

py Résolution spatiale optimale pour modéliser l'inlandsis

Auteur : Delhasse, Alison

Promoteur(s) : Fettweis, Xavier

Faculté : Faculté des Sciences

Diplôme : Master en sciences géographiques, orientation climatologie, à finalité approfondie

Année académique : 2016-2017

URI/URL : <http://hdl.handle.net/2268.2/3115>

Avertissement à l'attention des usagers :

Tous les documents placés en accès ouvert sur le site le site MatheO sont protégés par le droit d'auteur. Conformément aux principes énoncés par la "Budapest Open Access Initiative"(BOAI, 2002), l'utilisateur du site peut lire, télécharger, copier, transmettre, imprimer, chercher ou faire un lien vers le texte intégral de ces documents, les disséquer pour les indexer, s'en servir de données pour un logiciel, ou s'en servir à toute autre fin légale (ou prévue par la réglementation relative au droit d'auteur). Toute utilisation du document à des fins commerciales est strictement interdite.

Par ailleurs, l'utilisateur s'engage à respecter les droits moraux de l'auteur, principalement le droit à l'intégrité de l'oeuvre et le droit de paternité et ce dans toute utilisation que l'utilisateur entreprend. Ainsi, à titre d'exemple, lorsqu'il reproduira un document par extrait ou dans son intégralité, l'utilisateur citera de manière complète les sources telles que mentionnées ci-dessus. Toute utilisation non explicitement autorisée ci-avant (telle que par exemple, la modification du document ou son résumé) nécessite l'autorisation préalable et expresse des auteurs ou de leurs ayants droit.



UNIVERSITÉ DE LIÈGE
Faculté des sciences
Département de géographie

Résolution spatiale optimale pour modéliser l'inlandsis du Groenland

Mémoire présenté par
Alison DELHASSE
en vue de l'obtention du titre de
Master en sciences géographiques
orientation climatologie

Année académique
2016-2017

Membres du jury
Xavier FETTWEIS (Promoteur)
Aurélia HUBERT-FERRARI
François GEMENNE
Frank PATTYN

Je tiens tout d'abord à remercier mon promoteur, Xavier Fettweis, pour m'avoir épaulée tout au long de ce travail. Il a su allier patience, présence et confiance.

Je remercie également Vincent Verjans qui a contribué à la réalisation de ce projet, et avec qui j'ai été en contact toute l'année.

Je voudrais ensuite remercier toutes les personnes du laboratoire de climatologie qui m'ont aidée ou simplement encouragée dans la réalisation de mon travail : Cécile, Charlotte, Coraline, Myriem, Alexandre et Sébastien. Merci à Michel Erpicum, mon premier professeur de climatologie, qui m'a appris à ne pas me satisfaire du minimum et qui m'a encouragée tout au long de mes études.

Un merci ne suffirait pas à Christoph qui m'a accompagnée du début à la fin de mon mémoire. Je n'oublie pas Charles, tous deux m'ont accueillie dans leur bureau un an durant. Ce fut un bonheur de travailler à leur côté.

Enfin, je remercie ma famille et mes amis pour leur soutien, leurs attentions et leur présence tout au long de l'année. Je remercie particulièrement mon papa pour m'avoir corrigée tant de fois.

Abstract

The mass balance (MB) of an ice sheet is used to characterize its melting state and can be computed by climate model. Ice sheet models (ISM) determine ice dynamic, but need forcing fields in order to take into account the interactions between the ice sheet and the atmosphere. These interactions are resolved more precisely by climate models and regional climate models (RCM) in particular. As they are run over a limited area, their physics can be calibrated to solve processes that are specific to the region of interest. In polar regions, the topography and ice extent are fixed in RCMs. However, both vary with ice dynamic. On the other hand, surface mass balance (SMB) needs to be forced in ISMs but often comes from simple surface models. A coupling between RCM explicitly solving the energy balance at the surface of the snow pack (such as MAR) and an ISM (such as f.ETISh) would therefore be beneficial for both models. With the aim of coupling f.ETISh and MAR, 9 f.ETISh simulations have been run with SMB and near-surface temperature forcing fields coming from MAR simulations run at 9 different spatial resolutions (10-100 km) during the period 1980 – 2015. The aim is to isolated one MAR simulation using the lowest resolution possible to force f.ETISh which combine relevant results and lowered calculation time. The spatial analysis of mean annual SMB from MAR simulations at different resolutions shows that low resolution results overestimate SMB compared to high resolution results, especially in the south-east of the island. It can be explained by an overestimation of the modeled precipitation by MAR at low resolutions caused by a misrepresentation of the landforms along the coast. A method has been developed to better distribute precipitation on the Greenland ice sheet as a function of the distance from the coast so that the distribution of the low resolution precipitation pattern would be similar to the high resolution one. We show that a 30 km resolution for MAR outputs is the best trade-off between relevant f.ETISh results and calculation time. Indeed, with finer resolutions, f.ETISh results are not significantly improved anymore. Precipitation distribution correcting experiments at low resolution show that it is not sufficient to only consider the distance from coast to correct it and other factors should be taken into account for the correction, like the origin of air masses which bring precipitation.

Résumé

Le bilan de masse (BM) d'un inlandsis sert à déterminer son état de fonte et il peut être estimé par modélisation climatique. Les modèles de calotte glaciaire (MCG) régissent la dynamique glaciaire, mais la surface de la calotte doit être forcée pour tenir compte de l'interaction entre la calotte et l'atmosphère. Cette interaction est résolue de manière plus précise par les modèles climatiques. Cette précision augmente encore si on utilise des modèles climatiques régionaux (RCM). En ciblant une superficie plus réduite, ils sont spécialisés pour résoudre les processus physiques spécifiques à la région en question. Cependant dans les régions polaires, la topographie et l'étendue de glace sont fixes dans les RCM. Or, celles-ci varient en fonction de la dynamique glaciaire. Par ailleurs, le bilan de masse en surface (BMS) doit forcer les MCG mais souvent, ce forçage est réalisé par des données de modèles de surface simples. Un couplage entre un RCM résolvant le bilan d'énergie à la surface du manteau neigeux (comme MAR), et un MCG (comme f.ETISh) devrait donc être bénéfique pour les deux modèles. Dans la perspective d'un couplage futur entre MAR et f.ETISh, nous avons réalisé 9 simulations f.ETISh forcées par le BMS et la température en surface issus de simulations MAR réalisées à 9 résolutions spatiales différentes (10-100 km) sur la période 1980 – 2015. L'objectif était d'isoler une simulation MAR utilisant une résolution la plus basse possible, pour forcer f.ETISh qui allie justesse des résultats et temps de calcul réduit. L'analyse spatiale des BMS annuels moyens venant de simulations MAR à différentes résolutions spatiales montre que les résultats à basse résolution surestiment le BMS, notamment dans le sud-est de l'île, par rapport aux résultats à haute résolution. Cela s'explique par une surestimation des précipitations modélisées par MAR à basse résolution causée par une mauvaise représentation des reliefs le long des côtes. Une technique ayant pour but de mieux répartir les précipitations sur l'inlandsis en fonction de la distance de la côte a été mise au point. L'objectif était que la répartition des précipitations à basse résolution se rapproche le plus possible de celle à haute résolution. La simulation à une résolution de 30 km pour les données MAR est un bon compromis entre justesse des résultats et temps de calcul. En effet, les résolutions plus fines n'améliorent pas significativement les résultats f.ETISh. Les expériences de correction de la répartition des précipitations montrent que la prise en compte de la distance de la côte n'est pas suffisante pour mieux répartir les précipitations à basse résolution. D'autres facteurs, comme la provenance des masses d'air amenant les précipitations, devraient être considérés.

Table des matières

Chapitre I. Introduction	9
1.1 Mise en situation	9
1.2 Le Groenland et son inlandsis	10
1.2.1 Le climat du Groenland.....	10
1.2.2 Le bilan de masse	11
1.2.3 L'inlandsis et les changements climatiques actuels	12
1.2.4 Les rétroactions positives sous un réchauffement atmosphérique	14
1.2.5 La modélisation du bilan de masse.....	14
1.3 Objectif de recherche	15
1.4 Plan de travail	16
Chapitre II. Etat de l'art.....	17
2.1 Evaluation du bilan de masse	17
2.1.1 Observations de terrain.....	17
2.1.2 Observations satellitaires	18
2.1.3 La modélisation comme outil de reconstruction du bilan de masse.....	20
2.2 Evolution spatio-temporelle du bilan de masse	23
2.2.1 Evolution actuelle.....	23
2.2.2 Projections futures	27
2.3 Couplages entre modèles climatique et modèles de calotte glaciaire	28
2.4 But de la recherche.....	31
Chapitre III. Hypothèses	32
Chapitre IV. Méthodologie	33
4.1 Les modèles utilisés	33
4.1.1 Le modèle MAR.....	33
4.1.2 Le modèle f.ETISh.....	35
4.2 Les simulations MAR.....	37
4.3 Évaluation des sorties de BMS du MAR.....	39
4.4 Régionalisation à posteriori des résultats MAR sur les grilles f.ETISh	41
4.5 Les simulations f.ETISh.....	43
4.6 Les simulations MAR avec les topographies issues de f.ETISh	43
4.7 Les précipitations dans le MAR en fonction de la résolution	44

Chapitre V. Résultats	45
5.1 Simulations par le modèle climatique MAR.....	45
5.1.1 Évaluation.....	45
5.1.2 Analyse intégrée du BMS sur l'ensemble de l'inlandsis	49
5.1.3 Comparaison spatiale du BMS.....	50
5.2 Simulations par le modèle de calotte glaciaire f.ETISh.....	55
5.2.1 Initialisation	55
5.2.2 Forçage climatique	57
5.2.3 Comparaison spatiale.....	60
5.3 Utilisation de la topographie issue de f.ETISh par le modèle MAR.....	61
5.4 Correction des précipitations simulées par MAR à posteriori	63
5.4.1 Différences de précipitations en fonction de la résolution.....	63
5.4.2 Correction des précipitations.....	65
Chapitre VI. Discussion	75
Chapitre VII. Conclusion	78
7.1 Synthèse	78
7.2 Perspectives.....	79
Références.....	81
Annexes.....	91

Abréviations et acronymes

BM	Bilan de Masse
BMS	Bilan de Masse en Surface
CEN	Centre d'Etude de la Neige
ECMWF	<i>European Center for Medium-Range Weather Forecasts</i>
f.ETISh	<i>Fast Elementary Thermomechanical Ice Sheet model</i>
F5	Simulation f.ETISh à 5 km de résolution
F10	Simulation f.ETISh à 10 km de résolution
F20	Simulation f.ETISh à 20 km de résolution
GCM	<i>Global Climate Model</i> pour modèle climatique global
GES	Gaz à effet de serre
GIEC	Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'évolution du Climat
IGE	Institut des Géosciences et de l'Environnement
MAR	Modèle Atmosphérique Régionale
MAR10	Simulation MAR à 10 km de résolution
MAR15	Simulation MAR à 15 km de résolution
MAR20	Simulation MAR à 20 km de résolution
MAR25	Simulation MAR à 25 km de résolution
MAR30	Simulation MAR à 30 km de résolution
MAR35	Simulation MAR à 35 km de résolution
MAR35_{NT}	Simulation MAR à 35 km de résolution avec une nouvelle topographie issue du forçage f.ETISh
MAR40	Simulation MAR à 40 km de résolution
MAR50	Simulation MAR à 50 km de résolution
MAR75	Simulation MAR à 75 km de résolution
MAR100	Simulation MAR à 100 km de résolution

MCG	Modèle de calotte glaciaire
NAO	<i>North Atlantic Oscillation</i>
NGMM	Niveau global moyen des mers
PDD	<i>Positive Degree Day</i>
PROMICE	<i>Programme for Monitoring of the Greenland Ice Sheet</i>
PID	Pondération par Inverse de la Distance
RCM	<i>Regional Climate Model</i> pour modèle climatique régional
RCP	<i>Representative Concentration Pathway</i>
RMSE	<i>Root Mean Square Error</i>
SIA	<i>Shallow Ice Approximation</i>
SIC	<i>Sea Ice Concentration</i>
SISVAT	<i>Soil Ice Snow Vegetation Atmosphere Transfer</i>
SSA	<i>Shallow Shelf Approximation</i>
SST	<i>Sea Surface Temperature</i>
ULB	Université Libre de Bruxelles
Uliège	Université de Liège

Chapitre I.

Introduction

1.1 Mise en situation

Le Groenland est la plus grande île de l'Arctique et abrite le second inlandsis de la Terre après celui de l'Antarctique. Il s'étend sur 1,8 millions km² (Rastner *et al.*, 2012), ce qui représente un volume de 2,96 millions km³ de glace (Bamber *et al.*, 2013). L'île danoise se situe entre 59°N - 83°N et 72°O - 22°O et est traversée par le cercle polaire arctique dans sa partie sud, ce qui influence son climat.



Figure 1. Localisation du Groenland en Arctique, du cercle polaire qui le traverse, de la Baie de Baffin, du Détroit de Davis et de l'Islande (King et Cole, 2008).

Alors que l'on associe généralement le Groenland à son climat polaire et son inlandsis, ce sont des feux de végétation dans une zone de toundra à l'ouest de l'île qui faisaient

la une des médias scientifiques en ce mois d'août 2017 (Demeure, 2017). Ces foyers étaient visibles depuis l'espace et ont pu être observés par le biais d'images satellites de la NASA. Les causes précises de l'origine de ces feux, de plus en plus fréquents, sont encore inconnues. Les scientifiques pointent tout de même du doigt le réchauffement climatique. Ces feux pourraient bien accentuer la fonte de l'inlandsis déjà mise en évidence depuis des dizaines d'années. Victime de ces modifications, l'inlandsis devient lui-même acteur dans ces changements climatiques par sa fonte. L'inlandsis est d'ailleurs un des plus gros contributeurs actuels à l'élévation observée du niveau global moyen des mers (NGMM).

1.2 Le Groenland et son inlandsis

1.2.1 Le climat du Groenland

Vu sa situation géographique par rapport au cercle polaire Arctique, le rayonnement solaire est pratiquement nul en hiver sur la majeure partie de l'île. Par contre en été, le jour polaire éclaire les deux tiers nord de son territoire pendant près de six mois. Le Groenland est donc caractérisé par un climat polaire avec une température moyenne annuelle inférieure à 0°C. En hiver, les températures moyennes mensuelles des mois les plus froids peuvent descendre jusqu'à - 25°C (Hanna *et al.*, 2005).

L'analyse de la circulation qui régit le climat du Groenland peut se faire en deux temps selon les saisons (Ohmura et Reeh, 1991).

En hiver, ce sont principalement trois zones de basse pression qui influencent les masses d'air en présence. La dépression de la Baie de Baffin et du détroit de Davis (Figure 1) influence l'ouest de l'île. Cependant, ces régions étant couvertes par la glace de mer, les masses d'air les traversant ne se chargent que modérément en humidité et les précipitations qui en résultent sont faibles. A l'est, ce sont les masses d'air issues de la dépression d'Islande, située au-dessus de l'océan Atlantique, qui viennent à la rencontre du relief non loin de la côte. Ce sont elles qui amènent la majorité de l'humidité et qui produisent des précipitations neigeuses en s'élevant au-dessus des reliefs. Les précipitations annuelles dans cette région sont au-delà de 2000 mm a⁻¹ (Figure 6a). En continuant vers le nord, ces masses d'air n'occasionnent plus ou peu de précipitations car elles sont déchargées de leur importante humidité. De plus, le nord du Groenland étant entouré de glace de mer en hiver, ces masses d'air ne peuvent pas se réapprovisionner en humidité au-dessus des mers entourant le Groenland.

En été, c'est une crête anticyclonique s'étendant du nord-est jusqu'au centre du Groenland qui caractérise la circulation des masses d'air. Les dépressions présentes en hiver sont toujours actives, mais influencent différemment le Groenland. Le flux du sud-est issu de la dépression d'Islande est alors parallèle à la côte et apporte, par conséquent, des précipitations en quantité moins importante. Par ailleurs du côté ouest, le pic de précipitations est atteint en été. Cette situation est liée à deux dépressions présentes à proximité. Celle de la Baie de Baffin amène cette fois des masses d'air plus humides depuis le sud-ouest, à cause de la réduction de la glace de mer en cette saison. La seconde dépression est quant à elle située au nord du

Groenland, sur le bassin Arctique (partiellement libre de glace de mer), et apporte de l'humidité depuis l'ouest.

Que ce soit en été ou en hiver, nous pouvons remarquer que le sud de l'île reçoit considérablement plus de précipitations que le nord. Dans certaines régions septentrionales, elles ne dépassent pas 200 mm a^{-1} (Figure 6a) Cette différence spatiale est causée par l'orographie de l'île et par la présence de glace de mer qui empêchent l'humidité d'atteindre les régions du nord. Elle provient aussi du fait que la cellule polaire crée une zone de subsidence d'air froid au niveau du pôle, au nord de l'île.

1.2.2 Le bilan de masse

L'état d'un glacier, d'une calotte ou d'un inlandsis peut être évalué par le calcul de son bilan de masse (BM). Celui-ci représente, sur une période donnée, la différence entre la masse accumulée (gain) et la masse perdue (perte) par le glacier. Divers processus entrent en action pour déterminer ce bilan (Fettweis, 2006 ; Agosta, 2012). Les principaux apports de masse viennent des précipitations neigeuses et pluvieuses, du dépôt de neige par le vent, de la condensation et du regel ainsi que de la rétention de l'eau de fonte et des précipitations liquides dans le manteau neigeux. L'eau infiltrée dans le manteau peut regeler, et ainsi constituer une source de masse, ou alors être retenue par rétention jusqu'à ce que le manteau soit saturé. Les processus contribuant à la perte de masse sont le ruissellement, l'évaporation, la sublimation, l'ablation de la neige par le vent, le vèlage d'icebergs (au terminal du glacier) et la fonte basale, qui a lieu à l'interface entre le socle rocheux (ou l'océan) et la glace. Le ruissellement permet d'évacuer l'eau de fonte et les précipitations pluvieuses qui ne s'infiltreront pas dans le manteau neigeux.

Le bilan de masse en surface (BMS) représente quant à lui, la différence entre gains et pertes de masse qui se produisent au niveau de la surface de l'inlandsis. Il ne prend donc pas en compte la perte de masse par vèlage d'icebergs et la fonte basale. Il permet de représenter l'interaction de l'inlandsis avec l'atmosphère. Selon Vernon *et al.* (2013) et Agosta (2012) la mise en équation peut être représentée par l'Équation 1.

$$BMS = P_n + P_l + (D - A) + C - R_u - E - S$$

Équation 1. Mise en équation du bilan de masse en surface, avec P_n les précipitations neigeuses, P_l les précipitations liquides, D et A le dépôt et l'ablation de la neige par le vent, C la condensation, R_u le ruissellement de l'eau liquide (eau de fonte et précipitations liquides) provenant de la part non retenue par rétention et/ou regèle par le manteau neigeux, E l'évaporation et S la sublimation.

Selon Fettweis *et al.* (2013), la contribution de certains processus pris en compte dans l'Équation 1 est négligeable lors du calcul du BMS de l'inlandsis du Groenland. Il s'agit du gain de masse par pluie (P_l), du flux net d'eau (somme d'évaporation (E), de la sublimation (S) et de la condensation (C)) ainsi que du dépôt et de l'ablation de neige par le vent (D et A). Le BMS sur l'inlandsis est donc largement dominé par les précipitations neigeuses (P_n) et le ruissellement de l'eau de fonte (R_u).

La définition du BMS permet de délimiter différentes zones à la surface de l'inlandsis (Fettweis, 2006). Tout d'abord, les zones ayant un BMS annuel moyen négatif

définissent la zone d'ablation. La perte de masse y est plus importante que le gain. A l'inverse, là où le BMS est positif, nous retrouvons la zone d'accumulation. Entre ces deux zones, se situe la ligne d'altitude à l'équilibre. Les pertes de masse y sont totalement compensées par les gains, le BMS y est donc nul. La zone d'accumulation peut être subdivisée selon les caractéristiques physiques de la glace et de la neige présentes. À partir du centre de l'inlandsis vers la ligne d'équilibre, nous retrouvons les subdivisions suivantes :

- La zone de neige sèche correspond à la zone où il n'y a jamais de fonte ;
- La zone de percolation coïncide avec la zone où la neige fond en été mais regèle directement en s'infiltrant dans le névé¹ ;
- La zone de neige humide correspond aux lieux où la neige, après avoir fondu en été, est retenue dans le névé sous forme liquide. Celui-ci n'est cependant pas saturé ;
- La zone de neige fondue est caractérisée par une neige qui fond en été et qui s'infiltre dans le névé. Ce dernier est alors saturé en eau et le ruissellement peut avoir lieu à partir de cette zone ;
- La zone de glace surimposée correspond à la zone où le névé fond entièrement à la fin de l'été. La glace en surface est constituée de neige fondue ayant gelé.

1.2.3 L'inlandsis et les changements climatiques actuels

L'inlandsis du Groenland est un élément-clé dans la thématique des changements climatiques récents, changements qui sont associés à une hausse des températures. En effet, le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC) estime dans son 5^{ème} rapport une hausse de $0,85^{\circ}\text{C} \pm 0,2^{\circ}\text{C}$ de la température globale terrestre entre 1880 et 2012 (Hartmann *et al.*, 2013).

D'autres conséquences à ces changements climatiques sont également inquiétantes, comme la hausse du NGMM. En effet, celle-ci pourrait affecter les populations et les infrastructures localisées en zone côtière, notamment via l'érosion des côtes et les inondations (Cramer *et al.*, 2014). C'est principalement par cette contribution à la hausse du NGMM qu'agit l'inlandsis du Groenland dans le cadre des changements climatiques observés actuellement et prévus pour les prochaines décades. Entre 1901 et 2010, une hausse du NGMM de $0,19\text{m} \pm 0,02\text{m}$ a été observée, soit $1,7\text{ mm a}^{-1} \pm 0,2\text{ mm a}^{-1}$ (Church *et al.*, 2013). Si la masse de glace du Groenland venait à fondre totalement, il en découlerait une hausse du NGMM d'environ 7 m (Bamber *et al.*, 2013).

Cependant, le Groenland n'est pas le seul contributeur à cette augmentation. L'inlandsis de l'Antarctique et tous les glaciers continentaux (Alpes, Himalaya et autres chaînes montagneuses) subissent également une diminution de leur masse de glace. Une part importante de la hausse du NGMM est également due à la dilation thermique des océans. Sur la période 1993–2010, la hausse du NGMM était de $2,8\text{ mm a}^{-1}$ (Tableau 1, Church *et al.*, 2013). La contribution de l'inlandsis de l'Antarctique à cette

¹ Le névé constitue l'état de la neige à la première étape de transformation en glace. Il correspond à une neige compactée et n'ayant plus la même forme.

hausse était de 10 % et celle de l'inlandsis du Groenland de 11 %. Entre 1992 et 2011, Shepherd *et al.* (2012) montrent une contribution similaire quand les deux inlandsis sont rassemblés (Tableau 1). Toutefois, en 2011, la contribution de l'inlandsis du Groenland est près de deux fois supérieure à celle de l'inlandsis de l'Antarctique (Figure 2, Shepherd *et al.*, 2012). Cependant, vu l'accélération récente de la fonte, aussi bien au Groenland qu'en Antarctique (Rignot *et al.*, 2014, 2011), ces proportions sont sur le point de changer. Selon Chen *et al.* (2017), entre 1993 et 2013 le Groenland présente la plus grande augmentation à la contribution de l'élévation du NGMM. En 2013, il devient le plus grand contributeur par fonte glaciaire à la hausse du NGMM et il a une contribution similaire à celle de l'expansion thermique.

Source	Contributions à la hausse du NGMM observées	mm a ⁻¹	%
Church <i>et al.</i> (2013) [1993-2010]	Expansion thermique	1,1 ± 0,3	39
	Glaciers continentaux (Sauf Groenland et Antarctique)	0,76 ± 0,37	27
	Inlandsis du Groenland	0,33 ± 0,08	11
	Inlandsis de l'Antarctique	0,27 ± 0,11	10
	Réservoirs d'eau terrestre	0,38 ± 0,11	13
	Total	2,8 ± 0,5	100
Shepherd <i>et al.</i> (2012)	Total 2 inlandsis [1992-2011]	0,6	
Church <i>et al.</i> (2013)	Total 2 inlandsis [1993-2010]	0,56	

Tableau 1. Hausse du niveau global moyen des mers (NGMM) causée par différentes contributions (mm a⁻¹) et leur correspondance en % (Shepherd *et al.*, 2012 ; Church *et al.*, 2013).

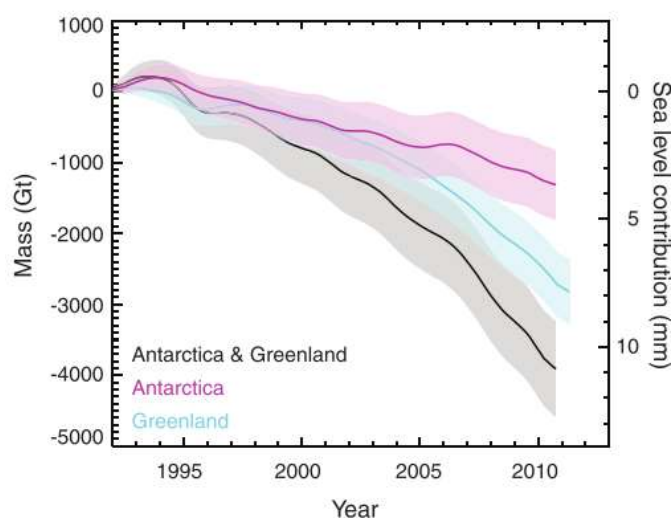


Figure 2. Anomalies de masse (Gt) par rapport à la période 1961-1990 sur la période 1990-2011. L'axe vertical secondaire présente la conversion en mm de l'anomalie représentant la contribution aux changements de niveau global moyen des mers (NGMM) (Shepherd *et al.*, 2012)

Nous pouvons ajouter qu'en plus d'une participation à la hausse du NGMM, la fonte de l'inlandsis apporte de l'eau douce à l'océan. A long terme, ceci pourrait modifier la formation d'eau profonde dans l'océan Atlantique, et par conséquent modifier la circulation thermohaline.

C'est pourquoi l'inlandsis du Groenland et ses réponses aux changements climatiques récents restent au cœur des préoccupations scientifiques actuelles.

1.2.4 Les rétroactions positives sous un réchauffement atmosphérique

Dans un contexte de réchauffement au Groenland, nous nous attendons à ce que différentes rétroactions aient lieu (Hanna *et al.*, 2013).

Une première rétroaction est celle entre l'albédo et la fonte en surface (donc le BMS). Cette rétroaction est positive parce que les deux phénomènes se renforcent l'un l'autre. Un réchauffement en surface provoque la fonte de la neige et/ou un métamorphisme de celle-ci via une réduction de la taille des grains, ainsi qu'une modification de leur forme. En plus de la percolation de l'eau dans le manteau neigeux, la fonte de la neige peut donner lieu à une accumulation d'eau en surface, ou encore laisser place à la glace en surface. Dans les deux derniers cas, nous assistons à une réduction de l'albédo (Box *et al.*, 2012), l'albédo de la neige fraîche se situant entre 0,75 et 0,9, alors que celui de la glace est de 0,55. L'albédo se voit encore diminué avec la présence d'eau en surface (0,4). Un albédo diminué permet à une part plus importante d'énergie solaire d'être emmagasinée par la surface, ce qui provoquera alors un emballement de la fonte.

Par ailleurs, la rétroaction positive entre l'altitude et la fonte en surface (altitude – fonte) est également liée au réchauffement en surface. Un réchauffement, provoque plus de fonte et diminue le BMS. Cela induit une réduction de l'épaisseur de glace. La surface de l'inlandsis se situe alors à une altitude plus basse, où les températures de l'air sont plus chaudes. Ce réchauffement additionnel contribue à la diminution du BMS et de l'altitude de l'inlandsis.

Enfin, il existe une rétroaction entre le réchauffement de l'atmosphère et l'étendue des surfaces enneigées/englacées (Hanna *et al.*, 2013). Sous l'influence d'un réchauffement, les surfaces de glace de mer, de glace continentale et les champs de neige (au printemps) voient leur taille se réduire. Cela provoque une diminution de l'albédo de surface et renforce ainsi le réchauffement.

1.2.5 La modélisation du bilan de masse

L'évaluation de l'état de fonte du Groenland est possible au travers des observations, mais aussi via la modélisation de son comportement. Il est important de pouvoir évaluer son état actuel correctement, dans le but de pouvoir simuler sa réponse aux changements climatiques futurs. Connaître son état de fonte permet aussi d'estimer sa contribution à l'élévation du NGMM. Différents modèles peuvent être utilisés :

- Les modèles climatiques (résolvant l'atmosphère), couplés à des modèles de surface du manteau neigeux, permettent d'évaluer l'interaction entre l'atmosphère et l'inlandsis, et d'obtenir une estimation du BMS de l'inlandsis

(Section 4.1.1). Cependant, ils sont incapables de prendre en compte la rétroaction positive altitude – fonte étant donné qu'ils utilisent une topographie fixe de l'inlandsis.

- Les modèles de calotte glaciaire (MCG) résolvent la dynamique de l'inlandsis et permettent d'estimer le BM. Ils sont également capables de prendre en compte la rétroaction positive altitude – fonte, étant donné que la topographie évolue au cours du temps via l'évolution de l'étendue et de l'épaisseur de glace. Néanmoins, ils ne prennent pas en compte les rétroactions avec l'atmosphère. Un changement de la topographie perturbe par exemple les champs de précipitations.

Un couplage entre ces deux types de modèles permettrait une résolution mieux intégrée des processus qui régissent le BM d'un inlandsis, à savoir, le BMS et la dynamique glaciaire ainsi que la prise en compte des rétroactions entre l'atmosphère et les changements de topographie de l'inlandsis. Le BM obtenu serait plus cohérent tout comme les estimations de la contribution de l'inlandsis à la hausse du NGMM.

1.3 Objectif de recherche

Les changements climatiques actuels continuent leur évolution sans signe de stabilisation (Kirtman *et al.*, 2013). Dans ce contexte, le Groenland demeure un territoire stratégique à cause de son étendue de glace. En réaction à ces changements, l'inlandsis subit principalement la fonte et donc une perte de masse. Il en découle une contribution majeure à la hausse du NGMM. En raison de cette problématique, il est crucial de pouvoir comprendre les processus qui interviennent dans la réponse actuelle du Groenland à ces changements. Cette étape permettra ensuite d'effectuer des projections futures plus fiables.

La modélisation fournit des outils relativement complets pour estimer l'état (futur) de l'inlandsis du Groenland. C'est notamment le cas avec les modèles climatiques régionaux (RCM, *Regional Climate Model*). Ceux-ci tournent sur un domaine d'intégration réduit ce qui permet de résoudre une physique plus détaillée en comparaison des modèles climatiques globaux (GCM, *Global Climate Model*). Avec les modèles de dynamique glaciaire, les RCM sont classés parmi les plus spécialisés dans les régions polaires. Ces deux types de modèles présentent cependant des avantages et des inconvénients. C'est ainsi que la prise en compte de la rétroaction positive de l'altitude – fonte simulée par les modèles de dynamique apporterait un plus aux modèles climatiques. La simulation plus cohérente de BMS par les modèles climatiques (via la résolution de plus de processus le régissant), quant à elle, serait bénéfique à l'estimation du BM par les modèles de dynamique glaciaire.

L'objectif de ce travail réside dans l'évaluation de la sensibilité d'un MCG, aux forçages climatiques provenant d'un RCM. Cette évaluation s'avère nécessaire dans l'optique d'un couplage futur optimal entre ces deux modèles.

Le RCM utilisé est le Modèle Atmosphérique Régional (MAR) développé par l'ULiège (Université de Liège) et l'Institut des Géosciences et de l'Environnement (IGE) de Grenoble. Le MCG utilisé sera quant à lui un modèle développé à l'Université Libre de Bruxelles (ULB). Il s'agit du modèle f.ETISh (*Fast Elementary Thermomechanical Ice Sheet model*).

Le but est notamment de déterminer quelle résolution utilisée par MAR constituerait le meilleur compromis entre justesse des phénomènes simulés (par rapport aux observations et au forçage de f.ETISh) et temps de calcul. En effet, le temps de calcul d'une simulation climatique augmente d'un facteur 8 lorsque la résolution spatiale augmente d'un facteur 2. A titre d'exemple, il faut au modèle MAR une journée de calcul sur 8 processeurs pour simuler un an au Groenland à une résolution de 25 km.

Les résolutions utilisées par MAR varient entre les résolutions typiques des GCM (100 km), et les résolutions plus fines caractéristiques des MCG (10 km). Alors qu'une très haute résolution spatiale est souvent nécessaire aux MCG (toutefois peu gourmands en temps de calcul) pour résoudre de manière fiable la dynamique des glaciers, une résolution plus grossière est souvent suffisante aux RCM (très gourmands en temps de calcul). Un couplage à des résolutions (fines) identiques est utopique, car elle coûterait trop cher en temps de calcul pour le RCM et il faudrait des mois de calcul avant d'avoir des projections futures jusqu'en 2100, par exemple.

Nous évaluerons finalement la sensibilité du MAR à sa propre résolution.

1.4 Plan de travail

Le second chapitre présentera l'état de la littérature sur le sujet de ce travail. Les hypothèses de recherche seront détaillées dans le chapitre 3. Le chapitre 4 décrira la méthodologie ainsi que les données qui seront utilisées. Les résultats seront détaillés dans le chapitre 5. Ceux-ci seront discutés dans le chapitre 6. Enfin, le chapitre 7 permettra de conclure et d'amener des perspectives à la suite de ce travail.

Chapitre II. Etat de l'art

2.1 Evaluation du bilan de masse

L'état de l'inlandsis du Groenland est un enjeu important dans le contexte actuel des changements climatiques. C'est pourquoi cette partie de l'Arctique est placée sous surveillance scientifique depuis quelques dizaines d'années. La préoccupation principale reste l'évaluation de l'état de fonte de la masse de glace. On tente donc de reconstituer l'évolution du bilan de masse de l'inlandsis. Pour ce faire, différentes techniques sont disponibles et ont chacune leurs avantages et leurs inconvénients. Celles-ci restent toutefois complémentaires. En ce qui concerne l'évaluation du bilan de masse, sa reconstruction peut se baser sur 3 techniques : les observations de terrain, les observations satellitaires et la modélisation.

2.1.1 Observations de terrain

Les premières observations de terrain qui ont été réalisées au Groenland datent de la fin du 19^{ème} siècle. Il s'agit de données provenant de stations météorologiques placées sur l'inlandsis ou à ses marges (e.g. Hanna *et al.*, 2012). D'autres méthodes d'observation sur l'inlandsis consistent à prélever des carottes de glace par forage ou à réaliser des sondages dans la neige (Bales *et al.*, 2009).

Ces observations (Figure 3), relatives aux précipitations, solides et liquides, mais également aux températures, sont utilisées pour déterminer des taux d'accumulation moyens sur l'inlandsis et pour élaborer des cartes d'accumulation (Bales *et al.*, 2009 ; Cogley, 2004). Ces dernières sont réalisées par interpolation, par exemple par krigeage, depuis les observations disponibles en chacun des points d'une grille couvrant l'inlandsis. Ces méthodes présentent tout de même des limites. En plus des erreurs liées aux méthodes d'observation elles-mêmes, les données ne peuvent représenter complètement la variabilité spatiale des variables étudiées. Steffen et Box (2001) stipulent que les observations sont trop peu nombreuses en zone d'ablation et au niveau de la ligne d'équilibre pour une bonne représentation spatiale des variables. L'autocorrélation spatiale des données issues de forages et sondages en zone d'accumulation est de 150 à 200 km (Burgess *et al.*, 2010). Cela signifie qu'au-delà de cette distance, la valeur d'une variable observée n'est plus représentative de la zone étudiée. Lors d'une reconstruction par interpolation, les points d'observation utilisés ne devraient donc pas être distants de plus de 100 à 200 km pour que la

reconstruction représente de manière réaliste la variabilité spatiale de la variable étudiée.

Les observations de terrain possèdent deux grands avantages. D'une part, ce sont les séries temporelles les plus longues du point de vue observation. Les carottages, permettent de remonter des centaines, voire des milliers d'années en arrière pour une estimation de conditions en surfaces (Bales *et al.*, 2001). Des stations météorologiques sont quant à elles présentes sur l'île depuis la fin du 19^{ème} siècle. Notons cependant que même si ces séries temporelles peuvent remonter loin dans le temps, elles ne sont pas continues. D'autre part, ces observations sont précieuses à la modélisation du climat et de la dynamique de l'inlandsis car elles permettent d'évaluer les modèles.

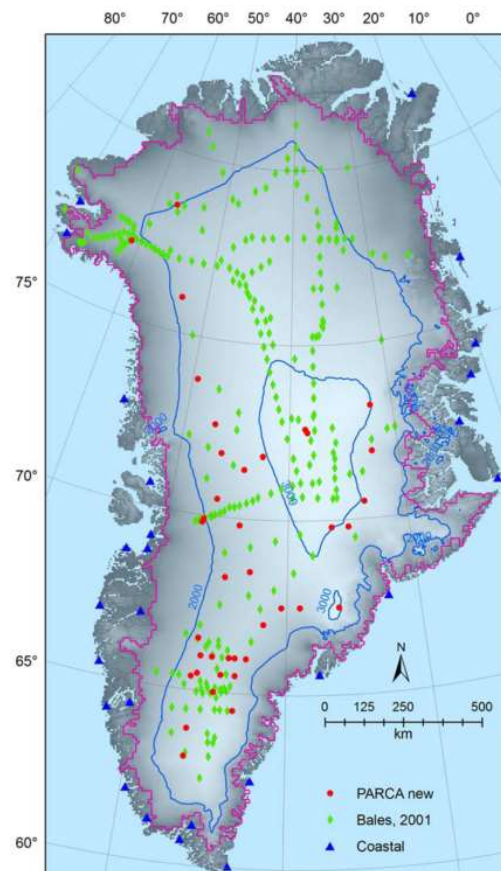


Figure 3. Localisation des observations utilisées pour déterminer le taux d'accumulation moyen sur l'inlandsis du Groenland par Bales *et al.* (2009). En bleu, les observations issues de stations météorologiques, en vert les observations provenant des sondages déjà utilisés pour leur première estimation (Bales *et al.*, 2001) et en rouge les nouveaux sondages utilisés (Bales *et al.*, 2009).

2.1.2 Observations satellitaires

Depuis l'avènement des satellites durant les années 1970, les collectes de données sur l'inlandsis du Groenland ont été bouleversées. Deux types principaux de mesures sont d'un soutien important, l'altimétrie et la gravimétrie.

À l'aide d'altimètres embarqués sur des satellites, la topographie de la Terre ainsi que son évolution temporelle peuvent être reconstituées (ICE2SEA Science, 2014). Dans le

cas de l'inlandsis du Groenland, ce type d'instrument est essentiel pour observer les changements concernant le volume de glace. Celui-ci est ensuite transformé en variation de masse (van den Broeck *et al.*, 2016). Deux types d'altimètres existent : radar et laser. Les altimètres radars rencontrent des difficultés au niveau de l'interprétation des résultats. D'une part, la profondeur à laquelle le signal radar pénètre dans le névé est variable, d'autre part, il y a des risques de perte de signal le long des pentes abruptes de la côte à cause du champ de vision assez large des instruments (van den Broeck *et al.*, 2016). Par contre, ils ne sont pas gênés par la présence de nuages, comme les altimètres lasers. Le champ de vision moins large de ces derniers permet cependant de mieux résoudre les escarpements importants. Les données issues de l'altimétrie ont l'avantage d'être à une résolution (~50 km) plus fine que celles issues de la gravimétrie. Zwally *et al.* (2011) montrent ainsi grâce à l'altimétrie laser une accélération de la perte de masse annuelle de l'inlandsis puisqu'entre 1992 et 2003, le taux de BM annuel était de -73 Gt a^{-1} (altimétrie laser) alors qu'entre 2003 et 2007 il était de -1714 Gt a^{-1} .

