMillan, M., et al. (2016), A high-resolution record of greenland mass balance, *Geophysical Research Letters*, 43(13), 7002–7010.
- Medley, B., T. A. Neumann, H. J. Zwally, and B. E. Smith (2020), Forty-year simulations of firn processes over the greenland and antarctic ice sheets, *The Cryosphere Discussions*, pp. 1–35.
- Meier, M. F., M. B. Dyurgerov, U. K. Rick, S. O’neel, W. T. Pfeffer, R. S. Anderson, S. P. Anderson, and A. F. Glazovsky (2007), Glaciers dominate eustatic sea-level rise in the 21st century, *Science*, 317(5841), 1064–1067.

-
- Métivier, L., X. Collilieux, and Z. Altamimi (2012), Itrf2008 contribution to glacial isostatic adjustment and recent ice melting assessment, *Geophysical Research Letters*, 39(1).
- Mouginot, J., E. Rignot, A. A. Bjørk, M. Van den Broeke, R. Millan, M. Morlighem, B. Noël, B. Scheuchl, and M. Wood (2019), Forty-six years of greenland ice sheet mass balance from 1972 to 2018, *Proceedings of the national academy of sciences*, 116(19), 9239–9244.
- Müller, R. D., J.-Y. Royer, and L. A. Lawver (1993), Revised plate motions relative to the hotspots from combined atlantic and indian ocean hotspot tracks, *Geology*, 21(3), 275–278.
- Neckel, N., J. Kropáček, T. Bolch, and V. Hochschild (2014), Glacier mass changes on the tibetan plateau 2003–2009 derived from icesat laser altimetry measurements, *Environmental research letters*, 9(1), 014,009.
- Nerem, R., B. Beckley, J. Fasullo, B. Hamlington, D. Masters, and G. Mitchum (2018), Global mean sea level time series (seasonal signals removed), <http://sealevel.colorado.edu/>, accessed : 2018-05-28.
- Nerem, R. S., D. P. Chambers, C. Choe, and G. T. Mitchum (2010), Estimating mean sea level change from the topex and jason altimeter missions, *Marine Geodesy*, 33(S1), 435–446.
- Nicholls, R. J., N. Marinova, J. A. Lowe, S. Brown, P. Vellinga, D. De Gusmao, J. Hinkel, and R. S. Tol (2011), Sea-level rise and its possible impacts given a ‘beyond 4 c world’ in the twenty-first century, *Philosophical transactions of the Royal Society A : mathematical, physical and engineering sciences*, 369(1934), 161–181.
- Nielsen, K., S. A. Khan, G. Spada, J. Wahr, M. Bevis, L. Liu, and T. van Dam (2013), Vertical and horizontal surface displacements near Jakobshavn Isbrae driven by melt-induced and dynamic ice loss : JAKOBHAVN 3d SURFACE DISPLACEMENTS, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 118(4), 1837–1844, doi :10.1002/jgrb.50145.
- Nilsson, J., et al. (2015), Greenland 2012 melt event effects on cryosat-2 radar altimetry, *Geophysical Research Letters*, 42(10), 3919–3926.
- Nilsson, J., A. Gardner, L. Sandberg Sørensen, and R. Forsberg (2016), Improved retrieval of land ice topography from cryosat-2 data and its impact for volume-change estimation of the greenland ice sheet, *The Cryosphere*, 10(6), 2953–2969.
- Noël, B., W. J. van de Berg, H. Machguth, S. Lhermitte, I. Howat, X. Fettweis, and M. R. Van Den Broeke (2016), A daily, 1 km resolution data set of downscaled greenland ice sheet surface mass balance (1958–2015), *The Cryosphere*, 10(5), 2361–2377.
- Noël, B., et al. (2017), A tipping point in refreezing accelerates mass loss of greenland’s glaciers and ice caps, *Nature Communications*, 8(1), 1–8.
- Noël, B., et al. (2018), Modelling the climate and surface mass balance of polar ice sheets using racmo2–part 1 : Greenland (1958–2016), *The Cryosphere*, 12(3), 811–831.

- Nuth, C., G. Moholdt, J. Kohler, J. O. Hagen, and A. Kääb (2010), Svalbard glacier elevation changes and contribution to sea level rise, *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 115(F1).
