



Reconstruction du bilan de masse des glaciers alpins et impact d'un changement climatique

Martin Gerbaux

► To cite this version:

Martin Gerbaux. Reconstruction du bilan de masse des glaciers alpins et impact d'un changement climatique. Climatologie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2005. Français. NNT: . tel-00011324

HAL Id: tel-00011324

<https://theses.hal.science/tel-00011324>

Submitted on 9 Jan 2006

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

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



Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement

**LABORATOIRE DE GLACIOLOGIE
ET GEOPHYSIQUE DE L'ENVIRONNEMENT
UMR5183**

Centre National de la Recherche Scientifique
Université Joseph Fourier
54, rue Molière - Domaine Universitaire
BP 96 - 38402 - Saint Martin d'Hères Cedex (France)

Reconstruction du bilan de masse des glaciers alpins et impact d'un changement climatique

Martin Gerbaux

Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier (Grenoble 1)
(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et 30 mars 1992)

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Univers

Date de Soutenance 31 octobre 2005.

Composition du jury :

<i>M. Philippe Belleudy</i>	<i>Président</i>
<i>M. Martin Beniston</i>	<i>Rapporteur</i>
<i>M. Pierre Ribstein</i>	<i>Rapporteur</i>
<i>M. Joël Gailhard</i>	<i>Examineur</i>
<i>M. Christophe Genthon</i>	<i>Directeur de Thèse</i>
<i>M. Pierre Etchevers</i>	<i>Codirecteur de Thèse</i>



Merci à toi, merci à toi, merci à toi, merci à toi...

La Ruda Salska

Résumé

Dans ce travail, nous avons adapté et mis en œuvre le modèle de neige CROCUS pour le calcul et la reconstruction du bilan de masse des glaciers alpins. Le bilan de masse est calculé au pas horaire à partir des données de température, vitesse du vent, humidité, précipitations, rayonnement infra-rouge, rayonnement solaire direct et diffus et nébulosité. Il est spatialisé sur l'ensemble de la surface du glacier avec un pas horizontal de 200 m. Les données météorologiques pour la validation du modèle proviennent du modèle SAFRAN. La glace de glacier a été introduite dans CROCUS (albédo, rugosité), et la chaîne SAFRAN/CROCUS a été validée à partir de mesures de terrain et de reconstructions photogrammétriques du bilan de masse de surface et d'images satellite de la ligne de neige. Le bilan de masse pour la période 1981-2004 est reconstruit pour les glaciers de St Sorlin et d'Argentière, en bon accord avec les données disponibles.

Le modèle permet de tester la sensibilité du bilan de masse des glaciers aux paramètres météorologiques. Pour des amplitudes de variations des paramètres météorologiques compatibles avec un changement climatique réaliste (prévisions climatiques de type IPCC), la température se révèle le paramètre dominant, et la sensibilité de l'altitude de la ligne d'équilibre est de 125 m.K^{-1} , ou même 160 m.K^{-1} si la variation concomitante du rayonnement infra-rouge est prise en compte. L'impact de la variabilité des paramètres et des combinaisons de paramètres entre eux n'est pas négligeable par rapport à l'impact d'un changement de la moyenne météorologique (tendance).

Des simulations longues de bilan de masse ont été effectuées sur la période 1800-2165, en utilisant des résultats de simulations climatiques réalisées par plusieurs modèles de circulation générale dans le cadre de l'IPCC AR4. D'après le modèle, le glacier de St Sorlin devrait disparaître avant 2100.

Abstract

A new physically-based distributed surface mass balance model is presented for Alpine glaciers. It is based on the CROCUS prognostic snow model. The model resolves both the temporal (1-hour time-step) and the spatial (200 m grid-step) variability of the energy and mass balance of glaciers. Mass balance reconstructions for the 1981-2004 period are produced using meteorological reconstruction from the SAFRAN meteorological model for St Sorlin and Argentière glaciers (French Alps). Both glaciers lost mass at an accelerated rate in the last 23 years. The spatial distribution of precipitation within the model grid is adjusted using field mass balance measurements. This is the only correction made to the SAFRAN meteorological input to the glacier model, which otherwise also includes surface atmospheric temperature, moisture, wind, and all components of downward radiation. Independent data from satellite imagery and geodetic measurements are used for model validation. With this model, glacier sensitivity to climate change can be separately evaluated with respect to a full range of meteorological parameters, contrary to simpler models like degree-days which only account for temperature and precipitation. We provide results both for mass balance and equilibrium line altitude using a generic Alpine glacier. In particular, the sensitivity of the equilibrium line altitude to air temperature alone is found to be 125 m.K^{-1} , or 160 m.K^{-1} if concurrent (Stefan-Boltzman) long-wave radiation change is taken into account.

Long time simulations are done over the 1800-2165 period, using IPCC AR4 GCM output. St Sorlin glacier is likely to vanish before 2100

Table des matières

Résumé	5
Abstract	5
Introduction	9
Définition du bilan de masse	11
Contexte de l'étude	12
Organisation du manuscrit	14
1 État des lieux : glaciers, mesures, modèles	15
1.1 Glaciers étudiés, mesures glaciologiques	16
1.1.1 Glaciers étudiés	16
1.1.1.1 Le glacier de Saint Sorlin	16
1.1.1.2 Le glacier d'Argentière	19
1.1.2 Mesures glaciologiques	20
1.1.2.1 Détermination du bilan de masse par la méthode glaciologique	21
1.1.2.2 Erreurs de mesure	23
1.1.2.3 Détermination du bilan moyen sur plusieurs années : la méthode volumétrique	24
1.2 Modélisation du bilan de masse	25
1.2.1 Introduction au calcul de bilan de masse	25
1.2.2 Les différents modèles de bilan de masse	27
1.2.2.1 Les modèles degré-jours	27
1.2.2.2 Modèles plus détaillés	27
1.2.3 Le modèle de neige CROCUS	28
1.2.3.1 Paramétrisation de l'albédo	29
1.2.3.2 Autres composantes du bilan d'énergie	30
1.3 Données météorologiques d'entrée	30
1.3.1 Cahier des charges	30
1.3.2 Principe des données SAFRAN	30
1.3.3 Validité des données SAFRAN	31
1.3.3.1 Validation des réanalyses 1981-2004	31
1.3.3.2 Validation locale de SAFRAN	32
2 Modélisation du bilan de masse des glaciers avec le modèle CROCUS	34
2.1 Adaptation du modèle CROCUS pour la modélisation du bilan de masse glaciaire	35
2.1.1 Introduction de la glace de glacier dans le code	35

2.1.2	Paramétrisation de l'albédo	35
2.1.3	Autres modifications et initialisation de la simulation	37
2.2	Spatialisation du bilan de masse et ajustement aux mesures de terrain	37
2.2.1	Spatialisation du bilan de masse	37
2.2.2	Ajustement aux mesures de terrain	38
2.3	Validation	39
2.3.1	Validation de l'ablation aux points de mesure	40
2.3.2	Validation de la spatialisation du bilan de masse	41
2.3.2.1	Validation avec les images satellite	41
2.3.2.2	Validation avec un appareil photo automatique	47
2.3.2.3	Conclusion sur la validation de la distribution spatiale	50
2.3.3	Validation du bilan moyen	50
2.4	Bilan de la validation et limites de la modélisation	51
2.4.1	Atmosphère propre du glacier	51
2.4.2	Calcul des flux turbulents	51
2.4.3	Pour conclure...	51

3 Résultats : reconstruction du bilan de masse et sensibilité du bilan de masse aux paramètres météorologiques **53**

3.1	Reconstruction du bilan de masse des glaciers étudiés	54
3.1.1	Glacier de St Sorlin	54
3.1.1.1	Bilan moyen	54
3.1.1.2	Bilans annuels	56
3.1.2	Glacier d'Argentières	59
3.1.3	Comparaison des résultats et tendance générale de l'évolution du bilan de masse	60
3.2	Sensibilité du bilan de masse	62
3.2.1	Philosophie de l'étude	62
3.2.2	Sensibilité du bilan de masse	65
3.2.2.1	Profil altitudinal du bilan de masse	65
3.2.2.2	Sensibilité du bilan de masse	66
3.2.2.3	Impact du facteur multiplicateur de précipitations	68
3.2.2.4	Sensibilité mensuelle du bilan de masse à la température	69
3.2.3	Sensibilité de la ligne d'équilibre	72
3.2.4	Quelques conclusions sur la sensibilité du bilan de masse	73