De son côté, la gravimétrie permet également de fournir des mesures de changement de masse de l'inlandsis, après correction et ajustement des observations brutes de champs gravitationnel de la Terre. La résolution est par contre assez grossière (~200 km pour les données les plus actuelles, ~300–400 km pour les premières données). Après collecte des informations, les observations doivent subir quelques traitements, notamment dans le cas d'inlandsis, l'ajustement glacio-isostatique doit être appliqué (van den Broeck *et al.*, 2016). La mission GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*), lancée en 2002, a permis de fournir ce type de données. Elles ont été utilisées pour estimer le BM. Xu *et al.* (2016) estiment le BM annuel du Groenland entre 2003 et 2008 à -208 Gt a^{-1} . Les données GRACE permettent aussi d'évaluer le BM simulé par différents modèles (e.g. van den Broeck *et al.*, 2016). L'inconvénient des produits GRACE provient de leur résolution assez grossière. Des incertitudes résident dans l'interaction du signal avec l'océan, l'eau présente à la surface du Groenland, les marées et la décharge d'icebergs (Cazenave *et al.*, 2006). Certaines techniques ont été mises au point pour s'affranchir de ces inconvénients (Chen, Wilson et Tapley, 2006 ; van den Broeck *et al.*, 2009).

Au-delà de la gravimétrie et de l'altimétrie, les produits issus de la télédétection permettent de fournir d'autres informations utiles à l'étude de l'inlandsis. Les images issues des radiomètres MODIS (*Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer*) sont exploitées dans le but d'obtenir la température de surface (Box *et al.*, 2012), mais également pour reconstruire l'évolution de l'albédo de l'inlandsis (Box *et al.*, 2012 ; Tedesco *et al.*, 2011, 2013). Les capteurs micro-onde ont quant à eux permis de déterminer la superficie de la surface de l'inlandsis, où la fonte se produit par le biais de la température de brillance qui augmente à cause de l'eau liquide contenue dans la couche de neige (Tedesco *et al.*, 2013 ; Box *et al.*, 2012 ; Bhattacharya *et al.*, 2009). Il s'agit des capteurs SMMR (*Scanning Multichannel Microwave Radiometer*) et SSM/I (*Special Sensor Microwave/Imager*) devenu SSMIS (*Special Sensor Microwave Imager/Sounder*) dont les produits sont distribués par le NSIDC (*National Snow and*

Ice Data Center). Bhattacharya *et al.* (2009) montrent par exemple que la superficie de fonte de l'inlandsis augmente plus intensément entre 1979 et 1994 ($7.64 \times 10^3 \pm 4.79 \times 10^3 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$). À partir de 1995, on constate un ralentissement de l'augmentation de la superficie de fonte qui s'explique par le fait que le sud de l'inlandsis fond entièrement et ne peut donc plus contribuer à cette augmentation.

Les mesures satellitaires présentent le grand avantage de pouvoir fournir des données sur l'ensemble de l'inlandsis. Par contre, ces données sont disponibles depuis seulement la fin des années 1970 pour les plus anciennes et majoritairement depuis les années 1990. De ce fait, les ajustements à long terme de l'inlandsis aux différents changements sont difficilement dissociables des ajustements à court terme (ICE2SEA Science, 2014). De plus, la variabilité temporelle du BMS, composante essentielle dans la détermination du BM, est assez importante. Les séries temporelles des observations satellitaires ne sont donc pas assez longues pour représenter entièrement la tendance du BMS (Bhattacharya *et al.*, 2009 ; van den Broeck *et al.*, 2009). Cependant, tout comme les observations de terrain, la télédétection offre des jeux de données permettant d'évaluer les modèles, ce qui reste un avantage non négligeable.

2.1.3 La modélisation comme outil de reconstruction du bilan de masse

La modélisation rassemble les deux grands avantages des deux techniques d'observation précédentes. Elle permet une estimation du BM sur l'ensemble de l'inlandsis et cette estimation peut être réalisée pour des séries temporelles assez longues. La modélisation utilise par ailleurs les observations de terrain ou satellitaires disponibles, pour évaluer la pertinence des simulations.

La modélisation regroupe différents types de modèles par leurs résultats, mais aussi par leur manière de simuler le BM et ses composantes (le BMS et la dynamique glaciaire). Nous commencerons par décrire les modèles climatiques et ensuite les modèles dynamiques.

La modélisation climatique

La modélisation climatique a pour but de déterminer l'interaction de l'atmosphère avec la surface terrestre. Les modèles climatiques sont utiles pour simuler une des deux composantes principales du BM, à savoir le BMS. On relève deux méthodes types pour simuler le BMS donnant lieu à deux sortes de modèles.

D'une part, les modèles dits *Positive Degree Day* (PDD) estiment le BMS en fonction de la somme des températures (journalières, mensuelles ou annuelles) positives. Il est donc nécessaire de leur fournir en entrée la température en surface (issues d'observations, de réanalyses ou d'autres modèles) ainsi que les précipitations alimentant l'accumulation. La somme des températures positives est multipliée par un facteur dépendant de l'état de la surface de l'inlandsis (glace ou neige) pour obtenir la fonte en surface (Gloezer *et al.*, 2013). Ce facteur est le seul moyen que possède le modèle pour différencier la surface du point de vue structure de la neige et albédo. Il en résulte une représentation très simplifiée des caractéristiques de surface. La

rétenction de l'eau de fonte et/ou le regel de celle-ci, qui contribue à l'accumulation, ne peuvent être intégrés dans le calcul du BMS (Bougamont *et al.*, 2007). Certains de ces modèles peuvent prendre en compte le ruissellement, via un module complémentaire, lorsqu'il y a saturation de la couche de neige (Gloezer *et al.*, 2013). Aucun autre aspect de l'interaction entre l'atmosphère et le manteau neigeux ou la glace n'est pris en compte. Les modèles PDD sont également incapables de prendre en compte la rétroaction positive de l'albédo sur la fonte (Section 1.2.4). Gloezer *et al.* (2013) montrent que le modèle climatique régional utilisé affiche une fonte qui augmente non linéairement avec le temps. Le modèle PDD a, quant à lui, une fonte présentant une tendance linéaire à cause de l'absence de la prise en compte de la rétroaction de l'albédo. Pour des simulations futures, le problème devient le même si des changements au niveau de la circulation atmosphérique apparaissent. Aucun moyen n'est mis en place pour considérer ce genre de changement. Ce type de modèle reste tout de même répandu du fait de sa simplicité qui réduit énormément le temps de calcul.

Par ailleurs, les RCM et les GCM permettent de prendre en compte l'interaction entre l'atmosphère et l'inlandsis par le biais de modules complémentaires. Ceux-ci réalisent un bilan d'énergie plus complet en surface et, pour les meilleurs d'entre eux, à l'intérieur de la couche de neige et de glace. Ces modèles résolvent avant tout les équations de l'atmosphère et simulent donc leur propre circulation. Les GCM modélisent l'ensemble de la circulation du globe mais ont le désavantage d'avoir une résolution assez grossière (> 100 km généralement). Les RCM, pour leur part, ciblent une zone plus réduite de la planète. Dans le cas du Groenland, ils peuvent alors s'adapter aux conditions de l'île en offrant des paramétrisations qui conviennent mieux à la présence d'un manteau neigeux et à l'interaction de celui-ci avec l'atmosphère. Leur résolution est également beaucoup plus fine, ce qui leur permet de représenter avec davantage de détails la topographie. La résolution plus fine des RCM permet aussi de résoudre plus en détail les variations de BMS en zone d'ablation étant donné que celle-ci est moins large que la résolution classique des GCM (Fettweis *et al.*, 2013). Malgré leur temps de calcul plus important en comparaison de celui des modèles PDD, les modèles climatiques ont tout de même l'avantage de représenter plus de processus entrant en compte dans l'évolution du BMS.

Plusieurs RCM ont été développés et spécialisés pour les régions polaires et particulièrement pour le Groenland. Nous prendrons ici 3 exemples.

Le modèle régional américain MM5 (*Pennsylvania State University (PSU)–National Center for Atmospheric Research (NCAR) Mesoscale Model (MM5)*) a été modifié et adapté aux régions polaires (PolarMM5). Avec sa résolution de 24 km, il présente la particularité d'être calibré par des observations de terrain (stations météorologiques et carottages) (Box *et al.*, 2009, 2013 ; Burgess *et al.*, 2010). Le principal défaut de ce modèle provient de la réinitialisation annuelle de son manteau neigeux. Cela signifie qu'aucun temps de spin-up ne lui est accordé pour se mettre en place. (Box *et al.*, 2013).

Le modèle néerlandais RACMO (*Regional Atmosphere Climate Model*) a lui aussi été adapté pour fonctionner sur le Groenland (RACMO/GR) (van Meijgaard *et al.*, 2008). Il présente l'avantage de simuler le BMS à haute résolution, 11 km. Ces simulations à plus haute résolution montrent une sous-estimation des précipitations, et par conséquent du BMS, en zone d'ablation par rapport aux autres RCM (van den Broeke *et al.*, 2009, 2016 ; Ettema *et al.*, 2009, 2010).

Finalement, le modèle franco-belge MAR (Modèle Atmosphérique Régional, Fettweis, 2006 ; Fettweis *et al.*, 2013, 2017) a été spécialement développé pour simuler le climat du Groenland et son BMS. C'est ce modèle climatique qui sera utilisé dans la suite de ce travail. Une description plus détaillée de celui-ci sera faite à la Section 4.1.1.

La modélisation de la dynamique glaciaire

La dynamique glaciaire est modélisée par le biais de modèles de calotte glaciaire (MCG). Par dynamique nous entendons l'écoulement de la glace vers les points les plus bas de la calotte ou du glacier, sous l'effet de son propre poids. Un MCG tente donc de reproduire au mieux le comportement d'un glacier, d'une calotte ou d'un inlandsis, en résolvant les processus physiques qui induisent sa mise en mouvement. Cependant, il existe encore certaines lacunes du point de vue connaissance sur cette dynamique. Les MCG sont différents en fonction du niveau de complexité qu'ils représentent. Ceci peut se traduire par le nombre de processus physiques qu'ils sont capables de prendre en compte. Ils peuvent utiliser différentes approximations ou manières de résoudre ces processus. Certains points clés doivent être clarifiés pour mieux comprendre la dynamique (Cuffey et Paterson, 2010 ; Verjans, 2017).

- *Le glissement basal* correspond au mouvement de la glace à l'interface avec la roche en place. Il est créé par le fait que la glace glisse sous son propre poids. À cela s'ajoute une lubrification par fonte basale qui permet ce glissement. La fonte est principalement régie par la friction entre la glace et la roche, et le flux de chaleur géothermique provenant du socle. À défaut de pouvoir l'observer, cette vitesse est calculée sur base d'un coefficient de glissement basal qui est déterminé de manière empirique. Il prend en compte les conditions à l'interface socle – inlandsis par le biais, entre autres, de la température, de la rugosité et de l'hydrologie à la base du glacier. Ce mouvement est à distinguer de la vitesse d'écoulement de la glace de surface.
- La zone de transition entre la glace reposant sur le socle rocheux et la plateforme de glace flottante correspond à *la ligne d'encrage*. C'est donc le lieu à partir duquel la glace ne repose plus sur la roche en place, mais sur l'eau de la mer ou de l'océan adjacent. Cette zone est caractérisée par une transition entre les forces qui agissent sur la glace et qui la mettent en mouvement. C'est pourquoi sa modélisation reste un point clé difficile à résoudre. Différentes manières de représenter les mouvements de cette zone sont possibles, que ce soit par calcul ou à l'aide de paramétrisations.

- *Le vêlage d'icebergs* correspond à la perte de masse par séparation de blocs de glace des glaciers émissaires. Ces blocs se déchargent alors dans l'océan et sont appelés icebergs. Ce phénomène est causé par la continuité de l'écoulement glaciaire qui arrive jusqu'à l'eau. Notons que la part de glace en contact avec l'eau marine peut également fondre à cause de la température de l'eau.

Les modèles de dynamique glaciaire calculent un bilan de masse totale de l'inlandsis ou d'un glacier, sans pouvoir modéliser les processus de surface liés aux conditions climatiques et atmosphériques, c'est-à-dire le BMS. La modélisation de la fonte et de l'accumulation à la surface du manteau neigeux se fait, pour bon nombre d'entre eux, par le biais de modèles PDD. Certains peuvent cependant utiliser des sorties provenant de modèles climatiques globaux ou régionaux (Section 2.3).

2.2 Evolution spatio-temporelle du bilan de masse

2.2.1 Evolution actuelle

Evolution temporelle : Intégration sur tout l'inlandsis

Il est difficile de quantifier exactement le bilan de masse de l'inlandsis du Groenland et ses différentes composantes. Cela est dû aux différentes méthodes et à leurs divergences pour déterminer aussi bien le BMS que le BM. Selon différents auteurs, nous retrouvons malgré tout des tendances marquées du siècle dernier jusqu'aujourd'hui (1900–2015).

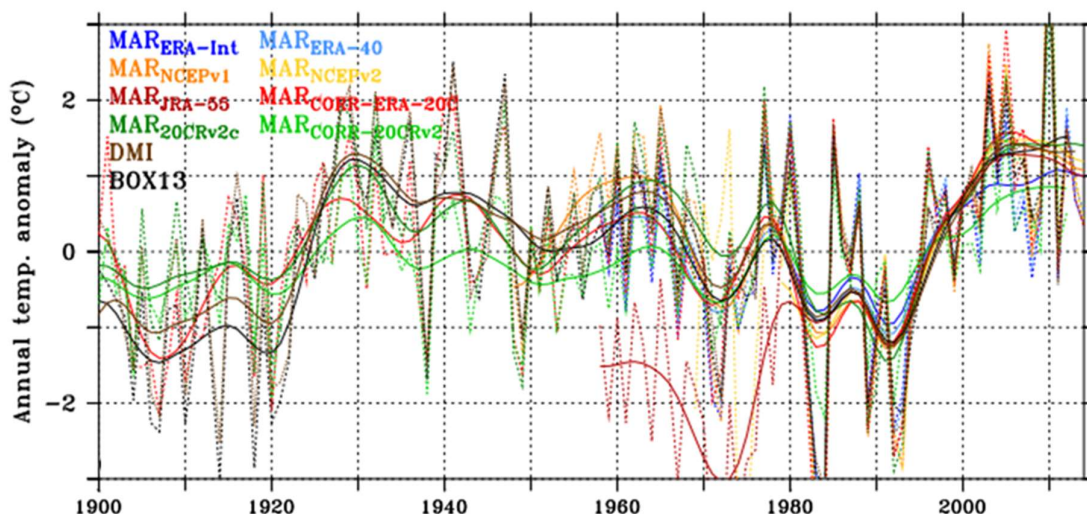


Figure 4. Evolution temporelle des anomalies de températures du sud-ouest de l'inlandsis par rapport à la période 1980-2010 et moyennes glissantes sur 10 ans pour les observations issues des stations météo de la DMI (Danish Meteorological Institute), pour les températures de surfaces obtenues par Box (2013) et pour les simulations MAR forcées par différentes réanalyses (Fettweis *et al.*, 2017).

L'évolution du BMS est sensible aux variations de la température de surface, mais également aux précipitations neigeuses qui se produisent sur l'inlandsis (Figure 4 et Figure 5). Le réchauffement qui survient au début des années 1930 (Figure 4) conduit à un minimum de BMS (Figure 5). Un second minimum de BMS apparaît entre 1960 et 1972 à cause d'une période de faibles précipitations. Le ruissellement reste cependant constant lors de ce minimum (Vernon *et al.*, 2013). Suite au refroidissement

après les années 1930, la fonte décroît jusque dans les années 1970. Durant cette période, nous notons également un pic de précipitations associé à la faible fonte qui engendre un BMS plus important (Fettweis *et al.*, 2017).

On s'accorde à dire que la période 1960 – 1990 présente un BM stable (Rignot *et al.*, 2008 ; van den Broeck *et al.*, 2009). Cependant, d'après Fettweis *et al.* (2017), lorsqu'on regarde à l'échelle du 20^{ème} siècle, cette période est caractérisée par un gain de masse causé par un climat froid et humide. La fonte et les précipitations sont relativement stables. Avant cette période, nous retrouvons le minimum de BMS dû principalement au réchauffement aux alentours des années 1930 et au climat plus sec.

Après cette période de stabilité, la température a augmenté significativement au Groenland. Ce réchauffement a pour conséquence d'augmenter la fonte de l'inlandsis. Une accélération de $13 \pm 3 \text{ Gt a}^{-2}$ de celle-ci est soulignée par Ettema *et al.* (2009) entre 1990 et 2008. Si la fonte augmente, le ruissellement aussi et le BMS s'en trouve diminué. Finalement, entre 1940 et 2010, le BMS a contribué à une hausse du NGMM de $15 \pm 5 \text{ mm}$. La contribution étant nulle des années 1940 à 2000, il semble donc que cette hausse est principalement causée par l'évolution du BMS lors de la dernière décade (Fettweis *et al.*, 2017).

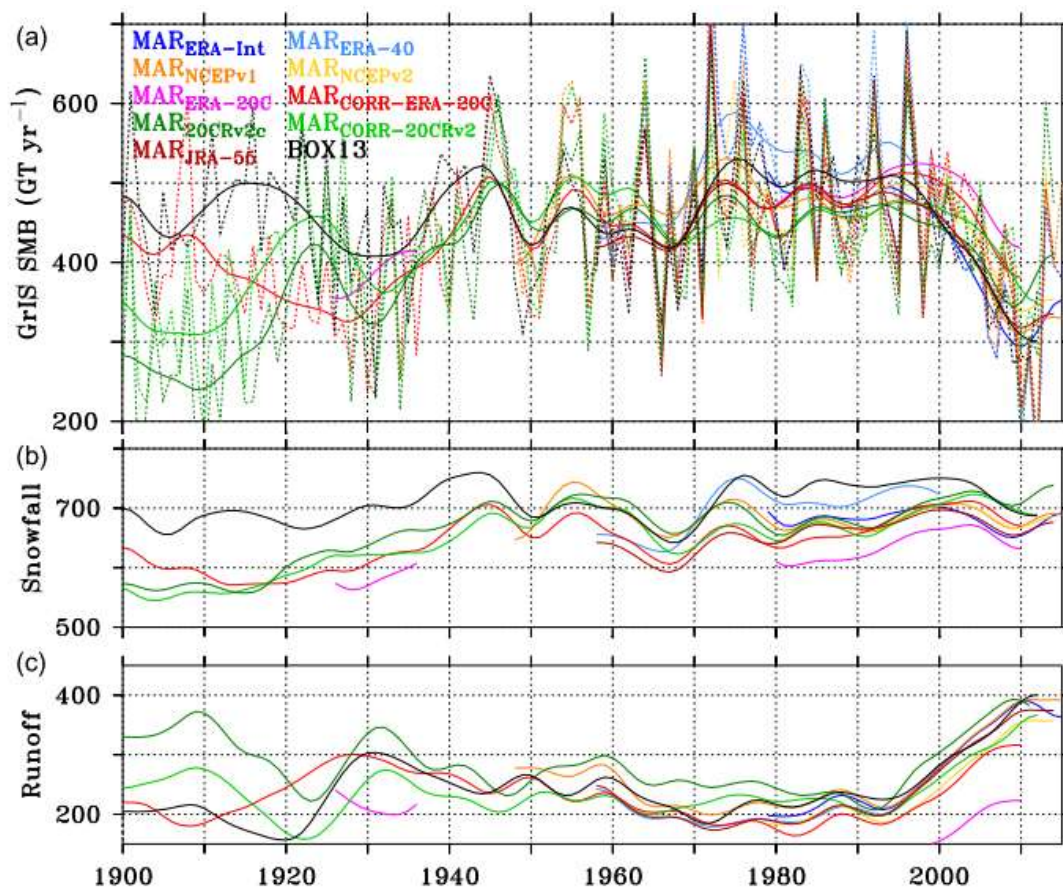


Figure 5. (a) Evolution temporelle du bilan de masse en surface (SMB) intégré sur l'inlandsis (Gt a^{-1}) et simulé par MAR forcé par différentes réanalyses. (b) Idem (a) mais pour les précipitations neigeuses. (c) Idem (a) mais pour le ruissellement. Les moyennes glissantes sur 10 ans sont en trait plein (Fettweis *et al.*, 2017).

Au réchauffement atmosphérique s'ajoute le réchauffement des eaux océaniques en contact avec certaines langues glaciaires. Celles-ci sont davantage confrontées à la fonte superficielle ce qui induit une accélération de l'écoulement des glaciers (Rignot *et al.*, 2008 ; Howat *et al.*, 2008). Cette accélération est aussi causée par la lubrification basale induite par l'eau de fonte s'infiltrant jusqu'à l'interface socle/glace (Gloezer *et al.*, 2013 ; Fettweis *et al.*, 2017). Parallèlement au réchauffement, nous notons également une augmentation des précipitations qui ne parvient toutefois pas à compenser l'augmentation de la fonte (van den Broeck *et al.*, 2016 ; Fettweis *et al.*, 2017).

Ces changements récents au niveau du BMS et de l'accélération de la dynamique glaciaire influencent l'évolution du BM. Depuis les années 1990, ce dernier est constamment négatif, ce qui indique une accélération de la perte de masse de l'inlandsis. Rignot *et al.* (2011) annoncent une accélération de 21,9 Gt a⁻² sur la période 1992 – 2010. Le BM présente un minimum en 2012, engendré par l'été exceptionnellement chaud et le BMS particulièrement faible (Tedesco *et al.*, 2013). Après cette forte diminution, la décharge d'icebergs reste élevée. Le retour à une valeur normale de fonte ne permet pas de compenser totalement la perte par vêlage d'icebergs. Après 2013, suite à la diminution du BMS (la fonte et le ruissellement augmentant), le BM se réduit davantage. Il représente dès lors une contribution de 1 mm à la hausse du NGMM en 2015 (van den Broeck *et al.*, 2016). L'augmentation de la fonte se marque également par l'extension de la zone de fonte (Mernild *et al.*, 2011 ; Vernon *et al.*, 2013) et par la durée de la saison de fonte qui ne cessent de croître depuis les années 1970 (Mernild *et al.*, 2011).

L'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre (GES) dans l'atmosphère est certainement une cause du réchauffement qui est présent sur l'Arctique au cours des deux dernières décades. Cependant, les changements récents de BM et de ses composantes sont régulièrement associés à la variation de l'indice NAO (*North Atlantic Oscillation*). Cet indice quantifie la différence de pression entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande. Lorsque l'indice est négatif, deux impacts principaux affectent le Groenland (Fettweis *et al.*, 2013) :

- Une zone anticyclonique est centrée sur le Groenland. Celle-ci a pour effet d'advecier de l'air chaud par l'ouest et d'accentuer la fonte en surface ;
- À ce réchauffement s'ajoute une diminution des précipitations, vu les conditions atmosphériques plus stables, induisant une accumulation plus faible.

Ces changements actuels sont donc davantage influencés par un changement de circulation atmosphérique permettant l'advection d'air chaud (Fettweis *et al.*, 2013).

Description spatiale du bilan de masse

Le BMS est réparti de manière non uniforme sur l'île en fonction de différents paramètres : les précipitations, le relief et la latitude. La zone d'accumulation est marquée au sud-est par un BMS élevé entre 60°N et 68°N (Figure 6c). Ce sont les précipitations importantes issues de la dépression d'Islande qui influencent cette région (Ettma *et al.*, 2009). Ces taux d'accumulation conséquents se situent sous les

2000 m d'altitude. En s'élevant, les masses d'air se condensent et créent des précipitations plus loin que la côte, sur les reliefs. Nous retrouvons également d'autres zones marquées d'une accumulation plus importante à l'ouest. Dans ce cas ce sont les dépressions de la Baie de Baffin et du détroit de Davis qui sont actives en été. Dans le nord de l'inlandsis c'est par contre une zone plus sèche qui influence le BMS avec des valeurs annuelles de moins de 200 kg m⁻² a⁻¹ (Ettma *et al.*, 2009).

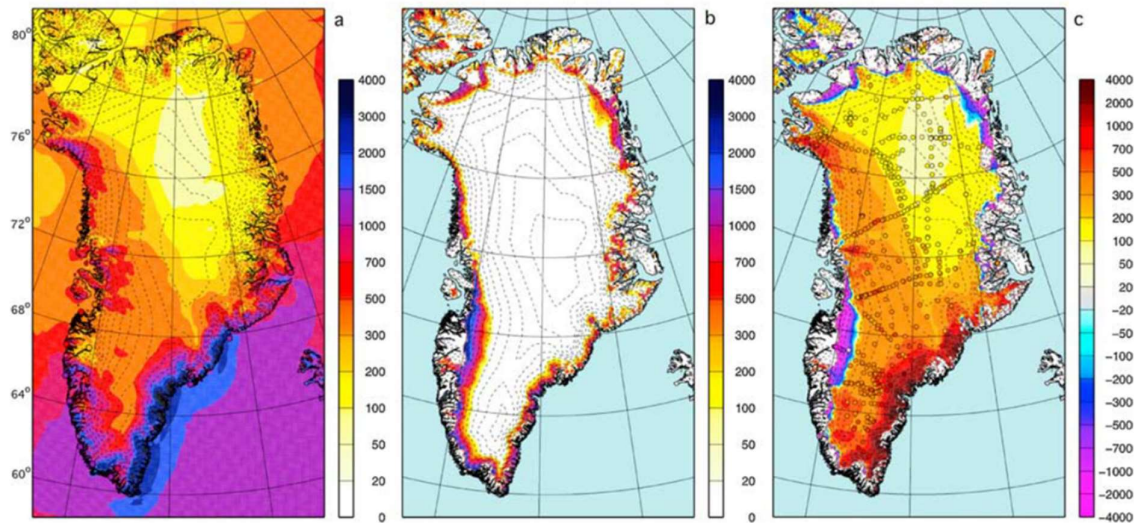


Figure 6. (a) Précipitations moyennes annuelles (mm a⁻¹) simulées par RACMO2/GR sur la période.1958-2007. (b) Idem mais pour le ruissellement. (c) Idem mais pour le bilan de masse en surface (BMS) en kg m⁻² a⁻¹ (Ettma *et al.*, 2009).

L'ablation de l'inlandsis du Groenland est dominée par la perte de masse due au ruissellement de l'eau de fonte (90%), tandis que la perte de masse par évaporation/sublimation compte pour 10% de l'ablation (Ettma *et al.*, 2009). La quantité de ruissellement est dépendante de l'altitude. À plus haute altitude (> 2000 m dans le sud et > 1500 m dans le nord), l'eau de fonte s'infiltre dans le manteau neigeux et y est retenue par rétention, réduisant ainsi le ruissellement. Cette eau peut également regeler en fonction de la température du manteau neigeux (Ettma *et al.*, 2009 ; van den Broeck *et al.*, 2016). Les pics maximums de regel sont atteints entre 1000 et 2000 m d'altitude (van den Broeck *et al.*, 2016). Le ruissellement est maximal là où les précipitations sont moindres, c'est-à-dire au sud-ouest ainsi qu'au niveau de la marge nord de l'inlandsis. À l'inverse, là où les précipitations neigeuses sont plus intenses, l'albédo est plus élevé et permet de réduire la fonte. Ces conséquences sur l'albédo sont dues principalement à une exposition plus tardive de la glace vive (albédo 0,55 par rapport à celui de la neige : 0,9 à 0,75). La capacité plus importante de la neige en surface à retenir l'eau de fonte permet également de réduire le ruissellement. La zone d'ablation joue un rôle très important dans le BMS étant donné qu'elle affiche les taux de fonte les plus importants (van den Broeck *et al.*, 2016). Elle est cependant très étroite en comparaison de la zone d'accumulation. Large de 50 à 150 km dans les zones les plus sèches (sud-ouest et nord-est), elle ne dépasse pas 1 à 50 km maximum de large dans les zones où l'accumulation est plus importante. Ces largeurs très faibles sont parfois inférieures aux résolutions des modèles climatiques.

Les résolutions peuvent augmenter jusqu'à 10 km, mais en général ne dépassent pas 25 km pour le RCM. Quant aux GCM, leur résolution est bien plus grossière (souvent > 100 km). La modélisation des processus physiques influençant le BMS est donc plus complexe à résoudre dans la zone d'ablation.

2.2.2 Projections futures

Pour pouvoir réaliser des projections futures fiables, il faut que le modèle soit capable de représenter correctement le climat et le BMS présents. En effet, si un modèle climatique est trop chaud pour le climat actuel, nous assisterions à une amplification de la réponse de la fonte au réchauffement dans le futur (Fettweis *et al.*, 2013). Les principales incertitudes résident dans les données climatiques utilisées pour forcer les modèles régionaux. Dans le cas des simulations actuelles, ce sont des réanalyses, se basant sur des observations, qui sont utilisées pour forcer les RCM aux frontières. Dans le cas de projections futures, ce sont des valeurs de variables climatiques sur base de scénarios futurs (RCP, *Representative Concentration Pathway*) élaborés dans le cadre du 5^{ème} rapport du GIEC, qui sont utilisées pour forcer les GCM. Les RCM sont alors forcés par les résultats de ces GCM. Différents RCP ont été mis en place (Moss *et al.*, 2010). Ils sont aux nombres de 4 et sont détaillés dans le Tableau 2 du plus pessimiste au plus optimiste.

Scénario	Forçage radiatif par rapport aux valeurs pré-industrielles (W m ⁻²)	Concentration (ppm équivalent CO ₂)	Évolution des concentrations en GES durant le 21 ^{ème} siècle
RCP 8.5	> 8,5 en 20100	> 1370 en 2100	Augmentation continue
RCP 6.0	~6 en 2100	~850 en 2100	Augmentation puis stabilisation
RCP 4.5	~4,5 en 2100	~650 en 2100	Augmentation puis stabilisation
RCP 2.6	3,0 avant 2100 suivi d'une diminution	490 avant 2100 suivi d'une diminution	Augmentation, stabilisation puis diminution

Tableau 2. Caractéristiques des scénarios climatiques futurs (Moss *et al.*, 2010).

A l'horizon 2100, ces scénarios prévoient une hausse du NGMM entre 0,28 m et 0,61 m, pour le plus optimiste (RCP 2.6), et entre 0,52 m et 0,98 m pour le plus pessimiste (RCP 8.5). Ceci correspond respectivement à un taux d'augmentation annuel de 2 à 6,8 mm a⁻¹ et de 7,5 à 15,7 mm a⁻¹ (Church *et al.*, 2013). La contribution des deux inlandsis (Antarctique et Groenland) représenterait 30% de cette hausse. À titre de comparaison, leur contribution n'était que de 20% de la hausse observée entre 1993 et 2010. Le reste de l'augmentation est dû pour la plus grande part à la dilatation thermique et à la fonte des glaciers continentaux. La hausse isolée induite par la fonte de l'inlandsis du Groenland représentera en moyenne entre 0,04 et 0,1 m si le scénario RCP 2.6 est suivi et entre 0,07 et 0,21 m pour le scénario RCP 8.5. Cela correspond respectivement à 15 et 20 % de la hausse totale prévue (Church *et al.*, 2013).

À terme, le BMS en surface régira seul la contribution de l'inlandsis du Groenland à la hausse du NGMM. En effet, suite au retrait de plus en plus conséquent des glaciers

émissaires et de l'inlandsis en général, de moins en moins de glace atteindra l'océan et le vêlage d'icebergs n'aura plus lieu (Gloezer *et al.*, 2013). La fonte en surface dominera donc la perte de masse. On prévoit également une augmentation des précipitations, mais celle-ci ne sera pas assez importante pour compenser la fonte en surface (Fettweis *et al.*, 2013). Cependant, bien que cet aspect de la dynamique soit voué à disparaître au Groenland, d'autres processus de dynamique glaciaire résolus par les MCG seront toujours actifs, notamment l'évolution de la géométrie de l'inlandsis et l'écoulement glaciaire. La rétroaction entre l'altitude et la fonte n'est toujours pas prise en compte par les RCM, mais bien par les modèles de dynamique glaciaire (Fettweis *et al.*, 2013). La fonte en surface induirait en 2100 (suivant le scénario RCP 8.5) une diminution de l'élévation de 100 à 200 m dans certaines régions de la marge de l'inlandsis. Ces variations de topographie pourraient provoquer une perte de masse complémentaire en surface de 5 à 15 % (projection du BMS de 2000 à 2100 par le modèle MAR, Fettweis *et al.*, 2013). De plus, le climat et la circulation atmosphérique interagissent de manière importante avec l'inlandsis et sa dynamique d'écoulement. Évaluer la contribution à la hausse du NGMM en distinguant la part de la dynamique et celle du BMS n'est cependant pas aussi efficace qu'un seul modèle permettant de déterminer le tout (Gloezer *et al.*, 2013). C'est pourquoi un couplage entre ces deux types de modèles serait très intéressant pour des projections futures.

2.3 Couplages entre modèles climatique et modèles de calotte glaciaire

Les modèles climatiques permettent de résoudre l'interaction entre la surface et l'atmosphère. L'évaluation du BMS par ce type de modèle est donc cohérente. L'évaluation est d'autant plus cohérente par des RCM grâce à leur résolution plus fine. Celle-ci permet une meilleure représentation des processus en zone d'ablation. Un autre avantage des RCM se situe dans leur capacité à résoudre les processus spécifiques à la zone étudiée. Ils présentent cependant deux limites:

- Ils sont forcés à leurs frontières par des données provenant de réanalyses pour les simulations du climat présent, ou par des données de GCM pour les simulations futures. Les résultats qu'ils produisent dépendent donc, en partie, du modèle utilisé pour forcer les frontières;
- Ils ne peuvent résoudre la rétroaction de l'altitude sur le BMS.

La nécessité du couplage RCM – MCG réside dans cette seconde limite. Ce couplage profiterait aussi aux MCG. Ceux-ci ne représentent pas les interactions avec l'atmosphère et sont donc dépendants de données climatiques pour obtenir un BMS. Le couplage leur permettrait de disposer d'un meilleur BMS. L'objectif final serait de représenter l'ensemble des processus complexes (dynamiques et climatiques) qui dirigent l'évolution de l'inlandsis, afin de réaliser des projections futures plus fiables. Cependant, peu de couplages synchrones ont été mis en place et pour cause, deux grandes difficultés restent à surmonter (Helsen *et al.*, 2012):

- L'échelle temporelle: les MCG simulent la dynamique de l'écoulement glaciaire et tout autre processus provoquant un mouvement de la glace. La réaction d'une telle étendue de glace n'est pas immédiate à un changement quelconque. Ceci prend des milliers d'années. Les modèles climatiques fonctionnent eux typiquement sur des périodes de quelques décades et la réponse du BMS à une perturbation climatique est immédiate. Du point de vue temps de calcul, des simulations de plusieurs milliers d'années ne seraient pas réalisables;
- L'échelle spatiale: Pour pouvoir résoudre les processus rapides en zone d'ablation mais aussi au niveau de la ligne d'encrage et des flux de glace, les modèles de dynamique glaciaire ont besoin d'une résolution assez fine. Ce n'est pas le cas des modèles climatiques globaux. Les RCM peuvent cependant avoir des résolutions plus proches des résolutions typiques des MCG (de l'ordre du km).

Peu de travaux ont été réalisés dans l'optique d'un couplage de ces deux types de modèle. Nous détaillerons ici quelques pistes qui ont permis d'avancer dans le domaine. La première étape vers un couplage est d'utiliser un MCG forcé par des données climatiques issues d'un modèle climatique.

Quiquet *et al.* (2012) ont testé la sensibilité du MCG GRISLI (*G*Renoble *I*ce *S*helve and *L*and *I*ce model) à différents forçages climatiques à une résolution de 15 km. Les différents forçages sont réalisés par les données climatiques de modèles globaux couplés à un modèle océanique (AOGCM, *A*tmospher *O*cean *G*lobal *C*limatic *M*odel), par des GCM, par des RCM et par des réanalyses. Les données climatiques issues de ces différents modèles sont la température de surface et les précipitations moyennes annuelles, ainsi que la topographie de surface correspondante aux forçages climatiques. Le BMS est déterminé sur base des données de températures et de précipitations interpolées sur la grille de GRISLI par un modèle PDD. Les BMS issus directement des modèles climatiques ne peuvent être exploités à cause de la résolution grossière de ces modèles.

Cette première expérience montre que des contradictions apparaissent dans les simulations résultant des différents forçages à cause de la tendance du MCG à intégrer les biais existants entre les forçages atmosphériques. Concernant les résolutions des différents forçages, il n'y pas de différence systématique entre les résultats issus des forçages par modèles climatiques globaux et régionaux. Cependant, certains modèles sont inappropriés au forçage. Quiquet *et al.* (2012) suggèrent alors d'utiliser les données climatiques du meilleur modèle et d'y ajouter des anomalies issues du modèle inapproprié. Ils ont également remarqué que le nord du Groenland est plus sensible que le sud aux anomalies de température. Ils s'attendent donc à ce que les changements majeurs dans un climat futur plus chaud viennent de là. Enfin, la résolution utilisée n'est pas assez fine pour reproduire correctement la topographie du sud du Groenland, ce qui empêche le modèle de prendre en compte les processus qui se produisent à une échelle très fine. Des améliorations doivent aussi être apportées en ce qui concerne la prise en compte de la variation de l'altitude avec le temps dans les variables de précipitations et de températures.

Helsen *et al.* (2012) ont, quant à eux, mis au point une technique permettant d'adapter le BMS, issu directement d'un modèle climatique, en fonction de la variation d'altitude de l'inlandsis. L'adaptation est réalisée en chaque point du domaine, selon que l'on soit en zone d'accumulation ou en zone d'ablation. Pour un point considéré, le BMS adapté est obtenu sur base du gradient de BMS local en fonction de la nouvelle élévation ajustée en fonction de la fonte et de la dynamique. Cette technique permet de prendre en compte la rétroaction de l'altitude sur le BMS utilisé dans le MCG, et ainsi d'obtenir un BM prenant en compte un nombre plus complet de processus et de rétroactions le gouvernant. Les résultats (reconstruction de l'inlandsis et de son comportement) de cette expérience sont en accord avec les observations actuelles de l'inlandsis.

Une technique d'interpolation « intelligente » pour certaines variables climatiques a été élaborée par Franco *et al.* (2012). Cette technique prend en compte le gradient des variables suivant l'altitude pour les interpoler d'une grille à l'autre. Cela peut être utile pour pouvoir utiliser les données d'un modèle climatique à basse résolution sur une grille à plus haute résolution. Pour mettre cette technique en place, il a fallu dans un premier temps, déterminer quelles variables étaient dépendantes de l'altitude. Les variables concernées sont la température, la sublimation, l'évaporation et le ruissellement de l'eau de fonte. Nous pouvons donc désormais corriger à posteriori un BMS qui aurait lieu sur une surface avec une topographie variable. Dans cette étude, un problème n'a cependant pas pu être résolu. Au Groenland, les précipitations produites par MAR augmentent avec la résolution. Ce surplus de précipitation est dû à la mauvaise résolution des reliefs escarpés près de côtes de l'île par les basses résolutions. Il s'en suit une mauvaise représentation des processus qui ont lieu dans cette zone. Malheureusement il semble que les précipitations ne soient pas dépendantes uniquement de la différence d'altitude et que d'autres facteurs les influencent. La correction de Franco *et al.* (2012) n'étant pas applicable aux précipitations, le BMS ne peut pas être entièrement corrigé d'une résolution à l'autre.