- O'Neill, C., D. Müller, and B. Steinberger (2005), On the uncertainties in hot spot reconstructions and the significance of moving hot spot reference frames, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(4).
- Pachauri, R. K., et al. (2014), *Climate change 2014 : synthesis report. Contribution of Working Groups I, II and III to the fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, IPCC.
- Palmer, M., C. Domingues, A. Slangen, and F. B. Dias (2021), An ensemble approach to quantify global mean sea-level rise over the 20th century from tide gauge reconstructions, *Environmental Research Letters*, 16(4), 044,043.
- Panet, I. (2018), An analysis of gravitational gradients in rotated frames and their relation to oriented mass sources, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 123(12), 11–062.
- Panet, I., V. Mikhailov, M. Diament, F. Pollitz, G. King, O. De Viron, M. Holschneider, R. Biancale, and J.-M. Lemoine (2007), Coseismic and post-seismic signatures of the sumatra 2004 december and 2005 march earthquakes in grace satellite gravity, *Geophysical Journal International*, 171(1), 177–190.
- Paulson, A., S. Zhong, and J. Wahr (2007a), Limitations on the inversion for mantle viscosity from postglacial rebound, *Geophysical Journal International*, 168(3), 1195–1209.
- Paulson, A., S. Zhong, and J. Wahr (2007b), Inference of mantle viscosity from grace and relative sea level data, *Geophysical Journal International*, 171(2), 497–508.
- Peltier, W. (1974), The impulse response of a maxwell earth, *Reviews of Geophysics*, 12(4), 649–669.
- Peltier, W. R., D. Argus, and R. Drummond (2015a), Space geodesy constrains ice age terminal deglaciation : The global ice-6g_c (vm5a) model, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 120(1), 450–487.
- Peltier, W. R., D. F. Argus, and R. Drummond (2015b), Space geodesy constrains ice age terminal deglaciation : The global ICE-6g_c (VM5a) model : Global Glacial Isostatic Adjustment, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 120(1), 450–487, doi :10.1002/2014JB011176.
- Pollitz, F. F. (2003), Transient rheology of the uppermost mantle beneath the mojave desert, california, *Earth and Planetary Science Letters*, 215(1), 89–104, doi :[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00432-1](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00432-1).

-
- Pollitz, F. F. (2005), Transient rheology of the upper mantle beneath central alaska inferred from the crustal velocity field following the 2002 denali earthquake, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 110(B8).
- Prevost, P., K. Chanard, L. Fleitout, E. Calais, D. Walwer, T. van Dam, and M. Ghil (2019), Data-adaptive spatio-temporal filtering of grace data, *Geophysical Journal International*, 219(3), 2034–2055.
- Ramillien, G., F. Frappart, A. Cazenave, and A. Güntner (2005), Time variations of land water storage from an inversion of 2 years of grace geoids, *Earth and Planetary Science Letters*, 235(1-2), 283–301.
- Rebischung, P., Z. Altamimi, J. Ray, and B. Garayt (2016), The igs contribution to itr2014, *Journal of Geodesy*, 90(7), 611–630.
- Rémy, F., and S. Parouty (2009), Antarctic ice sheet and radar altimetry : A review, *Remote Sensing*, 1(4), 1212–1239.
- Rignot, E., and P. Kanagaratnam (2006), Changes in the velocity structure of the greenland ice sheet, *Science*, 311(5763), 986–990.
- Rignot, E., and J. Mouginot (2012), Ice flow in greenland for the international polar year 2008–2009, *Geophysical Research Letters*, 39(11).
- Rignot, E., J. Mouginot, and B. Scheuchl (2011), Antarctic grounding line mapping from differential satellite radar interferometry, *Geophysical Research Letters*, 38(10).
- Rio, M.-H., and F. Hernandez (2004), A mean dynamic topography computed over the world ocean from altimetry, in situ measurements, and a geoid model, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 109(C12).
- Rogozhina, I., et al. (2016), Melting at the base of the greenland ice sheet explained by iceland hotspot history, *Nature Geoscience*, 9(5), 366–369.
- Sakumura, C., S. Bettadpur, and S. Bruinsma (2014), Ensemble prediction and intercomparison analysis of GRACE time-variable gravity field models, *Geophysical Research Letters*, 41(5), 1389–1397.
- Save, H., S. Bettadpur, and B. D. Tapley (2016), High-resolution csr grace rl05 mascons, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 121(10), 7547–7569.