4 Simulation des bilans de masse sur de longues périodes à partir de modèles de circulation générale **75**

4.1	Objectifs de l'étude	76
4.1.1	Reconstructions et prévisions	76
4.1.1.1	Reconstructions dans le passé	76
4.1.1.2	Prévisions dans le futur	77
4.1.2	Ambition de l'étude	77
4.1.3	Données disponibles	77
4.1.3.1	Où trouver les données météorologiques ?	77
4.1.3.2	Les données IPCC	78
4.2	Des MCG aux glaciers : changements d'échelles	81
4.2.1	Changements d'échelle spatiale	81

4.2.1.1	Problématique de la régionalisation	81
4.2.1.2	Les modèles de circulation régionale	82
4.2.1.3	Autres méthodes de désagrégation	82
4.2.2	Résolution temporelle des données	83
4.2.3	Spécificités liées à la modélisation du bilan de masse	84
4.3	Méthode choisie et mise en œuvre	84
4.3.1	Méthode par anomalies	84
4.3.1.1	Relation à l'atmosphère libre	84
4.3.1.2	Méthode de construction des anomalies et tendances	85
4.3.2	Simulation directe de bilan de masse avec les anomalies mensuelles	89
4.3.2.1	Principe de la méthode	89
4.3.2.2	Résultats et conséquences sur l'utilisation des données mensuelles	90
4.3.3	Simulation du bilan de masse en utilisant la sensibilité du bilan de masse	91
4.3.3.1	Philosophie et limites de l'étude	92
4.3.3.2	Construction des cartes d'anomalies	92
4.3.3.3	Reconstruction du bilan de masse sur la période de référence	94
4.4	Résultats	95
4.4.1	Validation des reconstructions : 1800-2004	99
4.4.1.1	Reconstructions à partir d'observations	99
4.4.1.2	Reconstructions à partir des MCG	100
4.4.2	Simulation sur le futur : 2004-2165	101
4.4.2.1	Evolution du bilan de masse	101
4.4.2.2	Conséquences sur le devenir du glacier	101
4.4.2.3	Modélisation dynamique de la disparition du glacier de St Sorlin	102
Conclusions et perspectives		104
Conclusions		105
Perspectives		106
Annexe : Surface mass balance in the French Alps : Distributed modeling and sensitivity to climate change. Journal of Glaciology		107
Liste des figures		125
Bibliographie		127

Introduction

Depuis 150 ans et la fin du petit âge de glace, les glaciers alpins ainsi que la grande majorité des glaciers mondiaux reculent [Folland et Karl, 2001]. Ce retrait s'est particulièrement accéléré dans la dernière partie du XX^{ème} siècle [Vincent, 2002], comme suggéré sur la Figure 1 pour quatre glaciers des Alpes françaises.

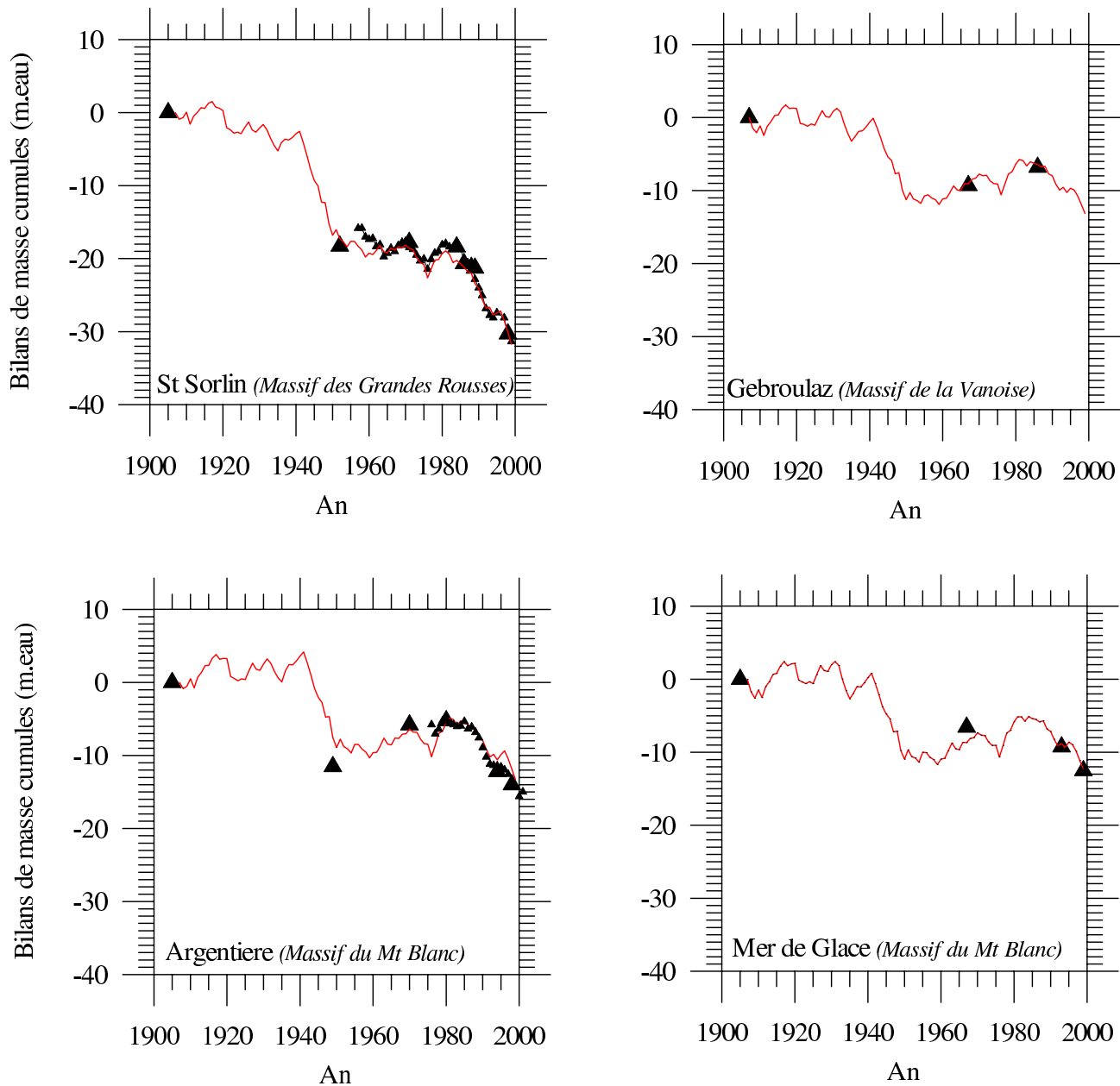


FIG. 1 – Evolution sur le XX^{ème} siècle du volume de quatre glaciers des Alpes françaises, suivis par le Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement (LGGE). Les triangles correspondent à des mesures, le trait est une reconstruction à partir de données de température et de précipitation (voir § 1.2.2.1). Adapté de Vincent [2002].

L'évolution des glaciers est reconnue comme un indicateur pertinent de changement climatique par le Groupe International d'Expert sur le Climat (GIEC) [Church et Gregory, 2001], [Haeberli,

1995], [Oerlemans et Fortuin, 1992], [Oerlemans, 1986]. Les bilans de masse glaciaires, ou variations annuelles de volume des glaciers alpins, sont une image directe du climat en haute montagne et à plus grande échelle : ils dépendent à la fois des précipitations et des flux d'énergie en surface, fortement corrélés aux températures estivales [Vincent et al., 2005]. L'extension maximale des glaciers dans l'hémisphère nord entre le XV^{ème} et le XIX^{ème} siècle (petit âge de glace) est un bon exemple de la variabilité séculaire du climat [Grove, 2001]. Cependant, relier des extensions de glaciers ou des positions de front au climat n'est pas chose aisée. Par exemple, le glacier Briksdal en Norvège, ainsi qu'un certain nombre de glaciers côtiers voisins ont avancé sur la période 1960-2000 [Winkler et Nesje, 1999] alors que la température moyenne augmentait sur cette région. Ainsi, il vaut mieux travailler sur une variable intermédiaire comme le bilan de masse.

Définition du bilan de masse

En effet, l'extension d'un glacier dépendra à la fois de la façon dont la glace se forme (par accumulation de chutes de neige) ou disparaît, mais aussi de la façon dont cette masse de glace va se déformer sous son propre poids, domaine qui relève de la mécanique et dont la complexité des phénomènes n'est pas encore toujours bien appréhendée [Le Meur et Vincent, 2003].