Enfin, Le clec'h *et al.* (2017) sont en train de réaliser un couplage entre le modèle climatique MAR et le MCG GRISLI. Trois méthodes de couplage sont testées et comparées sur une simulation future (scénario RCP 8.5) sur la période 2000 – 2150. La première consiste en une simulation non couplée. Comme Quiquet *et al.* (2012), les données climatiques des simulations MAR (BMS et température en surface) sont utilisées par GRISLI tel un forçage climatique. Il n'y a pas d'interaction directe entre les deux modèles. La deuxième méthode, le « Couplage Unidirectionnel », consiste à adapter les données climatiques du MAR au fur et à mesure de la simulation, en fonction de la différence d'altitude simulée par GRISLI selon l'évolution de l'inlandsis. La méthode de Franco *et al.* (2012) (cette méthode sera détaillée à la Section 4.4) est utilisée pour adapter la température et le BMS. Enfin, le troisième couplage est un couplage complet synchrone entre les deux modèles où à chaque pas de temps les données du MAR sont utilisées par GRISLI. Les premiers résultats de ce couplage complet montrent une augmentation de la variabilité spatiale des changements des variables suivantes : BMS, température de surface, épaisseur de glace et vitesse en surface. Il permet de mieux représenter les processus en marge de l'inlandsis, c'est-à-

dire en zone d'ablation. Celle-ci est d'ailleurs plus étendue en fin de simulation (2150) avec le couplage complet, qu'avec les deux autres méthodes de couplage. Il est important aussi de noter qu'avec le couplage complet, le masque de glace de l'inlandsis évolue et se retire de plus en plus au fur et à mesure des années. Ceci a pour conséquence de réduire la surface de fonte, et donc d'avoir une perte de masse moins importante par BMS, que via l'utilisation d'un masque fixe (couplage non complet).

2.4 But de la recherche

Dans l'optique d'un couplage futur entre le modèle climatique régional MAR et le modèle de calotte glaciaire f.ETISh, notre but sera ici de tester la sensibilité de f.ETISh à la résolution des simulations MAR. Le MCG sera forcé par des données climatiques (BMS et température en surface) moyennes mensuelles issues de simulations MAR à 9 résolutions différentes. Ces données seront préalablement interpolées à la résolution de f.ETISh par la technique de Franco *et al.* (2012).

Comme Franco *et al.* (2012) l'ont mis en évidence, MAR à basse résolution surestime les précipitations. Ce biais n'est pas dépendant de l'altitude et ne peut donc pas être corrigé lors d'une interpolation « intelligente ». Améliorer à posteriori les résultats MAR dans cette optique permettrait de fournir des données climatiques plus fiables au MCG, mais à une résolution plus grossière, demandant moins de temps de calcul. Dans ce travail, nous tenterons d'élaborer une méthode permettant de corriger les précipitations en fonction de la résolution du modèle MAR.

Chapitre III.

Hypothèses

Au Groenland, une zone étroite le long des côtes et un peu au-delà de la marge de l'inlandsis (englobant la zone d'ablation) est caractérisée par des reliefs marqués. Dans cette zone, des processus importants influençant la fonte y ont lieux. La largeur de cette zone est petite (~1 à 50 km) en comparaison des résolutions utilisées par les GCM (~100 km et plus). C'est pourquoi ceux-ci ne peuvent pas résoudre correctement les processus caractérisant la fonte dans cette zone.

Notre première hypothèse consiste donc à dire que les résolutions typiques des GCM qui sont utilisées par le RCM MAR (> 50 km) ne sont pas adaptées au forçage du MCG f.ETISh.

Le RCM (MAR) qui sera utilisé dans ce travail présente de bons résultats sur le Groenland à une résolution de 20 km (Fettweis *et al.*, 2017). Des résultats à cette résolution permettent donc de forcer le MCG f.ETISh. Ceci constitue notre seconde hypothèse.

Franco *et al.* (2012) ont montré que les précipitations à basse résolution étaient surestimées par MAR à cause d'une mauvaise résolution du relief. A ces résolutions, trop de précipitations sont emmenées vers l'intérieur de l'inlandsis par rapport à la zone côtière.

Notre troisième hypothèse est donc la suivante : une correction des précipitations simulées par MAR à basse résolution en fonction de la distance de la côte permet de mieux les répartir et ainsi de se rapprocher de la distribution des précipitations simulées à haute résolution.

Chapitre IV. Méthodologie

4.1 Les modèles utilisés

4.1.1 Le modèle MAR

Le Modèle Atmosphérique Régional (MAR) est un modèle climatique régional développé par l'IGE à Grenoble et à l'ULiège. Ce modèle est notamment reconnu pour la modélisation du climat présent au Groenland (e.g. Fettweis *et al.*, 2013, 2017). Il est également utilisé en Antarctique (Gallée *et al.*, 2013, 2015 ; Amory *et al.*, 2015), en Europe (Wyrd *et al.*, 2017) et en Afrique (Gallée *et al.*, 2004).

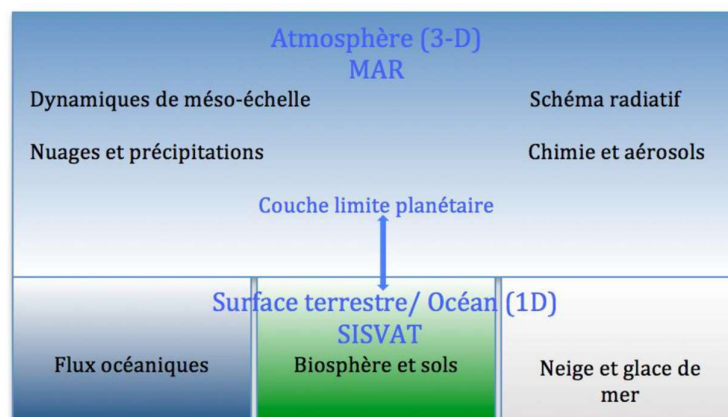


Figure 7. Couplage du modèle atmosphérique régional (MAR) avec SISVAT (Fettweis, 2006).

Des données d'initialisation sont nécessaires au fonctionnement du modèle. Toutes les 6h, celui-ci est forcé à ses frontières par les réanalyses ERA-Interim (Dee *et al.*, 2011) produites par l'*European Center for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF). Les données de forçage concernent la concentration en glace de mer (*Sea Ice Concentration*, SIC) et la température de surface (*Sea Surface Temperature*, SST) pour l'océan. Par ailleurs, elles concernent la pression, la vitesse du vent et la quantité de vapeur d'eau à tous les niveaux verticaux pour l'atmosphère. La topographie utilisée par le modèle sur le Groenland est issue de Howat *et al.* (2014). Celle-ci reste fixe lors des simulations.

Lorsqu'on parle du MAR, on parle de deux modèles couplés. Le premier est un modèle de circulation atmosphérique constituant le cœur historique du modèle MAR. Celui-ci est couplé à SISVAT (*Soil Ice Snow Vegetation Atmosphere Transfer*), un modèle de

surface qui permet de résoudre les interactions entre la surface et l'atmosphère. SISVAT peut être considéré comme un module du MAR (Figure 7).

Le MAR

En tant que modèle climatique, le MAR résout les équations primitives de l'atmosphère. Celles-ci correspondent aux équations de Navier-Stokes simplifiées grâce à l'approximation hydrostatique. Ces équations ainsi simplifiées, permettent la conservation de la masse (Gallée et Schayes, 1994 ; Gallée, 1995). La coordonnée verticale du modèle est donnée par la normalisation de la pression, intitulée coordonnée « sigma » (Figure 8):

$$\sigma = \frac{P - P_t}{P_s - P_t}$$

Équation 2. Coordonnée verticale du MAR où σ est la pression normalisée, P la pression, P_t la pression au sommet de l'atmosphère et P_s la pression de surface

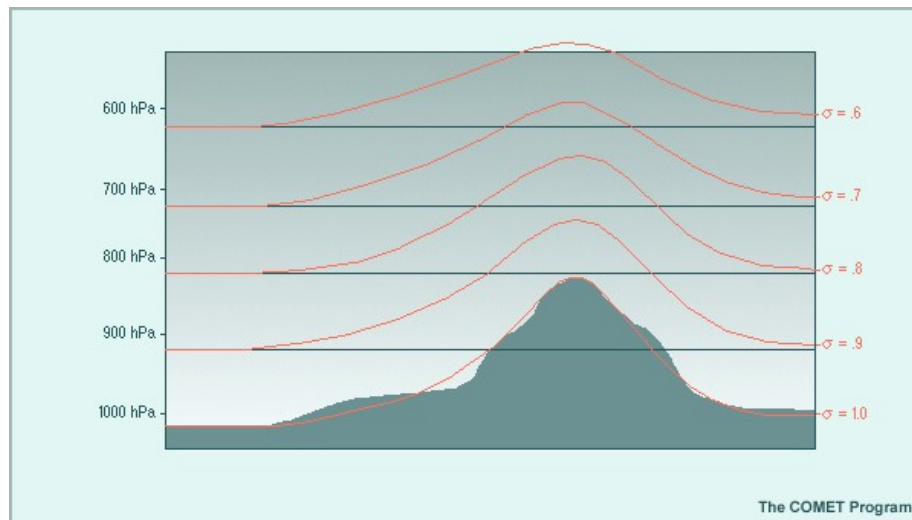


Figure 8. Illustration des coordonnées sigma (Zhang, 2002)

MAR utilise un schéma de rayonnement solaire provenant de Fouquart et Bonnel (1980) et un schéma radiatif des longues longueurs d'onde décrit par Morcrette (2002). Fettweis (2006) a apporté à ce second schéma une correction concernant la sous-estimation du rayonnement infrarouge incident. La conservation des constituants des nuages (gouttes d'eau de pluie, gouttelettes, cristaux de glace et neige) est résolue par un module de microphysique des nuages (Gallée, 1995). La représentation de la convection se base, quant à elle, sur Bechtold *et al.* (2001), tandis que la fermeture de turbulence K- ϵ de Duynkerke (1988) permet de déterminer les flux verticaux dans la couche limite.

SISVAT

À chaque pixel atmosphérique correspondent deux sous-pixels dans le module de surface. Les interactions entre l'atmosphère et la surface sont calculées par SISVAT qui est un modèle vertical multicouches 1-D et qui comprend deux modules. Le premier, le module sol-végétation (De Ridder et Gallée, 1998) permet de calculer les échanges de

chaleur et d'humidité entre l'atmosphère et les surfaces libres de neige et/ou de glace (zones de toundra).

Le second module est celui de neige et de glace (Gallée *et al.*, 2001 ; Lefebvre *et al.*, 2003). Il est également à une seule dimension mais possède différentes couches de neige et de glace. Celles-ci peuvent interagir entre elles, et avec l'atmosphère. La couverture de glace permanente est déterminée selon le masque de glace de Howat *et al.* (2014). Tout d'abord, le module thermodynamique et celui de bilan en eau permettent de calculer les échanges de chaleur et d'eau entre la surface et les différentes couches. La conservation de la masse d'eau permet de prendre en compte la fonte, le ruissellement, le regel de l'eau de fonte, la déposition et l'accumulation. Si la pente est faible, une accumulation de l'eau de fonte est possible en surface. Il s'en suit une modification de l'albédo de la neige et de la glace. Il peut descendre jusqu'à 0,3 alors qu'il est, par exemple, fixé à 0,55 pour la glace vive (Fettweis, 2006 ; Tedesco *et al.*, 2016).

D'autre part, la paramétrisation du métamorphisme de la neige reprise du modèle CROCUS du CEN (Centre d'Etudes de la Neige) (Brun *et al.*, 1992) dans SISVAT donne lieu à la caractérisation de l'état de la neige en fonction de sa température, de son contenu en eau liquide, de sa densité, de son âge, de la taille et de la forme des flocons de neige (dendricité). Ceci permet de discrétiser la neige en différentes couches avec des épaisseurs variables, et de représenter sa transformation progressive en névé et enfin en glace.

En ce qui concerne l'albédo des surfaces enneigées (Fettweis, 2006), il dépend des propriétés de la neige et de l'épaisseur de la première couche de neige. La nébulosité est également prise en compte étant donné que les nuages absorbent dans la même gamme de proche infrarouge que la neige. Enfin, comme déjà expliqué plus haut l'albédo est corrigé en fonction de l'accumulation de l'eau de fonte en surface ainsi que de l'angle zénithal solaire.

Grâce à sa capacité de prendre en compte le regel de la neige fondue et l'évolution de l'albédo selon la quantité d'eau de fonte accumulée, le modèle MAR se distingue des modèles plus simples dans lesquels ces processus sont négligés (Reijmer *et al.*, 2012). Cependant, la rétroaction entre la fonte et la topographie de la calotte n'est toujours pas prise en compte, étant donné que la topographie et le masque de glace sont fixes.

4.1.2 Le modèle f.ETISH

Le modèle de calotte glaciaire utilisé dans ce travail est le modèle f.ETISH (*Fast Elementary Thermomechanical Ice Sheet model*) développé à l'ULB. C'est un modèle 2D où les variables verticales sont moyennées sur cette même dimension. f.ETISH comprend des équations diagnostiques² pour le calcul d'écoulement et 3 équations

² Par équation diagnostique, on entend une équation qui prend en compte la valeur de différentes variables à un temps t donné pour calculer la valeur d'une autre variable au même temps t . A l'inverse, une équation pronostique est une équation qui prend en compte ce qu'il se passe au temps $t-1$ pour déterminer ce qu'il se passe au temps t .

prognostiques pour l'épaisseur de glace, la température de la glace et la déformation du socle rocheux (Pattyn, 2017).

Le calcul de la vitesse d'écoulement peut se faire via deux approximations. Dans le cas d'écoulement de glace sur le continent, c'est la SIA (*Shallow Ice Approximation*) qui est utilisée. Elle permet de négliger les contraintes longitudinales et transversales. Seuls le frottement basal et l'écoulement dû au propre poids de la colonne de glace sont pris en compte. Sur la glace reposant sur l'eau (la plateforme), donc située au-delà de la ligne d'encrage, c'est la SSA (*Shallow Shelf Approximation*) qui est utilisée. Elle néglige la friction basale du contact entre la plateforme et l'eau. Cette friction est négligeable comparé à la friction entre la base du glacier et la roche en place. Ce sont donc les contraintes longitudinales qui sont prises en compte dans le calcul du mouvement. Cette approximation est aussi valable pour les glaciers très rapides se déplaçant principalement par glissement basal. Au niveau de la ligne d'encrage, ces deux approximations ne sont plus valables, car il y a un changement dans le type des forces de friction qui dominant l'opposition à l'écoulement, et par conséquent il y a un changement dans le régime de vitesse d'écoulement. C'est pourquoi une équation décrit le flux au travers de la ligne d'encrage dans f.ETISh selon Tsai *et al.* (2015) ou selon Pollard et DeConto (2012).

f.ETISh peut cependant fonctionner en mode hybride. Il s'agit dans ce cas de combiner les deux approximations précédentes, SIA et SSA, en chaque point d'intégration du domaine. En utilisant la SIA uniquement là où la glace repose sur la roche en place, certaines forces qui induisent également le mouvement de la glace sont négligées. Il en va de même en utilisant la SSA uniquement pour la glace reposant sur l'eau. Dans cette configuration, f.ETISh additionne le résultat des deux approximations en chaque point d'intégration pour obtenir la vitesse d'écoulement, ce qui permet une transition lissée de la vitesse, notamment au niveau de la ligne d'encrage. Cette configuration étant gourmande en temps de calcul, elle ne sera pas utilisée pour toutes les simulations f.ETISh.

Les entrées nécessaires au fonctionnement du modèle sont la topographie de la roche en place, les coefficients de glissement basal, le flux de chaleur géothermique, le niveau marin et les conditions atmosphériques, c'est-à-dire la température en surface et le BMS (fournies par nos résultats MAR (Section 4.2)). Le BMS fourni sert à déterminer l'évolution de l'élévation de surface. Dans un premier temps, l'élévation est calculée comme suit :

$$h_s = \max \left[b + h, \left(1 - \frac{\rho_i}{\rho_w} \right) h + z_{sl} \right]$$

Équation 3. Détermination de l'élévation (h_s) où b est l'altitude de la couche continentale, h est l'épaisseur de glace, z_{sl} est l'altitude du niveau marin, ρ_i est la masse volumique de la glace et ρ_w celle de l'eau (Pattyn, 2017).

Ensuite, grâce à l'équation de conservation de la masse dirigée par l'équation de continuité, on détermine l'évolution de l'épaisseur de glace (Équation 4).

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{\partial(uh)}{\partial x} - \frac{\partial(vh)}{\partial y} + BMS - M$$

Équation 4. Evolution de l'épaisseur de glace où M est le taux de fonte basal et BMS est le bilan de masse en surface (Pattyn, 2017).

4.2 Les simulations MAR

La version du MAR 3.5.2 (Fettweis *et al.*, 2017) a été utilisée pour réaliser 9 simulations différentes par leur résolution (Tableau 3). La période de simulation est 1980-2015. Il en est ainsi parce que le modèle est forcé à ses frontières par les réanalyses ERA-Interim disponibles depuis 1979 (Dee *et al.*, 2011). Pour obtenir des simulations cohérentes une année donnée, il est nécessaire que le modèle simule le climat durant un temps de spin-up, afin de se stabiliser. Dans un premier temps, 2 ans de spin-up sont nécessaires pour que le manteau neigeux (initialisé par les résultats de précédentes simulations) et pour que l'état de l'atmosphère se stabilisent. Dans un deuxième temps, il est préférable de débiter la simulation à la fin de la saison de fonte, en septembre. Si ce n'était pas le cas, une fonte peut s'avérer biaisée si elle est simulée à partir d'un mauvais manteau neigeux (Levebre *et al.*, 2005 ; Kittel, 2016) car les zones de faible albédo (accélérant la fonte) ou de forte densité (empêchant le regel) sont sous-estimées. Pour un an de résultat final, 2 ans et 4 mois de spin up sont donc nécessaires. La simulation dure 3 ans et 4 mois. Les mois de spin-up pour l'année 1980 sont réalisés sur base des réanalyses ERA-40 (Uppala *et al.*, 2005).

Simulation	Résolution (km)	Dimension x	Dimension y
MAR10	10	165	300
MAR15	15	115	210
MAR20	20	95	165
MAR25	25	80	135
MAR30	30	68	118
MAR40	40	56	92
MAR50	50	50	76
MAR75	75	50	62
MAR100	100	50	50

Tableau 3. Résumé des simulations MAR. Les dimensions correspondent au nombre de pixels par axe du domaine d'intégration.

Les simulations climatiques ont été réalisées pour un panel de 9 résolutions allant de 10 à 100 km. A titre d'illustration, les domaines d'intégration pour MAR10, MAR30 et MAR75 sont présentés aux Figure 9 (A) et B)) et Figure 10. Le but d'un tel nombre de simulations est de pouvoir déterminer quelle serait la résolution idéale (idéalement la plus basse possible) pour forcer le modèle dynamique de calotte f.ETISH à 5 km de résolution. Les domaines d'intégration sont différents pour chaque simulation. En effet, un certain nombre de pixels est nécessaire en bordure du domaine pour une bonne mise en place de la circulation atmosphérique propre au modèle. Comme les

résolutions sont de plus en plus grossières, la superficie du domaine prise en compte est dès lors de plus en plus grande.

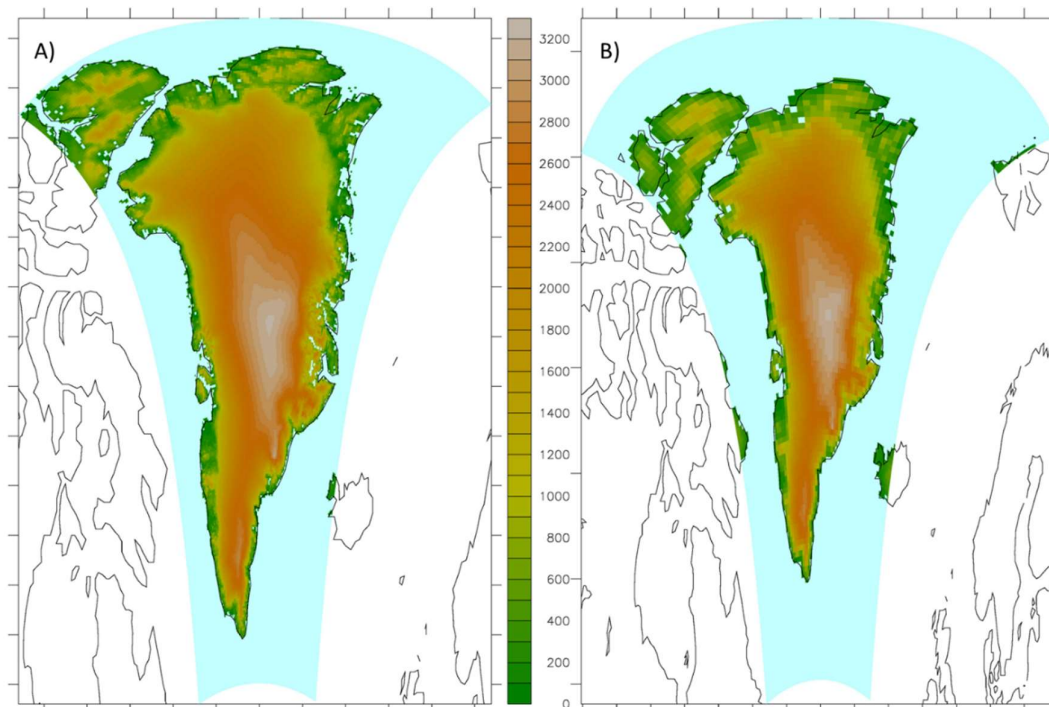


Figure 9. Domaines d'intégration et topographie (unité : mètre) A) à 10 km de résolution et B) à 30 km de résolution.

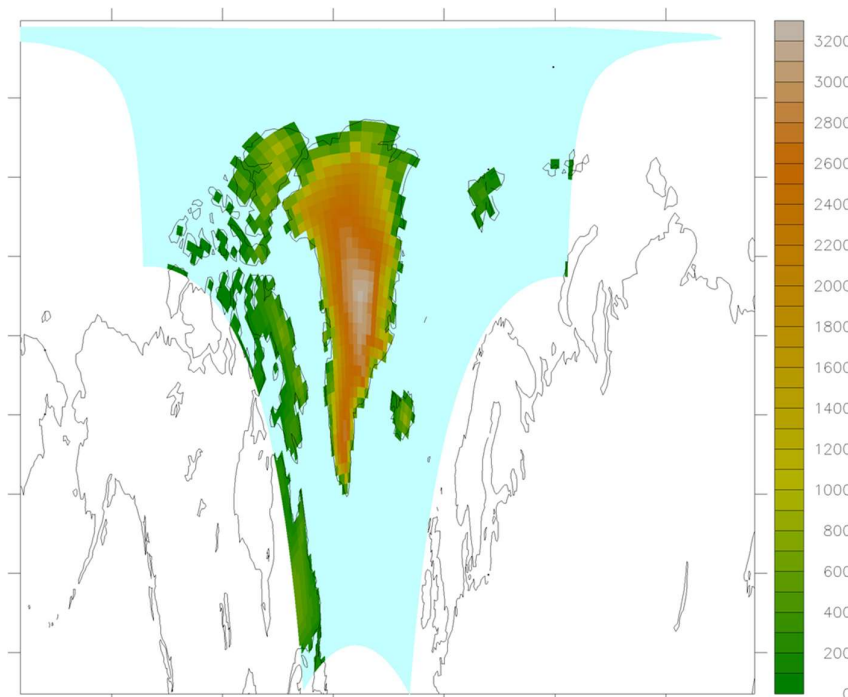


Figure 10. Domaine d'intégration et topographie (unité : mètre) à 75 km de résolution.

MAR10 sera pris comme simulation de référence tout au long de ce travail. Elle constitue la simulation à plus haute résolution et est donc considérée comme celle représentant le mieux les différentes variables.

4.3 Évaluation des sorties de BMS du MAR

L'évaluation du BMS simulé par MAR est réalisée par deux sets de données.

D'une part, des sondages et des carottages ont été réalisés dans la zone d'accumulation (Bales *et al.*, 2001, 2009). En tout, 264 enregistrements sont utilisés et sont mis en relation avec les valeurs d'accumulation du MAR sur la même période, en prenant en compte les 4 pixels les plus proches pondérés par l'inverse de la distance.

D'autre part, 1887 observations de BMS contenues dans la base de données PROMICE (*Programme for Monitoring of the Greenland Ice Sheet*) sont utilisées pour la comparaison (Ahlstrøm *et al.*, 2008 ; van As *et al.*, 2011 ; Machguth *et al.*, 2016). PROMICE est un programme financé par l'agence de l'énergie danoise (*Danish Energy Balance*) et est géré par GEUS (*Geological Survey of Denmark and Greenland*). Cette base de données regroupe toutes les observations de BMS réalisées sur le Groenland principalement en zone d'ablation. De plus, elle contient des transects partant de la zone d'accumulation et se terminant en zone d'ablation pour prendre en compte la transition entre ces deux zones. Il s'agit entre autres d'observations réalisées par des stations météorologiques automatiques. PROMICE possède son propre réseau de stations météorologiques automatiques. Il est composé de 20 stations opérationnelles, pour les plus anciennes, depuis 2007. Par ailleurs, la base de données reprend d'autres observations, notamment celles des réseaux GC-Net (Steffen et Box, 2001), qui ont débuté en 1995, et celles de Swiss-Camp (Machguth *et al.*, 2016), qui remontent de manière continue jusqu'en 1990.

En tout, plus ou moins 3000 observations sont reprises entre 1892 et 2015 et ce pour 46 sites d'observations (Machguth *et al.*, 2016). L'évaluation des valeurs de BMS par rapport aux observations se fait en prenant en compte la valeur de BMS du MAR interpolée sur le point d'observation. Cette valeur de BMS est corrigée par un gradient local dépendant de la différence d'altitude entre celle du point d'observation, et celle de la topographie du MAR interpolée sur ce point. Cette correction est réalisée de la même manière que Franco *et al.* (2012) (Section 4.4).

L'évaluation sera réalisée quatre fois. Chaque itération prendra en compte le BMS du MAR selon un masque de glace différent. Ces masques rassemblent les pixels MAR contenant respectivement au minimum 20%, 35%, 50% et 65% de glace permanente. Lorsque l'observation est située à l'intérieur du masque considéré, la valeur du BMS simulé par le MAR qui est prise en compte pour la comparaison sera déterminée comme expliqué ci-dessus.

Lorsqu'une observation PROMICE est située en dehors du masque considéré (Figure 11 : étoile bleue si le masque de 50% ou 65% de glace permanente par pixel est considéré), la même méthode sera utilisée. Il est toutefois important de noter que, seules des valeurs de BMS contenues dans le masque de glace (double flèche verte ou jaune sur la Figure 11) seront utilisées pour extrapoler une valeur de BMS au point d'observation, et pour calculer le gradient local de BMS. Dès lors, les valeurs de BMS utilisées pour obtenir une estimation du BMS au point d'observation ne sont pas

nécessairement représentatives des taux de BMS (en particulier de fonte) observés dans la région du point d'observation. Comme le gradient de BMS observé en bordure de calotte est plus important que celui observé à l'intérieur de l'inlandsis (rupture de pente sur les courbes de BMS observé et simulé par rapport à la distance de la marge, Figure 11), en se basant sur des valeurs contenues dans le masque, le gradient utilisé pour déterminer le BMS MAR sera moins important que le gradient observé. Le BMS apparaîtra donc comme surestimé par rapport aux observations. Par contre, si un masque d'un pourcentage plus faible est utilisé pour sélectionner les pixels MAR les plus proches, les résultats MAR (situé à l'intérieur du masque et alors pris en compte par interpolation classique et non plus par extrapolation) risquent de sous-estimer le BMS par rapport aux observations. Ceci est dû au fait qu'avec un masque par exemple à 20% de glace, les 80% restants d'un pixel MAR représentent la toundra. Contrairement aux surfaces enneigées et glacées où la température en surface reste bloquée à 0°C (l'excès d'énergie servant à faire fondre la neige et la glace), la température en surface du sous-pixel de toundra peut fortement augmenter. Ceci a pour conséquence de réchauffer l'air proche de la surface et ainsi d'apporter plus d'énergie (flux de chaleur sensible) au sous-pixel correspondant à la glace. Dès lors, la fonte est davantage importante.

L'idéal pour cette comparaison avec les observations serait de considérer uniquement les pixels compris dans le masque de glace (utilisant un seuil de 50%). Dans ce cas la comparaison se ferait sur des points d'observation différents en fonction de la résolution utilisée par MAR. En effet, au-delà de 50 km de résolution, la majeure partie de la zone d'ablation ne serait pas incluse dans le masque de glace avec un seuil de 50%. Les observations situées dans cette zone ne seraient donc pas prises en compte pour la comparaison, or elles sont importantes pour évaluer le BMS simulé. C'est pourquoi nous avons choisi de considérer les points d'observation contenus dans le masque de glace du MAR à 10 km de résolution. Le nombre d'observations considérées reste alors fixe, quel que soit la résolution utilisée par les simulations à évaluer. Dans ce cas, le BMS du MAR doit être extrapolé à ces points d'observation lorsqu'une résolution plus basse que 10 km est utilisée.

Considérer des points d'observation en dehors du masque de glace pour la comparaison aux observations soulève alors un questionnement : est-il mieux i) d'extrapoler uniquement des pixels MAR où le BMS est à priori valide (i.e. contenus dans le masque de glace au seuil de 50%) mais non représentatif de la zone d'observation, ou ii) d'interpoler des valeurs de BMS représentatif de la zone du point d'observation mais où on sait que le MAR sous-estime à priori le BMS (cas des masques de glace avec un seuil faible) ?

Vu la sensibilité aux seuils de masque de glace considérés, nous avons préféré montrer la comparaison des évaluations pour 4 seuils de masque de glace différents afin de mettre en évidence l'incertitude liée au choix du seuil.

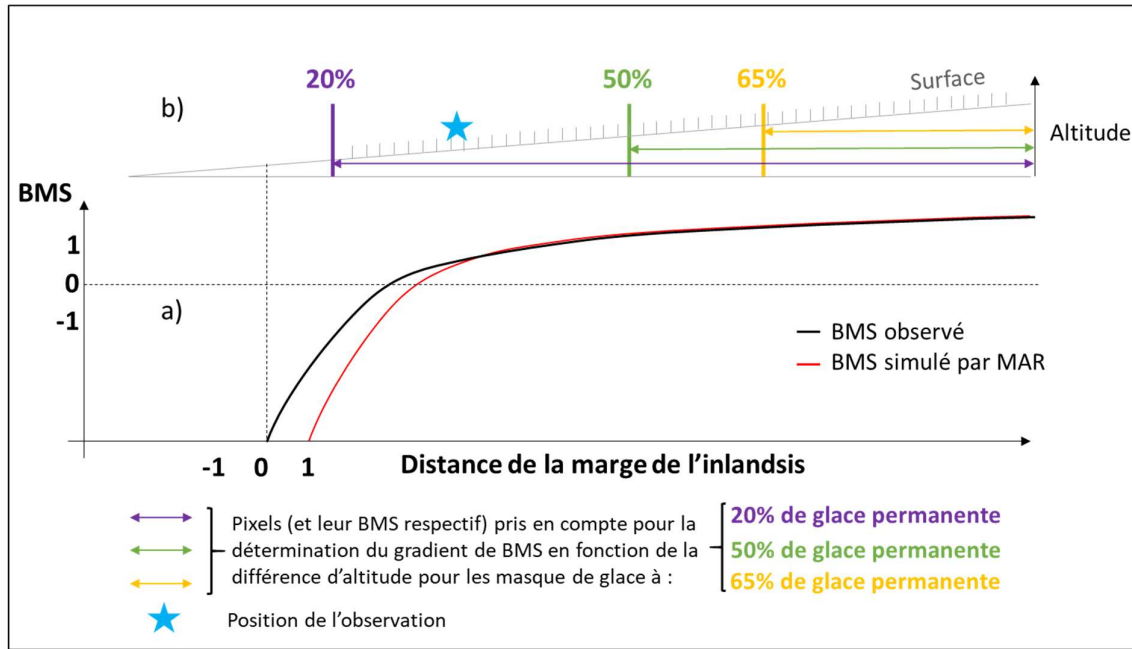


Figure 11. Schématisation **a)** du bilan de masse en surface (BMS) en fonction de la distance de la marge de l'inlandsis pour les observations (noir) et une simulation MAR (rouge) et **b)** de la limite des masques de glace permanente considérant respectivement les pixels avec un minimum de 20% (violet), 50% (vert) et 65% (jaune) de glace permanente. L'étoile bleue représente la position d'une observation de terrain de BMS. Les doubles flèches indiquent les pixels pris en considération pour la détermination du gradient de BMS en fonction de la différence d'altitude respectivement pour les masques aux pixels ayant au minimum 20, 50 et 65% de glace permanente.

4.4 Régionalisation à posteriori des résultats MAR sur les grilles f.ETISh

Pour pouvoir forcer le modèle de calotte, la température et le BMS modélisés par MAR doivent être interpolés sur la grille qu'utilise le MCG f.ETISh. Le résultat d'une interpolation n'est pas sans biais. Considérons une grille source, contenant les valeurs à interpoler, et une grille destination, souvent à plus haute résolution, sur laquelle les valeurs de la grille source doivent être interpolées. Une interpolation simple au plus proche voisin peut induire des changements brusques de valeur sur la grille destination. Un tel résultat peut être lissé en utilisant les valeurs des pixels voisins les plus proches d'un pixel considéré sur la grille source. Pour un pixel dans la grille destination (P_{ij}), le pixel le plus proche de la grille source est choisi (P_{kl}). La détermination de la nouvelle valeur interpolée va être calculée en effectuant la moyenne des valeurs des pixels voisins (souvent 4 ou 9) les plus proches du pixel P_{kl} . Cette moyenne est pondérée par l'inverse de la distance entre la position du pixel P_{ij} et celle du pixel voisin considéré sur la grille source. C'est ce qu'on appelle une pondération par inverse de la distance (PID). En utilisant ce type d'interpolation, certaines erreurs peuvent subsister. Lorsqu'on utilise une résolution plus fine, plus de détails devraient être représentés, pour chacune des variables. Cependant, l'information n'est pas disponible à priori avec les données à basse résolution, notamment des variations d'altitude plus importantes aux marges de l'inlandsis

résolues à haute résolution. Dès lors, lorsqu'on interpole des variables dépendantes de l'altitude, tels que le BMS et la température, à une résolution plus fine, l'effet des variations de la topographie sous-maille sur ces variables n'est pas pris en compte.

L'interpolation, ou plutôt la régionalisation, utilisée ici est celle de Franco *et al.* (2012). Celle-ci permet, non seulement de prendre en compte la valeur des pixels voisins, mais elle prévoit aussi une correction des variables de température et de BMS, en fonction de la différence d'altitude entre la topographie à basse et à haute résolution pour un pixel donné. Cette interpolation (illustrée à la Figure 12) va dans un premier temps, pour un pixel de la grille destination (P_{ij} , en orange), considérer le pixel le plus proche correspondant de la grille source (P_{kl} , pixel bleu 3). A partir de ce pixel correspondant, les 9 pixels sources (4 dans l'illustration) les plus proches sont recherchés. Pour chaque paire (pixel P_{kl} et pixel voisin), un gradient de la variable à calculer est déterminé en fonction de la différence d'altitude entre les deux (pixel P_{kl} et pixel voisin). Ensuite, les 9 gradients verticaux sont moyennés par la différence totale d'altitude entre les 9 pixels pour obtenir le gradient final. Enfin, la valeur interpolée par la méthode PID est corrigée par le gradient. Au préalable, le gradient aura été multiplié par la différence entre l'altitude à basse résolution interpolée par PID et l'altitude à haute résolution.

Cette technique est utilisée ici pour interpoler les sorties du MAR à chaque résolution sur la grille utilisée par le modèle f.ETISH à 5, 10 et 20km.

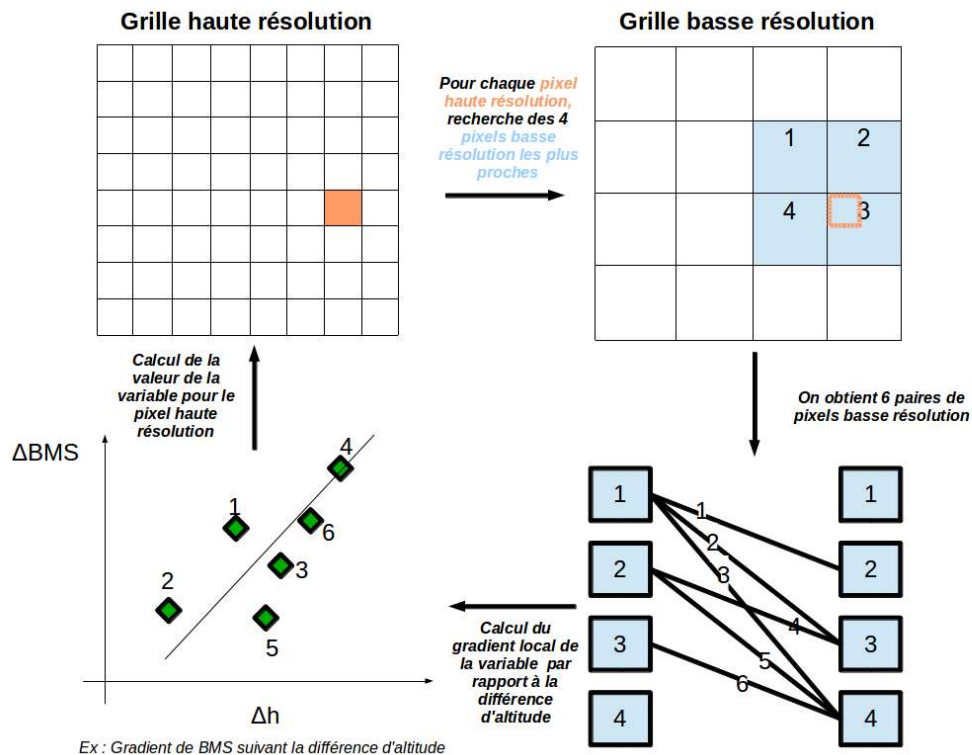


Figure 12. Illustration schématique de la technique d'interpolation de Franco *et al.* (2012) (Wyrd, 2014).

4.5 Les simulations f.ETISh

Les simulations du MCG f.ETISh ont été réalisées par un étudiant de l'Université Libre de Bruxelles (ULB), Vincent Verjans (Verjans, 2017). De manière générale, nous pouvons considérer que la modélisation de la dynamique glaciaire est réalisée en deux parties. La première phase a pour nature l'initialisation et ensuite vient le forçage. L'initialisation a pour but d'atteindre un état stable de l'inlandsis correspondant à l'état initial avant le forçage. Lors de cette phase, l'inlandsis est en fait forcé au long de son évolution à correspondre à un état observé en ajustant principalement le coefficient de glissement basal. La seconde phase consiste à appliquer un forçage climatique à l'inlandsis, à partir de son état initial. Le but est d'analyser la réponse de l'étendue de glace à ce forçage. Dans cette étude, l'initialisation est réalisée sur une période de 40 000 ans. Elle est faite sur base des conditions climatiques moyennes (température et BMS) simulées par le MAR sur la période 1980-1999, considérée comme une période de stabilité pour l'inlandsis (Fettweis *et al.*, 2017). L'état d'équilibre ainsi obtenu est forcé par les données de température et de BMS mensuelles issues des simulations MAR interpolées sur la grille utilisée par f.ETISh. Cette seconde phase est réalisée sur la période 1980-2015.