- Scapozza, C., and P. A. Bartelt (2003), The influence of temperature on the small-strain viscous deformation mechanics of snow : a comparison with polycrystalline ice, *Annals of Glaciology*, 37, 90–96.
- Schotman, H., and L. Vermeersen (2005), Sensitivity of glacial isostatic adjustment models with shallow low-viscosity earth layers to the ice-load history in relation to the performance of goce and grace, *Earth and Planetary Science Letters*, 236(3-4), 828–844.

- Schrama, E. J., B. Wouters, and D. A. Lavallée (2007), Signal and noise in gravity recovery and climate experiment (grace) observed surface mass variations, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 112(B8).
- Schrama, E. J., B. Wouters, and R. Rietbroek (2014), A mascon approach to assess ice sheet and glacier mass balances and their uncertainties from grace data, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 119(7), 6048–6066.
- Seo, K.-W., C. Wilson, J. Famiglietti, J. Chen, and M. Rodell (2006), Terrestrial water mass load changes from gravity recovery and climate experiment (grace), *Water Resources Research*, 42(5).
- Seo, K.-W., C. R. Wilson, J. Chen, and D. E. Waliser (2008), Grace's spatial aliasing error, *Geophysical Journal International*, 172(1), 41–48.
- Shepherd, A., et al. (2020), Mass balance of the greenland ice sheet from 1992 to 2018, *Nature*, 579(7798), 233–239.
- Siemes, C., P. Ditmar, R. Riva, D. Slobbe, X. Liu, and H. H. Farahani (2013), Estimation of mass change trends in the earth's system on the basis of grace satellite data, with application to greenland, *Journal of Geodesy*, 87(1), 69–87.
- Simonsen, S. B., and L. S. Sørensen (2017), Implications of changing scattering properties on greenland ice sheet volume change from cryosat-2 altimetry, *Remote Sensing of Environment*, 190, 207–216.
- Simpson, M. J., G. A. Milne, P. Huybrechts, and A. J. Long (2009), Calibrating a glaciological model of the greenland ice sheet from the last glacial maximum to present-day using field observations of relative sea level and ice extent, *Quaternary Science Reviews*, 28(17-18), 1631–1657.
- Smith, B. E., H. A. Fricker, I. R. Joughin, and S. Tulaczyk (2009), An inventory of active subglacial lakes in antarctica detected by icesat (2003–2008), *Journal of Glaciology*, 55(192), 573–595.
- Sørensen, L. S., S. B. Simonsen, K. Nielsen, P. Lucas-Picher, G. Spada, G. Adalgeirsdottir, R. Forsberg, and C. S. Hvidberg (2011a), Mass balance of the greenland ice sheet (2003–2008) from icesat data – the impact of interpolation, sampling and firn density, *The Cryosphere*, 5(1), 173–186, doi :10.5194/tc-5-173-2011.
- Sørensen, L. S., S. B. Simonsen, K. Nielsen, P. Lucas-Picher, G. Spada, G. Adalgeirsdottir, R. Forsberg, and C. S. Hvidberg (2011b), Mass balance of the greenland ice sheet (2003-2008) from icesat data-the impact of interpolation, sampling and firn density, *The Cryosphere*, 5(1), 173.
- Sørensen, L. S., S. B. Simonsen, R. Forsberg, K. Khvorostovsky, R. Meister, and M. E. Engdahl

-
- (2018), 25 years of elevation changes of the greenland ice sheet from ers, envisat, and cryosat-2 radar altimetry, *Earth and Planetary Science Letters*, 495, 234–241.
- Spada, G., and P. Stocchi (2005), Solving the sea level equation, part i, theory, *Samizdat Press*.
- Spada, G., G. Ruggieri, L. S. Sørensen, K. Nielsen, D. Melini, and F. Colleoni (2012), Greenland uplift and regional sea level changes from ICESat observations and GIA modelling : Greenland uplift and sea level change, *Geophysical Journal International*, 189(3), 1457–1474, doi :10.1111/j.1365-246X.2012.05443.x.
- Spinhirne, J. D., S. P. Palm, W. D. Hart, D. L. Hlavka, and E. J. Welton (2005), Cloud and aerosol measurements from glas : Overview and initial results, *Geophysical Research Letters*, 32(22).