Le bilan de masse glaciaire traduit le gain ou la perte en glace/neige d'un glacier, c'est-à-dire son métabolisme [Paterson, 1994](voir § 1.2). Les précipitations qui tombent sous forme solide contribuent à augmenter ce bilan de masse, la fonte de la glace ou de la neige diminue le bilan de masse. Afin d'être comparable en tout point d'un glacier et à n'importe quelle période de l'année, le bilan de masse est exprimé en « hauteur d'équivalent eau », c'est-à-dire que toutes les variations de hauteur mesurées sur le glacier sont corrigées par la masse volumique de la matière considérée, qui peut être très variable : $\rho_{\text{neige fraîche}} = 50 \text{ à } 150 \text{ kg.m}^{-3}$, $\rho_{\text{névé}} \sim 500 \text{ kg.m}^{-3}$, $\rho_{\text{glace}} \sim 900 \text{ kg.m}^{-3}$.

En terme de bilan de masse, on peut généralement diviser un glacier en deux zones : zone d'accumulation et zone d'ablation (voir Figure 2). Pour les glaciers alpins, où il règne un contraste saisonnier marqué entre l'été et l'hiver, on peut les définir de la façon suivante :

Sur la partie haute du glacier, la neige accumulée pendant l'hiver ne fond pas en totalité pendant l'été, une partie subsiste à la fin de la saison d'ablation et va se transformer en glace sous le poids des couches successives déposées année après année. Cette région est appelée zone d'accumulation, le bilan de masse y est positif en moyenne sur l'année.

Dans la partie basse du glacier, la neige de l'hiver fond totalement en été et la glace sous-jacente est entamée. Au front du glacier, toute la glace disparaît. Cette région est appelée zone d'ablation, le bilan de masse y est négatif en moyenne sur l'année.

Entre la zone d'ablation et la zone d'accumulation, il existe une ligne où le bilan de masse est nul, c'est la ligne d'équilibre. Toute la neige tombée pendant l'hiver est fondue durant l'été, mais pas plus. Pour la fin du XX^{ème} siècle, cette ligne d'équilibre se situe entre 2800 et 3000 m dans les Alpes françaises en fonction des massifs et des orientations.

Ces différentes zones du glacier sont schématisées sur la figure 2.

Un transfert dynamique de matière s'établit dans le glacier pour évacuer la glace accumulée dans la zone d'accumulation vers la zone d'ablation, afin d'alimenter le stock de glace à fondre. C'est l'écoulement glaciaire.

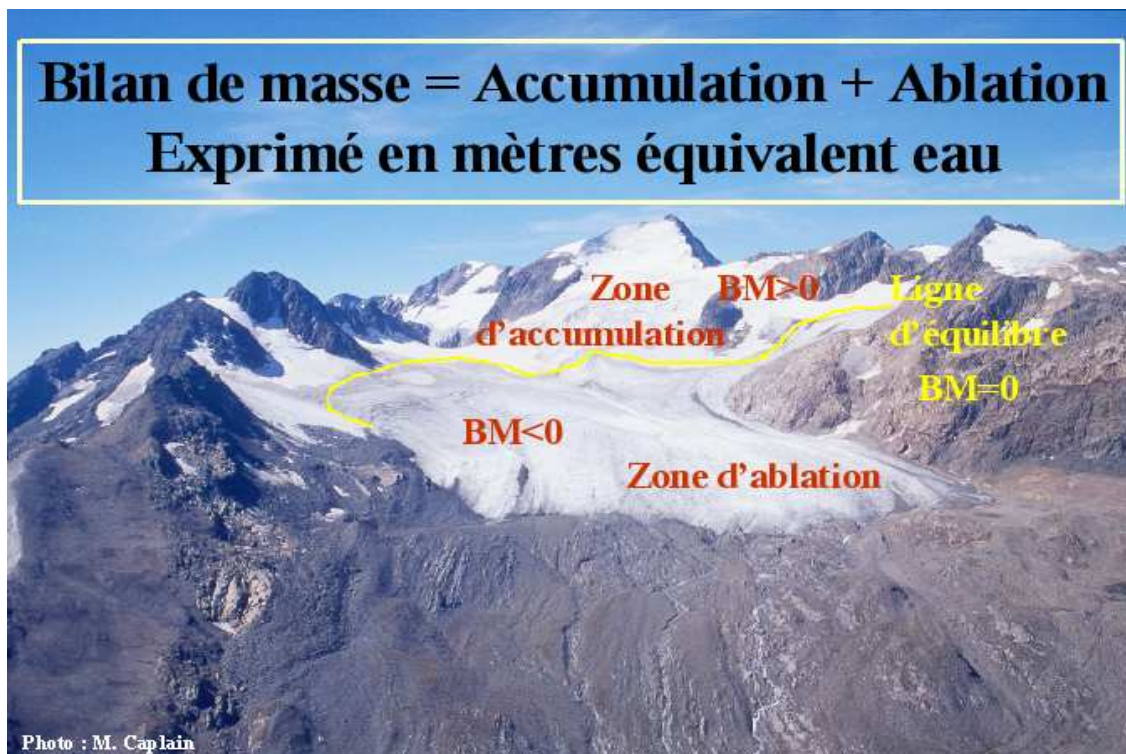


FIG. 2 – Schéma récapitulatif du bilan de masse sur un glacier

Contexte de l'étude

Dans un contexte de changement climatique avéré [IPCC, 2001], il est important de comprendre comment les glaciers réagissent et vont évoluer dans le futur, afin d'appréhender des problèmes de ressources en eau ou de ressources touristiques, mais aussi de pouvoir prévoir les risques glaciaires inhérents à ces changements [Beniston, 2000]. Les glaciers ont un rôle particulier dans l'hydrologie des zones montagneuses, car ils assurent un débit d'eau minimum dans des cours d'eau qui ne seraient plus alimentés après la fonte des neiges durant l'été. C'est donc tout un cycle écologique qui est concerné par la présence ou la disparition de ces glaciers. Dans certains pays ou régions, c'est l'approvisionnement direct des populations en eau potable qui est concerné. D'un point de vue touristique en montagne, les glaciers ont un fort impact. Structurant le paysage de certaines vallées, il ont un fort pouvoir esthétique et sentimental. D'autres activités économiques ou sportives en dépendent directement : pratique du ski mécanisé hors de l'hiver sur certains glaciers, pratique d'un alpinisme à composante glaciaire. Enfin, tout changement dans l'état de surface et l'extension d'un glacier peut entraîner un certain nombre de risques : chutes de sérac déclenchant des avalanches vers des zones d'activité humaine, lacs pro-glaciaires laissés durant un recul du glacier, dont les fragiles barrages morainiques sont prompts à se briser provoquant inondations et laves torrentielles en aval [Haeberli *et al.*, 2001], lacs supra-glaciaires résultant d'une fonte augmentée (Rochemelon ?) etc...

La fonte des glaciers mondiaux (hors calottes polaires) durant le XXI^{ème} siècle contribuerait selon les auteurs à une élévation du niveau des mers d'une vingtaine de centimètres au maximum [Gregory *et Oerlemans*, 1998] [Van de Wal *et Wild*, 2001], soit un tiers de l'élévation du niveau des mers prévue, le reste étant dû à la dilatation thermique de l'océan. Par contre, la contribution de la fonte des glaciers

alpins à l'élévation du niveau de la mer sur le XXIème siècle est négligeable : 1% du volume apporté par l'ensemble des glaciers mondiaux [Gregory et Oerlemans, 1998], voire moins pour Van de Wal et Wild [2001].

Malheureusement, une toute petite minorité des cent mille glaciers mondiaux est mesurée. Une solution pour résoudre ce problème peut être de regrouper les glaciers par régions climatiques [Zuo et Oerlemans, 1997], en supposant que les glaciers aient le même bilan spécifique (i.e. le bilan moyen calculé sur la surface du glacier) dans une même région. Il suffirait alors de connaître précisément le bilan spécifique pour un glacier typique de la zone et la surface couverte par les glaciers dans cette zone. L'extension des glaciers est maintenant facilement accessible par des techniques de détection satellitale [Kääb et al., 2002]. Les mesures directes sur les glaciers dans certaines régions du monde sont par contre bien faibles. De plus, même dans des régions climatiquement homogènes à grande échelle, comme les Alpes, les glaciers n'ont pas forcément le même bilan spécifique même si leur tendance est similaire [Vincent et al., 2004]. Il faut aussi savoir si ces glaciers sont plus ou moins loin de leur état d'équilibre pour connaître leur réactions potentielles.