Les simulations f.ETISh ont été réalisées à 3 résolutions différentes, 5, 10 et 20 km, et ce pour chacune des résolutions du MAR (10, 15, 20, 25, 30, 40, 50, 75 et 100 km). Le but est ici de tester la sensibilité de f.ETISh à sa résolution. Cependant, dans les résultats de cette recherche, les simulations à 5 km seront principalement prises en compte. En effet, cette résolution permet de mieux représenter l'épaisseur de glace et les propriétés dynamiques de l'inlandsis. Cependant, une résolution de 5 km reste tout de même importante en comparaison aux résolutions habituelles de ce genre de modèle (Huybrechts *et al.*, 2004 ; Quiquet *et al.*, 2012 ; Goelzer *et al.*, 2013). Mais le but ici est de représenter le comportement général de l'inlandsis et non de représenter au mieux chaque glacier émissaire.

4.6 Les simulations MAR avec les topographies issues de f.ETISh

Wyard (2014) a montré que la topographie issue du MCG GRISLI était trop différente par rapport à la topographie de référence du MAR. De ce fait, il n'était pas possible d'utiliser la topographie GRISLI brute dans le MAR. C'est pourquoi, des anomalies d'élévation de surface étaient calculées entre deux pas de temps GRISLI. Ces anomalies étaient ensuite appliquées à la topographie utilisée par MAR afin de prendre en compte la variation d'élévation de surface. Dans le cadre d'un futur couplage MAR-f.ETISh, il serait intéressant de voir s'il est possible d'utiliser les topographies brutes issues de f.ETISh comme topographie à utiliser dans le MAR. Le but étant de regarder si cette topographie induit des biais significatifs dans MAR et plus précisément dans le BMS.

Une simulation supplémentaire par MAR a donc été réalisée. Il s'agit d'une simulation à 35 km de résolution (MAR_{35NT}) utilisant la topographie de f.ETISh en fin de forçage

(2015) par MAR30. Elle a préalablement été interpolée sur la grille du MAR à 35 km de résolution par interpolation PID. Les résultats de cette simulation seront comparés à une simulation classique du MAR à 35 km de résolution (MAR35) qui utilise la topographie de Howat *et al.* (2014).

4.7 Les précipitations dans le MAR en fonction de la résolution

A la Section 2.3, nous avons vu que Franco *et al.* (2012) ont mis en évidence qu'en dégradant la résolution du MAR, les précipitations neigeuses s'étendent trop loin à l'intérieur de l'inlandsis. En conséquence, elles créent une surestimation des gains de masse à cet endroit. Cela implique également une surestimation du BMS. Ceci est dû au fait que le gradient d'altitude, avec une résolution grossière, est d'avantage lissé par rapport à une résolution plus fine. Dès lors, le relief joue moins son rôle d'obstacle et le modèle simule des précipitations plus loin qu'observé en réalité. Ce phénomène est illustré à la Figure 13. L'altitude du transect « k-transect » observée est comparée aux altitudes de ce même transect issues des différentes simulations MAR qu'utilisent Franco *et al.* (2012). Nous remarquons qu'effectivement, à résolution grossière (50 km), la topographie utilisée ne représente pas bien la rupture de pente située juste après la ligne d'équilibre. Celle-ci est par ailleurs mieux résolue pour une résolution de 15 km.

Suite à ces constatations, il serait intéressant de pouvoir corriger les précipitations à basse résolution afin qu'elles correspondent mieux aux précipitations simulées à haute résolution. Dans cette optique, nous tenterons d'appliquer une correction qui répartit de manière plus adéquate les précipitations à basse résolution. Cette correction sera élaborée sur base de la distance de chaque pixel par rapport à la côte. En effet, selon les remarques émises ci-dessus, nous savons que les précipitations ne se répartissent pas correctement dans le sens de l'augmentation de l'élévation de surface. Or, celle-ci augmente depuis la côte vers le centre.

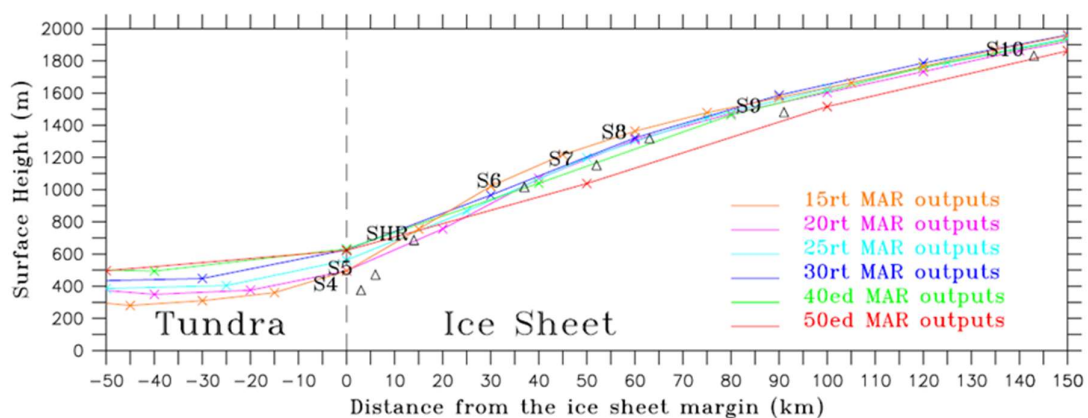


Figure 13. Altitude de surface (unité : m) en fonction de la distance de la marge de l'inlandsis pour les observations issues des points d'observation du k-transect et pour différentes résolutions MAR. Le transect utilisé se situe sur la côte ouest du Groenland (Franco *et al.*, 2012).

Chapitre V.

Résultats

5.1 Simulations par le modèle climatique MAR

5.1.1 Évaluation

Les BMS obtenus en sortie du MAR aux différentes résolutions sont comparés à des observations comme expliqué à la Section 4.3. Ils sont donc d'une part comparés aux observations issues des carottages et des sondages dans la glace, représentant la zone d'accumulation. D'autre part, les observations issues de la base de données PROMICE sont utilisées pour comparer les simulations en bordure de l'inlandsis.

Dans les grandes lignes, le biais diminue lorsqu'on augmente la résolution. Nous obtenons également de bonnes corrélations qui augmentent avec une résolution plus fine. Pour ce qui est de la RMSE (*Root Mean Square Error*), elle est, dans tous les cas, inférieure à deux fois l'écart type des observations. Elle est donc considérée comme non significative selon la convention en climatologie. Cela permet d'affirmer que le BMS est bien représenté par le modèle MAR, aussi bien spatialement que temporellement.

Obs. : 264	Biais moyen (m a ⁻¹)	% d'erreur	Corrélation	RMSE (m a ⁻¹)
MAR10	0,02	6,45	0,93	0,08
MAR15	0,01	3,23	0,93	0,07
MAR20	0,02	6,45	0,93	0,08
MAR25	0,02	6,45	0,92	0,08
MAR30	0,03	9,68	0,91	0,09
MAR40	0,04	12,90	0,9	0,11
MAR50	0,07	22,58	0,89	0,14
MAR75	0,07	22,58	0,84	0,16
MAR100	0,11	35,48	0,8	0,21
Moyenne				0,31
Ecart-type				0,16

Tableau 4. Statistiques du bilan de masse en surface (BMS) simulé par MAR par rapport aux observations issues de sondages et carottages. MAR10 à MAR100 représentent les résultats du MAR simulés de 10 à 100 km de résolution. L'unité des biais moyens et des RMSE est le mètre par an (m a⁻¹). La moyenne et l'écart type des observations sont aussi exprimés en m a⁻¹.

La première partie de l'évaluation consiste à comparer le BMS des différentes simulations MAR, aux observations obtenues par sondages et carottages en zone d'accumulation. Vu la localisation des 264 observations dans la zone d'accumulation

(Figure 14), comparer les résultats du MAR avec plusieurs masques de glace donne exactement les mêmes résultats (Tableau 4). Le BMS moyen des observations est de $0,31 \text{ m a}^{-1}$. Celui-ci signifie que l'inlandsis gagne toujours de la masse dans cette zone. On peut remarquer que l'erreur des simulations par rapport à cette moyenne est positive, ce qui veut dire que le MAR surestime l'accumulation de 6% à 35% selon la résolution (comme déjà observé par exemple par Tedesco *et al.* (2013)). En outre, elle est de plus en plus importante pour des résolutions plus grossières, ce point sera développé plus loin. Chaque simulation produit un BMS significativement corrélé avec les observations ($r^2 > 0.7$). Toutefois, on constate une diminution des corrélations selon que la résolution augmente ($r^2 < 0.9$). Cela se remarque pour les résolutions plus grossières au-delà de 40 km.

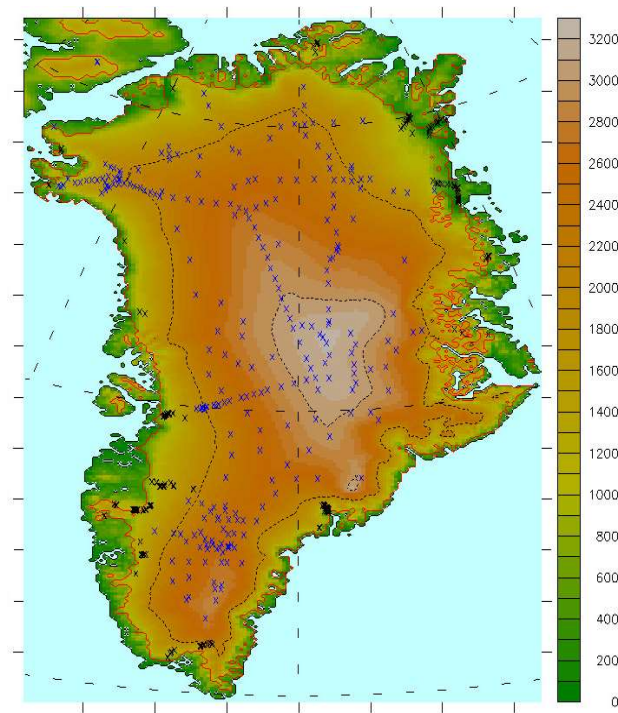


Figure 14. Localisations des observations considérées lors de l'évaluation des résultats MAR. En bleu les observations issues de sondages et de carottages. En noir, les observations issues de la base de données PROMICE. En rouge, le contour du masque de glace. La topographie est représentée en m.

La seconde partie consiste à évaluer le BMS des différentes simulations par rapport aux observations PROMICE. Comme ces observations sont situées dans la zone d'accumulation en bordure de calotte (Figure 14), il est nécessaire de comparer les résultats pour différents masques de glace. Rappelons que faire varier le seuil du masque de glace a pour conséquence de modifier les pixels MAR considérés lors de l'interpolation/extrapolation du BMS MAR, et lors du calcul du gradient de BMS en fonction de l'altitude, utilisé par après pour corriger la valeur interpolée/extrapolée à l'altitude du point d'observation (Section 4.3).

Obs. : 1887	Biais moyen (m a ⁻¹)	Corrélation	RMSE (m a ⁻¹)
<i>Masque de glace 20%</i>			
MAR10	-0,02	0,91	0,58
MAR15	0,05	0,92	0,56
MAR20	-0,01	0,91	0,58
MAR25	-0,005	0,9	0,6
MAR30	-0,008	0,9	0,58
MAR40	-0,19	0,88	0,68
MAR50	-0,11	0,87	0,67
MAR75	0,01	0,83	0,73
MAR100	-0,17	0,83	0,75
<i>Masque de glace 35%</i>			
MAR10	0,03	0,92	0,56
MAR15	0,06	0,92	0,55
MAR20	0,09	0,91	0,56
MAR25	0,04	0,89	0,6
MAR30	-0,02	0,88	0,64
MAR40	-0,11	0,88	0,65
MAR50	-0,06	0,86	0,68
MAR75	0,09	0,8	0,8
MAR100	-0,02	0,75	0,88
<i>Masque de glace 50%</i>			
MAR10	0,07	0,91	0,57
MAR15	0,08	0,92	0,54
MAR20	0,09	0,9	0,58
MAR25	0,13	0,89	0,6
MAR30	0,11	0,88	0,65
MAR40	0,11	0,86	0,69
MAR50	0,1	0,82	0,77
MAR75	0,2	0,75	0,9
MAR100	0,15	0,75	0,9
<i>Masque de glace 65%</i>			
MAR10	0,1	0,9	0,61
MAR15	0,11	0,91	0,57
MAR20	0,14	0,89	0,62
MAR25	0,17	0,88	0,66
MAR30	0,15	0,87	0,67
MAR40	0,28	0,78	0,88
MAR50	0,27	0,82	0,81
MAR75	0,34	0,74	0,95
MAR100	0,28	0,63	1,06
<i>Moyenne</i>			-0,9
<i>Ecart-type</i>			1,32

Tableau 5. Idem Tableau 4 mais ici MAR est comparé à la base de données PROMICE. En gras, les comparaisons statistiquement meilleures par simulation MAR.

Nous pouvons tout d'abord constater que la moyenne des observations est négative, $-0,87 \text{ m a}^{-1}$ (Tableau 5), car pour la majorité d'entre elles, les observations sont réalisées en zone d'ablation et non en zone d'accumulation. Elle reflète donc une perte de masse dans cette zone. Concernant les biais moyens, remarquons qu'ils sont principalement négatifs si un seuil de 20% est utilisé pour le masque de glace, alors qu'ils deviennent plus élevés pour les comparaisons liées aux masques utilisant des seuils plus importants. Avec un masque plus étendu (20% et 35%) que celui considérant 50% de glace permanente par pixel, sans surprise, le MAR sous-estime le BMS.

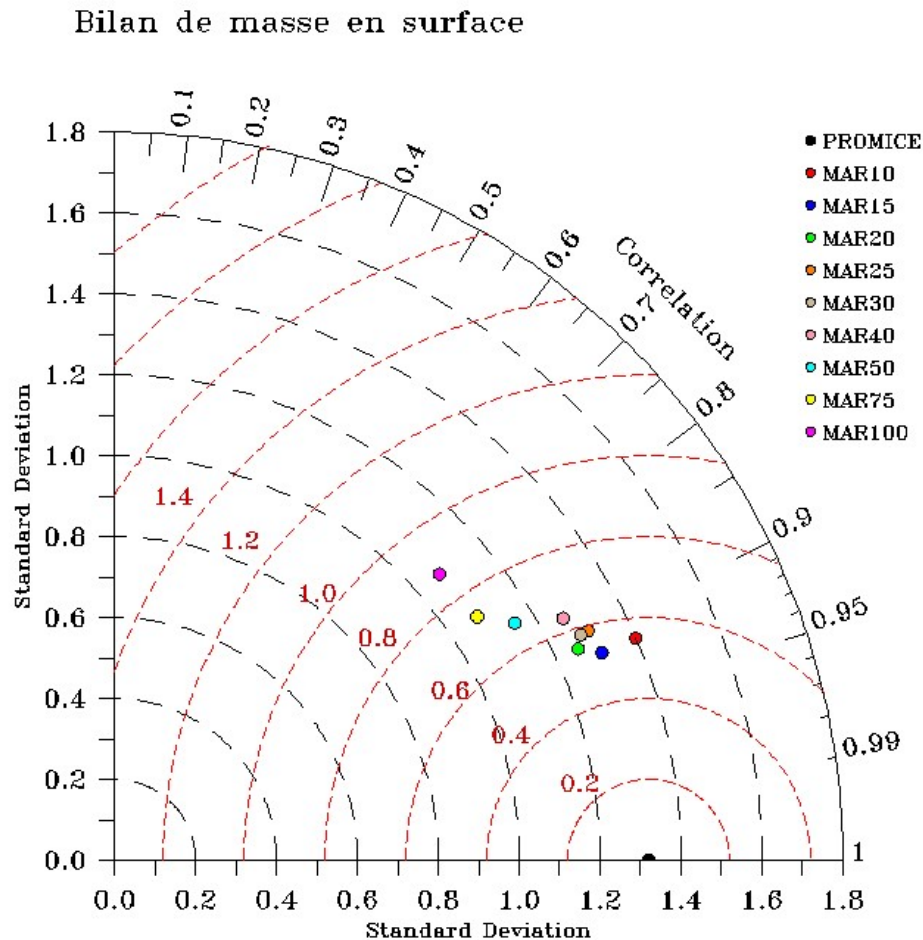


Figure 15. Diagramme de Taylor comparant les observations de bilan de masse en surface (BMS) provenant de la base de données PROMICE et les simulations MAR de 10 à 100 km de résolution. Les statistiques MAR utilisées ici sont celles sélectionnées en gras dans le Tableau 5. Les rayons de l'arc de cercle représentent les iso-lignes de corrélation, les iso-courbes en tirets rouges quantifient la RMSE centrée et les iso-courbes en tirets noirs désignent l'écart type des différentes séries.

Bien que le BMS MAR considéré soit sous-estimé par rapport aux observations avec des masques plus étendus que celui utilisant 50% de glace permanente (20 et 35%), les corrélations et les RMSE sont meilleures par rapport à ces observations. Par contre, un masque de glace considérant seulement les pixels ayant 65% de glace permanente n'améliore pas la comparaison. Le gradient de BMS utilisé pour l'extrapolation des BMS MAR hors du masque est trop faible (Figure 11) et induit des erreurs.

Dans le Tableau 5, en gras sont sélectionnées les meilleures comparaisons par simulation MAR. Celles-ci ont été reportées dans le diagramme de Taylor à la Figure 15. Étant donné que le point noir représente les statistiques des observations (écart type, RMSE et corrélation), les simulations MAR aspirent à se rapprocher de ce point plus la résolution est fine. Au-delà de MAR30, nous notons que les corrélations diminuent significativement avec les résolutions plus grossières. Les RMSE (iso-courbes rouges) augmentent aussi davantage à partir de MAR30. Les corrélations sont au-delà du seuil de 0,9 pour les résolutions les plus fines (de MAR30 à MAR10) et restent très proches de cette valeur. En revanche, les corrélations des simulations aux résolutions plus grossières (MAR40 à MAR100) diminuent de manière plus prononcée jusqu'à 0,75 pour MAR100. En résumé, affiner la résolution ne semble plus améliorer la comparaison à partir de MAR30.

Nous pouvons conclure que plus la résolution est fine, meilleure est la comparaison aux observations de BMS. Cependant, nous constatons un seuil à partir de 30 km de résolution. En effet, lorsqu'on augmente la résolution, les résultats s'améliorent, mais de manière moins prononcée. A ce stade, nous pouvons déjà montrer qu'augmenter la résolution à partir de 30 km ne permet plus d'améliorer significativement la comparaison avec les observations dont on dispose. Ceci ne signifie pas que localement, MAR30 a des résultats équivalents à ceux de MAR10. En effet, il est probable que si plus d'observations étaient disponibles dans plus de régions, ce choix de résolution pourrait être affiné.

5.1.2 Analyse intégrée du BMS sur l'ensemble de l'inlandsis

L'analyse réalisée dans cette partie consiste à comparer les BMS moyens annuels obtenus sur l'intégralité de l'inlandsis pendant la période 1980–2015 et ce pour les différentes résolutions considérées (Tableau 6). Les BMS obtenus sont calculés annuellement sur base des masques de glace réciproques à chaque résolution. Les masques n'étant pas identiques, la superficie considérée pour l'intégration ne l'est pas non plus. Ceci est donc une source de différence entre les BMS simulés. En analysant les résultats en fonction de la résolution, nous pouvons voir que le BMS augmente avec les résolutions les plus grossières. Cette augmentation provient du fait qu'une partie plus importante de la zone d'ablation est prise en compte dans les plus fines résolutions. Les précipitations sous forme de pluie ne semblent pas impactées par le changement de résolution. En ce qui concerne les précipitations neigeuses, la tendance est plutôt négative en fonction de la résolution croissante.

Afin de mettre les résultats d'intégration des différentes résolutions à égalité du point de vue de la superficie, ils ont été ramenés sur un masque commun. Les variables ont été interpolées sur la grille à 5km qui sera utilisée par le MCG f.ETISH. La méthode d'interpolation est celle de Franco *et al.* (2012). Comme décrit à la Section 4.4, cette méthode permet de corriger les résultats interpolés en fonction de la différence d'altitude entre les grilles à haute et basse résolution. Les BMS étant dès lors sur des grilles identiques, leurs sommes annuelles peuvent être réalisées sur un masque représentant une même superficie. La comparaison des BMS moyens annuels (Tableau

7) nous montre que la variation d'une résolution à l'autre est assez faible et bien inférieure à la variabilité interannuelle.

Simulation	Superficie (10 ³ km ²)	SMB (Gt a ⁻¹)	Temps de calcul (j a ⁻¹)	PN (Gt a ⁻¹)	PP (Gt a ⁻¹)	RU (Gt a ⁻¹)
MAR10	1872	409 ± 132	58,8	704 ± 55	35 ± 9	338 ± 121
MAR15	1869	398 ± 129	29,4	672 ± 54	32 ± 9	307 ± 117
MAR20	1878	429 ± 124	8,4	689 ± 55	34 ± 9	297 ± 110
MAR25	1883	413 ± 128	5,25	679 ± 54	30 ± 8	291 ± 113
MAR30	1886	435 ± 125	2,75	678 ± 55	32 ± 8	279 ± 109
MAR40	1886	468 ± 104	1,2	686 ± 53	29 ± 7	256 ± 87
MAR50	1875	498 ± 99	0,75	709 ± 52	32 ± 8	260 ± 83
MAR75	1929	457 ± 106	0,45	664 ± 54	33 ± 8	267 ± 92
MAR100	1900	478 ± 91	0,3	665 ± 45	31 ± 8	251 ± 83

Tableau 6. Bilan de masse en surface (BMS), précipitations sous forme de neige (PN), précipitations sous forme de pluie (PP) et ruissellement en surface (RU) moyens annuels (1980–2015) intégrés pour tout l'inlandsis du Groenland simulés par MAR de 10 km à 100 km de résolution. L'unité est le Gt a⁻¹.

La superficie du masque de glace permanente considère les pixels ayant au minimum 50% de glace permanente. Elle est indiquée en 10³ km². Le temps de calcul estimé pour une année de simulation est donné en jours par an (j a⁻¹).

BMS (Gt)	
MAR10	471 ± 157
MAR15	452 ± 158
MAR20	475 ± 154
MAR25	451 ± 158
MAR30	462 ± 157
MAR40	478 ± 140
MAR50	488 ± 156
MAR75	495 ± 132
MAR100	471 ± 128

Tableau 7. Bilan de masse en surface (BMS) moyen annuel intégré sur un masque de glace permanente commun (celui du MAR à 10 km de résolution) pour les simulations MAR de 10 km à 100 km de résolution.

5.1.3 Comparaison spatiale du BMS

La comparaison qui est réalisée dans cette section consiste à confronter spatialement les BMS simulés aux différentes résolutions. Plus particulièrement, les BMS moyens annuels utilisés sur la période 1980-2015 ont tout d'abord été interpolés sur la grille à 5 km qu'utilisera le modèle f.ETISH. Cela permet d'effectuer l'analyse sur les données qui serviront directement aux simulations de la dynamique glaciaire. L'interpolation est celle de Franco *et al.* (2012), qui fournit une version corrigée des BMS en fonction de la différence d'altitude entre les deux grilles de l'interpolation (Section 4.4). Nous allons analyser ici les différences de BMS en millimètres équivalents eau par an (mmWE a⁻¹) pour chaque résolution par rapport au BMS de la simulation de référence, MAR10 interpolée à 5 km (Figure 16). Les figures représentant ces différences pour MAR20, MAR30, MAR40 et MAR75 (Figure 17 A) et B), Figure 18 A) et B)) seront présentées ici. Quant aux autres figures (différences pour MAR15, MAR25, MAR50 et MAR100), elles sont disponibles en annexe (Annexe 1 et 2).

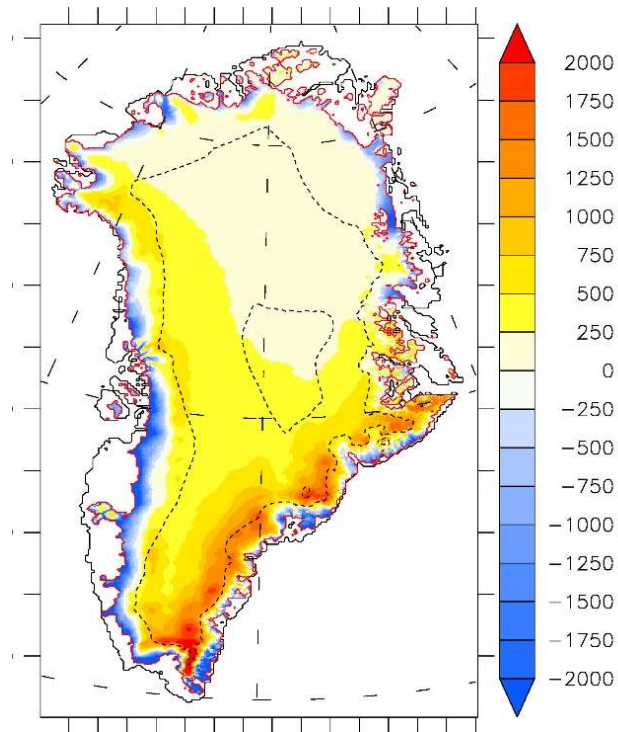


Figure 16. Bilan de masse en surface (BMS) moyen annuel [1980-2015] exprimé en millimètres équivalents eau par an (mmWE a^{-1}) simulé par MAR à 10 km de résolution et interpolé sur la grille f.ETISH à 5 km de résolution. En rouge, le contour du masque de glace. En trait noir pointillé, les courbes de niveau 2000 m et 3000 m.

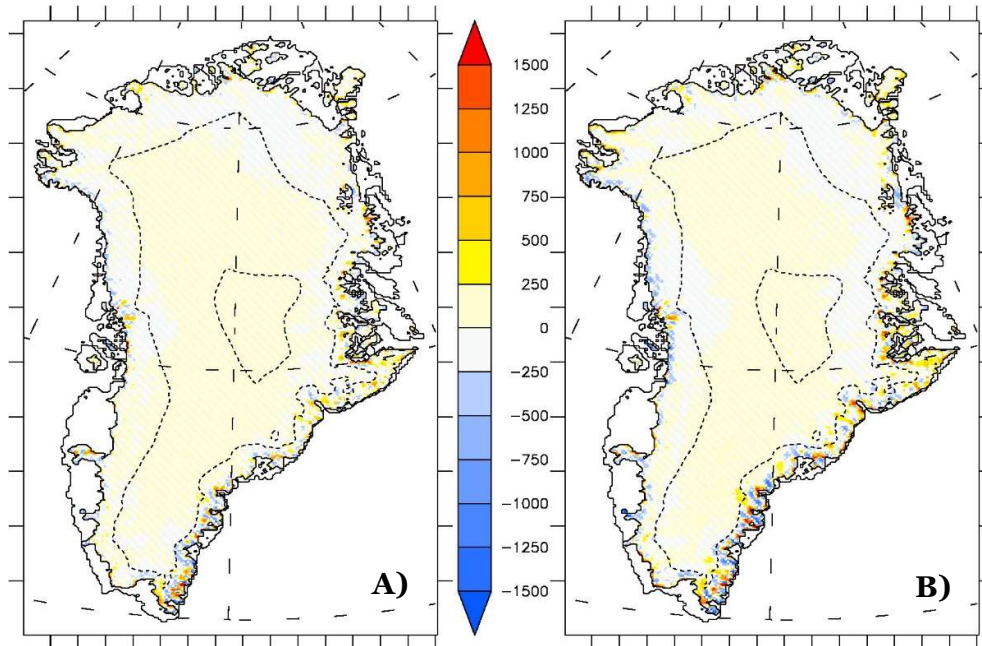


Figure 17. Différences de bilan de masse en surface (BMS) moyen annuel [1980-2015] interpolé sur la grille f.ETISH à 5 km de résolution entre ceux simulés par A) MAR20 et MAR10, et B) MAR30 et MAR10. L'unité est le mmWE a^{-1} . Les différences non significatives (inférieures à la variabilité interannuelle) sont représentées en hachuré. En trait noir continu, le masque de glace permanente. En trait noir pointillé, les courbes de niveau 2000 m et 3000 m.

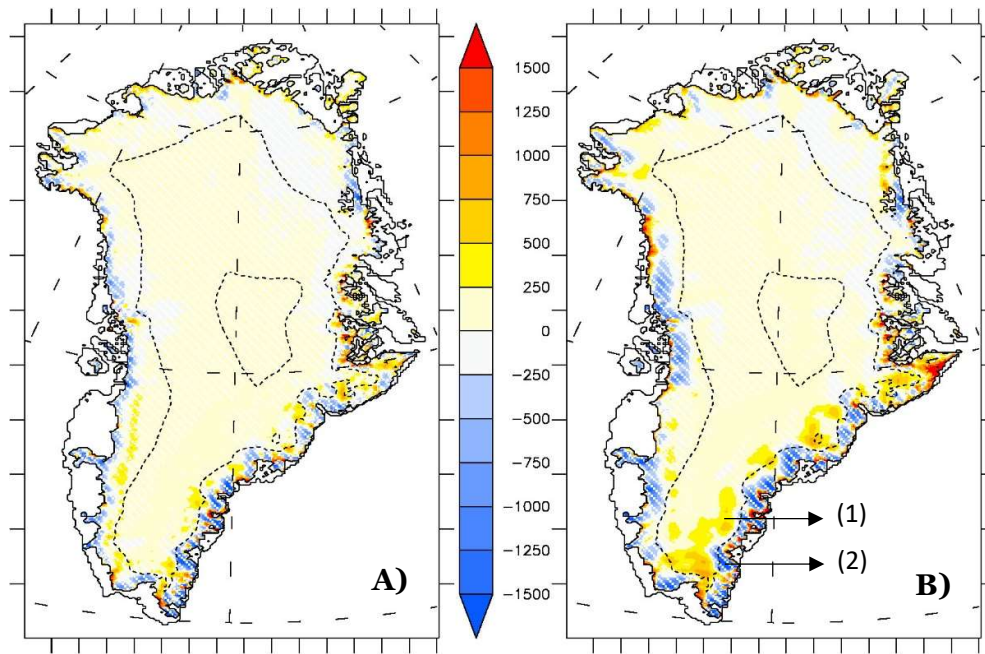


Figure 18. Différences de bilan de masse en surface (BMS) moyen annuel [1980-2015] interpolé sur la grille f.ETISH à 5 km de résolution entre ceux simulés par A) MAR40 et MAR10, et B) MAR75 et MAR10. L'unité est le mmWE a^{-1} . Les différences non significatives (inférieures à la variabilité interannuelle) sont représentées en hachuré. En trait noir continu, le masque de glace permanente. En trait noir pointillé, les courbes de niveau 2000 m et 3000 m. Les numéros (1) et (2) indiquent les lieux dont les différences font l'objet de discussion dans le texte ci-dessous.

À partir de MAR40, nous observons que des anomalies importantes sont présentes au sud du Groenland, dans la zone d'ablation mais également dans la zone d'accumulation. En zone d'accumulation, nous constatons un BMS significativement plus élevé au-delà de 2000 m d'altitude ((1) à la Figure 18). Inversement en bordure du masque de glace, nous relevons un BMS moins important, bien que non significatif ((2) à la Figure 18). Ce surplus significatif de BMS en altitude peut être expliqué soit par un déficit de perte de masse, soit par un surplus d'accumulation.

La Figure 19 présente les précipitations (solides et liquides, représentant l'accumulation) ainsi que le ruissellement de l'eau de fonte (représentant la perte de masse) simulés par MAR10. À la Figure 20 (Figure 21), les différences de précipitations et de ruissellement entre MAR30 (MAR40) et MAR10 montrent que si des différences significativement positives apparaissent au niveau du BMS au-delà de 2000 m dans le sud du Groenland, c'est à cause des précipitations, qui y sont plus importantes à basse résolution par rapport à MAR10 ((1) aux Figure 20 et 21), et non à cause du ruissellement. Ceci permet de mettre en évidence le lissage trop important de la topographie réalisé par les simulations aux résolutions moins fines. La barrière orographique qui s'oppose aux précipitations et les bloque n'est pas assez importante. En conséquence, avec ces simulations les précipitations tombent trop loin à l'intérieur de la calotte. Nous pouvons illustrer cela par la Figure 22 qui intègre les différences d'altitude de MAR 10 avec MAR30 et MAR40. Dans le sud-est et le nord-ouest de l'inlandsis, en partant de la côte vers l'intérieur de l'île, nous observons tout d'abord une surestimation de l'altitude par les basses résolutions et ensuite une sous-

estimation de l'élévation. Cela prouve que la pente à basse résolution n'est pas assez raide en comparaison à MAR10.

A l'opposé, dans les zones plus proches des côtes de ces mêmes régions sud du Groenland, nous remarquons un déficit en BMS provoqué par un manque de précipitations ((2) aux Figure 20 et 21). De ce fait, le manteau neigeux est moins épais en hiver. Ceci implique une apparition plus rapide de la glace sous-jacente, mais également une moins grande capacité à retenir l'eau de fonte (regel et/ou rétention). Ce phénomène a tendance à augmenter le ruissellement. L'exposition plus rapide de la glace vive induit quant à elle une diminution de l'albédo, parce que celui de la glace est plus faible que celui de la neige. La présence d'eau de fonte en surface réduit également l'albédo. La diminution de l'albédo a pour conséquence d'augmenter la fonte. Ceci se marque par un surplus de ruissellement. Tout cela explique les différences importantes de ruissellement entre haute et basse résolution en zone d'ablation.

En conclusion, la distribution spatiale du BMS est caractérisée par une surestimation à basse résolution en zone d'accumulation dans le sud du Groenland, en comparaison au BMS de MAR10, et par d'une sous-estimation près des côtes dans cette même région. Ces différences sont le résultat d'une mauvaise répartition des précipitations engendrée par un lissage trop important des pentes fortes le long des côtes à basse résolution. Cette mauvaise répartition des précipitations fera l'objet de la correction élaborée à la Section 5.4.

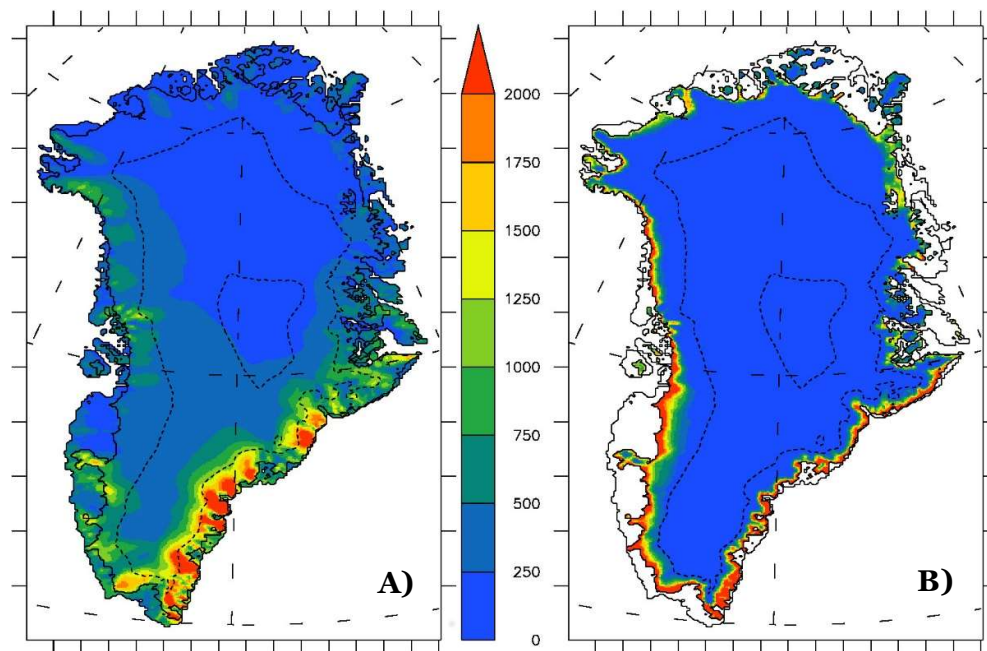


Figure 19. A) Précipitations (liquides et solides) et B) ruissellement moyens annuels en mmWE a⁻¹ simulés par MAR10 sur la période 1980–2015 et interpolés sur la grille f.ETISH à 5 km de résolution. En trait noir continu, le masque de glace permanente. En trait noir pointillé, les courbes de niveau 2000 m et 3000 m.

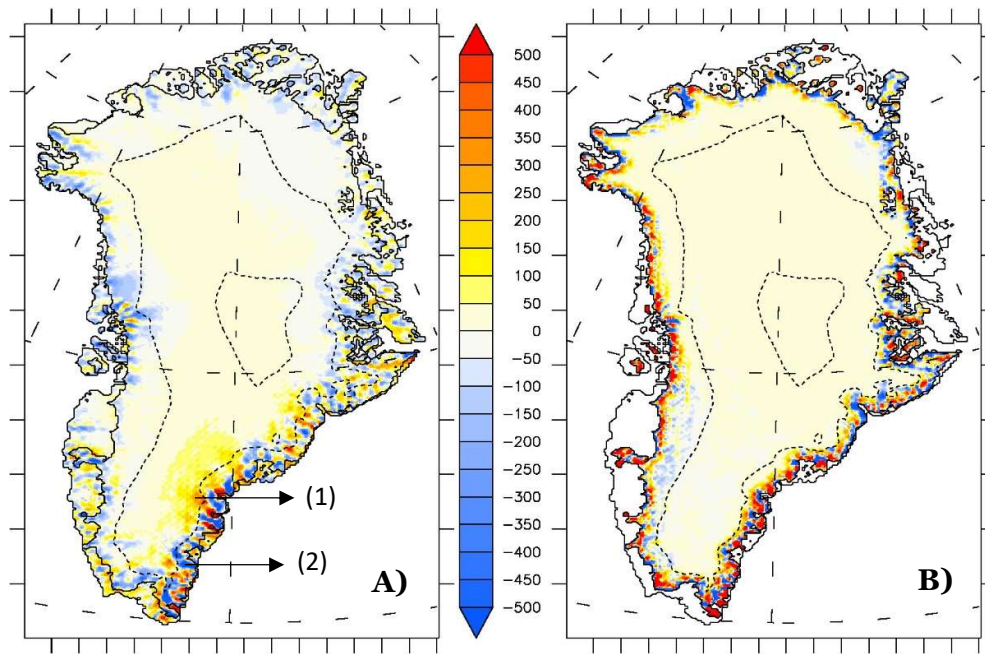


Figure 20. A) Différences de précipitations moyennes annuelles sur la période 1980-2015 entre les simulations MAR30 et MAR10 interpolées sur la grille f.ETISH à 5 km de résolution. Idem que A) mais pour le ruissellement. L'unité est le mmWE a⁻¹. En trait noir continu, le masque de glace permanente. En trait noir pointillé, les courbes de niveau 2000 m et 3000 m. Les numéros (1) et (2) indiquent les lieux dont les différences font l'objet de discussion dans le texte ci-dessus.