- Steffen, R., P. Audet, and B. Lund (2018), Weakened lithosphere beneath greenland inferred from effective elastic thickness : a hot spot effect?, *Geophysical Research Letters*, 45(10), 4733–4742.
- Steinberger, B., R. Sutherland, and R. J. O’connell (2004), Prediction of emperor-hawaii seamount locations from a revised model of global plate motion and mantle flow, *Nature*, 430(6996), 167–173.
- Steinberger, B., E. Bredow, S. Lebedev, A. Schaeffer, and T. H. Torsvik (2019), Widespread volcanism in the greenland–north atlantic region explained by the iceland plume, *Nature Geoscience*, 12(1), 61–68.
- Stevens, C. M., V. Verjans, J. Lundin, E. C. Kahle, A. N. Horlings, B. I. Horlings, and E. D. Waddington (2020), The community firm model (cfm) v1. 0, *Geoscientific Model Development*, 13(9), 4355–4377.
- Sutterley, T. C., I. Velicogna, B. Csatho, M. van den Broeke, S. Rezvan-Behbahani, and G. Bonis (2014), Evaluating greenland glacial isostatic adjustment corrections using grace, altimetry and surface mass balance data, *Environmental Research Letters*, 9(1), 014,004.
- Swenson, S., and J. Wahr (2002), Methods for inferring regional surface-mass anomalies from gravity recovery and climate experiment (grace) measurements of time-variable gravity, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 107(B9), ETG–3.
- Swenson, S., and J. Wahr (2006), Post-processing removal of correlated errors in grace data, *Geophysical Research Letters*, 33(8).
- Swenson, S., and J. Wahr (2011), Estimating signal loss in regularized grace gravity field solutions, *Geophysical Journal International*, 185(2), 693–702.
- Talpe, M. J., R. S. Nerem, E. Forootan, M. Schmidt, F. G. Lemoine, E. M. Enderlin, and F. W. Landerer (2017), Ice mass change in greenland and antarctica between 1993 and 2013 from satellite gravity measurements, *Journal of Geodesy*, 91(11), 1283–1298.

- Tapley, B. D., S. Bettadpur, J. P. Ries, P. F. Thompson, and M. M. Watkins (2004), Grace measurements of mass variability in the earth system, *Science*, 305(5683), 503–505.
- Tapley, B. D., et al. (2019), Contributions of grace to understanding climate change, *Nature climate change*, 9(5), 358–369.
- van Dam, T., O. Francis, J. Wahr, S. Khan, M. Bevis, and M. van den Broeke (2017a), Using GPS and absolute gravity observations to separate the effects of present-day and Pleistocene ice-mass changes in South East Greenland, *Earth and Planetary Science Letters*, 459, 127–135, doi :10.1016/j.epsl.2016.11.014.
- van Dam, T., O. Francis, J. Wahr, S. A. Khan, M. Bevis, and M. R. van den Broeke (2017b), Using gps and absolute gravity observations to separate the effects of present-day and pleistocene ice-mass changes in south east greenland, *Earth and Planetary Science Letters*, 459, 127–135.
- Van Den Broeke, M., J. Bamber, J. Ettema, E. Rignot, E. Schrama, W. J. van de Berg, E. van Meijgaard, I. Velicogna, and B. Wouters (2009), Partitioning recent greenland mass loss, *science*, 326(5955), 984–986.
- Van den Broeke, M. R., E. M. Enderlin, I. M. Howat, P. Kuipers Munneke, B. P. Noël, W. J. Van De Berg, E. Van Meijgaard, and B. Wouters (2016), On the recent contribution of the greenland ice sheet to sea level change, *The Cryosphere*, 10(5), 1933–1946.
- Vandecrux, B., et al. (2020), The firn meltwater retention model intercomparison project (retmip) : evaluation of nine firn models at four weather station sites on the greenland ice sheet, *The Cryosphere*, 14(11), 3785–3810.
- Vaughan, D. (2013), Technical summary, in *Climate change 2013 : the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, L. V. Alexander, S. K. Allen, N. L. Bindoff, F.-M. Bréon, J. A. Church, U. Cubasch, S. Emori, et al., pp. 33–115, Cambridge University Press.
- Vaughan, D. G. (2008), West antarctic ice sheet collapse—the fall and rise of a paradigm, *Climatic Change*, 91(1), 65–79.