D'un point de vue scientifique, il est donc important de bien cerner la relation entre le climat et le bilan de masse, ce dernier définissant dans un second temps la mécanique glaciaire. Inversement, si cette relation bilan de masse/climat est connue, elle peut permettre d'obtenir des informations sur le climat du passé à partir d'observations des traces d'anciennes extensions glaciaires (moraines, lacs...) ou de tester des hypothèses climatiques, par exemple pour tenter de résoudre le paradoxe de la fin du petit âge de glace [Vincent et al., 2005]. L'observation et les mesures in situ n'étant pas possibles sur l'ensemble des glaciers du monde, force sera donc de recourir à la modélisation. L'intérêt des glaciers alpins est qu'ils sont parmi les mieux suivis au monde, mais surtout, que l'on y retrouve les plus longues séries temporelles de mesure de bilan de masse et de mesures météorologiques (bien que ces mesures continues n'aient au maximum que 60 ans [Haeberli, 1993]). Les Alpes sont donc une région d'étude privilégiée pour développer ces modèles de bilan de masse, et on peut ainsi les considérer comme une zone atelier.

Des études de réponse des glaciers à un changement climatique ont déjà été réalisées. Gregory et Oerlemans [1998] ou Van de Wal et Wild [2001] modélisent par exemple la fonte des glaciers à une échelle plutôt globale à partir de modèles de circulation générale (MCG) en se limitant à des classes d'altitude pour les glaciers. Martin et al. [1994] étudient la sensibilité de l'enneigement dans les Alpes françaises à l'échelle d'un massif montagneux. La question se complique si on veut modéliser finement la réponse d'un glacier particulier ou d'une région précise, en descendant à des échelles spatiales assez fines (taille du glacier). Schneeberger et al. [2001] étudient la réponse du glacier Stor en Suède à un doublement de CO₂ en appliquant les anomalies calculées à partir d'un MCG aux observations actuelles.

Dans ce manuscrit, nous allons nous attacher à modéliser le plus finement possible le bilan de masse des glaciers alpins, avant de regarder quelle serait l'influence du climat futur sur ces bilans de masse. Pour ce faire, un modèle de bilan de masse glaciaire va être développé sur les glaciers étudiés par le Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement. Ce modèle se doit d'être le plus physique possible afin d'éviter d'utiliser des paramétrisations qui pourraient n'être valables que sous le climat actuel et pas sous des climats différents. Il se doit aussi d'être distribué à la surface du glacier afin de pouvoir quantifier des réactions différentes de la zone d'ablation ou d'accumulation. Notre modèle de bilan de masse est basé sur le modèle de neige CROCUS de Météo-France. Une fois

validé, il nous permet d'étudier les variations du bilan de masse sur ces glaciers durant les dernières décennies. Il peut ensuite permettre de tester la sensibilité du bilan de masse à divers paramètres météorologiques, et enfin de réaliser des simulations d'évolution du bilan de masse des glaciers alpins dans le futur, à partir de prévisions climatiques.

Organisation du manuscrit

Ainsi, ce manuscrit s'organise de la manière suivante :

- Dans une première partie, nous présenterons les glaciers étudiés ainsi que les mesures qui y sont réalisées, avant de présenter plus en détail le calcul de bilan de masse et de décrire le modèle CROCUS. Enfin, les données météorologiques à notre disposition seront présentées.
- Une deuxième partie traite de l'adaptation du modèle de bilan de masse pour l'appliquer aux glaciers alpins, ainsi que de sa validation sur les glaciers étudiés.
- Une troisième partie est consacrée tout d'abord à l'exploitation des reconstructions de bilan de masse sur les glaciers, puis à l'étude de la sensibilité du bilan de masse aux paramètres météorologiques.
- Enfin, dans une quatrième partie est abordée l'évolution possible du bilan de masse sur le XXI^{ème} siècle, à partir de sorties de modèles de circulation générale.
- En annexe, la maquette de l'article [*Gerbaux et al.*, sous presse] constitue un résumé en anglais des trois premiers chapitres.

Chapitre 1

État des lieux : glaciers, mesures, modèles

Introduction

Ce chapitre présente les divers données et outils à notre disposition pour la modélisation du bilan de masse des glaciers alpins. Une première section présente les glaciers modélisés dans cette étude, les mesures glaciologiques que l'on peut y faire et qui servent à contraindre notre modèle, ce qui nécessite une étude préalable des erreurs de mesure. Une deuxième section traite de la modélisation générale du bilan de masse et introduit le modèle utilisé : le modèle de neige CROCUS. Une troisième partie présente les données météorologiques à notre disposition pour la modélisation du bilan de masse.

1.1 Glaciers étudiés, mesures glaciologiques

1.1.1 Glaciers étudiés

Dans ce travail, nous nous sommes intéressés de plus près à certains glaciers. Il fallait des glaciers à la fois suffisamment mesurés pour pouvoir caler ou valider les modèles et pour lesquels des données météorologiques voisines étaient accessibles. Deux glaciers répondaient particulièrement à ces critères en France : le glacier de Saint Sorlin et le glacier d'Argentières, tous deux suivis par le Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement (LGGE) de Grenoble. Les données météorologiques sont, quant à elles, accessibles grâce au modèle SAFRAN de Météo-France (§ 1.3). Quelques travaux ont aussi été effectués sur le petit glacier de Sarennes, suivi par le CEMAGREF de Grenoble [Valla et Piedallu, 1997], [Torinesi et al., 2002].

1.1.1.1 Le glacier de Saint Sorlin

Le glacier de Saint Sorlin est situé dans le massif des Grandes Rousses [Vincent et al., 2000], non loin de Grenoble (Figure 1.1). Il s'étend entre 2700 et 3400 m d'altitude, juste sous le pic de l'Etendard (3463 m) (Figure 1.2), et est globalement exposé au nord (Figure 1.2). Sa surface est de 3 km² et son épaisseur maximum de 140 m à l'aval du col des Quirliès. C'est un glacier blanc, quasiment sans débris morainique à sa surface (Figure 1.1). Il est accessible en hiver à ski de randonnée en 1h30 depuis le haut de la station de St Sorlin d'Arves, ou en été à pied en 2h30 depuis le col de la Croix de Fer. Le LGGE dispose d'une cabane à proximité immédiate (Figure 2.7), ce qui permet d'y réaliser des missions de plusieurs jours, de stocker du matériel et d'installer des instruments automatiques de mesure en continu.



FIG. 1.1 – Vue aérienne du glacier de St Sorlin le 9 septembre 2000. Photo Michel Caplain.

Les observations de bilans de masse (variations de volume annuelles) sur ce glacier ont débuté en 1956 [Vincent *et al.*, 2000], par l'implantation de balises dans la zone d'ablation. Ces observations se sont généralisées progressivement à l'ensemble du glacier. Depuis 1994, le LGGE réalise des observations, au minimum bi-annuelles, du bilan de masse sur toute la surface du glacier, avec plusieurs relevés durant l'été ces dernières années. Ceci fait de St Sorlin un des glaciers de l'ensemble de l'arc alpin les plus intensément suivis au niveau spatial et temporel [Vincent *et al.*, 2004]. Une station météorologique complète le dispositif de suivi depuis août 2005, dans le cadre de l'observatoire Glacioclim (<http://lgge.obs.ujf-grenoble.fr/~christo/glacioclim/>). Sa facilité d'accès et de progression sur le terrain, sa topographie simple, la quantité importante de mesures déjà réalisées, font de St Sorlin un objet idéal pour l'étude des glaciers et l'essentiel de notre travail a été réalisé sur ce glacier.

Un autre intérêt du glacier de St Sorlin provient de sa géométrie : quasiment aussi large que long et avec une épaisseur faible par rapport à sa largeur (rapport d'aspect de 1/20), il se prête bien à des simplifications d'équations si on veut modéliser sa dynamique (passage 3D->2D, Shallow ice approximation) [Le Meur *et Vincent*, 2003].