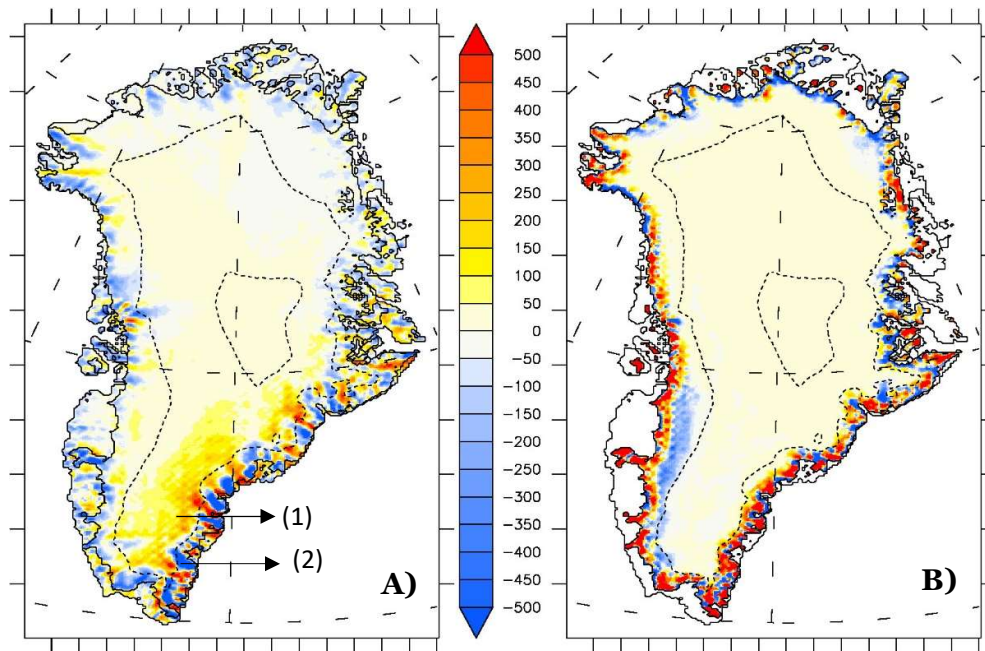


Figure 21. A) Différences de précipitations moyennes annuelles sur la période 1980-2015 entre les simulations MAR40 et MAR10 interpolées sur la grille f.ETISH à 5 km de résolution. B) Idem que A) mais pour le ruissellement. L'unité est le mmWE a⁻¹. En trait noir continu, le masque de glace permanente. En trait noir pointillé, les courbes de niveau 2000 m et 3000 m. Les numéros (1) et (2) indiquent les lieux dont les différences font l'objet de discussion dans le texte ci-dessus.

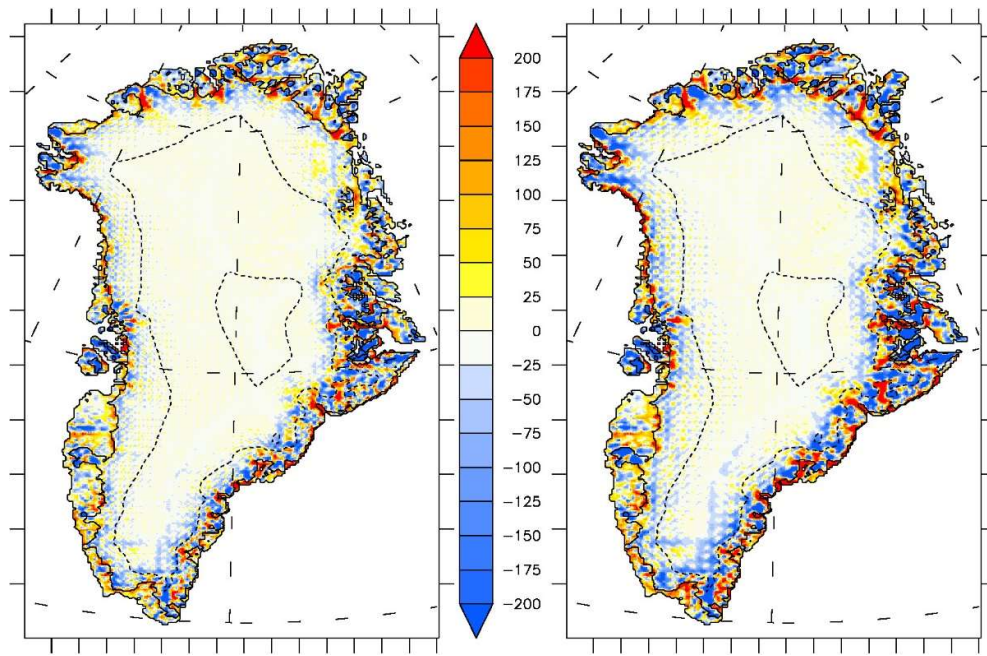


Figure 22. Différences d'altitude (en mètre) entre les interpolations sur la grille à 5 km de f.ETISH de A) MAR30 et MAR10, B) MAR40 et MAR10. En trait noir continu, le masque de glace permanente. En trait noir pointillé, les courbes de niveau 2000 m et 3000 m

5.2 Simulations par le modèle de calotte glaciaire f.ETISH

Les résultats des simulations aux différentes résolutions MAR concernant la température de surface et le BMS ont été transmis à l'ULB (Verjans, 2017) après interpolation sur la grille du modèle f.ETISH selon la méthode de Franco *et al.* (2012). Ces résultats climatiques ont servi de forçage pour le modèle de dynamique glaciaire. Dans un premier temps, ils ont contribué à l'initialisation, et dans un deuxième temps, ils ont concouru aux expériences de forçage climatique de l'inlandsis du Groenland.

5.2.1 Initialisation

Une initialisation a été réalisée pour chaque résolution du MAR et pour chaque résolution de f.ETISH. En tout, 27 initialisations ont été opérées. Dans le Tableau 8 et le Tableau 9 sont exposées les erreurs moyennes des résultats des initialisations avec les observations de l'épaisseur de glace et de la vitesse en surface.

En ce qui concerne l'épaisseur de glace, nous pouvons remarquer que c'est principalement la résolution de f.ETISH qui différencie les initialisations. En effet, l'erreur semble plus importante pour une résolution plus grossière : un biais moyen plus élevé de 2 m est observé entre F10 (simulations f.ETISH à 10 km de résolution) et F5 (simulations f.ETISH à 5 km de résolution) et un biais moyen plus élevé de 16 m est observé entre F20 (simulations f.ETISH à 20 km de résolution) et F5. En revanche, pour une même résolution de f.ETISH, les différences sont beaucoup moins marquées entre les diverses simulations MAR. Pour F10 et F20, il est difficile d'observer une tendance à la hausse ou à la baisse de l'erreur en fonction de la résolution MAR. Par

contre, pour F5, nous noterons qu'à partir de MAR40, l'erreur est systématiquement plus élevée en fonction de la résolution utilisée dans MAR.

er. moy. épaisseur glace (m)	F5	F10	F20
MAR10	26,78	28,42	41,2
MAR15	28,35	28,72	42,1
MAR20	26,18	28,48	40,65
MAR25	27,69	28,31	41,63
MAR30	26,78	34,44	42,25
MAR40	27,2	28,58	41,16
MAR50	27,63	28,6	49,29
MAR75	28,63	28,96	52,69
MAR100	28,7	28,5	41,36

Tableau 8. Biais moyen (mètre) sur l'épaisseur de glace selon la résolution de f.ETISH et de MAR après l'initialisation du modèle de calotte glaciaire f.ETISH (Verjans, 2017).

Pour ce qui est de la vitesse en surface, les remarques sont similaires. C'est ainsi que l'erreur moyenne est principalement influencée par la résolution de f.ETISH. Les biais moyens entre F5 et F10 et F5 et F20 sont respectivement plus élevés de 8 m et 48 m. Nous ne remarquons pas de tendance liée à la variation du biais en fonction de la résolution MAR pour f.ETISH à 20 km de résolution. Par contre, pour F5 et F10, il semble que le biais augmente avec la résolution MAR à partir de MAR40. Pour les résolutions plus fines, les variations sont très petites et nous ne remarquons pas une amélioration marquante des statistiques en fonction de la finesse de la résolution.

er. moy. vitesse de surface (m a⁻¹)	F5	F10	F20
MAR10	26,74	34,34	76,9
MAR15	26,81	33,5	72,56
MAR20	26,46	34,42	79,13
MAR25	26,63	34,16	79,38
MAR30	26,06	34,71	80,12
MAR40	28,18	35,11	75,6
MAR50	29,77	38,12	70,62
MAR75	29,79	37,1	68,79
MAR100	31,84	39,14	77,27

Tableau 9. Biais moyen sur la vitesse en surface (en m a⁻¹) en fonction de la résolution de f.ETISH et de MAR après l'initialisation du modèle de calotte glaciaire f.ETISH (Verjans, 2017).

Selon Verjans (2017), la faible variation des biais entre les résolutions utilisées dans le MAR sont dues au principe même de l'initialisation. En effet, le modèle force l'inlandsis à coller aux observations d'épaisseur de glace et de vitesse en surface au cours de cette phase. C'est pourquoi il va adapter son coefficient de glissement basal pour que les résultats obtenus soient aussi semblables que possible à ces observations. Cette étape a pour conséquence de supprimer les différences a priori entre les simulations MAR. Cependant, il est tout de même nécessaire que le MAR utilise une résolution assez fine

afin que le coefficient de glissement obtenu par ajustement soit cohérent. Effectivement, les dissimilitudes de BMS qui sont présentes entre simulations MAR, et surtout aux résolutions les plus grossières, induisent des différences plus importantes avec les épaisseurs de glace observées. L'ajustement du coefficient est donc plus conséquent et donne des résultats moins cohérents.

Pour conclure ce point, nous retiendrons que MAR30 constitue un seuil entre les résolutions : des résolutions plus fines ne permettent plus d'améliorer de façon significative la comparaison du MCG f.ETISh aux observations.

5.2.2 Forçage climatique

Les résultats des forçages climatiques sur la période 1980–2015 sont présentés sous forme d'anomalies de masse totale cumulée par rapport à la masse simulée par f.ETISh en utilisant les données climatiques (température en surface et BMS) moyennes sur la période de référence 1980–1999, comme pour l'initialisation (Figure 23).

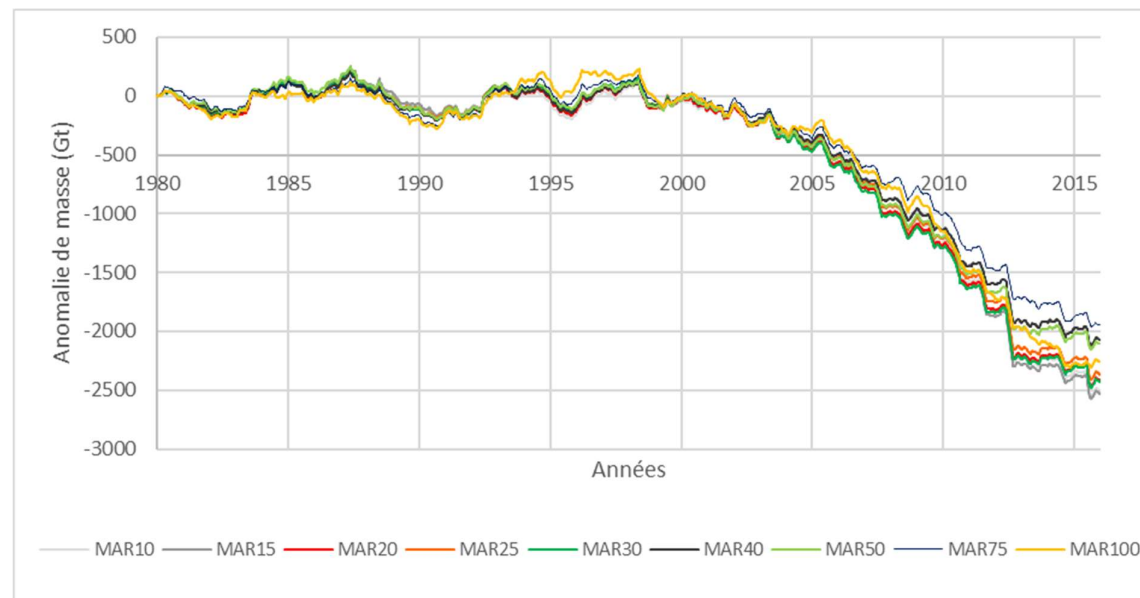


Figure 23. Evolution temporelle des anomalies de masse cumulées en Gt par rapport à la période de référence 1980–1999 pour les forçages f.ETISh par les données climatiques issues des différentes résolutions MAR (Verjans, 2017).

Différentes constatations sont à mettre en évidence. Premièrement, les courbes d'anomalies de masse ont de manière générale des tendances similaires. Entre 1980 et 1999, elles oscillent autour de 0. Ceci est normal puisque cette période correspond à la référence climatique avec laquelle les initialisations ont été réalisées, mais aussi parce qu'elle correspond à la période de référence sur laquelle sont basées les anomalies. A partir de 2000, les anomalies deviennent de plus en plus négatives. Ceci correspond à une perte de masse de l'inlandsis et est en concordance avec les observations faites dans la littérature (van den Broeck *et al.*, 2016). Cette perte de masse résulte d'une augmentation de la fonte en surface, due principalement à un changement de circulation entraînant des advections de masse d'air plus chaud (Fettweis *et al.*, 2013, 2017). La perte de masse exceptionnellement importante qui a été

observée en 2012, que ce soit pour le BM (van den Broeck *et al.*, 2016) ou le BMS (Fettweis *et al.*, 2017) est bien représentée par le modèle. Nous pouvons également voir l'augmentation légère en 2013 en réponse à la forte diminution de 2012, et ensuite la diminution progressive qui reprend son cours. Enfin, en matière de valeur absolue, les résultats en fonction de la résolution MAR semble se distinguer en deux groupes : les résolutions les plus fines, de 10 km à 30 km, et les résolutions les moins fines, de 40 km à 75 km. Par contre pour les résultats à 100 km, la courbe ne semble pas suivre la même tendance que les autres. Dans le premier groupe, les courbes sont très rapprochées les unes des autres et atteignent des valeurs légèrement supérieures à - 2500 Gt pour les 3 dernières années. Dans le second groupe, les courbes sont moins proches les unes des autres et avoisinent les - 2000 Gt pour les 3 dernières années, voire légèrement au-dessus.

Les résultats du paragraphe précédent concernent l'anomalie de masse totale. Celle-ci peut être divisée en 2 composantes, la part de variation concernant le BMS et celle concernant la dynamique glaciaire. La part de variation issue du BMS est facilement obtenue sur base des résultats du MAR. En revanche, la part de variation de masse issue de la dynamique glaciaire est obtenue en soustrayant la part de variation issue du BMS de l'anomalie de masse totale. Cependant, nous devrions plutôt appeler cela un résidu. En effet, ce résidu prend en compte la part de variation de l'anomalie de masse de l'inlandsis causée par la dynamique glaciaire, mais également les erreurs du modèle correspondant au bruit. Les résultats de cette expérience (Verjans, 2017) sont exposés à la Figure 24.

Nous remarquons tout d'abord que la plus grande part de variabilité de l'anomalie de masse totale est dirigée par le BMS, quelle que soit la résolution utilisée dans le MAR (Figure 24 A) et Figure 23). Pour les 5 dernières années, la variation de masse se situe entre - 1500 Gt et - 2000 Gt pour le BMS intégré, alors qu'elle varie seulement entre - 20 Gt et - 50 Gt pour le résidu. La part de variation du résidu est donc négligeable par rapport à celle du BMS. Cependant, différents auteurs ont pu constater une accélération de la dynamique glaciaire au cours des 2 dernières décades, induisant une accélération de la perte de masse (e.g. Rignot *et al.*, 2011 ; Zwally *et al.*, 2011 ; van den Broeck *et al.*, 2016). Cette part d'accélération due à la dynamique glaciaire n'est pas représentée par le modèle. Et pour cause, nous sommes en présence uniquement d'un forçage climatique et non océanique. Or, un tel forçage induit des modifications en ce qui concerne la décharge d'icebergs mais aussi la lubrification basale des glaciers. A cela s'ajoute le fait que le forçage est de courte durée (36 ans). En effet, les périodes de forçages de MCG portent en général sur des centaines d'années (Huybrechts *et al.*, 2004 ; Quiquet *et al.*, 2012 ; Goelzer *et al.*, 2013). Sur un si court laps de temps, le résidu est dominé par le bruit du modèle et non par l'ajustement dynamique. Celui-ci est encore très faible.

Enfin, nous observons que le résidu à 100 km semble incohérent par rapport aux autres résolutions. Cela est probablement dû à de l'instabilité dans le modèle avec cette résolution, ce qui influence les résultats finaux.

La Figure 25 illustre les différences relatives de masse (en %) à la fin des forçages entre les simulations f.ETISH utilisant MAR10 et les autres forçages climatiques. En considérant MAR10 comme la simulation de référence³, nous voyons que les simulations f.ETISH utilisant les simulations MAR à plus basse résolution sous-estiment la perte de masse (différences relatives négatives). Comme lors de l'analyse PROMICE (Section 5.1.1), la Figure 23 et la Figure 25 montrent une résolution seuil à 30 km à partir de laquelle les simulations utilisant les résultats MAR à une résolution plus fine n'induisent plus de différences importantes.

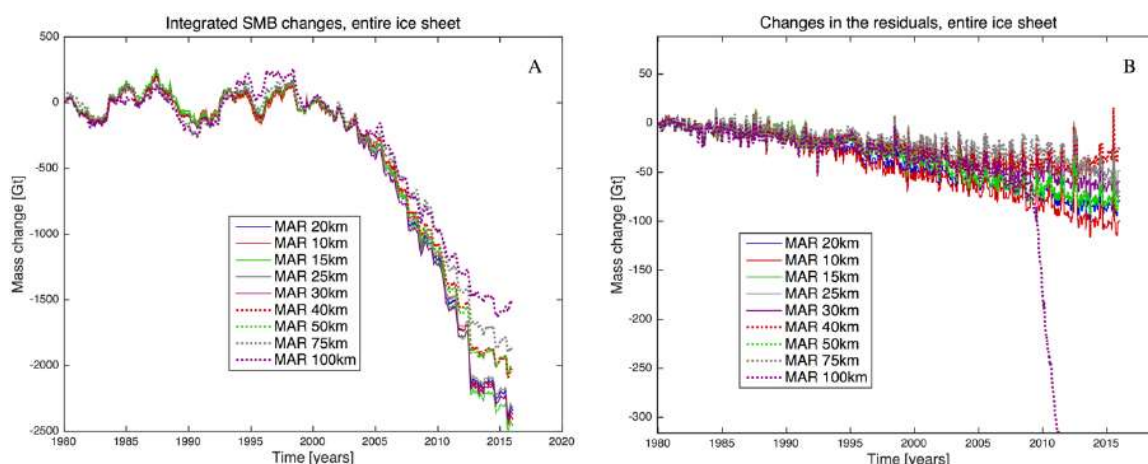


Figure 24. (A) Variations du bilan de masse en surface (SMB) (Gt) intégré sur tout l'inlandsis du Groenland, et (B) le résidu (Gt), après forçage climatique par les données des différentes résolutions MAR (Verjans, 2017).

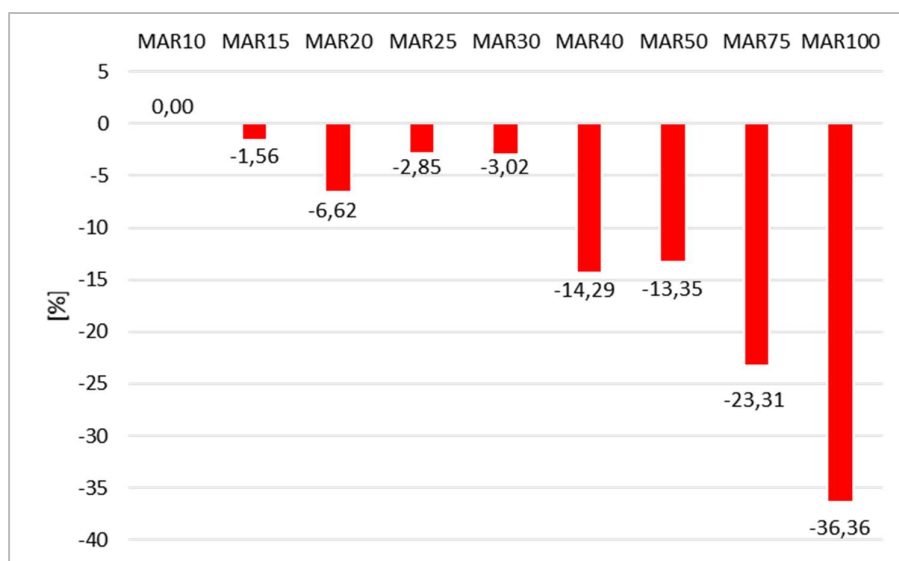


Figure 25. Différences relatives (%) entre l'anomalie de masse issue du forçage f.ETISH par les données climatiques de MAR10 et les autres forçages climatiques f.ETISH (par MAR15 à MAR100) (Verjans, 2017).

³ MAR10 est censé présenter les meilleurs résultats du point de vue climatique étant donné sa résolution. Cependant, il est important de se souvenir que dans le cadre des simulations f.ETISH, les simulations issues de MAR10 peuvent également être entachées d'erreurs.

En conclusion de ce point, nous retiendrons que la résolution de 30 km pour le MAR a été mise en évidence comme résolution seuil. En deçà de celle-ci, les résultats semblent s'écarter de la référence à 10 km, alors que les résolutions plus fines que 30 km donnent des résultats sensiblement similaires à ceux de 30 km. Ils n'améliorent donc pas forcément les résultats. Nous noterons également que du point de vue dynamique, il est difficile de mettre en évidence la réponse dynamique de l'inlandsis au forçage. C'est essentiellement la réponse directe de ce forçage qui est visible par le biais de la variabilité du BMS.

5.2.3 Comparaison spatiale

Dans cette section, nous allons comparer les différentes topographies du Groenland qui ont été obtenues après le forçage climatique par f.ETISH, en 2015. En vue d'opérer un couplage des deux modèles (f.ETISH et MAR), il serait intéressant d'analyser ces différences d'altitude. En effet, celles-ci jouent un rôle important par le biais de la rétroaction de l'altitude sur les précipitations, et donc sur le BMS, ainsi que sur les températures. Dans cette comparaison, c'est à nouveau la topographie issue des simulations f.ETISH utilisant MAR10 qui est choisie comme étant la référence. Elle est soustraite des élévations issues des simulations f.ETISH utilisant d'autres résolutions pour le forçage par MAR.

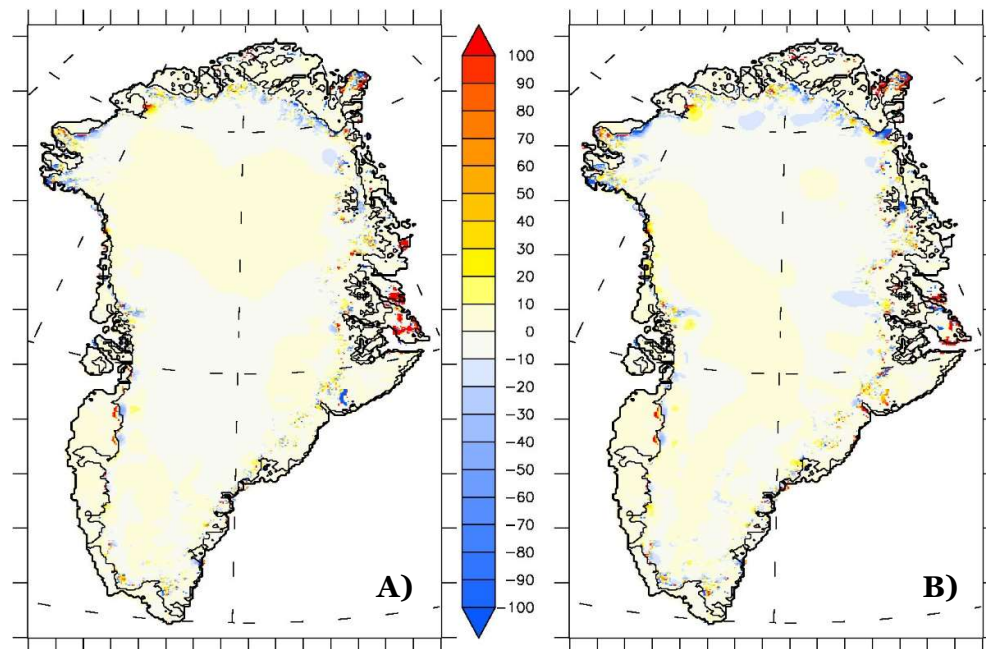


Figure 26. Différences d'altitude entre les topographies obtenues après forçage f.ETISH par A) MAR10 et MAR20, B) MAR10 et MAR30 (unité : mètre). En trait noir continu, le masque de glace permanente.

La Figure 26 (A) et B)) et la Figure 27 (A) et B)) présentent les différences d'altitude entre les forçages par MAR10 et respectivement MAR20, MAR30, MAR50 et MAR75. Nous observons principalement des différences sur les bords du masque de glace, quelle que soit la résolution. Ceci est expliqué par le fait que : les anomalies de BMS existant aux marges entre les simulations aux différentes résolutions utilisées par MAR induisent elles-mêmes des biais dans les épaisseurs de glace simulées par f.ETISH.

Au-delà de MAR30, à l'ouest de l'inlandsis, nous pouvons remarquer des différences plus conséquentes que celles dans le reste de la zone d'accumulation. C'est à cet endroit que lors de la phase d'initialisation de f.ETISH les coefficients de glissements basaux ont été fortement ajustés. L'ajustement important est dû à de trop grandes différences entre la topographie de Bamber *et al.* (2001) et les élévations de surface influencées par les épaisseurs de glace induites par le BMS issu du MAR aux résolutions les moins fines (dans l'exemple 50 km et 75 km de résolution). Par conséquent lors du forçage, les différences d'épaisseur de glace sont plus marquées à ces endroits. Cependant, en intégrant les variations de masse sur tout l'inlandsis, ces différences s'annulent.

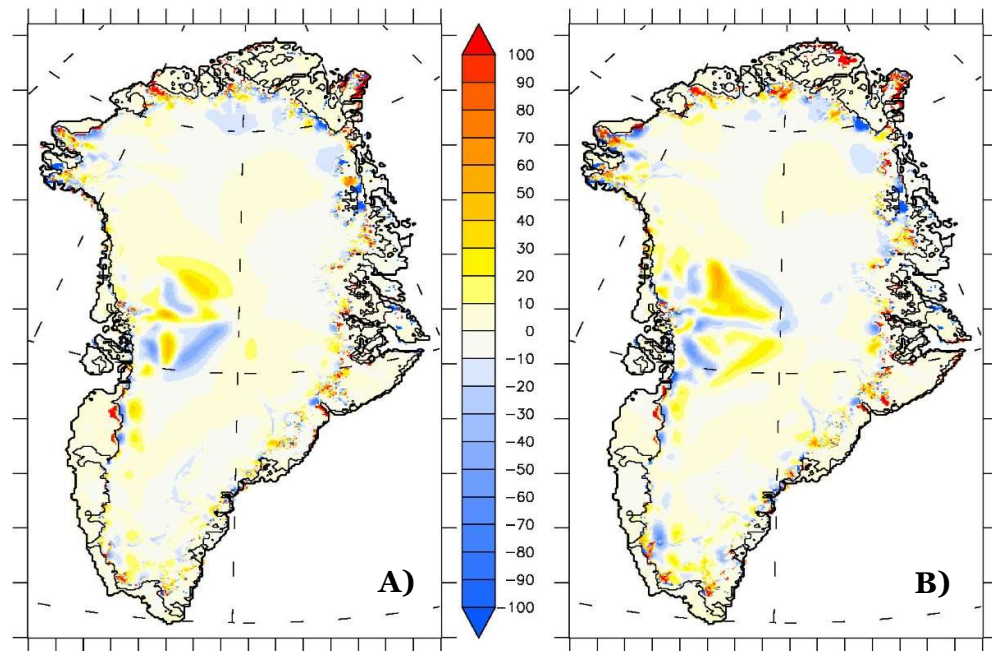


Figure 27. Différences d'altitude entre les topographies obtenues après forçage f.ETISH par A) MAR10 et MAR50, B) MAR10 et MAR75 (unité : mètre). En trait noir continu, le masque de glace permanente.

5.3 Utilisation de la topographie issue de f.ETISH par le modèle MAR

Dans l'éventualité d'un futur couplage des deux modèles utilisés dans cette recherche (f.ETISH et MAR), une nouvelle simulation MAR à 35 km a été réalisée. Celle-ci consiste à intégrer la topographie du Groenland issue d'une simulation f.ETISH plutôt que la topographie utilisée habituellement (Howat *et al.*, 2014). Le but de cette expérience est d'évaluer si l'utilisation de cette nouvelle topographie induit des changements significatifs dans les résultats MAR.

La Figure 28 A) montre les différences d'altitude entre la topographie issue de f.ETISH (après interpolation PID sur la grille de MAR35) et la topographie de Howat *et al.* (2014), habituellement utilisée par MAR. Les différences principales se situent aux marges du masque de glace. Des différences entre 20 m et 40 m peuvent être observées au centre de l'inlandsis. Cependant, une telle différence en comparaison à l'altitude de cette zone (>2000 m) est négligeable. Ces différences aux marges sont expliquées par

l'épaisseur de glace variable dans f.ETISH. De plus, nous devons noter que la topographie initiale (basée sur Bamber *et al.*, 2001) de f.ETISH avant initialisation par les forçages MAR n'est pas la même que celle utilisée par MAR. Enfin, un biais peut être apporté par l'interpolation.

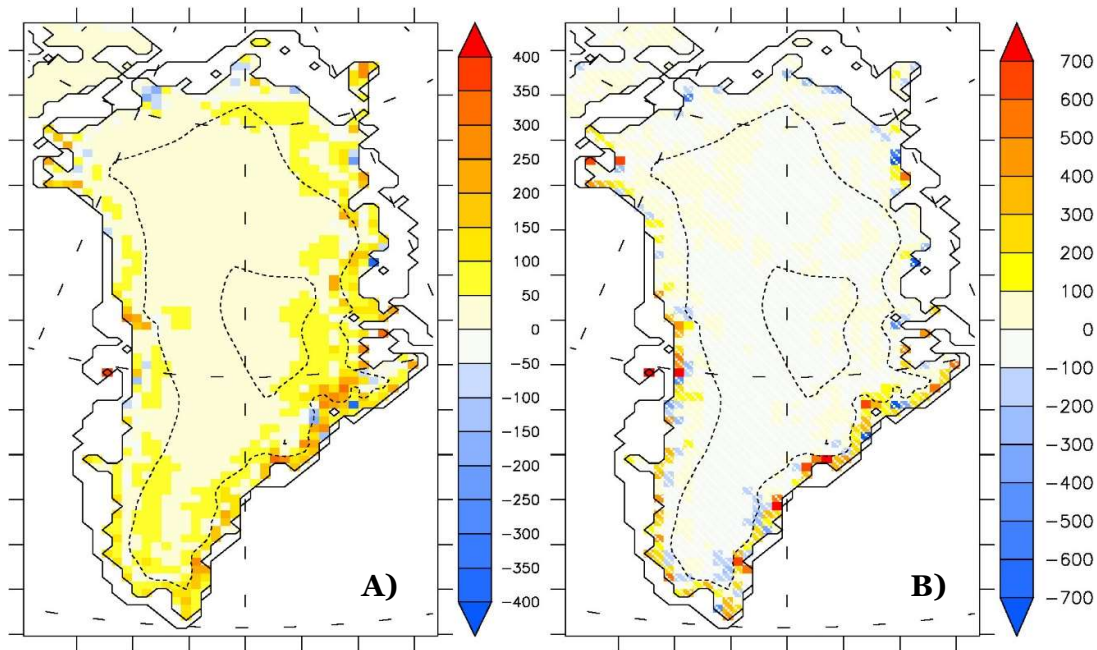


Figure 28. A) Différences d'altitude (unité : mètre) entre les simulations MAR à 35 km (MAR35) et MAR 35 km avec la topographie issue de f.ETISH (MAR35NT). B) Différences de bilan de masse en surface (BMS) moyen annuel sur la période 1980-2015 en mmWE a^{-1} des simulations MAR35 et MAR35NT. Les différences non significatives (moins élevées que la variabilité interannuelle) sont représentées en hachuré. En trait noir continu, le masque de glace permanente. En trait noir pointillé, les courbes de niveau 2000 m et 3000 m

Les différences de BMS simulés par MAR35NT (simulation MAR à 35km de résolution avec la nouvelle topographie issue de f.ETISH) et MAR35 sont présentées à la Figure 28 B). D'une part, nous pouvons remarquer qu'elles sont assez faibles (pas plus de 250 mm en valeur absolue) au centre de l'inlandsis. D'autre part aux marges du masque de glace, les différences sont un peu plus marquées mais seuls quelques pixels présentent des différences significatives. Ces pixels correspondent à ceux présentant les différences maximales d'altitude (Figure 28 A)).

Étant donné le nombre peu élevé de pixels présentant des BMS significativement différents (c'est-à-dire dont la différence est inférieure à deux fois la variabilité interannuelle), nous pouvons conclure que l'intégration de la topographie issue du modèle f.ETISH dans les simulations du MAR ne changent pas fortement les résultats du MAR. Les résultats du modèle de dynamique glaciaire pourraient donc être directement utilisés par MAR dans un futur couplage MAR-f.ETISH.

5.4 Correction des précipitations simulées par MAR à posteriori

Comme expliqué à la Section 4.7, nous allons ici tenter d'appliquer une correction aux précipitations simulées par MAR à basse résolution, pour qu'elles correspondent mieux à celles des simulations à plus hautes résolutions. Pour rappel, la correction à appliquer sera basée sur la distance par rapport à la côte des différents pixels. Elle se justifie par le fait qu'à basse résolution, le gradient d'altitude est trop lissé pour les ruptures de pente les plus fortes qui font obstacle aux précipitations (l'effet de barrière des reliefs est sous-estimé à basse résolution). Ceci induit un surplus de précipitations vers le centre de l'inlandsis. Cette surestimation apparaît dans les statistiques de l'évaluation du modèle (Section 5.1.1). En zone d'accumulation, le biais de BMS est systématiquement positif et augmente avec les résolutions plus grossières. Cette surestimation des précipitations a également été mise en évidence à la Section 5.1.3. Elle induit un BMS trop important à basse résolution (40 km et plus) en zone d'accumulation. La mauvaise répartition des précipitations provoque aussi une sous-estimation de celles-ci près des côtes.

5.4.1 Différences de précipitations en fonction de la résolution

Dans un premier temps, les différences de précipitations (solides et liquides) annuelles moyennées sur la période d'intégration [1980-2015] (en abrégé : précipitations) entre une simulation à basse et à haute résolution ont été observées. Il s'agit de la résolution de 40 km à laquelle nous avons comparé les précipitations annuelles de MAR10, notre simulation de référence (Figure 30 B)). A partir de MAR40, nous pouvons observer une surestimation des précipitations (par rapport à MAR10) dans la zone d'accumulation au sud-est de l'inlandsis. A côté de cela, nous remarquons également des différences non négligeables le long des côtes. Ces erreurs sont induites par la non reconstitution à basse résolution des fortes variations d'altitude dans ces zones. Cela a été vu à la Section 5.1.3.

Il semble que la résolution seuil du MAR pour forcer f.ETISh soit 30 km. C'est pourquoi nous observerons également les différences de précipitations qui existent entre les simulations à cette résolution et à 10 km (Figure 30 A)). Nous pouvons remarquer les mêmes différences en fonction de leur position mais elles sont moins importantes que la comparaison MAR10 et MAR40 en valeur absolue.

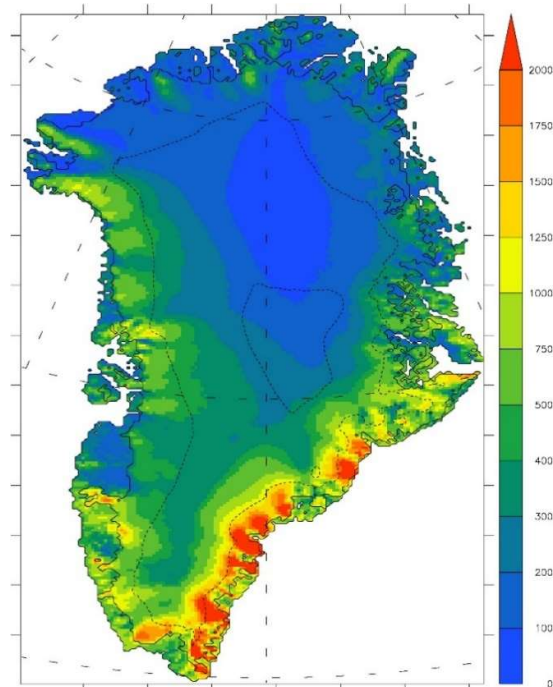


Figure 29. Précipitations annuelles en mmWE a^{-1} simulées par MAR à 10 km de résolution sur la période 1980–2015. En trait noir continu, le masque de glace. En trait noir pointillé, les courbes de niveau 2000 m et 3000 m.

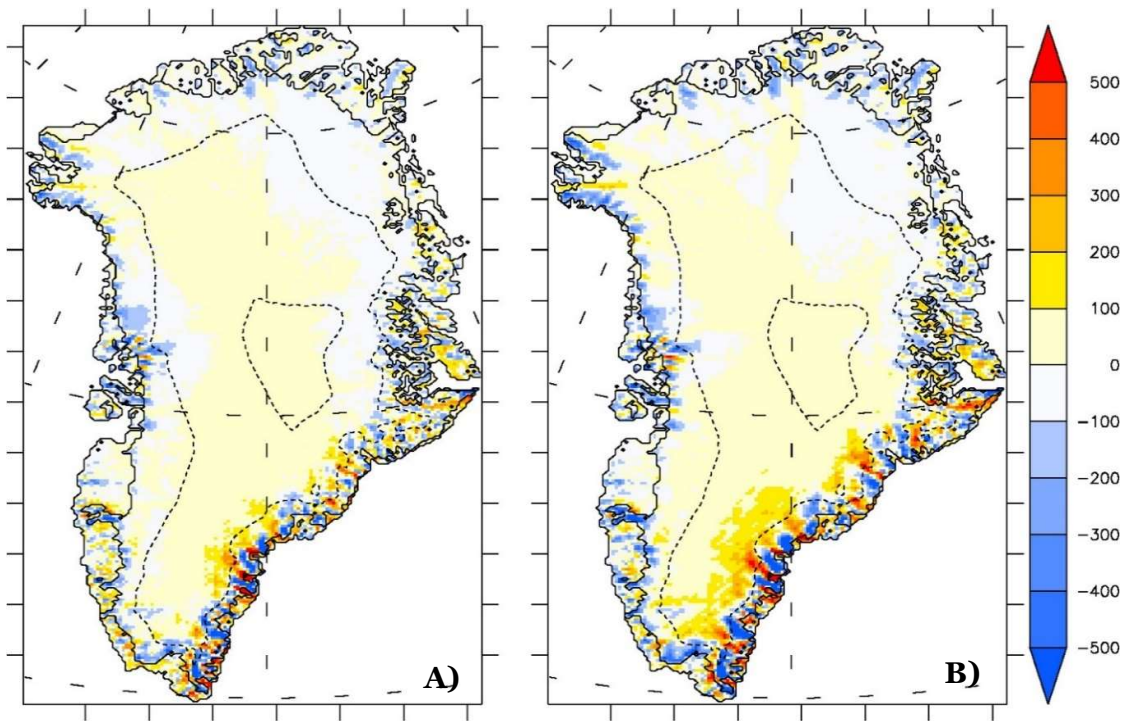


Figure 30. Différences de précipitations moyennes annuelles interpolées sur la grille f.ETISH à 5 km de résolution entre celles simulées par MAR10 et par A) MAR30, B) MAR40 sur la période [1980–2015]. L'unité est le mmWE a^{-1} . En trait noir continu, le masque de glace. En trait noir pointillé, les courbes de niveau 2000 m et 3000 m.