- Velicogna, I. (2009), Increasing rates of ice mass loss from the greenland and antarctic ice sheets revealed by grace, *Geophysical Research Letters*, 36(19).
- Velicogna, I., and J. Wahr (2006), Acceleration of greenland ice mass loss in spring 2004, *Nature*, 443(7109), 329.
- Velicogna, I., T. C. Sutterley, and M. R. Van Den Broeke (2014), Regional acceleration in ice mass loss from greenland and antarctica using grace time-variable gravity data, *Geophysical Research Letters*, 41(22), 8130–8137.

-
- Velicogna, I., et al. (2020), Continuity of ice sheet mass loss in greenland and antarctica from the grace and grace follow-on missions, *Geophysical Research Letters*, 47(8), e2020GL087,291.
- Wahr, J., and S. Zhong (2013), Computations of the viscoelastic response of a 3-d compressible earth to surface loading : an application to glacial isostatic adjustment in antarctica and canada, *Geophysical Journal International*, 192(2), 557–572.
- Wahr, J., M. Molenaar, and F. Bryan (1998), Time variability of the earth's gravity field : Hydrological and oceanic effects and their possible detection using grace, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 103(B12), 30,205–30,229.
- Wahr, J., S. A. Khan, T. van Dam, L. Liu, J. H. van Angelen, M. R. van den Broeke, and C. M. Meertens (2013), The use of GPS horizontals for loading studies, with applications to northern California and southeast Greenland : GPS HORIZONTALS FOR LOADING STUDIES, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 118(4), 1795–1806, doi :10.1002/jgrb.50104.
- Wake, L. M., B. S. Lecavalier, and M. Bevis (2016), Glacial isostatic adjustment (gia) in greenland : A review, *Current Climate Change Reports*, 2(3), 101–111.
- Wang, S.-Y., J. Chen, C. R. Wilson, J. Li, and X. Hu (2017), Reconciling grace and gps estimates of long-term load deformation in southern greenland, *Geophysical Journal International*, 212(2), 1322–1333.
- Weidick, A., O. Bennike, M. Citterio, and N. Nørgaard-Pedersen (2012), Neoglacial and historical glacier changes around kangersuneq fjord in southern west greenland, *GEUS Bulletin*, 27, 1–68.
- Wouters, B., D. Chambers, and E. Schrama (2008), Grace observes small-scale mass loss in greenland, *Geophysical Research Letters*, 35(20).
- Wouters, B., J. L. Bamber, M. Van den Broeke, J. Lenaerts, and I. Sasgen (2013), Limits in detecting acceleration of ice sheet mass loss due to climate variability, *Nature Geoscience*, 6(8), 613–616.
- Wouters, B., A. S. Gardner, and G. Moholdt (2019), Global glacier mass loss during the grace satellite mission (2002-2016), *Frontiers in earth science*, 7, 96.
- Wunsch, C., and E. Gaposchkin (1980), On using satellite altimetry to determine the general circulation of the oceans with application to geoid improvement, *Reviews of Geophysics*, 18(4), 725–745.
- Zemp, M., et al. (2019), Global glacier mass changes and their contributions to sea-level rise from 1961 to 2016, *Nature*, 568(7752), 382–386.

- Zhang, B., et al. (2019), Geodetic and model data reveal different spatio-temporal patterns of transient mass changes over greenland from 2007 to 2017, *Earth and Planetary Science Letters*, 515, 154–163.
- Zwally, H., M. Giovinetto, M. Beckley, and J. Saba (2015), Antarctic and greenland drainage systems, gsfc cryospheric sciences laboratory, available at [ic esat4. gsfc. nasa. gov/cryo_data/ant_grn_drainage_systems. php](http://ic.esat4.gsfc.nasa.gov/cryo_data/ant_grn_drainage_systems.php), Accessed March, 1, 2012.
- Zwally, H. J., M. B. Giovinetto, J. Li, H. G. Cornejo, M. A. Beckley, A. C. Brenner, J. L. Saba, and D. Yi (2005), 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.
- Zwally, H. J., D. Yi, R. Kwok, and Y. Zhao (2008), Icesat measurements of sea ice freeboard and estimates of sea ice thickness in the weddell sea, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 113(C2).
- Zwally, H. J., et al. (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.