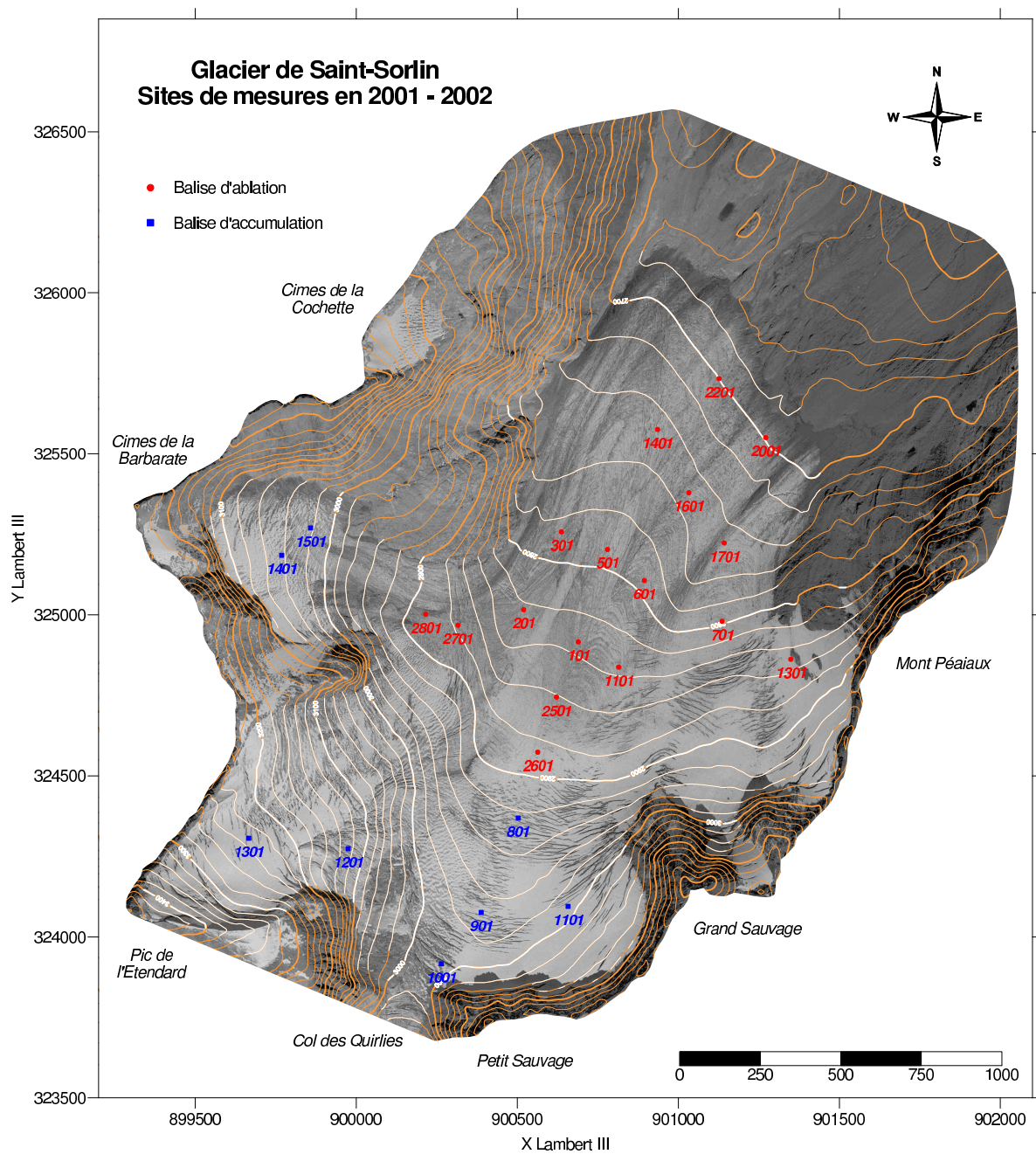


FIG. 1.2 – Carte du Glacier de St Sorlin avec le réseau de balises de mesure en fonctionnement sur la saison 2001/2002. Image Renaud Blanc, LGGE.

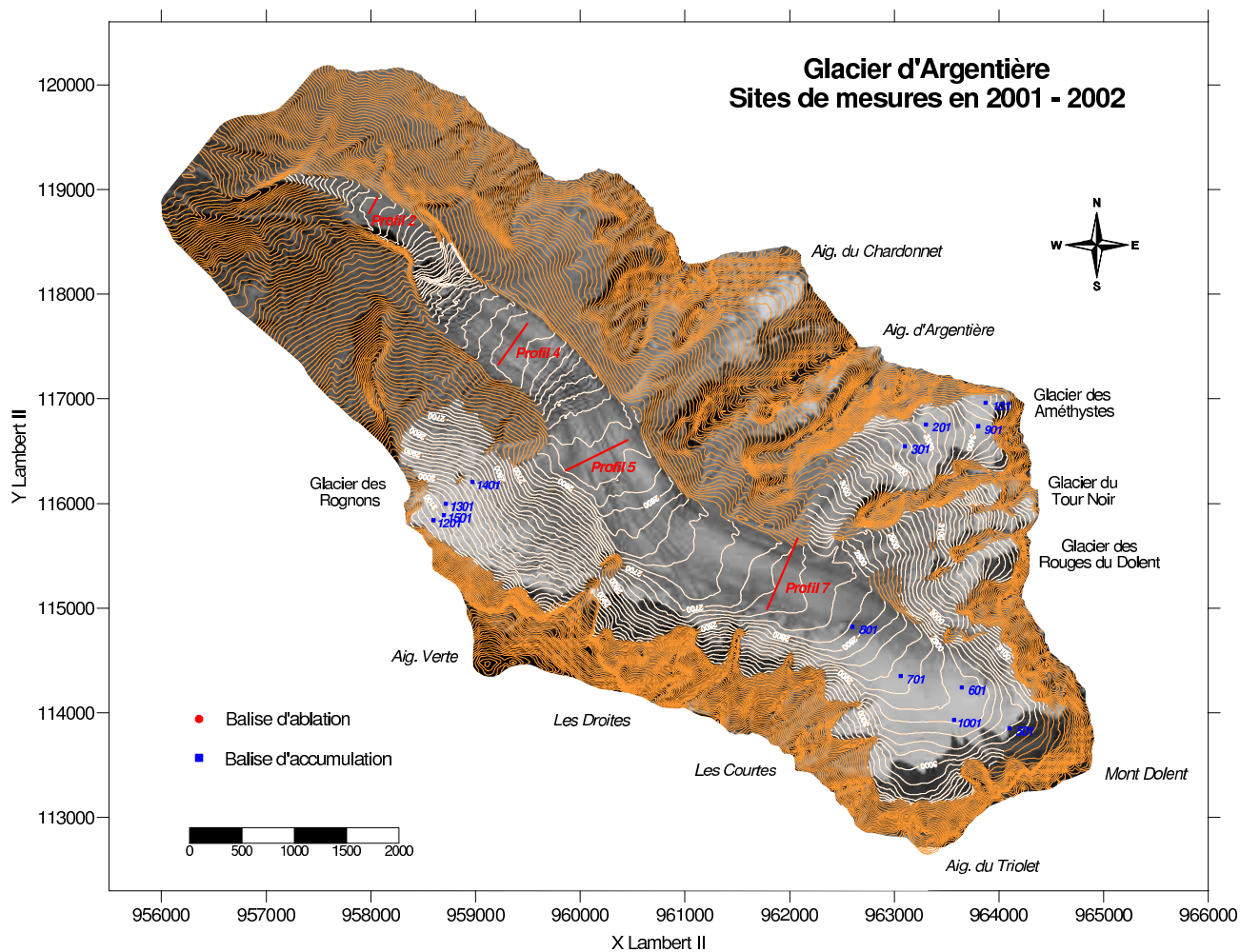
1.1.1.2 Le glacier d'Argentière

Le glacier d'Argentière est situé dans le massif du Mont Blanc (Figure 1.3). D'une superficie beaucoup plus importante que St Sorlin (13 km²), il s'étale de 1600 m à 3600 m d'altitude (Figure 1.4). C'est un glacier de vallée principalement orienté Nord-Est, mais avec des glaciers émissaires orientés de Nord (glacier des Rognons) à Sud (glaciers des Améthystes) (voir Figure 1.4). Nous possédons des documents iconographiques assez anciens (XVIII^{ème} siècle) et quelques mesures de position du front depuis le début du XX^{ème}, mais les mesures de bilan de masse sont effectuées sans interruption par le LGGE depuis seulement 1976, et avec une densité satisfaisante depuis 1994. Comme à St Sorlin, une station météorologique va être implantée à proximité du glacier.