5.4.2 Correction des précipitations

Au vu de ces observations, il serait intéressant de pouvoir appliquer une correction à posteriori aux précipitations simulées par MAR à basse résolution pour qu'elles soient plus cohérentes avec les précipitations simulées à plus haute résolution. Dans le cas de la correction à 30 km, le but est de pouvoir rendre les précipitations à 30 km plus proches de celles à 10 km. Elle permettraient aussi de corriger le BMS en fonction de cet ajustement, et de fournir à f.ETISH des données se rapprochant au mieux des simulations à 10 km, sans pour autant augmenter le temps de calcul.

Correction Générale

Dans cette section, nous allons corriger les précipitations de MAR40 et MAR30 par rapport à celles de MAR10. Celles issues de MAR30 et MAR40 ont préalablement été interpolées sur la grille de MAR10 par interpolation PID⁴. Comme les précipitations ont tendance à aller trop loin à l'intérieur des terres à basse résolution, il serait judicieux de les redistribuer adéquatement vers les côtes. Nous pouvons voir sur les Figure 31 à 33, (respectivement pour MAR10, MAR30 et MAR40) qu'il existe une relation entre les précipitations et la distance séparant le point considéré de la côte (en abrégé : distance de la côte). Une relation linéaire permet d'approximer cette dépendance⁵. À la Figure 34 A) et B), nous pouvons voir la confrontation des droites de régression respectivement de MAR10 et MAR30, et de MAR10 et MAR40. Ceci nous permet de mettre en évidence qu'en fonction de l'éloignement de la côte, MAR30 et MAR40 surestiment les précipitations au centre de l'inlandsis (distance maximale) et les sous-estiment en se rapprochant de la côte. L'objectif serait donc de mieux répartir ces précipitations, tout en conservant la masse totale qui tombe annuellement.

⁴ Franco *et al.* (2012) ont démontré que la correction appliquée au BMS pour le corriger des biais induits pas les différences d'altitude n'est pas applicable dans le cas des précipitations. Celles-ci ne semblent pas dépendre directement de la différence d'altitude entre 2 points.

⁵ Une régression polynomiale de degré 2 n'améliore pas la représentation de la relation. En effet, les coefficients des termes au carré sont extrêmement petits. C'est pourquoi une approximation linéaire est suffisante.

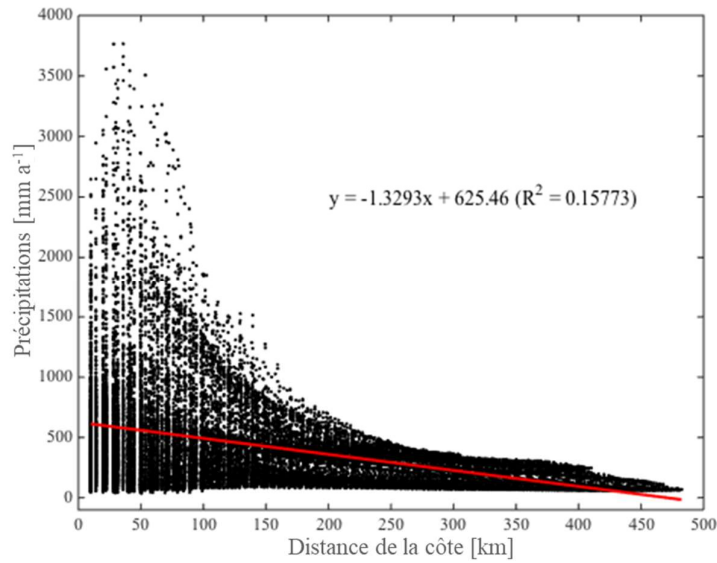


Figure 31. Distribution des précipitations (solides et liquides) moyennes annuelles (mm a⁻¹) simulées par MAR10 sur la période 1980-2015 en fonction de la distance de la côte (km). En rouge, la droite de régression ajustée sur la distribution et son équation.

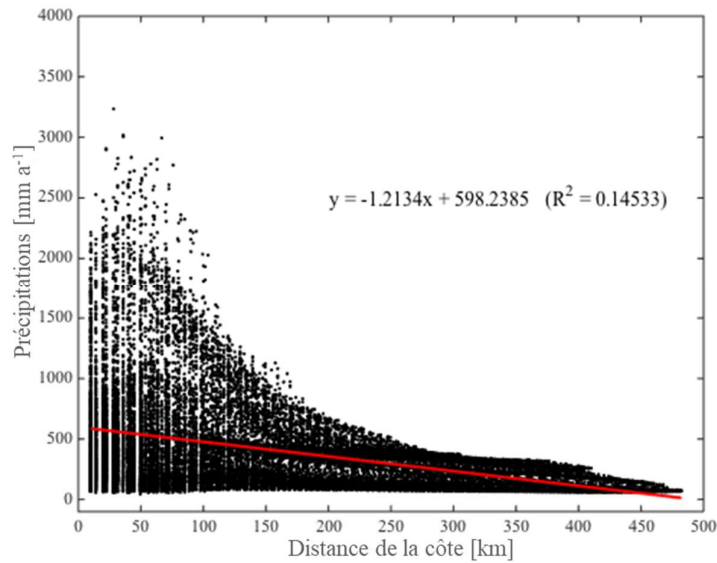


Figure 32. Distribution des précipitations (solides et liquides) moyennes annuelles (mm a⁻¹) simulées par MAR30 sur la période 1980-2015 en fonction de la distance de la côte (km). En rouge, la droite de régression ajustée sur la distribution et son équation.

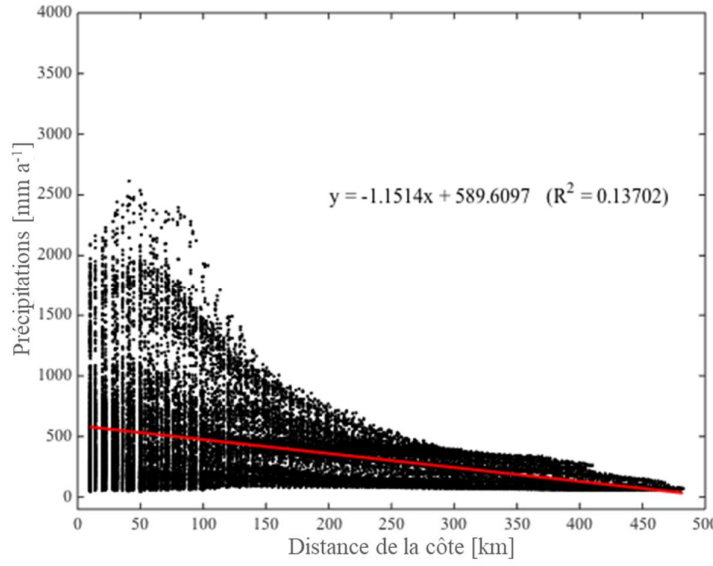


Figure 33. Distribution des précipitations (solides et liquides) moyennes annuelles (mm a^{-1}) simulées par MAR40 sur la période 1980-2015 en fonction de la distance de la côte (km). En rouge, la droite de régression ajustée sur la distribution et son équation

Dès lors, la correction appliquée consiste à construire un terme correctif en fonction de la résolution utilisée et à l'appliquer aux précipitations. Pour un pixel et sa distance de la côte (x), le taux de précipitations annuelles est calculé selon l'équation de la droite de régression correspondant aux précipitations MAR40 (ou MAR30) (y_{BR}) et MAR10 (y_{HR}) (Équation 5). Le terme correctif est obtenu en soustrayant y_{BR} et y_{HR} . Celui-ci est alors ajouté aux précipitations de MAR40 (MAR30) non corrigées (Équation 6). Enfin, ces précipitations corrigées sont multipliées par un facteur de conservation de la masse (C) totale apportée par les précipitations (Équation 6). Celui-ci est simplement obtenu par le rapport entre la quantité totale de précipitations sur l'inlandsis après correction et celle avant correction.

$$\begin{cases} y_{BR} = a_{BR} x + b_{BR} \\ y_{HR} = a_{HR} x + b_{HR} \end{cases}$$

Équation 5. Équations de régression des précipitations moyennes annuelles sur la période 1980-2015 (y) en fonction de la distance de la côte (x) respectivement pour MAR à basse résolution (BR, 30 ou 40 km) et à haute résolution (HR, 10 km)

$$P_{corr \text{ brutes}} = P_{non \text{ corr}} - (y_{BR} - y_{HR}) \quad ; \quad C = \frac{P_{TOT \text{ corr brutes}}}{P_{TOT \text{ non corr}}}$$

$$P_{corr} = P_{corr \text{ brutes}} \times C$$

Équation 6. Détermination des précipitations corrigées (P_{corr}) avec $P_{corr \text{ brute}}$, les précipitations corrigées sans conservation de la masse ; $P_{non \text{ corr}}$, les précipitations non corrigées ; y_{BR} , le résultat de la régression linéaire liant les précipitations à basse résolution avec la distance de la côte ; y_{HR} , idem que y_{BR} mais pour les précipitations à haute résolution ; C , le terme correctif prenant en compte la conservation de la masse ; $P_{TOT \text{ corr brutes}}$, la somme des précipitations corrigées sans conservation de la masse sur l'ensemble de l'inlandsis, $P_{TOT \text{ non corr}}$, idem que $P_{TOT \text{ corr brutes}}$ mais pour les précipitations non corrigées.

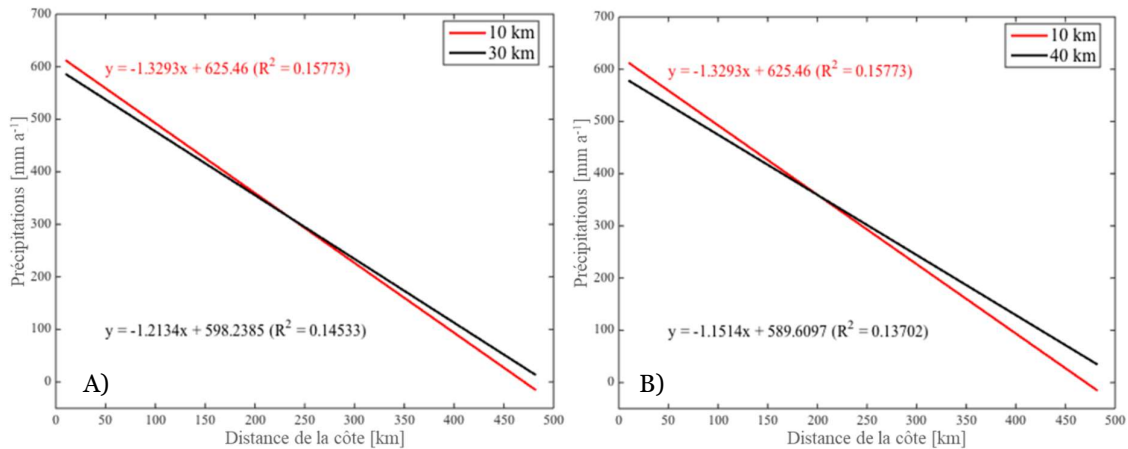


Figure 34. Droites des régressions linéaires appliquées aux précipitations moyennes annuelles sur la période 1980-2015 en fonction de la distance de la côte pour A) MAR10 et MAR30, et pour B) MAR10 et MAR40.

La Figure 35 présente la correction appliquée en pourcentage par rapport aux précipitations non corrigées, respectivement pour MAR30 et MAR40. Notons que la correction est très faible. C'est ainsi que sur une majorité de la superficie, elle est entre -5% et 5%. Le sens logique est respecté, une correction négative est appliquée là où il y avait un surplus de précipitations et inversement pour une correction positive. Par contre, la correction attendue au sud-est suite aux différences observées à la Section 5.4.1 ne semble pas être très marquée. Pour mieux voir l'impact de cette correction, la Figure 36 illustre les différences en pourcentages entre les précipitations MAR40 non corrigées et corrigées, par rapport aux précipitations MAR10. Ici nous pouvons voir que la correction améliore bel et bien le surplus de précipitations au sud-est. Dans le reste de l'inlandsis, les différences sont moins importantes, notamment dans le nord où les zones de surplus paraissent atténuées. Enfin, une grande partie des différences semble être retirée au centre nord. Cependant, comme les précipitations annuelles sont très faibles dans cette zone, la moindre correction est plus conséquente en pourcentage. En analysant la Figure 37, qui présente les mêmes différences mais en valeur absolue, nous retrouvons l'atténuation dans le sud-est. Par contre, la diminution dans le nord central apparaît beaucoup moins. Les mêmes remarques peuvent être faites par rapport aux corrections sur MAR30. Les figures correspondantes sont placées en annexe (Annexe 3 et 4). Finalement, les RMSE entre précipitations MAR10 et MAR40 non corrigées (MAR30 non corrigées) ainsi qu'entre précipitations MAR10 et MAR40 corrigées (MAR30 corrigées) ont été calculées. Ces chiffres statistiques montrent que la correction permet d'améliorer les précipitations du modèle. Les RMSE sont plus petites après correction (Tableau 10).

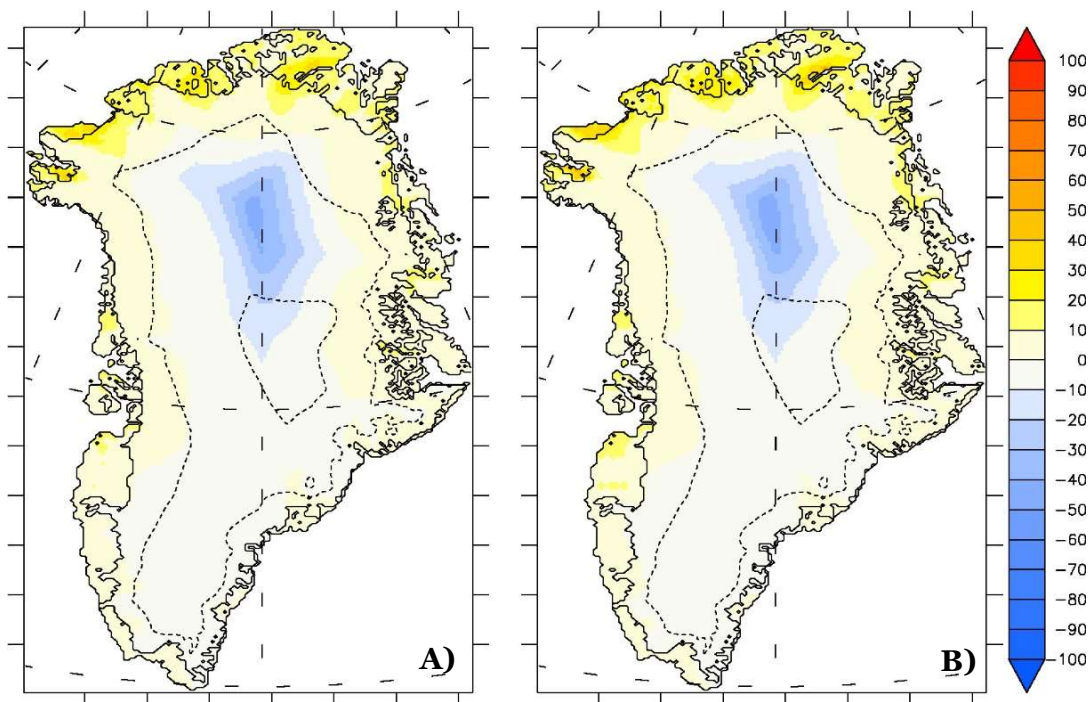


Figure 35. Différences des précipitations annuelles moyennes [1980–2015] simulées par A) MAR30, B) MAR40, corrigées par la Correction Générale par rapport aux précipitations des mêmes simulations non corrigées (unité : %). Les précipitations ont été interpolées sur la grille MAR à 10 km de résolution avant correction. En trait noir continu, le masque de glace. En trait noir pointillé, les courbes de niveau 2000 m et 3000 m.

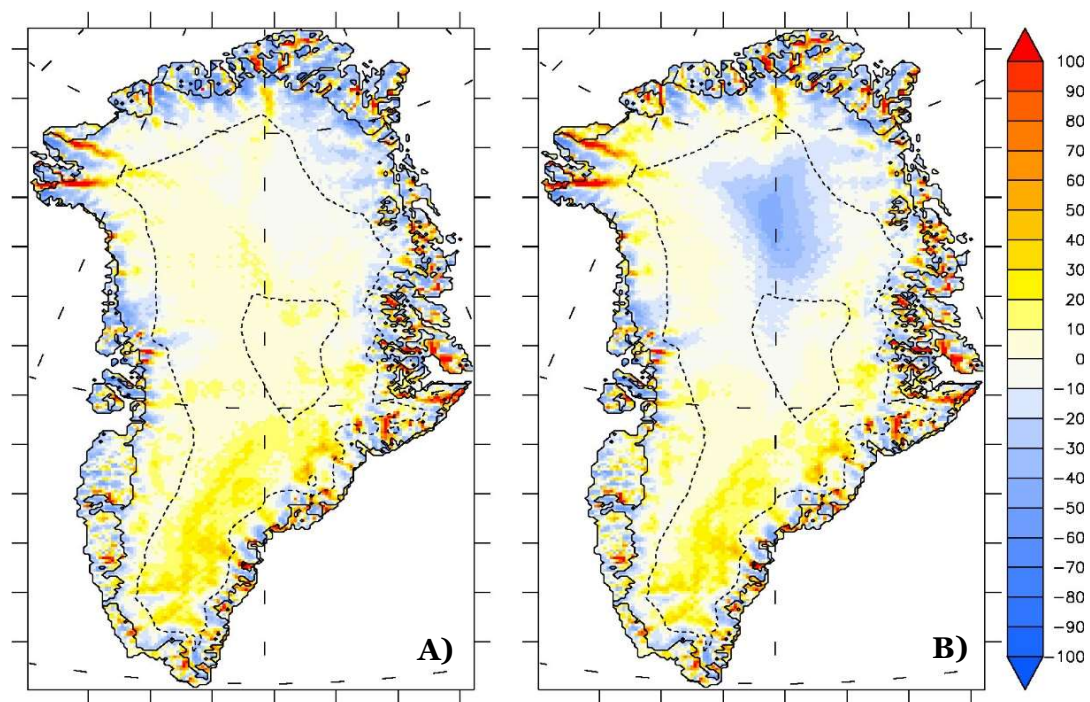


Figure 36. A) Différences des précipitations moyennes annuelles [1980-2015] simulées par MAR40 (interpolées sur la grille MAR à 10 km de résolution) par rapport aux précipitations simulées par MAR10. B) Idem A) mais pour les précipitations simulées par MAR40 corrigées par la Correction générale (unité : %). En trait noir continu, le masque de glace. En trait noir pointillé, les courbes de niveau 2000 m et 3000 m.

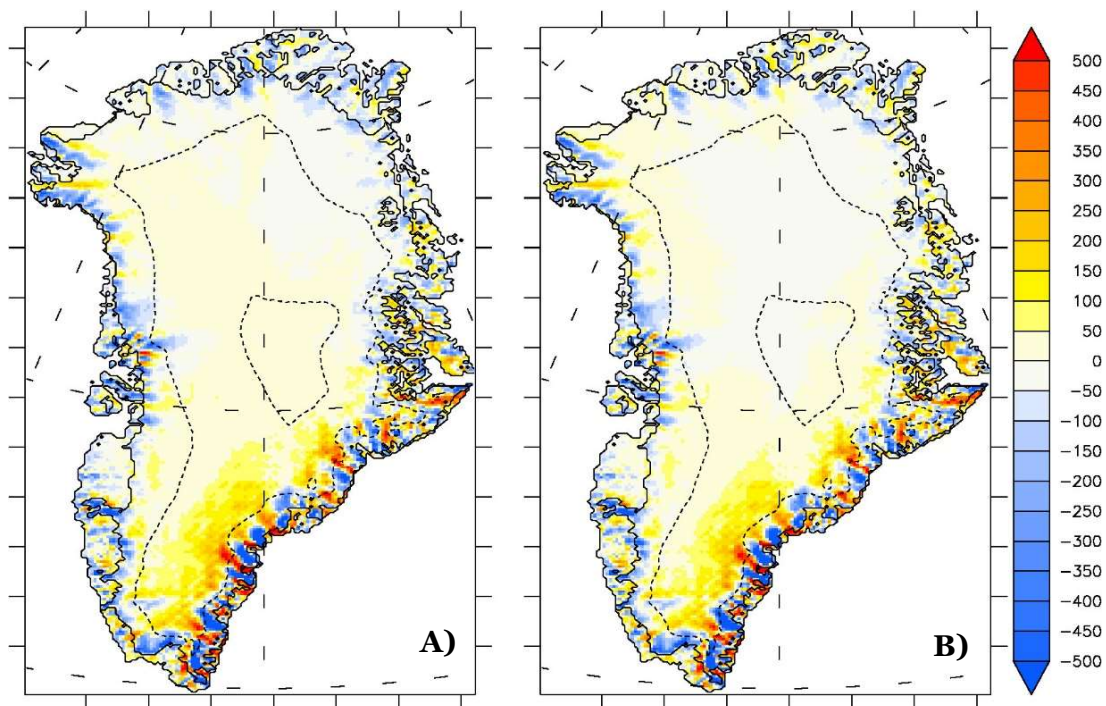


Figure 37. A) Différences entre les précipitations moyennes annuelles [1980-2015] simulées par MAR40 (interpolées sur la grille MAR à 10 km de résolution), et les précipitations simulées par MAR10 (unité : mmWE a⁻¹). B) Idem A) mais pour les précipitations simulées par MAR40 corrigées par la Correction Générale. En trait noir continu, le masque de glace. En trait noir pointillé, les courbes de niveau 2000 m et 3000 m.

Corrections supplémentaires

Comme la répartition des précipitations n'est pas égale d'une région à l'autre du Groenland, nous avons essayé de corriger cette variable en calculant une correction différente pour le Nord et le Sud (càd au sud du Parallèle 72). Plusieurs configurations ont été utilisées.

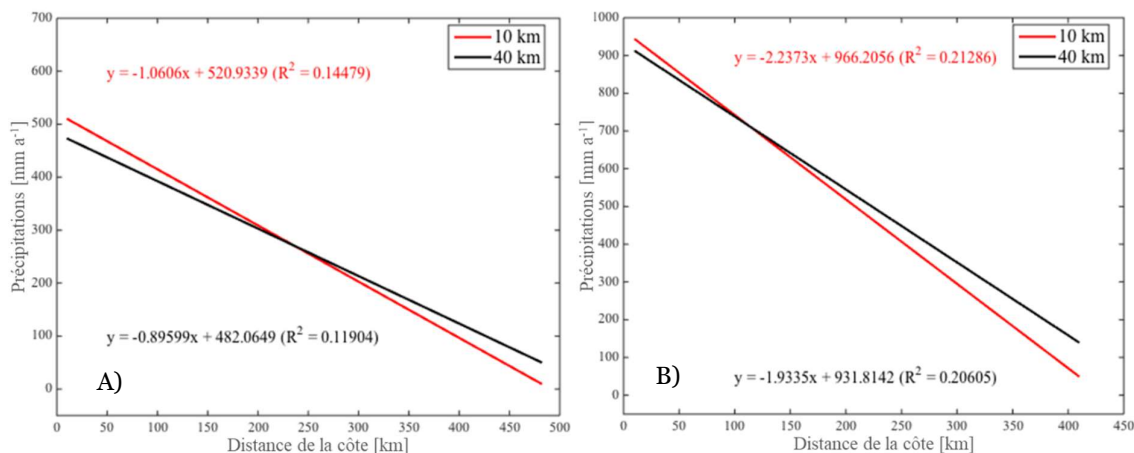


Figure 38. Droites des régressions linéaires appliquées aux précipitations moyennes annuelles (mm a⁻¹) sur la période 1980-2015 en fonction de la distance de la côte (km) pour A) MAR10 et MAR40 dans le secteur nord, et pour B) MAR10 et MAR40 dans le secteur sud.

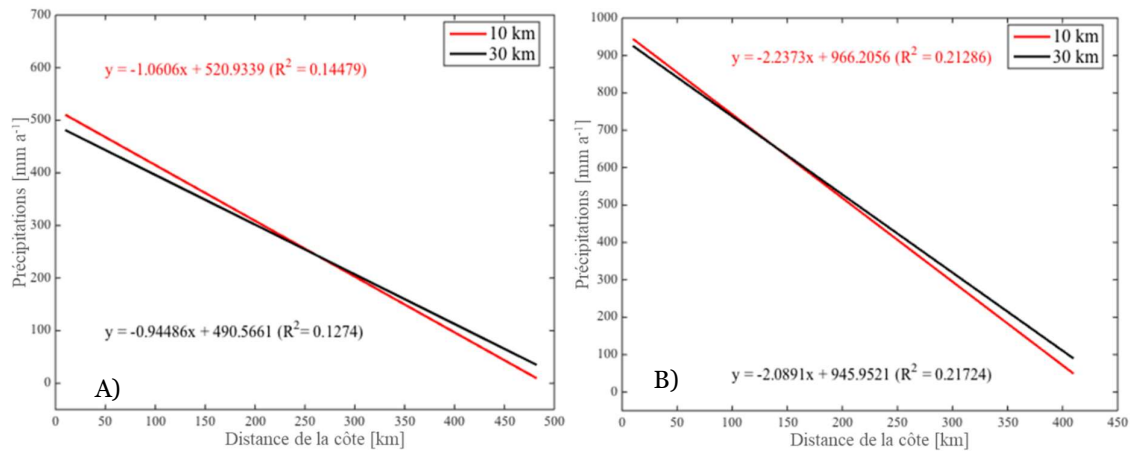


Figure 39. Droites des régressions linéaires appliquées aux précipitations moyennes annuelles sur la période 1980-2015 (mm a^{-1}) en fonction de la distance de la côte (km) pour A) MAR10 et MAR30 dans le secteur nord, et pour B) MAR10 et MAR30 dans le secteur sud.

Premièrement, des corrections différentes au nord et au sud ont été appliquées, sur base des droites de régression ajustées sur les sets de points du nord et du sud, de manière similaire à la première correction présentée. Les droites de régression pour les précipitations nord et sud pour MAR40 (MAR30) et MAR10 sont présentées à la Figure 38 (Figure 39). Nous nommerons cette correction « Correction Nord-Sud ». La correction correspondant aux équations issues du secteur nord est appliquée au nord, alors que celle correspondant aux équations issues du secteur sud est appliquée au sud.

Deuxièmement, la correction issue des résultats dans le secteur nord a été appliquée à l'ensemble de la superficie. Nous l'appellerons « Correction Nord ». Et enfin par analogie, la dernière correction est la « Correction Sud » qui consiste à appliquer la correction issue des résultats du secteur sud sur l'ensemble du Groenland.

Du point de vue statistique, les RMSE des précipitations annuelles corrigées et non corrigées (MAR30 et MAR40) par rapport aux précipitations de référence (MAR10) sont exposées dans le Tableau 10. Elles sont présentées pour l'ensemble de l'inlandsis mais aussi pour chaque secteur, nord et sud. Les corrections n'ont pas le même comportement selon la résolution MAR. Alors que la Correction Générale ressort pour MAR40, c'est la Correction Sud qui s'impose pour MAR30. Par contre, la Correction Sud et la Correction Nord-Sud n'améliorent pas les résultats pour MAR40.

Correction	Secteur d'évaluation	RMSE (mm a ⁻¹) ppn MAR10/MAR30		RMSE (mm a ⁻¹) ppn MAR10/MAR40	
		Sans correction	Avec correction	Sans correction	Avec correction
Générale	Groenland entier	108,23	107,59	141,49	139,62
	Secteur Nord	54,72	52,05	65,7	62,79
	Secteur Sud	155,49	155,72	206,08	204,27
Nord-Sud	Groenland entier	108,23	106,96	141,49	143,74
	Secteur Nord	54,72	50,46	65,7	63,89
	Secteur Sud	155,49	155,42	206,08	210,63
Nord	Groenland entier	108,23	108,07	141,49	140,15
	Secteur Nord	54,72	51,86	65,7	62,17
	Secteur Sud	155,49	156,62	206,08	205,43
Sud	Groenland entier	108,23	106,41	141,49	147,08
	Secteur Nord	54,72	53,75	65,7	66,59
	Secteur Sud	155,49	152,91	206,08	215

Tableau 10. RMSE des précipitations moyennes annuelles simulées par MAR30 et MAR40 sur la période 1980-2015, corrigées par les différentes corrections et non corrigées, par rapport aux précipitations simulées par MAR10. L'unité est le mmWE a⁻¹. En rouge, les RMSE pour des précipitations corrigées qui sont supérieures à celles pour des précipitations non corrigées.

Du point de vue spatial, les constatations sont globalement les mêmes que celles de la Correction Générale. Cependant, deux points différents peuvent être soulevés par illustration 2D.

D'une part, la Figure 40 montre les différences en pourcentages entre précipitations de MAR40 par rapport à MAR10 avec et sans la Correction Sud. Nous observons que la correction n'améliore pas la répartition des précipitations parce que la différence de précipitations est beaucoup plus importante dans le nord après correction. Au vu des statistiques, nous nous attendons à des améliorations pour la même correction appliquée aux précipitations MAR30 (Figure 41). L'amélioration globale vient principalement du fait que beaucoup de précipitations sont retirées dans la partie nord. Pour ce qui est du sud-est, les différences en pourcentages montrent une légère atténuation de la surestimation, mais celle-ci n'est pas visible sur les différences absolues (Annexe 5 et 6).

D'autre part, la Figure 42 montre les différences en pourcentages entre les précipitations de MAR40 avec et sans la Correction Nord-Sud. La distinction est très nette au Parallèle 72°N, entre les deux secteurs (nord et sud) où des corrections différentes ont été appliquées. Ce clivage important donne un caractère arbitraire à la correction. Nous reviendrons sur ce point dans la discussion. Le reste des résultats spatiaux des différentes corrections se trouvent en annexe (Annexe 7 à 14).

En conclusion de cette section, il semble que la Correction Générale soit celle qui apporte la meilleure correction pour les précipitations de MAR40, alors que c'est la Correction Sud qui améliore davantage MAR30. Cependant, spatialement, la Correction Générale paraît être un bon compromis. La surestimation des précipitations dans le sud-est est légèrement gommée. Alors que dans le nord, nous

pouvons aussi noter une diminution des surplus, même si toutes les anomalies par rapport à MAR10 ne sont pas corrigées.

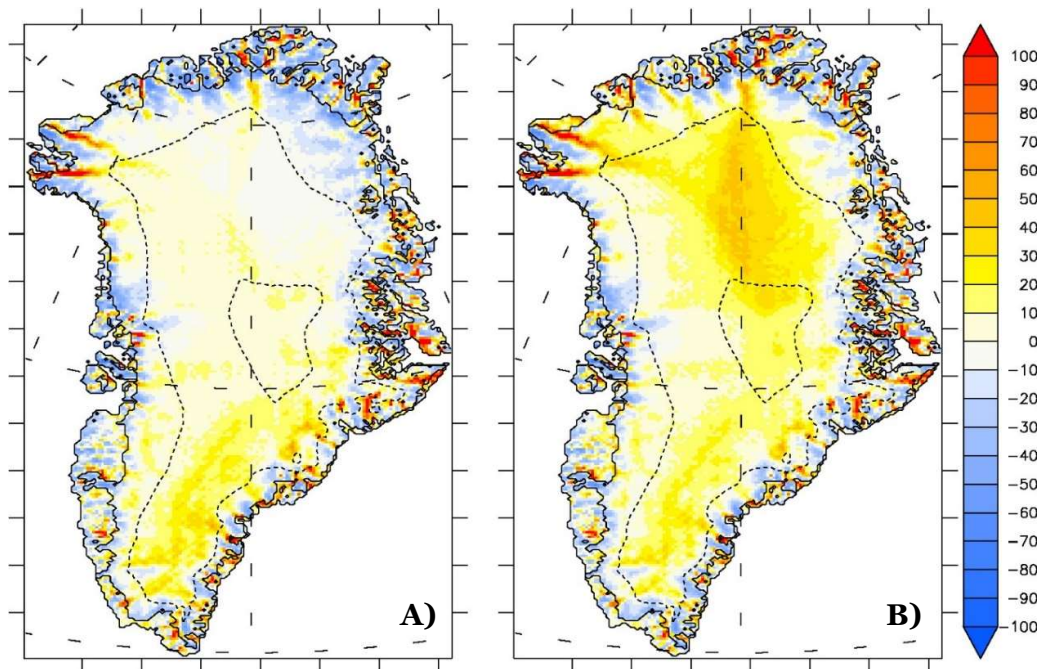


Figure 40. A) Différences des précipitations moyennes annuelles [1980-2015] simulées par MAR40 (interpolées sur la grille MAR à 10 km de résolution) par rapport aux précipitations simulées par MAR10. B) Idem A) mais pour les précipitations simulées par MAR40 corrigées par la Correction Sud (unité : %). En trait noir continu, le masque de glace. En trait noir pointillé, les courbes de niveau 2000 m et 3000 m.

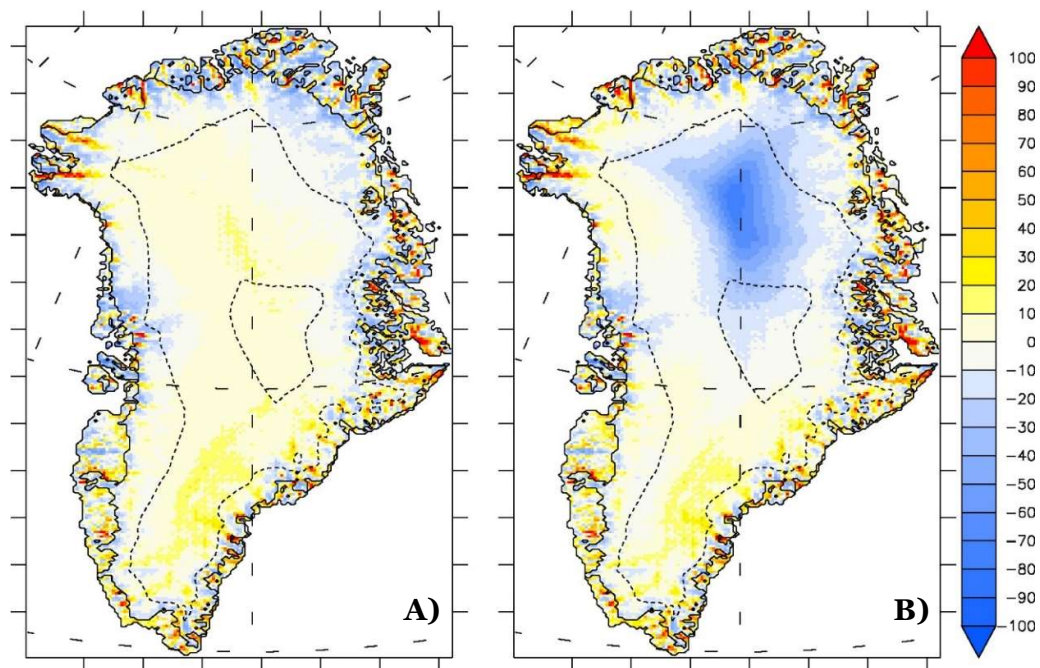


Figure 41. A) Différences des précipitations moyennes annuelles [1980-2015] simulées par MAR30 (interpolées sur la grille MAR à 10 km de résolution) par rapport aux précipitations simulées par MAR10. B) Idem A) mais pour les précipitations simulées par MAR30 corrigées par la Correction Sud (unité : %). En trait noir continu, le masque de glace. En trait noir pointillé, les courbes de niveau 2000 m et 3000 m.

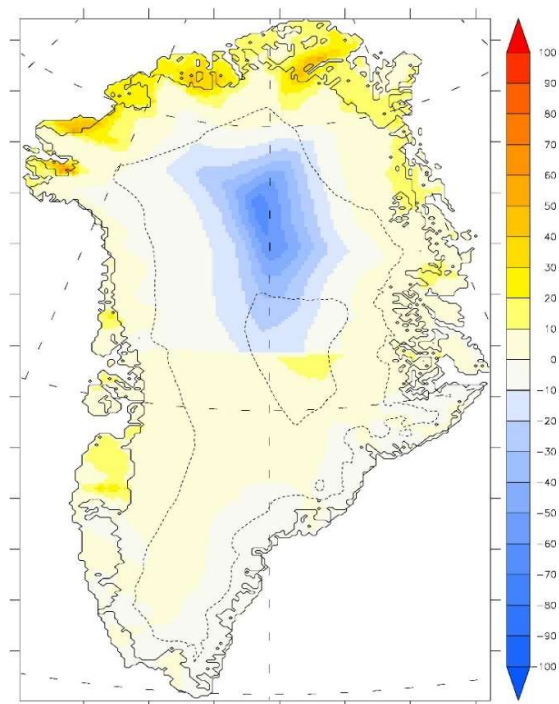


Figure 42. Différences des précipitations annuelles moyennes [1980–2015] simulées par MAR40 corrigées par la Correction Nord-Sud, par rapport aux précipitations de la même simulation non corrigées (unité : %). Les précipitations ont été interpolées sur la grille MAR à 10 km de résolution avant correction. En trait noir continu, le masque de glace. En trait noir pointillé, les courbes de niveau 2000 m et 3000 m.

Chapitre VI.

Discussion

Le premier point de discussion dans les expériences menées sur la correction des précipitations concerne la Correction Nord-Sud. Comme illustré à la Figure 42, la correction appliquée montre une variation brusque au centre de l'île, au niveau du Parallèle 72°N. Ceci est évidemment dû au fait que des corrections différentes sont appliquées au nord et au sud de l'île. Cependant, le choix du Parallèle 72°N est quelque peu arbitraire. En effet, en considérant deux pixels côte à côte, mais séparés par la frontière de correction (le Parallèle 72°N), leurs taux de précipitations annuelles diffèrent fortement l'un de l'autre. En réalité, rien n'explique une telle différence du point de vue des précipitations. Il en ressort qu'il faut soit appliquer une correction globale sur tout l'inlandsis, soit mettre au point un moyen de mieux lisser la transition entre deux zones de correction différente.

En plus de ce problème de transition brusque, la Correction Nord-Sud ne semble pas résoudre le cœur du problème : les précipitations trop importantes au sud-est en zone d'accumulation. En effet, une part importante de la correction est réalisée dans la partie nord, alors que les différences non corrigées n'y étaient pas spécialement conséquentes. De plus, comme il y a très peu de précipitations dans ce secteur, les précipitations sont d'autant plus sensibles à une petite modification. Si celle-ci est négative, elle pourrait même amener les précipitations à 0 mmWE a⁻¹, ce qui n'a pas beaucoup de sens du point de vue météorologique.

Une correction complémentaire a été réalisée. Celle-ci consiste à appliquer une correction différente (appelée « Correction 4 Cadrons » dans la suite du texte) au sein de 4 cadrons représentant le Groenland. Nous avons deux cadrons au nord, délimités par le Parallèle 72°N et le Méridien 40°O, et deux cadrons au sud, délimités par le Parallèle 72°N et le Méridien 45°O. Notons que cette expérience rencontre le même problème que la Correction Nord-Sud du point de vue de la transition entre zones de correction. Elle a été réalisée dans l'espoir de distinguer la côte sud-ouest et la côte sud-est, en répartissant mieux le surplus des précipitations au sud-est vers la côte sud-ouest.

Cependant, elle n'améliore pas les résultats. Afin de comprendre, il faut revenir à l'origine du problème. Si le souci est fort marqué à cet endroit, c'est parce qu'une part importante des précipitations vient de la côte sud-est à cause des basses pressions qui agissent là-bas et qui induisent des vents du sud-est. Ces précipitations liées aux

dépressions sont normalement bloquées par la chaîne de montagnes le long de la côte sud-est. Mais comme cette pente est mal résolue à basse résolution, les précipitations s'enfoncent plus loin sur l'inlandsis et tombent sur l'autre versant (sud-ouest). Un problème survient alors lorsqu'on corrige les précipitations en fonction de la distance de la côte, car une partie du surplus de précipitations dans le sud-est se retrouve finalement plus près de la côte sud-ouest que de la côte sud-est. Or sur la côte sud-ouest, les précipitations sont moins importantes. La correction qui a pour but de mieux répartir les précipitations vers la côte ne se justifie plus, parce que le surplus davantage proche du sud-ouest sera alors redistribué vers l'ouest et non vers l'est.

Du point de vue spatial, l'analyse de la différence entre précipitations de référence (MAR10) et précipitations corrigées issues de MAR30 (Figure 43) permet de révéler que les différences concernant le sud-est sont atténuées par la correction. Il en est de même pour la correction appliquée aux précipitations MAR40 (Figure 44). Pour cette dernière, nous pouvons cependant remarquer qu'au niveau de la côte ouest, un biais négatif est apparu (Figure 44 B)).

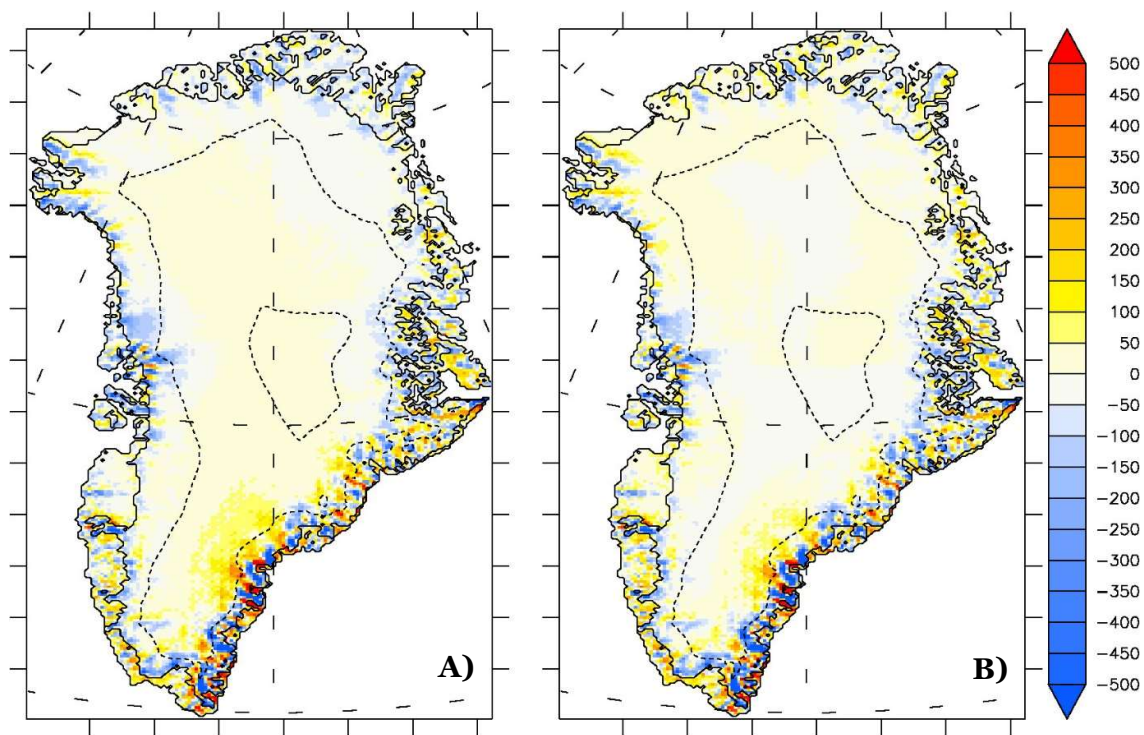


Figure 43. A) Différences entre les précipitations moyennes annuelles [1980-2015] simulées par MAR30 (interpolées sur la grille MAR à 10 km de résolution), et les précipitations simulées par MAR10 (unité : mmWE a⁻¹). B) Idem A) mais pour les précipitations simulées par MAR30 corrigées par la Correction 4 Cadrons. En trait noir continu, le masque de glace. En trait noir pointillé, les courbes de niveau 2000 m et 3000 m

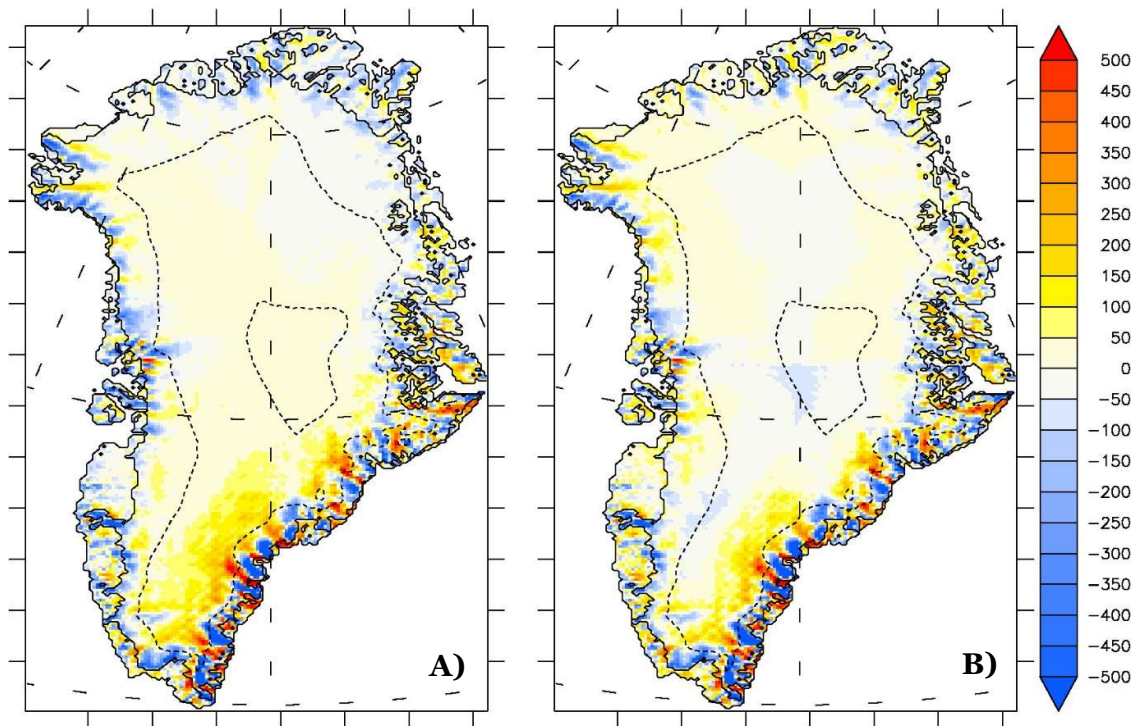


Figure 44. A) Différences entre les précipitations moyennes annuelles [1980-2015] simulées par MAR40 (interpolées sur la grille MAR à 10 km de résolution), et les précipitations simulées par MAR10 (unité : mmWE a⁻¹). B) Idem A) mais pour les précipitations simulées par MAR40 corrigées par la Correction 4 Cadrons. En trait noir continu, le masque de glace. En trait noir pointillé, les courbes de niveau 2000 m et 3000 m

Enfin, la méthode recèle un autre point négatif. Les droites de régression ajustées sur les points provenant des précipitations en fonction de la distance de la côte présentent des coefficients de détermination très faibles. Ils ne dépassent pas 1%. Ces régressions n'expliquent donc qu'une très faible part de la variance des précipitations en fonction de la distance de la côte. Ceci explique en partie pourquoi les corrections sont très légères. Cela suggère qu'il est nécessaire de prendre en compte d'autres facteurs pour expliquer cette variation des précipitations.

En conclusion, bien que les corrections appliquées améliorent légèrement le surplus de précipitations au sud-est en zone d'accumulation, d'autres erreurs sont induites, notamment dans le nord de l'inlandsis, où un déficit en précipitations apparaît. De plus, les corrections apportées ne montrent pas de différence significative par rapport à la variabilité interannuelle des précipitations à 10 km de résolution. Il s'en suit que ces corrections ne sont pas efficaces. Les biais de précipitations à basse résolution par rapport à des simulations à haute résolution ne sont pas essentiellement expliqués par la distance de la côte.

Chapitre VII.

Conclusion

7.1 Synthèse

Dans la perspective du couplage entre un MCG (f.ETISh) et un RCM (MAR), nous avons tout d'abord testé la sensibilité de f.ETISh aux différents forçages climatiques du MAR (BMS et températures en surface) sur la période 1980–2015. Les forçages se distinguaient par la résolution utilisée dans les simulations MAR. En tout, 9 simulations MAR ont été réalisées (MAR à 10 km, MAR à 15 km, MAR à 20 km, MAR à 25 km, MAR à 30 km, MAR à 40 km, MAR à 50 km, MAR à 75 km et MAR à 100 km). Le but était de dégager une résolution MAR (la plus basse possible) pour forcer f.ETISh. Celle-ci devait concilier justesse des résultats et temps de calcul réduit. Par ailleurs, les résultats MAR à basse résolution ont tendance à surestimer les précipitations, à cause d'une mauvaise résolution des reliefs marqués situés le long des côtes. Nous avons donc mis au point une technique permettant de mieux répartir les précipitations sur l'inlandsis. L'objectif était que la répartition des précipitations à basse résolution se rapproche le plus possible de celle à haute résolution.

La comparaison du BMS modélisé par MAR aux différentes résolutions avec des observations (base de données PROMICE et carottages) révèle une bonne concordance entre les observations et les simulations, et ce pour toutes les résolutions. Les comparaisons statistiques s'améliorent toutefois avec une résolution plus fine des simulations MAR. Nous avons remarqué qu'augmenter la résolution au-delà de 30 km n'améliore plus de manière conséquente la comparaison statistique.

L'analyse spatiale des résultats MAR montre peu de différences significatives par rapport à la variabilité interannuelle du BMS, entre MAR10 et les simulations aux résolutions les plus fines (10 km à 30 km). Au-delà de ces résolutions (40 km à 100 km), des différences significatives apparaissent principalement au sud de l'inlandsis, dans la zone d'accumulation. Celles-ci sont dues à un surplus de précipitations causé par la mauvaise résolution des pentes raides proches des côtes à basse résolution. Ces reliefs permettent en réalité de bloquer l'humidité sur les bords de l'inlandsis. Ces constatations donneront lieu à une correction de la répartition des précipitations.

Les expériences menées par Verjans (2017) ont montré que la résolution de 30 km pour les données de forçage issues des simulations MAR convient pour f.ETISh. Ce seuil a

été remarqué aussi bien au niveau de l'initialisation qu'au niveau du forçage. Utiliser une résolution plus fine n'améliore pas significativement les résultats de f.ETISh.

Afin de mieux répartir les précipitations à basse résolution par rapport à celles à haute résolution, nous avons élaboré une correction des précipitations en fonction de la distance de la mer d'un pixel. Le but de cette correction est d'améliorer les données MAR (tournant à basse résolution) qui servent de forçage pour le MCG. Le principe de la correction a été décliné en plusieurs versions. Bien que certaines d'entre elles atténuent les différences à certains endroits (principalement le sud-est), elles induisent des erreurs ailleurs (le nord de l'inlandsis). De plus, les précipitations corrigées ne sont pas améliorées de manière significative par rapport à celles générées par le MAR à 10 km de résolution. Ces corrections ne sont donc pas la bonne solution pour mieux répartir les précipitations. Des facteurs additionnels à la distance de la mer devraient être pris en compte pour mettre au point une correction de cette répartition à basse résolution.

Ce travail a montré qu'une résolution de 30 km est suffisante aussi bien pour représenter la variabilité spatiale des observations (dont on dispose) ainsi que pour forcer un modèle de calotte. Une correction (à posteriori) des précipitations permettrait d'affiner les sorties MAR pour un temps de calcul réduit, et ainsi de réaliser un plus grand nombre de projections, dans le cadre du prochain exercice d'inter-comparaison de modèles (CMIP6) qui seront utilisés pour le prochain rapport du GIEC.

7.2 Perspectives

Dans ce travail, nous avons vu que la topographie brute issue de f.ETISh sur la période actuelle était utilisable directement par le modèle climatique MAR, et ce sans dégrader ses résultats par rapport à l'utilisation de la topographie réellement observée de l'inlandsis. La résolution MAR optimum (30 km) utilisée pour forcer f.ETISh a aussi été mise en évidence pour des simulations actuelles. Il est dès lors envisageable de coupler les deux modèles. Cela permettrait de prendre en compte la rétroaction de l'altitude sur le BMS et ainsi fournir un BMS encore meilleur au MCG, et ce à chaque pas de temps d'une simulation.

Les résultats d'un tel couplage pourraient être comparés à des simulations de f.ETISh forcé par des données climatiques provenant de MAR (utilisant une topographie fixe), mais aussi par des données relatives à l'océan (température et niveau de l'eau). Ajouter le forçage océanique aux simulations permettra de mieux rendre compte la variabilité de la dynamique glaciaire par le fait que les langues glaciaires en contact avec l'océan sont sensibles à ses caractéristiques et leurs variations. Comparer ces deux expériences permettrait de voir si le couplage est réellement nécessaire pour une bonne représentation du BM, ou si de simples forçages sont tout aussi cohérents.

Nous ajouterons que la résolution optimale de 30 km a été mise en évidence sur des simulations actuelles de l'inlandsis du Groenland. Nous ne pouvons donc pas affirmer que les résultats MAR à cette résolution seront toujours idéaux pour forcer f.ETISh

dans le cadre de simulations futures. Dans un climat plus chaud, on s'attend à ce que la zone d'ablation s'élargisse. Ceci pourrait influencer le seuil de résolution à utiliser pour résoudre les processus qui y ont lieu. Dès lors, il serait intéressant de tester la sensibilité de f.ETISh à la résolution utilisée par MAR dans le cadre de simulations futures.

Une manière d'améliorer la technique de correction de la répartition des précipitations (simulées par MAR à basse résolution par rapport à MAR à haute résolution) pourrait être de considérer la distance de l'océan libre de glace de mer, plutôt que la distance de la côte. En d'autres termes, nous prendrions en compte la distance du dernier pixel évaporant. En Antarctique, cette variable montre une bonne corrélation avec le BMS (Giovinetto, Waters et Bentley, 1990). Elle représente la distance de la source d'humidité la plus proche d'un pixel. Un autre moyen de corriger les précipitations serait d'utiliser un désagrégateur de précipitations (basé sur des équations physiques) pour extrapoler les précipitations à plus hautes résolutions sans devoir refaire tourner le MAR. De nouveau, un tel outil a montré d'excellent résultat pour un temps de calcul réduit sur l'Antarctique (Agosta, 2006).

Les expériences liées à la correction des précipitations réalisées dans ce travail ont permis de mettre en évidence qu'il fallait prendre en compte d'autres facteurs que la distance de la mer pour cette correction. Comme nous en avons discuté dans le Chapitre 6, les précipitations qui sont amenées trop loin à l'intérieur de l'inlandsis doivent être redistribuées vers les côtes, mais pas n'importe quelle côte. Lorsque des précipitations créées par des masses d'air provenant du sud-est se déposent trop loin à basse résolution, elles doivent être réparties vers la côte sud-est, et non vers la côte dont elles seraient le plus proche. Le sud du Groenland étant assez étroit, elles pourraient en effet être plus proches de la côte sud-ouest que de la côte sud-est. C'est pourquoi lors de la correction, il serait utile de prendre en compte la provenance des masses d'air provoquant les précipitations. En Antarctique, on montre que la variance spatiale des précipitations peut être expliquée de moitié par la distance de la côte. Cependant, cette répartition dépend aussi de la topographie et localement de la direction du flux atmosphérique (van Lipzig *et al.*, 2002). La prise en compte de la provenance des masses d'air dans la correction des précipitations sur le Groenland pourrait être réalisée en considérant la direction du vent, mais aussi la pression atmosphérique. Celle-ci permet de caractériser la circulation atmosphérique en présence.

Références

- Agosta, C. (2012). *Évolution du bilan de masse de surface Antarctique par régionalisation physique et conséquences sur les variations du niveau des mers*. Thèse de doctorat, Grenoble, Université de Grenoble, inédit, 174 p.
- Ahlstrøm, A. P., Gravesen, P., Andersen, S. B., van As, D., Citterio, M., Faust, R. S., Kristensen, S. S., Christensen, E. L., Stenseng, L., Forsberg R., Hanson, S. & Petersen, D. (2008). A new programme for monitoring the mass loss of the Greenland ice sheet. *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin*, (15), 61–64.
- Amory, C., Trouvilliez, A., Gallée, H., Favier, V., Naaim-Bouvet, F., Genthon, C., Agosta, C., Pirard, L. & Bellot, H. (2015). Comparison between observed and simulated aeolian snow mass fluxes in Adélie Land, East Antarctica. *The Cryosphere*, 9(4), 1373–1383. <https://doi.org/10.5194/tc-9-1373-2015>
- Bales, R. C., McConnell, J. J. R., Mosley-Thompson, E., Csatho, B. & McConnell, R. (2001). Accumulation over the Greenland ice sheet from historical and recent records. *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, 106(D24), 33813–33825. <https://doi.org/10.1029/2001JD900153>
- Bales, R. C., Guo, Q., Shen, D., McConnell, J. R., Du, G., Burkhart, J. F., Spikes, V. B., Hanna, E. & Cappelen, J. (2009). Annual accumulation for Greenland updated using ice core data developed during 2000-2006 and analysis of daily coastal meteorological data. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 114(6). <https://doi.org/10.1029/2008JD011208>
- Bamber, J. L., Ekholm, S. and Krabill, W. (2001). A new, high-resolution digital elevation model of Greenland fully validated with airborne laser altimeter data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106, 6733-6745. doi:10.1029/2000JB900365.
- Bamber, J. L., Griggs, J. A., Hurkmans, R. T. W. L., Dowdeswell, J.A., Gogineni, S. P., Howat, I., Mouginot, J., Paden, J., Palmer, S., Rignot, E. & Steinhage, D. (2013). A new bed elevation dataset for Greenland. *The Cryosphere*, 7, 499–510. doi:10.5194/tc-7-499-2013
- Bechtold P., Bazile, E., Guichard, F., Mascart, P. & Richard E. (2001). A mass-flux convection scheme for regional and global models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 127(573), 869–886.
- Bhattacharya, I., Jezek, K. C., Wang, L. & Liu, H. (2009). Surface melt area variability of the Greenland ice sheet: 1979-2008. *Geophysical Research Letters*, 36(20), 2–7. <https://doi.org/10.1029/2009GL039798>

- Bougamont, M., Bamber, J. L., Ridley, J. K., Gladstone, R. M., Greuell, W., Hanna, E., Payne, A. J. & Rutt, I. (2007). Impact of model physics on estimating the surface mass balance of the Greenland ice sheet. *Geophysical Research Letters*, 34(17), 1–5. <https://doi.org/10.1029/2007GL030700>
- Box, J. E. (2013). Greenland ice sheet mass balance reconstruction. Part II: Surface mass balance (1840–2010). *Journal of Climate*, 26(18), 6974–6989. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00518.1>
- Box, J. E., Yang, L., Bromwich, D. H. & Bai, L.-S. (2009). Greenland Ice Sheet Surface Air Temperature Variability: 1840–2007. *Journal of Climate*, 22(14), 4029–4049. <https://doi.org/10.1175/2009jcli2816.1>
- Box, J. E., Fettweis, X., Stroeve, J. C., Tedesco, M., Hall, D. K. & Steffen, K. (2012). Greenland ice sheet albedo feedback: Thermodynamics and atmospheric drivers. *The Cryosphere*, 6(4), 821–839. <https://doi.org/10.5194/tc-6-821-2012>
- Brun, E., David, P., Subul, M. & Brunot, G. (1992). A numerical model to simulate snowcover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, 38(128), 13–22. <https://doi.org/10.3198/1992JoG38-128-13-22>
- Burgess, E. W., Forster, R. R., Box, J. E., Mosley-Thompson, E., Bromwich, D. H., Bales, R. C. & Smith, L. C. (2010). A spatially calibrated model of annual accumulation rate on the Greenland Ice Sheet (1958–2007). *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 115(2), 1–14. <https://doi.org/10.1029/2009JF001293>
- Cazenave, A. (2006). How Fast Are the Ice Sheets. *Psychology*, 1250(November), 1250–1252. <https://doi.org/10.1126/science.1133325>
- Chen, J. L., Wilson, C. R. & Tapley B. D. (2006). Satellite gravity measurements confirm accelerated melting of Greenland ice sheet. *Science*, 313, 1958–1960. doi: 10.1126/science.1129007
- Chen, X., Zhang, X., Church, J. A., Watson, C. S., King, M. A., Monselesan, D., Legresy, B. & Harig, C. (2017). The increasing rate of global mean sea-level rise during 1993–2014. *Nature Climate Change*, 7, 492–495. doi:10.1038/nclimate3325
- Church J.A., Clark P.U., Cazenave A., Gregory J.M., Jevrejeva S., Levermann A., Merrifield M.A., Milne G.A., Nerem R.S., Nunn P.D., Payne A.J., Pfeffer W.T., Stammer D. and Unnikrishnan A.S. (2013). Sea Level Change. In Stocker T.F., Qin D., Plattner G.-K., Tignor M., Allen S.K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V. & Midgley P.M. (eds.), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

- Cogley, J. G. (2004). Greenland accumulation: An error model. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 109(18), 1–15. <https://doi.org/10.1029/2003JD004449>
- Cramer, W., Yohe, G. W., Auffhammer, M., Huggel, C., Molau, U., da Silva Dias, M. A. F., Solow, A., Stone, D. A. & Tibig L. (2014). Detection and attribution of observed impacts. In Field, C.B., Barros, V.R., Dokken, D.J., Mach, K.J., Mastrandrea, M.D., Bilir, T.E., Chatterjee, M., Ebi, K.L., Estrada, Y.O., Genova, R.C., Girma, B., Kissel, E.S., Levy, A.N., MacCracken, S., Mastrandrea, P.R. & White L.L. (eds.), *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Cuffey, K. M. & Paterson, W. S. B. (2010). *The Physics of Glaciers, Fourth Edition*. Burlington, USA: Elsevier, 715 p.
- De Ridder, K. & Gallée, H. (1998). Land Surface–Induced Regional Climate Change in Southern Israel. *Journal of Applied Meteorology*, 37, 1470–1485. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1998\)037<1470:LSIRCC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1998)037<1470:LSIRCC>2.0.CO;2)
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli P., Kobayashi, S., Andrea, U., Balmaseda, M.A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A.C.M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A.J., Haimberger, L., Healy, S.B., Hersbach, H., Hólm, E. V, Isaksen, L., Kållberg, P, Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A.P., Monge-Sanz, B.M., Morcrette, J.J, Park, B.K, Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.N. & Vitart, F. (2011). The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137, 553–597. doi:10.1002/qj.828
- Demeure, Y. (2017). L'île du Groenland aussi touchée pas un énorme incendie visible depuis l'espace. *Enclade Media Group*. <http://sciencepost.fr/2017/08/lile-groenland-touchee-enorme-incendie-visible-lespace/>. Consulté le 21 août 2017.
- Duynkerke, P. G. (1988). Application of the E-ε turbulence closure model to the neutral and stable atmospheric boundary layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1988\)045<0865:AOTTCM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1988)045<0865:AOTTCM>2.0.CO;2)
- Ettema, J., van den Broeke, M. R., van Meijgaard, E., van de Berg, W. J., Bamber, J. L., Box, J. E., & Bales, R. C. (2009). Higher surface mass balance of the Greenland ice sheet revealed by high-resolution climate modeling. *Geophysical Research Letters*, 36(12), 4–8. <https://doi.org/10.1029/2009GL038110>
- Ettema, J., van den Broeke, M. R., van Meijgaard, E., & van de Berg, W. J. (2010). Climate of the Greenland ice sheet using a high-resolution climate model - Part

- 2: Near-surface climate and energy balance. *The Cryosphere*, 4(4), 529–544. <https://doi.org/10.5194/tc-4-529-2010>
- Fettweis, X. (2006). Reconstruction of the 1979–2005 Greenland ice sheet surface mass balance using satellite data and the regional climate model MAR. Thèse de doctorat, Louvain, Université Catholique de Louvain, inédit, 181 p.
- Fettweis X., Franco B., Tedesco M., van Angelen J. H., Lenaerts J. T. M., van den Broeke M. R. & Gallée H. (2013). Estimating Greenland ice sheet surface mass balance contribution to future sea level rise using the regional atmospheric climate model MAR. *The Cryosphere*, 7, 469–489. doi:10.5194/tcd-6-3101-2012
- Fettweis, X., Box, J. E., Agosta, C., Amory, C., Kittel, C. & Gallée, H. (2017). Reconstructions of the 1900–2015 Greenland ice sheet surface mass balance using the regional climate MAR model. *The Cryosphere*, 11, 1015–1033. doi:10.5194/tc-11-1015-2017
- Fouquart, Y. & Bonnel, B. (1980). Computations of solar heating of the earth's atmosphere- A new parameterization. *Beitraege zur Physik der Atmosphaere*, 53, 35–62.
- Franco, B., Fettweis, X., Lang, C. & Erpicum, M. (2012). Impact of spatial resolution on the modelling of the Greenland ice sheet surface mass balance between 1990–2010, using the regional climate model MAR. *The Cryosphere*, 6(3), 695–711. <https://doi.org/10.5194/tc-6-695-2012>
- Gallée, H. (1995). Simulation of the Mesocyclonic Activity in the Ross Sea, Antarctica. *Monthly Weather Review*. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1995\)123<2051:SOTMAI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1995)123<2051:SOTMAI>2.0.CO;2)
- Gallée, H. & Schayes, G. (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*. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1994\)122<0671:DOATDM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1994)122<0671:DOATDM>2.0.CO;2)
- Gallée, H., Guyomarc'h, G. & Brun, E. (2001). Impact of snow drift on the antarctic ice sheet surface mass balance: Possible sensitivity to snow-surface properties. *Boundary-Layer Meteorology*, 99(1), 1–19. <https://doi.org/10.1023/A:1018776422809>
- Gallée, H., Moufouma-Okia, W., Bechtold, P., Brasseur, O., Dupays, I., Marbaix, P., Messenger, C., Ramel, R. & Lebel, T. (2004). A high-resolution simulation of a West African rainy season using a regional climate model. *Journal of Geophysical Research*, 109(D5), D05108. <https://doi.org/10.1029/2003JD004020>
- Gallée, H., Trouvilliez A., Agosta C., Genthon C., Favier V. & Naaïm-Bouvet F. (2013). Transport of Snow by the Wind: A Comparison Between Observations in Adélie

- Land, Antarctica, and Simulations Made with the Regional Climate Model MAR. *Boundary-Layer Meteorology*, 146(1), 133–147. <https://doi.org/10.1007/s10546-012-9764-z>
- Gallée, H., Preunkert, S., Argentini, S., Frey, M. M., Genthon, C., Jourdain, B., Pietroni, I., Casasanta, G., Barral, H., Vignon, E., Amory, C. & Legrand, M. (2015). Characterization of the boundary layer at Dome C (East Antarctica) during the OPALE summer campaign. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15(11), 6225–6236. <https://doi.org/10.5194/acp-15-6225-2015>
- Giovinetto, M. B., Waters, N. M. & Bentley, C. R. (1990). Dependence of Antarctic surface mass balance on temperature, elevation, and distance to open ocean. *Journal of Geophysical Research*, 95, 3517–3531. <https://doi.org/10.1029/JD095iD04p03517>
- Goelzer, H., Huybrechts, P., Fürst, J. J., Nick, F. M., Andersen, M. L., Edwards, T. L., Fettweis, X., Payne, A. J. & Shannon, S. (2013). Sensitivity of Greenland ice sheet projections to model formulations. *Journal of Glaciology*, 59(216), 733–749. <https://doi.org/10.3189/2013JoG12J182>
- Hanna, E., Huybrechts, P., Janssens, I., Cappelen, J., Steffen, K. & Stenhens, A. (2005). Runoff and mass balance of the Greenland ice sheet: 1958–2003. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 110(13), 1–16. <https://doi.org/10.1029/2004JD005641>
- Hanna, E., Mernild, S. H., Cappelen, J. & Steffen, K. (2012). Recent warming in Greenland in a long-term instrumental (1881–2012) climatic context: I. Evaluation of surface air temperature records. *Environmental Research Letters*, 7(4), 45404. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/7/4/045404>
- Hanna, E., Navarro, F.J., Pattyn, F., M. Domingues, C.M., Fettweis, X., Ivins, E.R., Robert, J. Nicholls, R.J., Ritz, C., Smith, B., Tulaczyk, S., Whitehouse, P.L. and Zwally, H.J., (2013). Ice-sheet mass balance and climate change. *Nature*, 498, pp. 51–59.
- Hartmann D.L., Klein Tank A.M.G., Rusticucci M., Alexander L.V., Brönnimann S., Charabi Y., Dentener F.J., Dlugokencky E.J., Easterling D.R., Kaplan A., Soden B.J., Thorne P.W., Wild M. & Zhai P.M. (2013). Observations: Atmosphere and Surface. In Stocker T.F., Qin D., Plattner G.-K., Tignor M., Allen S.K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V. & Midgley P.M. (eds.), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Helsen, M. M., van de Wal, R. S. W., van den Broeke, M. R., van de Berg, W. J. & Oerlemans, J. (2012). Coupling of climate models and ice sheet models by

- surface mass balance gradients: Application to the Greenland Ice Sheet. *The Cryosphere*, 6(2), 255–272. <https://doi.org/10.5194/tc-6-255-2012>
- Howat, I. M., Smith, B. E., Joughin, I. & Scambos T. A. (2008). Rates of southeast Greenland ice volume loss from combined ICESat and ASTER observations. *Geophysical Research Letters*, 35, L17505, doi:10.1029/2008GL034496
- Howat, E.M., Negret, A. and Smith, B.E. (2014). The Greenland Ice Mapping Project (GIMP) land classification and surface elevation data sets. *The cryosphere*, 8, 1509-1518. doi:10.5194/tc-8-1509-2014
- Huybrechts, P., Gregory, J., Janssens, I. & Wild, M. (2004). Modelling Antarctic and Greenland volume changes during the 20th and 21st centuries forced by GCM time slice integrations. *Global and Planetary Change*, 42, 83–105. doi:10.1016/j.gloplacha.2003.11.011
- ICE2SEA Science. (2014). *Measuring Current Change*. <http://www.ice2sea.eu/ice2sea-science/measuring-current-chang/>. Consulté le 21 août 2017.
- King, A. & Cole, B. (2008). *Map of Greenland*. Echelle non précisée. <http://geology.com/world/greenland-satellite-image.shtml>. Consulté le 21 août 2017.
- Kirtman, B., Power, S.B., Adedoyin, J. A., Boer, G. J., Bojariu, R., Camilloni, I., Doblas-Reyes, F. J., Fiore, A. M., Kimoto, M., Meehl, G. A., Prather, M., Sarr, A., Schär, C., Sutton, R., van Oldenborgh, G. J., Vecchi G. & Wang, H. J. (2013). Near-term Climate Change: Projections and Predictability. In Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G. K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V. & Midgley P. M. (eds.), *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Kittel, C. (2016). *Bilan de masse en surface à haute résolution au Groenland à l'aide du modèle MAR et d'une technique de régionalisation couplée*. Master en sciences géographiques, orientation climatologie, à finalité approfondie, Liège, Université de Liège, inédit, 90 p. https://matheo.ulg.ac.be/bitstream/2268.2/1585/4/KittelC_Memoire2016.pdf. Consulté le 20 août 2017.
- Le clec'h, S., Fettweis, X., Quiquet, A., Dumas, C., Kageyama, M., Charbit, S. & Ritz, C. (2017). Evaluation of three methods of different levels of complexity to represent the interactions between the Greenland ice sheet and the atmosphere at the century time scale [Poster]. *EGU General Assembly 2017, Vienna (Austria)*.

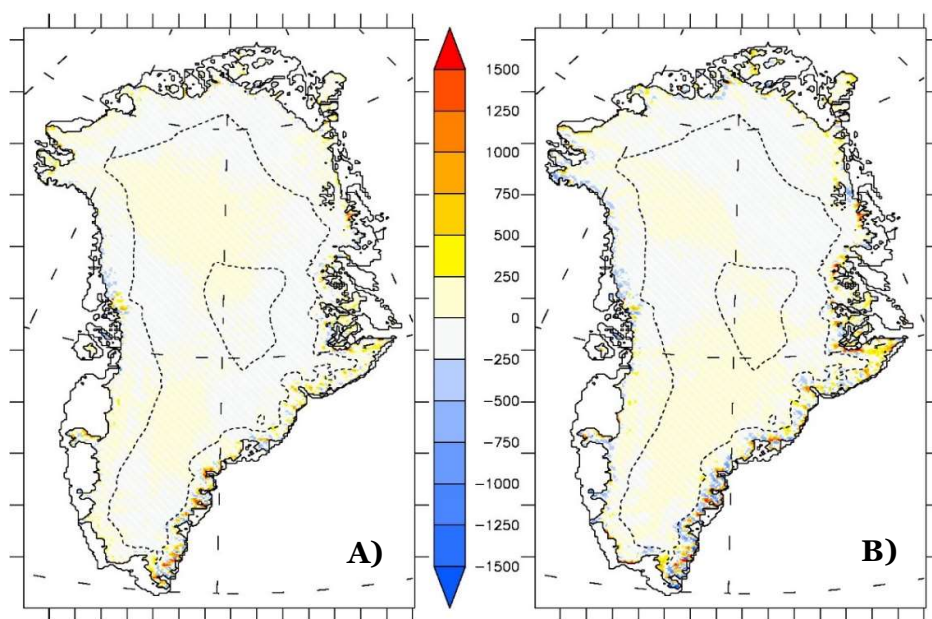
- Lefebvre, F., Gallée, H., van Ypersele, J. & Greuell, W. (2003). Modeling of snow and ice melt at ETH Camp (West Greenland): A study of surface albedo. *Journal of Geophysical Research*, 108, 4231. <https://doi.org/10.1029/2001JD001160>
- Lefebvre, F., Fettweis, X., Gallée, H., Van Ypersele, J. P., Marbaix, P., Greuell W. & Calanca, P. (2005). Evaluation of a high-resolution regional climate simulation over Greenland. *Climate Dynamics*, 25, 99–116. doi:10.1007/s00382-005-0005-8
- Machguth, H., Thomsen, H. H., Weidick, A., Ahlstrøm, A. P., Abermann, J., Andersen, M. L., Bjørk, A. A., Box, J. E., Braithwaite, R. J., Bøggild, C. E., Citterio, M. C. P., Colgan, W., Fausto, R. S., Gleie, K., Gubler, S., Hasholt, B., Hynek, B., Knudsen, N. T., Larsen, S. H., Mernild, S. H., Oerlemans, J., Oerter, H., Olesen, O.B., Smeets, C. J. P P., Steffen, K., Stober, M., Sugiyama, S., Van As, D., Van Den Broeke, M. R. & Van De Wal, R. S. W. (2016). Greenland surface mass-balance observations from the ice-sheet ablation area and local glaciers. *Journal of Glaciology*, 62(235), 861–887. <https://doi.org/10.1017/jog.2016.75>
- Mernild, S. H., Mote, T. L. & Liston, G. E. (2011). Greenland ice sheet surface melt extent and trends: 1960-2010. *Journal of Glaciology*, 57(204), 621–628. <https://doi.org/10.3189/002214311797409712>
- Morcrette, J.-J. (2002). Assessment of the ECMWF Model Cloudiness and Surface Radiation Fields at the ARM SGP Site. *Monthly Weather Review*, 130, 257–277. doi:10.1175/1520-0493(2002)130<0257:AOTEMC>2.0.CO;2
- Moss, R. H., Edmonds, J. A., Hibbard, K. A., Manning, M. R., Rose, S. K., van Vuuren, D., Carter, T.R., Emori, S., Kainuma, M., Kram, T., Meehl, G.A., Mitchell, J.F.B., Nakicenovic, N., Riahi, K., Smith, S.J., Stouffer, R.J., Thomson, A.M., Weyant, J.W. & Wilbanks T.J. (2010). The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*, 463(7282), 747–756. <https://doi.org/10.1038/nature08823>
- Ohmura, A. & Reeh, N. (1991). New precipitation and accumulation maps for Greenland. *Journal of Glaciology*, 37(125), 140–148. <https://doi.org/10.1017/S0022143000042891>
- Pattyn, F. (2017). Sea-level response to melting of Antarctic ice shelves on multi-centennial time scales with the fast Elementary Thermomechanical Ice Sheet model (f.ETISh v1.0). *The Cryosphere*, 11, 1851-1872. <https://doi.org/10.5194/tc-11-1851-2017>
- Pollard, D. & DeConto, R. M. (2012). Description of a Hybrid Ice Sheet-Shelf Model, and Application to Antarctica, *Geoscience Model Development*, 5, 1273–1295. doi:10.5194/gmd-5-1273-2012
- Quiquet, A., Punge, H.J., Ritz, C., Fettweis, X., Gallée, H., Kageyama, M., Krinner, G., Salas y Mélia, D. & Sjolte J. (2012). Sensitivity of a Greenland ice sheet model to

- atmospheric forcing fields. *The cryosphere*, 6(5), 999-1018. doi:10.5194/tc-6-999-2012
- Rastner, P., Bolch, T., Mölg, N., MacHuguth, H., Le Bris, R. & Paul, F. (2012). The first complete inventory of the local glaciers and ice caps on Greenland. *The Cryosphere*, 6(6), 1483–1495. <https://doi.org/10.5194/tc-6-1483-2012>
- Reijmer C. H., van den Broeke M. R., Fettweis X., Ettema J. & Stap L. B. (2012). Refreezing on the Greenland ice sheet: A comparison of parameterizations. *The Cryosphere*, 6, 743–762. doi:10.5194/tc-6-743-2012
- Rignot, E., Box, J. E., Burgess, E. & Hanna, E. (2008). Mass balance of the Greenland ice sheet from 1958 to 2007. *Geophysical Research Letters*, 35(20), 1–5. <https://doi.org/10.1029/2008GL035417>
- Rignot, E., Velicogna, I., van den Broeke, M. R., Monaghan, A. & Lenaerts, J. (2011). Acceleration of the contribution of the Greenland and Antarctic ice sheets to sea level rise. *Geophysical Research Letters*, 38(5), 1–5. <https://doi.org/10.1029/2011GL046583>
- Rignot, E., Mouginot, J., Morlighem, M., Seroussi, H., & Scheuchl, B. (2014). Widespread, rapid grounding line retreat of Pine Island, Thwaites, Smith, and Kohler glaciers, West Antarctica, from 1992 to 2011. *Geophysical Research Letters*, 41(10), 3502–3509. <https://doi.org/10.1002/2014GL060140>
- Shepherd, A., Ivins, E. R., Geruo, A., Barletta, V.R., Bentley, M.J., Bettadpur, S., Briggs, K.H., Bromwich, D.H., Forsberg, R., Galin, N., Horwath, M., Jacobs, S., Joughin, I., King, M.A., Lenaerts, J.T.M., Li J., Ligtenberg, S.R.M., Luckman, A., Luthcke, S., McMillan, M., Meister, R., Milne G., Mouginot, J., Muir, A., Nicolas, J.P., Paden, J., Payne, A.J., Pritchard, H., Rignot, E., Rott, H., Sorensen, L.S., Scambos, T.A., Scheul, B., Schram, E.J.O., Smith, B., Sundal, A.V., van Angelen, J.H., van de Berg, W.J., van den Broeke, M., Vaughan, D., Velicogna, I., Wahr, J., Whitehouse, P.L., Wingham, D.J., Yi D., Young, D. & Zwally, H. J. (2012). A reconciled estimate of ice-sheet mass balance. *Science*, 338, 1183–1189. doi:10.1126/science.1228102
- Steffen, K., & Box, J. (2001). Surface climatology of the Greenland ice sheet: Greenland Climate Network 1995-1999. *Journal of Geophysical Research*, 106(12), 33951–33964. <https://doi.org/10.1029/2001JD001611>
- Tedesco, M., Fettweis, X., van den Broeke, M. R., van de Wal, R. S. W., Smeets, C. J. P. P., van de Berg, W. J., Serreze, M. C. & Box, J. E. (2011). The role of albedo and accumulation in the 2010 melting record in Greenland. *Environmental Research Letters*, 6(1), 14005. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/6/1/014005>
- Tedesco, M., Fettweis, X., Mote, T., Wahr, J., Alexander, P., Box, J. E. & Wouters, B. (2013). Evidence and analysis of 2012 Greenland records from spaceborne