FIG. 1.3 – Vue aérienne (19 mai 2001) du bassin supérieur du glacier d'Argentière, dominé par le Mont Dolent au centre et le Triolet à droite. On distingue les glaciers émissaires de la rive droite (Améthystes à l'aval, Tour Noir à l'amont). Notez la topographie très marquée du relief en rive gauche du glacier. Photo Michel Caplain

Des informations complémentaires sur ces glaciers peuvent être trouvées sur le site internet du Programme d'Observation des Glaciers alpins : [http ://www-lgge.ujf-grenoble.fr/ServiceObs/](http://www-lgge.ujf-grenoble.fr/ServiceObs/)



Distances et coordonnées exprimées en mètres ; équidistance altimétrique de 20 m
Modèle numérique de terrain obtenu par restitution photogrammétrique analytique (clichés du 20/09/2003)
Levé suivant une maille de 25 m, lignes et points caractéristiques
Planimétrie dans le système IGN Lambert II - Altimétrie dans le système NGF - IGN 1969
Photographies aériennes (1/20000) argentiques numérisées et orthorectifiées
Les parties manquantes sont dues à l'absence de couverture photographique

FIG. 1.4 – Carte du Glacier d'Argentière avec le réseau de balises de mesure de bilan de masse de la saison 2001/2002. Image Renaud Blanc, LGGE

1.1.2 Mesures glaciologiques

Cette partie présente les différentes mesures de bilan de masse effectuées sur le terrain, ainsi qu'une compilation détaillée des erreurs qui s'y rapportent. En effet, il nous a paru important, dans ce travail de modélisation, de bien comprendre la façon dont les mesures de bilan de masse étaient réalisées, afin de savoir dans quelles proportions elles étaient utilisables pour paramétrer ou valider le modèle de bilan de masse. De plus, très peu de travaux sont disponibles dans la littérature pour quantifier les erreurs sur ces mesures.

1.1.2.1 Détermination du bilan de masse par la méthode glaciologique

Nous expliquerons dans cette partie les techniques propres au LGGE pour mesurer le bilan de masse par la méthode glaciologique, techniques qui ont donc cours sur les glaciers modélisés. La méthode glaciologique fait référence à une mesure directe du bilan sur le glacier, contrairement à d'autres façons d'accéder au bilan comme la méthode hydrologique (qui consiste à suivre les précipitations tombant sur le glacier et le débit du torrent émissaire, en supposant qu'il n'y ait pas de perte sous glaciaire ni trop de sublimation), assez peu précise, ou la méthode volumétrique décrite au chapitre 1.1.2.3. Cette méthode glaciologique est la seule qui donne une valeur locale au bilan de masse, les autres méthodes ne permettent d'accéder qu'au bilan intégré sur la surface du glacier. Inversement, pour obtenir une valeur du bilan spécifique du glacier, il faut un réseau de mesure qui couvre l'ensemble du glacier avec une densité suffisante. Si ce n'est pas le cas, on peut tenter d'obtenir le bilan dans les zones non mesurées avec un gradient altitudinal de bilan de masse. Si des mesures manquent pour certaines dates, on peut approcher le bilan spécifique en utilisant par exemple le "modèle linéaire" de *Lliboutry* [1974], qui sépare le bilan de masse entre une composante spatiale invariable temporellement et une composante dépendante de l'année, mais identique sur l'ensemble du glacier.

Nous décrivons ici la mesure des bilans hivernaux, annuels et estivaux, tant en zone d'ablation qu'en zone d'accumulation.

Mesure du bilan hivernal

La mesure du bilan hivernal est réalisée à la fin de la saison d'accumulation, c'est à dire généralement fin avril, courant mai. En zone d'accumulation comme en zone d'ablation, on procède par carottages jusqu'à la couche de l'automne précédent puisque la totalité du glacier est en général recouverte par la neige de l'hiver. En zone d'ablation, l'horizon de l'automne précédent est facilement reconnaissable puisque il s'agit simplement de repérer la transition neige - glace, dont les deux aspects diffèrent nettement. En zone d'accumulation, on repère la couche de l'automne en observant certaines variations de caractéristiques comme la taille des grains ou leur dureté. Une couche de saleté est généralement présente. Dans les deux cas, on accède à l'équivalent en eau du manteau neigeux en réalisant un profil de densité : on mesure le volume des carottes extraites et on les pèse. Des balises (train de perches de 2 m en châtaigner reliées entre elles par une petite ficelle) sont insérées dans le trou de carottage pour pouvoir suivre la fonte estivale de cette neige.

Mesure du bilan annuel

En zone d'ablation Dans cette partie du glacier, la mesure du bilan annuel est réalisée en plusieurs points à la fin de la saison d'ablation (vers fin septembre en principe, voir Figure 3.5) par lecture de la hauteur de l'émergence de balises ancrées dans la glace plantées l'année précédente (ou parfois depuis plusieurs années lorsque l'ablation est assez faible). Cette mesure est convertie en équivalent en eau en la corrigeant du facteur densité de la glace, pris généralement égal à 0.9. Ces balises (perches de 2m en châtaigner reliées entre elles par une chaînette - plus robuste que la ficelle) sont implantées dans la glace (jusqu'à 10 m de profondeur) grâce à une sonde à vapeur (Figure 1.6).



FIG. 1.5 – Implantation de balises d’ablation grâce à la sonde à vapeur, sur le glacier de St Sorlin. Le train de perches d’ablation qui va être inséré dans le trou se trouve à l’arrière plan. Photo LGGE.

En zone d’accumulation Dans cette zone, on évalue le bilan annuel en différents points par mesure de la hauteur d’une carotte de neige forée jusqu’à la couche de l’été précédent. Il est souvent difficile de repérer cette couche, surtout au mois de septembre lorsque la neige de l’été a fondu, puis percolé et parfois regelé dans les couches inférieures. Cette couche se repère généralement par la présence de poussières déposées au cours de l’été précédent (donnant ainsi un horizon plus sombre), mais aussi par un changement de la taille des grains, de la dureté, et par conséquent par une variation notable de la densité. La hauteur de neige ainsi obtenue est convertie en équivalent en eau par une mesure du profil de densité de la neige de la carotte. Cependant, on estime souvent le bilan annuel à partir de mesures de l’émergence des perches implantées lors de la mesure du bilan hivernal, en tenant compte de la valeur de ce bilan hivernal. Un profil de densité complète parfois la mesure.

Mesure du bilan estival

Le bilan estival peut être calculé à partir des deux termes précédents en tout point des deux zones d’accumulation et d’ablation : $\text{bilan estival} = \text{bilan annuel} - \text{bilan hivernal}$

Toutefois, il est plus simple de lire directement l’ablation le long des perches implantées précédemment. Elles restent ancrées dans la neige pendant l’été, et permettront ainsi une lecture plus rapide et bien meilleure du bilan estival à la fin de l’été, car d’une part elles signalent précisément le lieu de la mesure effectuée au printemps, et d’autre part, elles permettent de repérer la profondeur de l’année précédente, toujours plus difficile à définir en fin d’été. Ainsi, dans cette partie du glacier, la fonte estivale se déduit, directement pour chaque balise, de la différence d’émergence entre le printemps et l’automne.

En zone d’ablation, le bilan estival correspond à la fusion de l’ensemble de la couche de neige accumulée pendant l’hiver (correspondant au bilan hivernal évalué au printemps) et à une certaine

hauteur de glace fondue pendant l'été, mesurée grâce à la différence d'émergence des balises d'ablation par rapport à l'année précédente (les sites de carottages sont généralement très proches des balises d'ablation). Des mesures d'ablation complémentaires peuvent être réalisées au cours de l'été par simple relevé de l'émergence des balises.



FIG. 1.6 – Mesure de l'émergence d'une balise sur le glacier de St Sorlin, octobre 2004, par une charmante opératrice. Remarquez l'irrégularité de la surface autour de la balise et, plus largement à grande échelle, dans la zone de mesure (bédières, crevasses...), source significative d'incertitude. Photo Martin Gerbaux

Positionnement des balises

Depuis 1994, le réseau de balises est maintenu le plus stable possible. Les balises d'ablation se déplacent avec l'écoulement du glacier, mais une fois déchaussées (ce qui prend 2-3 années), elles sont replacées à leur point d'origine. Les vitesses d'écoulement observées à la surface du glacier [Vincent *et al.*, 2000] sont assez faibles (de l'ordre de la dizaine de m par an) pour ne pas influencer les mesures de bilan de masse. Les carottages de printemps sont positionnés à l'aide d'un GPS, si possible toujours au même endroit. La position des balises est relevée finement à l'aide d'un théodolite ou, plus récemment, à l'aide d'un GPS différentiel.

1.1.2.2 Erreurs de mesure

Comme toute mesure physique, la détermination du bilan de masse du glacier n'est pas exacte et des erreurs sont introduites lors de sa mesure. Il convient de les quantifier correctement afin de savoir quelle est la marge d'ajustement pour les modèles sensés les reproduire, ou au contraire quelle est l'erreur introduite dans le modèle si elles sont utilisées en entrée. Nous présentons dans ce paragraphe les erreurs observées et quantifiées au fil des campagnes de mesure sur le terrain, à travers les glaciers suivis par le LGGE (St Sorlin, Gébroulaz, la Grande Motte, le Col du Dôme, le bassin versant de la Mer de glace et Argentières), et ce, au fil des saisons. Il nous a semblé intéressant de présenter ce travail sur les erreurs car on en trouve peu de traces dans la littérature et la compilation réalisée ici paraît unique.

Les erreurs de mesures proprement dites sont les suivantes :

1. Pour le bilan hivernal

- Possibilité de mesurer une profondeur de forage erronée s'il reste un morceau de carotte au fond et que la sonde passe le long de ce morceau.
- Détermination de la hauteur moyenne de la surface de neige, plus ou moins brassée autour du point de mesure par les opérateurs.
- Détermination de la transition entre 2 années sur une carotte. Si c'est évident en zone d'ablation (transition neige/glace), cela l'est moins en zone d'accumulation où la différence de densité entre le névé de 2 années est moins marquée, surtout s'il y a eu formation de croûte de regel à l'automne.
- Détermination du profil de densité (difficulté de mesurer le volume de la carotte, section de carotte manquante).
- Erreur lors des mesures de l'accumulation à la sonde, en zone d'ablation, si la sonde s'arrête sur une croûte de regel automnale au lieu de la glace.

2. Pour le bilan estival/annuel

- Détermination de la hauteur moyenne de la surface, plus ou moins tourmentée selon qu'il s'agit de neige ou de glace autour du point de mesure, pour calculer l'émergence de la balise d'ablation (voir Figure 1.6).
- Erreurs dues au jeu entre les différentes perches d'ablation (ficelle ou chaînette).
- Détermination du profil de densité (on fait souvent des hypothèses sur la densité du névé ou de la glace, des mesures étant rarement effectuées sauf en début d'été, quand la neige n'est pas encore tout à fait densifiée).
- Erreurs sur la détermination de la fin de la période d'ablation, si le glacier continue de fondre après la dernière campagne de mesure du début d'automne. Cela ne concerne que la zone d'accumulation où de la masse peut disparaître sans que cette perte soit prise en compte. En zone d'ablation, la fonte additionnelle est simplement reportée par le biais des lectures sur le bilan de l'année suivante.

Les valeurs de ces différentes erreurs sont résumées dans le tableau 1.1, page 25.

Par ailleurs, les balises bougent un peu au cours de leur vie (écoulement glaciaire), ou les carottes d'accumulation ne sont pas tout à fait localisés à la verticale des sites de mesures d'ablation. Ainsi, les petites variations induites sur l'altitude pourront entraîner des erreurs sur le bilan, que nous prendrons égales à 8 mm équivalent eau par m d'altitude erroné (voir § 3.2.2.1). Les erreurs de mesures peuvent donc atteindre jusqu'à 40 cm. Après, la question est de savoir quelle est la représentativité de cette mesure dès que l'on s'éloigne de la balise. En effet, le bilan de masse peut avoir une variabilité spatiale très rapide (accumulation variant du simple au double sur quelques mètres sur le glacier d'Argentières sur le profil 4 (Figure 1.4) par exemple), en partie due à la grande variabilité spatiale de l'accumulation neigeuse [Duclos, 1998]. Vallon *et al.* [1998] rapportent par exemple un gradient horizontal de 1 à 2 m de glace par 100 m de distance sur Argentières !

1.1.2.3 Détermination du bilan moyen sur plusieurs années : la méthode volumétrique

Tous les 5 ans environ, les bilans de masse complets de chacun des glaciers sont déterminés à l'aide de restitutions photogrammétriques de clichés aériens [Vincent *et al.*, 2000] issus d'une chambre de prise de vue métrique (centre de l'objectif, focale et distorsions connues avec une précision de 1 à 2 microns) aéroportée. Les opérations de prises de vue sont sous-traitées. L'échelle des clichés est d'environ 1/20000. La restitution photogrammétrique est effectuée par le LGGE à l'aide d'un

	zone d'ablation	zone d'accumulation
Mesure du bilan hivernal		
Détermination de la surface moyenne	± 5	± 5
Détermination de la transition entre 2 années consécutives dans la carotte	0	-20
Détermination de la profondeur du carottage	+ 5	+ 5
Erreur sur le profil de densité	± 5	± 5
Mesure à la sonde	- 20	
Total	de -10 (-30 si sonde) à +15	de - 10 à + 15
Mesure estivale, bilan annuel		
Mesure de l'émergence des perches	$\pm 2 \times$ nombre d'éléments tombés	$\pm 3 \times$ nombre d'éléments tombés
Détermination de la surface moyenne	± 5	± 5
Erreur sur le profil de densité	± 1	± 3
Détermination de la fin de la saison d'ablation		+ 10
Total	± 10	de - 25 à + 40

TAB. 1.1 – Erreurs de mesures du bilan de masse, exprimées en cm équivalents eau.

stéréocomparateur analytique DSR de Leica, acheté en collaboration avec le Laboratoire 3S du CNRS. Ces restitutions permettent de réaliser un modèle numérique de terrain (MNT) avec une précision de 50 cm à 1 m environ sur les 3 dimensions X, Y et Z. Bien sûr, ces opérations nécessitent avant tout une « stéréopréparation », c'est à dire la détermination de points d'appui fixes sur les bords du glacier (visibles sur les clichés) connus avec une précision de 5 cm. Cette stéréopréparation est faite avec des récepteurs géodésiques. En soustrayant les deux MNT pour deux dates différentes, on a la variation moyenne d'épaisseur du glacier, donc le bilan moyen du glacier entre ces dates une fois converti en équivalent eau. On peut effectuer la même opération pour des bilans plus lointains dans le passé en utilisant des cartes topographiques, avec une précision un peu moindre (± 5 m pour 1905).

Du fait de la dynamique glaciaire, une variation d'épaisseur locale ne correspond pas obligatoirement à une variation du bilan de masse à cet endroit. C'est donc bien à un bilan intégré sur tout le glacier auquel on accède par cette méthode.

1.2 Modélisation du bilan de masse

1.2.1 Introduction au calcul de bilan de masse

Après sa chute, une particule de neige suit un métamorphisme continu (pouvant aller jusqu'à la transformation en glace) jusqu'à ce qu'elle se sublime ou fonde. Les métamorphoses de la neige, la fonte de la glace et l'écoulement final de l'eau sont contrôlés par les apports d'énergie directement conséquents des conditions météorologiques locales. L'interface entre l'atmosphère et la surface du

glacier est en permanence le siège d'importants échanges d'énergie. A la base de la couche limite atmosphérique, directement en contact avec le sol, on distingue la couche limite de surface dans laquelle se développe une importante turbulence de petite échelle engendrée par la rugosité de surface et la convection. L'écoulement turbulent favorise les transferts de chaleur et de masse. Cette couche limite est aussi traversée par d'importants flux radiatifs d'origine solaire, atmosphérique ou tellurique. Pour évaluer apports et pertes d'énergie en surface, il est indispensable de réaliser un inventaire des flux qui arrivent à la surface du glacier et ceux qui en repartent. Ceci est exprimé par l'équation du bilan d'énergie de surface. Plus rigoureusement, le bilan d'énergie d'un volume de neige/glace de référence est la formulation de la conservation d'énergie pour ce volume.

Ce bilan d'énergie pour un manteau neigeux ou un glacier peut s'écrire de la façon suivante [Wagon, 1999] :

$$R + H + LE + G + P = \Delta Q_M + \Delta Q_S = \Delta Q \quad [W.m^{-2}] \quad (1.1)$$

où R est le rayonnement net à toutes longueurs d'onde, H est le flux turbulent de chaleur sensible, LE est le flux turbulent de chaleur latente, G est le flux conductif à la base du volume de neige/glace, P étant le flux d'énergie apporté par les précipitations, les flux dirigés de l'atmosphère vers la surface sont positifs par convention. Le stockage de l'énergie dans la neige/glace peut se faire sous deux formes selon que la neige/glace est à $0^\circ C$ ou non. La première correspond au changement de phase solide \leftrightarrow liquide au sein du manteau neigeux ou de la glace : ΔQ_M est donc le terme de variation du stockage de chaleur latente due à la fusion ou au regel. La seconde ΔQ_S correspond à une variation du stockage de la chaleur au sein du volume, en relation avec une variation de température de la neige/glace qui doit donc être en dessous de $0^\circ C$ par exemple dans le cas d'un manteau neigeux sec en hiver ou d'un glacier de haute altitude (>3500 m environ dans les Alpes).