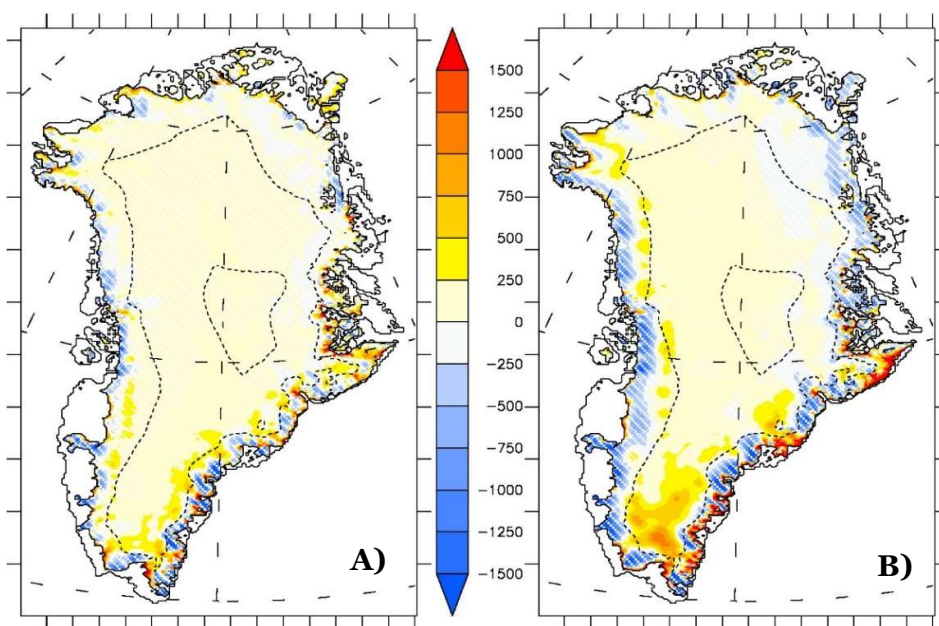
- observations, a regional climate model and reanalysis data. *The Cryosphere*, 7, 615–630. <https://doi.org/10.5194/tc-7-615-2013>
- Tedesco, M., Doherty S., Fettweis X., Alexander P., Jeyaratnam J., Noble E. & Stroeve J. (2016). The darkening of the Greenland ice sheet: trends, drivers and projections (1981-2100). *The Cryosphere*, 10, 477–496. doi:10.5194/tcd-10-477-2016
- Tsai, V. C., Stewart, A. L. & Thompson, A. F. (2015). Marine ice-sheet profiles and stability under Coulomb basal conditions. *Journal of Glaciology*, 61, 205–215. doi:10.3189/2015JoG14J221
- Uppala, S. M., Kållberg, P. W., Simmons, A.J., Andrae, U., Bechtold, V. D. C., Fiorino, M., Gibson, J.K., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G.A., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R. P., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M.A., Beljaars, A.C.M., Van De Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Caires, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., Hólm, E., Hoskins, B.J., Isaksen, I., Jassen, P.A.E.M., Saunders, R.W., Simon, P., Sterl A., Trenberth, K.E., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P. & Woollen, J. (2005). The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131, 2961–3012. doi:10.1256/qj.04.176
- van As, D., Fausto, R. S., Ahlstrøm A. P., Andersen, S. B., Andersen, M. L., Citterio, M., Edelvang, K., Gravesen, P., Machguth, H., Nick, F. M., Nielsen, S. & Weidick, A. (2011). Programme for Monitoring of the Greenland Ice Sheet (PROMICE): first temperature and ablation records. *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin*, 23, 73–76. Retrieved from <http://dspace.library.uu.nl/handle/1874/255179%5Cnpapers2://publication/uuid/770872D1-8CAB-47EB-AE61-2F2458C3EF8F>
- van den Broeke, M., Bamber, J., Ettema, J., Rignot, E., Schrama, E., van de Berg, W. J., van Meijgaard, E., Velicogna, I. Wouters, B. (2009). Partitioning recent Greenland mass loss. *Science*, 326(5955), 984–986. <https://doi.org/10.1126/science.1178176>
- van den Broeke, M. R., Enderlin, E. M., Howat, I. M., Kuipers Munneke, P., Noël, B. P. Y., Van De Berg, J. W., van Meijgaard, E. & Wouters, B. (2016). On the recent contribution of the Greenland ice sheet to sea level change. *The Cryosphere*, 10(5), 1933–1946. <https://doi.org/10.5194/tc-10-1933-2016>
- van Lipzig, N. P. M., van Meijgaard, E. & Oerlemans, J. (2002). The spatial and temporal variability of the surface mass balance in Antarctica: results from a regional atmospheric climate model. *International Journal of Climatology*, 22(10), 1197–1217. <https://doi.org/10.1002/joc.798>
- van Meijgaard, E., Ulft, L. H. Van, Bosveld, F. C., Lenderink, G. & Siebesma, a P. (2008). The KNMI regional atmospheric climate model RACMO version 2.1. *Technical Report; TR - 302*, 43.

- Verjans, V. (2017). *Greenland ice sheet sensitivity to atmospheric forcing and model resolution with the coupled f.ETISh – MAR model*. Mémoire de master en Sciences et Gestion de l'environnement, finalité Sciences de l'Environnement, Bruxelles, Université Libre de Bruxelles, inédit, 121 p.
- Vernon, C. L., Bamber, J. L., Box, J. E., Van Den Broeke, M. R., Fettweis, X., Hanna, E. & Huybrechts, P. (2013). Surface mass balance model intercomparison for the Greenland ice sheet. *The Cryosphere*, 7, 599–614. <https://doi.org/10.5194/tc-7-599-2013>
- Wyard, C. (2014). *Évaluation de la pertinence du couplage MAR-GRISLI sur le Groenland*. Mémoire de master en sciences géographiques, orientation climatologie, à finalité approfondie, Liège, Université de Liège, inédit, 96 p.
- Wyard, C., Scholzen, C., Fettweis, X., Van Campenhout, J. & François, L. (2017). Decrease in climatic conditions favouring floods in the south-east of Belgium over 1959-2010 using the regional climate model MAR. *International Journal of Climatology*, 37(5), 2782–2796. <https://doi.org/10.1002/joc.4879>
- Xu, Z., Schrama, E. J. O., Van Der Wal, W., Van Den Broeke, M. & Enderlin, E. M. (2016). Improved GRACE regional mass balance estimates of the Greenland ice sheet cross-validated with the input-output method. *The Cryosphere*, 10(2), 895–912. <https://doi.org/10.5194/tc-10-895-2016>
- Zhang, F. (2002). *Vertical resolution and coordinates*. Departement of Atmospheric Sciences, Texas A&M University. <http://www.met.tamu.edu/class/metr452/models/2001/vertres.html>. Consulté le 21 juillet 2017.
- Zwally, H., Li, J., Brenner, A. C., Beckley, M., Cornejo, H. G., Dimarzio, J., Giovinetto, M. B., Neumann, T. A., Robbins, J., Saba, J. L., Yi, D. & Wang, W. (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. <https://doi.org/10.3189/002214311795306682>

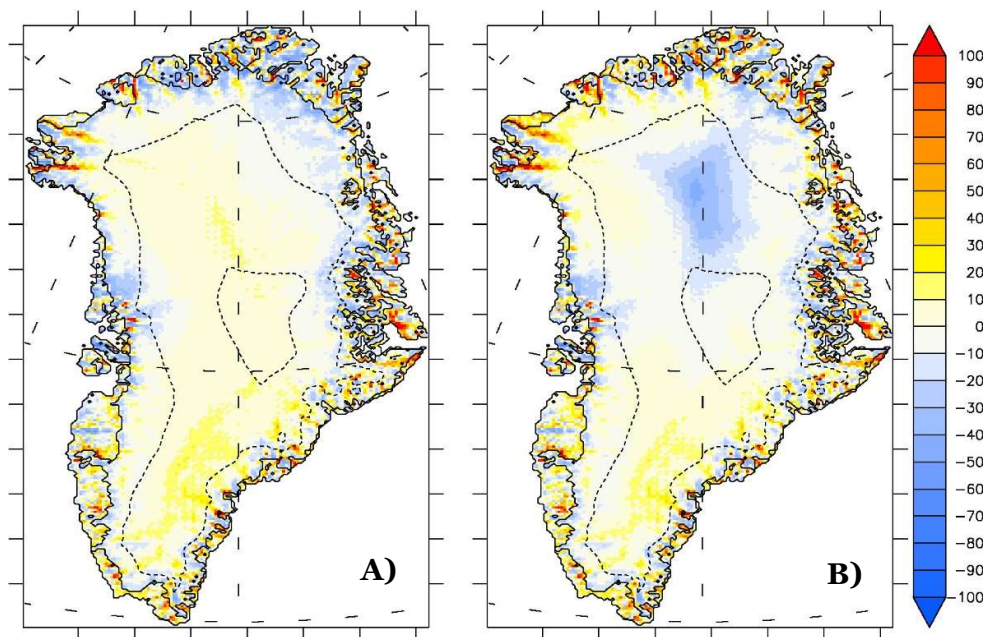
Annexes



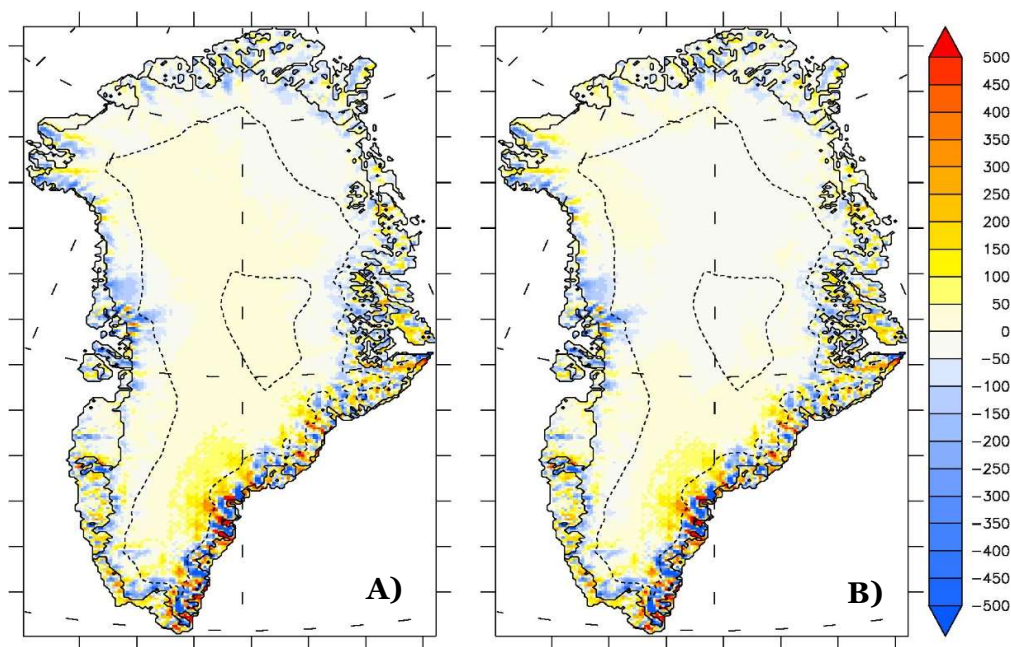
Annexe 1. Différences de bilan de masse en surface (BMS) moyen annuel [1980-2015] interpolé sur la grille f.ETISH à 5 km de résolution entre ceux simulés par A) MAR15 et MAR10, et B) MAR25 et MAR10. L'unité est le mmWE a⁻¹. Les différences non significatives (inférieures à la variabilité interannuelle) sont représentées en hachuré. En trait noir continu, le masque de glace permanente. En trait noir pointillé, les courbes de niveau 2000 m et 3000 m.



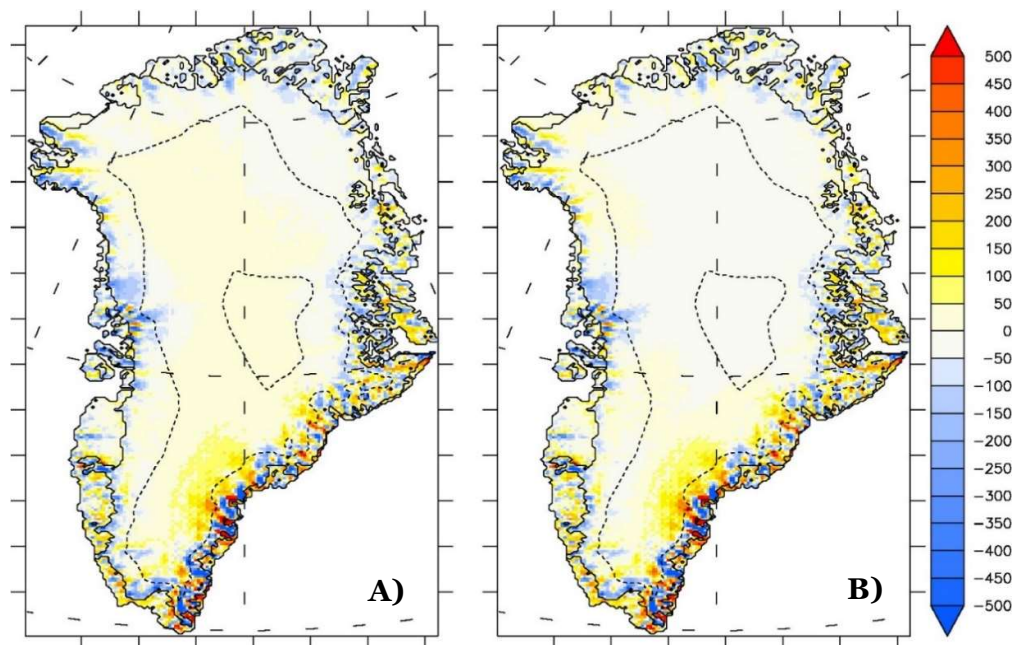
Annexe 2. Différences de bilan de masse en surface (BMS) moyen annuel [1980-2015] interpolé sur la grille f.ETISH à 5 km de résolution entre ceux simulés par A) MAR20 et MAR10, et B) MAR30 et MAR10. L'unité est le mmWE a⁻¹. Les différences non significatives (inférieures à la variabilité interannuelle) sont représentées en hachuré. En trait noir continu, le masque de glace permanente. En trait noir pointillé, les courbes de niveau 2000 m et 3000 m.



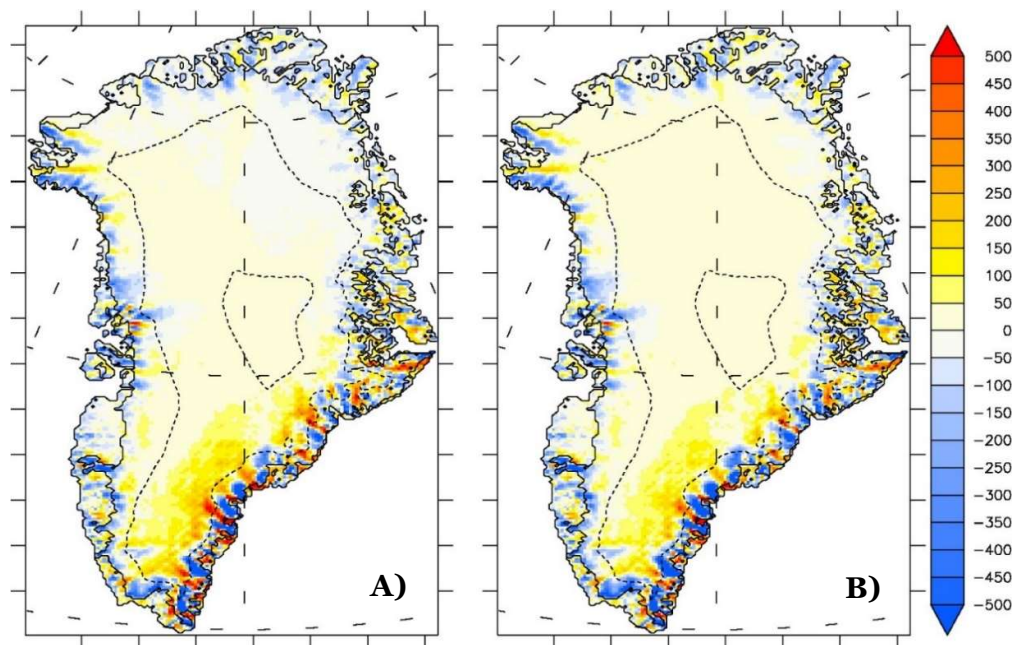
Annexe 3. A) Différences des précipitations moyennes annuelles [1980-2015] simulées par MAR30 (interpolées sur la grille MAR à 10 km de résolution) par rapport aux précipitations simulées par MAR10. B) Idem A) mais pour les précipitations simulées par MAR30 corrigées par la Correction Générale (unité : %). En trait noir continu, le masque de glace. En trait noir pointillé, les courbes de niveau 2000 m et 3000 m.



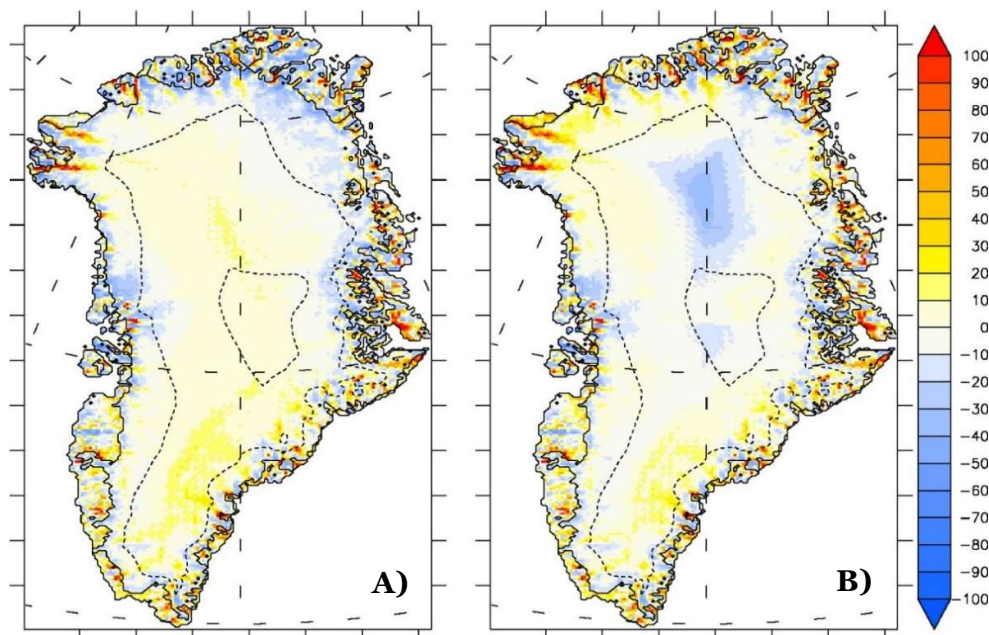
Annexe 4. A) Différences entre les précipitations moyennes annuelles [1980-2015] simulées par MAR40 (interpolées sur la grille MAR à 10 km de résolution), et les précipitations simulées par MAR10 (unité : mmWE a⁻¹). B) Idem A) mais pour les précipitations simulées par MAR40 corrigées par la Correction Générale. En trait noir continu, le masque de glace. En trait noir pointillé, les courbes de niveau 2000 m et 3000 m.



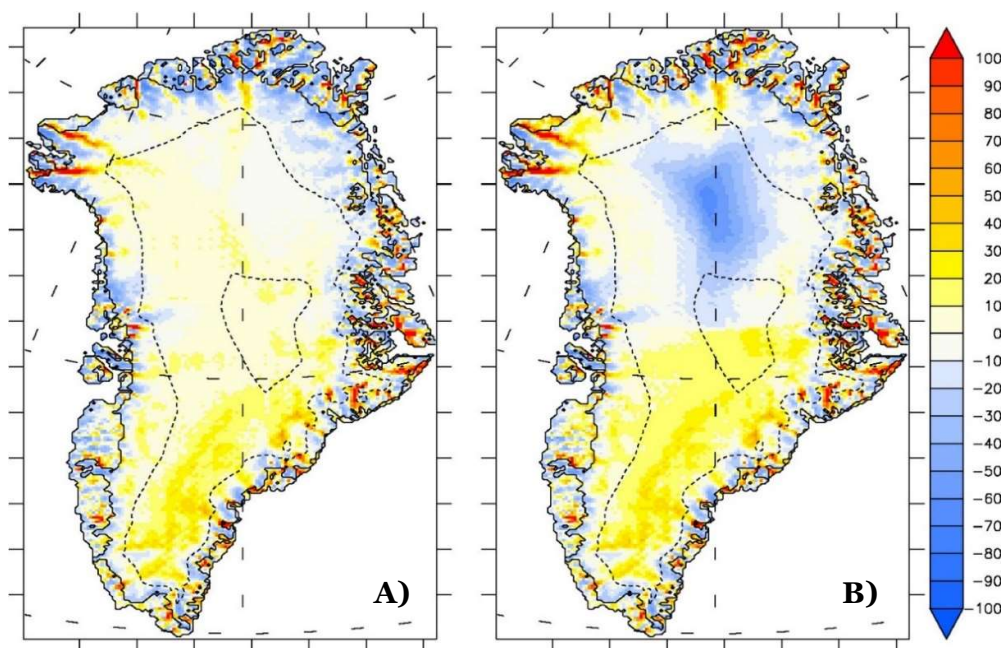
Annexe 5. A) Différences entre les précipitations moyennes annuelles [1980-2015] simulées par MAR30 (interpolées sur la grille MAR à 10 km de résolution), et les précipitations simulées par MAR10 (unité : mmWE a⁻¹). B) Idem A) mais pour les précipitations simulées par MAR30 corrigées par la Correction Sud. En trait noir continu, le masque de glace. En trait noir pointillé, les courbes de niveau 2000 m et 3000 m.



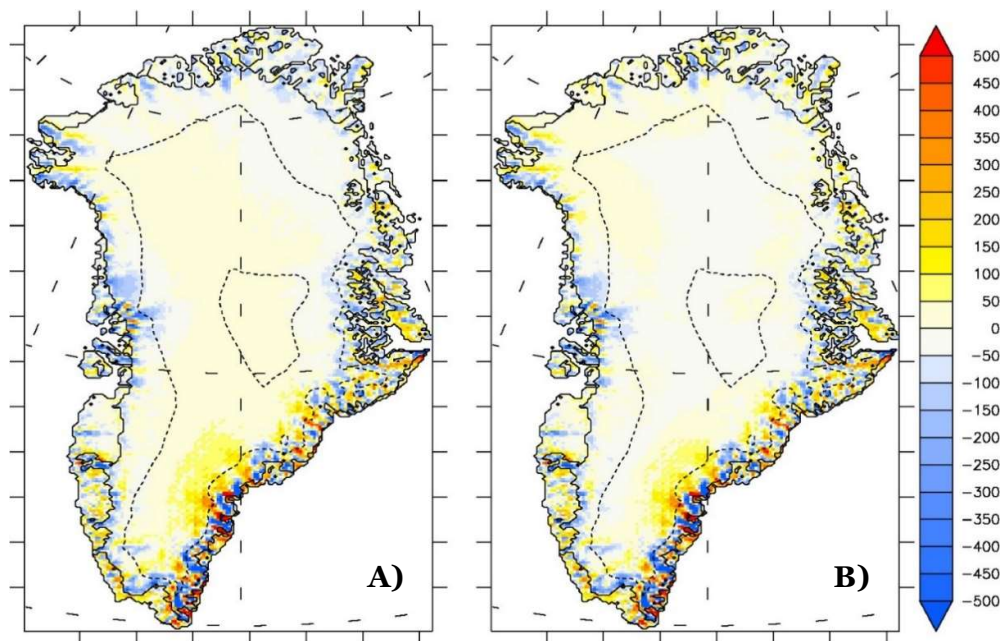
Annexe 6. A) Différences entre les précipitations moyennes annuelles [1980-2015] simulées par MAR40 (interpolées sur la grille MAR à 10 km de résolution), et les précipitations simulées par MAR10 (unité : mmWE a⁻¹). B) Idem A) mais pour les précipitations simulées par MAR40 corrigées par la Correction Sud. En trait noir continu, le masque de glace. En trait noir pointillé, les courbes de niveau 2000 m et 3000 m.



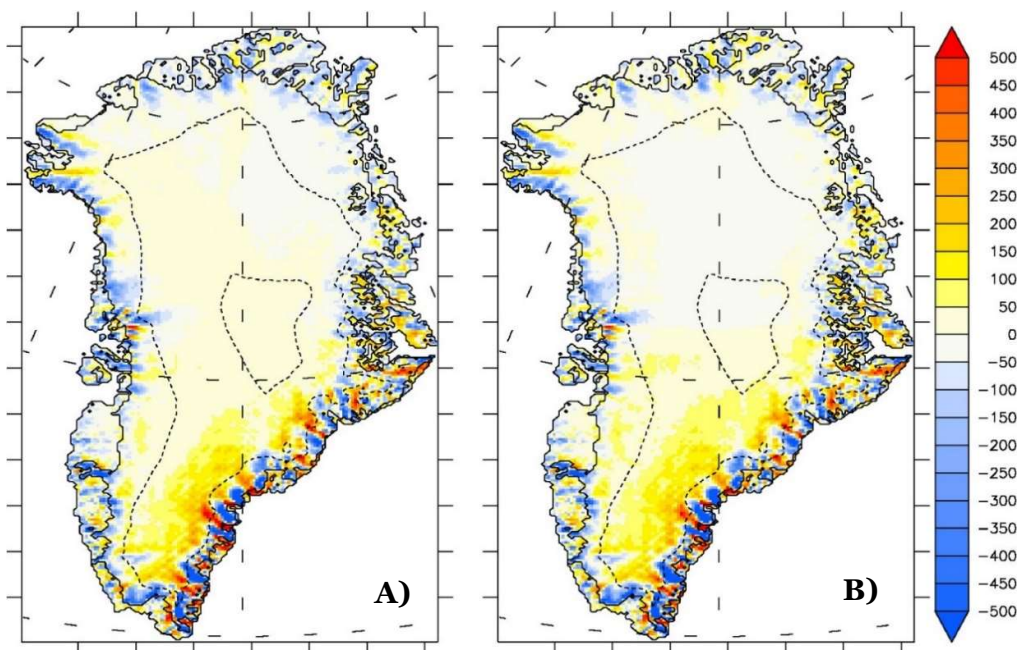
Annexe 7. A) Différences des précipitations moyennes annuelles [1980-2015] simulées par MAR30 (interpolées sur la grille MAR à 10 km de résolution) par rapport aux précipitations simulées par MAR10. B) Idem A) mais pour les précipitations simulées par MAR30 corrigées par la Correction Nord-Sud (unité : %). En trait noir continu, le masque de glace. En trait noir pointillé, les courbes de niveau 2000 m et 3000 m.



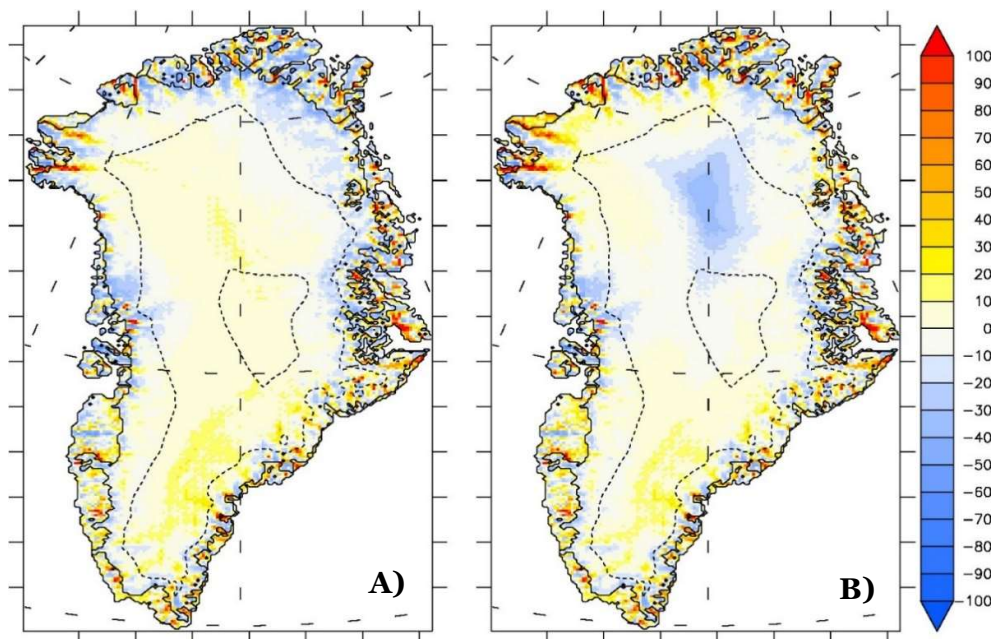
Annexe 8. A) Différences des précipitations moyennes annuelles [1980-2015] simulées par MAR40 (interpolées sur la grille MAR à 10 km de résolution) par rapport aux précipitations simulées par MAR10. B) Idem A) mais pour les précipitations simulées par MAR40 corrigées par la Correction Nord-Sud (unité : %). En trait noir continu, le masque de glace. En trait noir pointillé, les courbes de niveau 2000 m et 3000 m.



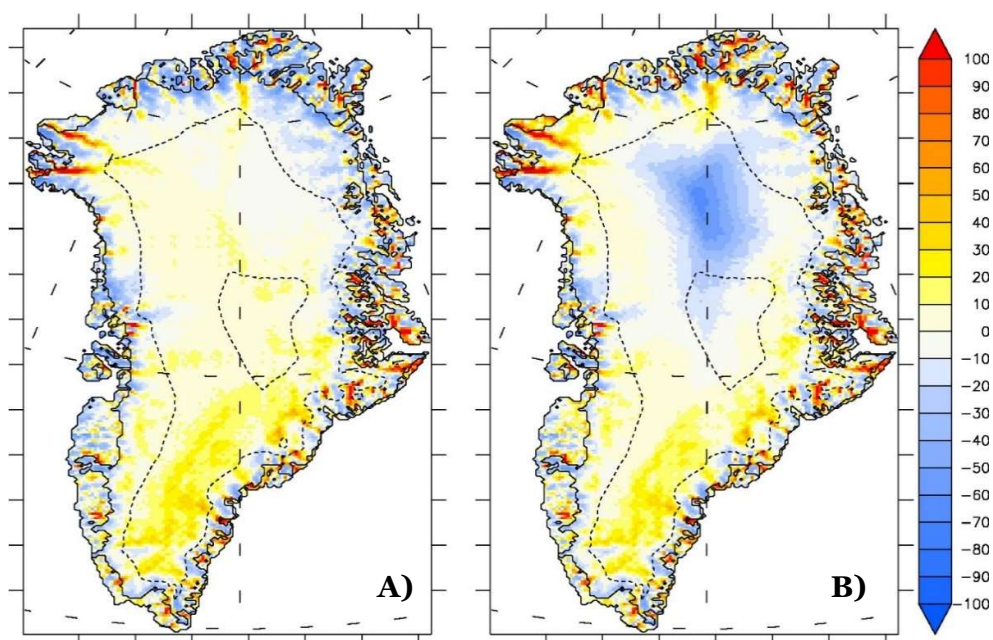
Annexe 9. A) Différences entre les précipitations moyennes annuelles [1980-2015] simulées par MAR30 (interpolées sur la grille MAR à 10 km de résolution), et les précipitations simulées par MAR10 (unité : mmWE a⁻¹). B) Idem A) mais pour les précipitations simulées par MAR30 corrigées par la Correction Nord-Sud. En trait noir continu, le masque de glace. En trait noir pointillé, les courbes de niveau 2000 m et 3000 m.



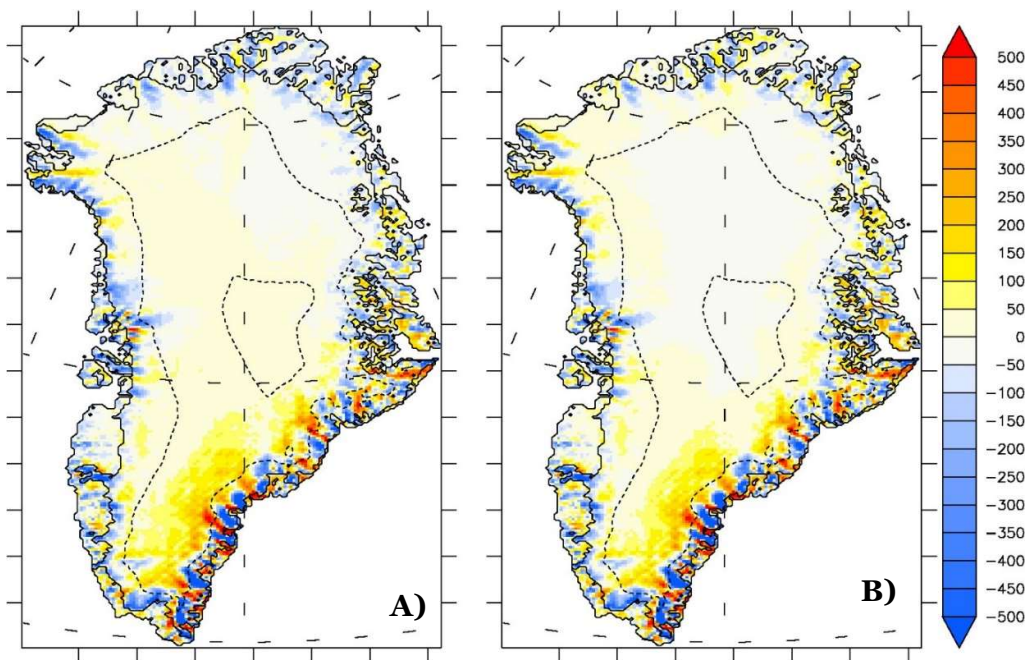
Annexe 10. A) Différences entre les précipitations moyennes annuelles [1980-2015] simulées par MAR40 (interpolées sur la grille MAR à 10 km de résolution), et les précipitations simulées par MAR10 (unité : mmWE a⁻¹). B) Idem A) mais pour les précipitations simulées par MAR40 corrigées par la Correction Nord-Sud. En trait noir continu, le masque de glace. En trait noir pointillé, les courbes de niveau 2000 m et 3000 m.



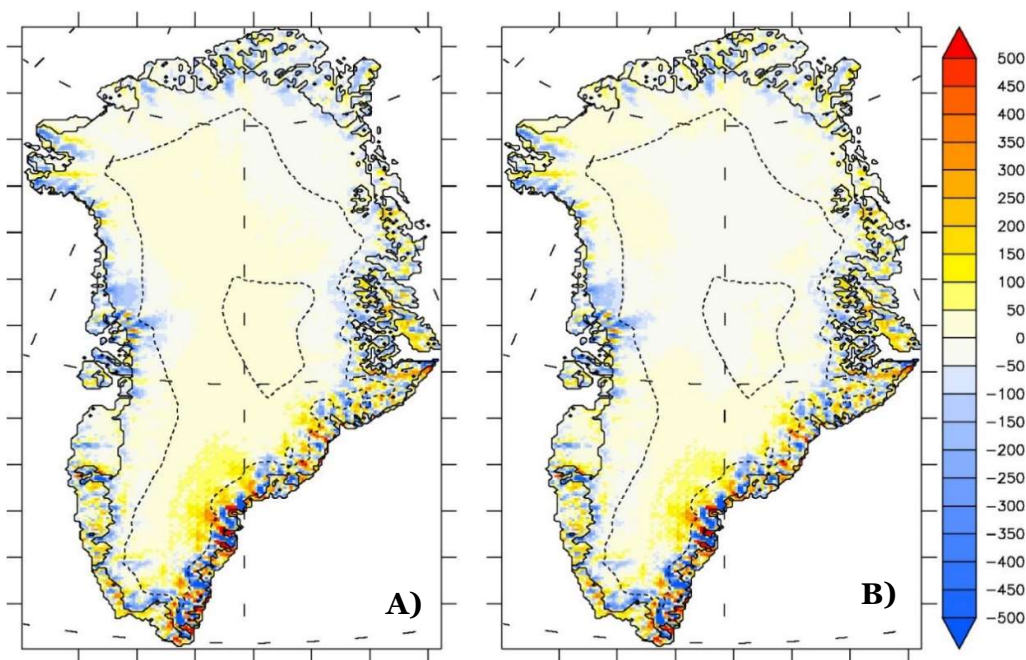
Annexe 11. A) Différences des précipitations moyennes annuelles [1980-2015] simulées par MAR30 (interpolées sur la grille MAR à 10 km de résolution) par rapport aux précipitations simulées par MAR10. B) Idem A) mais pour les précipitations simulées par MAR30 corrigées par la Correction Nord (unité : %). En trait noir continu, le masque de glace. En trait noir pointillé, les courbes de niveau 2000 m et 3000 m.



Annexe 12. A) Différences des précipitations moyennes annuelles [1980-2015] simulées par MAR40 (interpolées sur la grille MAR à 10 km de résolution) par rapport aux précipitations simulées par MAR10. B) Idem A) mais pour les précipitations simulées par MAR40 corrigées par la Correction Nord (unité : %). En trait noir continu, le masque de glace. En trait noir pointillé, les courbes de niveau 2000 m et 3000 m.



Annexe 13. A) Différences entre les précipitations moyennes annuelles [1980-2015] simulées par MAR30 (interpolées sur la grille MAR à 10 km de résolution), et les précipitations simulées par MAR10 (unité : mmWE a⁻¹). B) Idem A) mais pour les précipitations simulées par MAR30 corrigées par la Correction Nord. En trait noir continu, le masque de glace. En trait noir pointillé, les courbes de niveau 2000 m et 3000 m.



Annexe 14. A) Différences entre les précipitations moyennes annuelles [1980-2015] simulées par MAR40 (interpolées sur la grille MAR à 10 km de résolution), et les précipitations simulées par MAR10 (unité : mmWE a⁻¹). B) Idem A) mais pour les précipitations simulées par MAR40 corrigées par la Correction Nord. En trait noir continu, le masque de glace. En trait noir pointillé, les courbes de niveau 2000 m et 3000 m.