Développons un peu le terme de rayonnement R . Le rayonnement net à toutes longueurs d'onde est la somme des rayonnements courtes longueurs d'onde incidentes et réfléchies, et des rayonnements grandes longueurs d'ondes incidentes et émises par la surface du glacier :

$$R = SW\downarrow(1 - \alpha) + LW\downarrow - LW\uparrow \quad [W.m^{-2}] \quad (1.2)$$

où $SW\downarrow$ est le rayonnement courte longueur d'onde incidente, $\alpha(= SW\uparrow/SW\downarrow)$ est l'albédo courte longueur d'onde, $LW\downarrow$ est le rayonnement grandes longueurs d'onde incidente et $LW\uparrow$ est le rayonnement grandes longueurs d'ondes émis par la surface. On peut considérer la neige ou la glace comme un corps noir quasi-parfait, soit $LW\uparrow = \epsilon.\sigma.T_s^4$ avec T_s la température de surface du manteau et l'émissivité ϵ égale à 1. Les rayonnements courtes longueurs d'onde sont celles émises par le soleil dans le spectre visible et le proche infra-rouge. Les grandes longueurs d'onde sont celles émises par les éléments du système terrestre comme la surface terrestre ou l'atmosphère. Rappelons que l'albédo est une valeur intégrée sur un volume, la neige étant en partie transparente aux rayonnements solaires sur ses vingt premiers centimètres, et il est ici intégré sur la gamme des courtes longueurs d'onde.

Une fois ce bilan d'énergie réalisé, on accède facilement au bilan de masse en dérivant la quantité d'énergie disponible pour faire fondre la neige ou la glace, ainsi que la quantité de précipitations solides qui se déposent à la surface.

Ainsi, pour reconstruire le bilan de masse d'un glacier via son bilan d'énergie, on voit qu'il est nécessaire de connaître un certain nombre de variables météorologiques pour calculer les flux d'énergie à la surface (température, précipitations, rayonnement), mais aussi un certain nombre de paramètres

du glacier, comme l'albédo de sa surface ou la composition des couches de neige/glace dans le manteau (température, teneur en eau liquide...).

1.2.2 Les différents modèles de bilan de masse

Modéliser le bilan de masse n'est pas chose aisée. Les flux d'énergie précédemment décrits (équation 1.1) sont extrêmement variables à courte échéance et demandent une grande connaissance du terrain (aspect et température de la surface) qui peut être très variable spatialement. Il convient donc de simplifier un peu la question. Un état des lieux assez détaillé des différentes possibilités de modélisation du bilan de masse est fait par *Greuell et Genthon* [2003]. Nous ferons juste ici un rapide inventaire des modèles utilisés couramment dans les études de bilan de masse.

1.2.2.1 Les modèles degré-jours

Le bilan de masse est principalement dépendant de deux termes : les précipitations hivernales qui gouvernent l'accumulation et la température estivale qui gouverne l'ablation. On peut se contenter de ces deux paramètres pour réaliser un modèle dit degré-jours. L'accumulation est déduite des précipitations tombées par température inférieure à 0°C, l'ablation est proportionnelle à la durée pendant laquelle la température dépasse 0°C. Ce coefficient de proportionnalité est variable pour chaque glacier (ou chaque portion de glacier) [Vincent, 2002] et est à déterminer en fonction de mesures de terrain.

En raison de la relative facilité d'accès de ces paramètres météorologiques (température, précipitations extrapolées à partir de données de vallée), c'est une méthode couramment utilisée pour de longues reconstructions dans le passé où la température et les précipitations sont les seules données disponibles. Ainsi, *Vincent et al.* [2005] reconstruisent des bilans de masse à partir de 1760 à partir des reconstructions de température de *Böhm et al.* [2001] en faisant simplement des hypothèses sur les précipitations.

On peut néanmoins remarquer que le calage du modèle degré-jours est réalisé dans des conditions actuelles. Il n'est donc pas obligatoirement valide à d'autres périodes car il prend de facto en compte d'autres termes de l'ablation, pas forcément liés à la température (rayonnement solaire par exemple).

1.2.2.2 Modèles plus détaillés

Des modèles d'ablation prenant en compte davantage de paramètres météorologiques ont été réalisés. Ils peuvent être globaux pour un glacier ou, au contraire, spatialisés. Les modèles globaux servent généralement à traiter tout un panel de glaciers à la fois [Gregory et Oerlemans, 1998].

Hock [1999] modélise l'ablation du glacier Stor en déterminant la vitesse de fonte à partir d'un index de température. Des modèles plus sophistiqués de bilan de masse (incluant donc la période d'accumulation), prenant en compte tous les termes du bilan d'énergie ont pu être développés avec plus ou moins de succès, pour modéliser l'évolution d'un manteau neigeux par exemple [Yamazaki et al., 1993], [Brun et al., 1992].

Plus récemment, et spécifiquement pour un glacier, *Klok et Oerlemans* [2002] décrivent leur modèle comme étant le premier modèle de bilan de masse spatialisé basé sur le calcul du bilan d'énergie de surface. *Klok et Oerlemans* [2002] prennent ainsi en compte tous les termes du bilan d'énergie, mais la partie interne du manteau neigeux n'est pas étudiée : l'albédo est calculé selon la méthode de *Oerlemans et Knap* [1998], la métamorphose de la neige n'est pas prise en compte explicitement.

Ces modèles, par contre, ne sont pas souvent exportés sur d'autres sites, peut être parce que trop dépendants de données météorologiques locales (voir § 1.3).

1.2.3 Le modèle de neige CROCUS

Dans le cadre de cette thèse, le bilan d'énergie / bilan de masse est réalisé grâce au modèle de neige CROCUS. Il permet de traiter à la fois le bilan d'énergie en surface et l'évolution interne du glacier. On peut espérer obtenir une modélisation plus physique du bilan de masse que celles obtenues par les modèles cités ci dessus.

Nous présentons dans ce chapitre la physique du modèle CROCUS tel qu'il a été développé initialement pour la modélisation du manteau neigeux. Les adaptations effectuées pour la modélisation spécifique du bilan de masse glaciaire sont décrites dans la section 2.1.

CROCUS a été développé au Centre d'Etude de la Neige de Grenoble, unité dépendant du Centre National de Recherches Météorologiques de Météo-France. Il est présenté dans 2 articles : *Brun et al.* [1989] et *Brun et al.* [1992]. Le premier décrit la paramétrisation du bilan d'énergie tandis que le deuxième article présente l'introduction du métamorphisme à l'intérieur du manteau neigeux.

Le modèle de neige CROCUS est utilisé opérationnellement depuis 1992 pour la prévision du risque d'avalanche sur les massifs montagneux français, associé au modèle expert MEPRA qui calcule la stabilité des pentes en fonction des profils nivologiques renseignés par CROCUS. Il a été validé en de nombreux sites français [*Martin et al.*, 1994], [*Martin*, 1995], mais est aussi désormais utilisé dans d'autres pays pour le suivi du manteau neigeux (Islande, Espagne).

CROCUS est un modèle unidimensionnel d'évolution du manteau neigeux, qui se veut le plus proche possible de la physique. A partir d'un état initial du manteau neigeux, il est capable de calculer l'évolution de ce manteau en fonction de paramètres météorologiques de surface. Les variables internes du modèle sont, pour chaque couche de neige :

- la température,
- la densité,
- le type de grains (défini par la taille, l'âge et la forme : sphéricité, dendricité),
- la teneur en eau liquide,
- une variable historique pour la gestion des métamorphoses.

CROCUS est contraint en surface par un certain nombre de variables météorologiques de surface (à la hauteur de 2 m par défaut) à renseigner au pas horaire :

- la température atmosphérique de surface,
- la vitesse du vent,
- l'humidité relative,
- les précipitations et leur type (solide ou liquide),
- le rayonnement infra-rouge incident,
- le rayonnement solaire direct incident,
- le rayonnement solaire diffus incident,
- la nébulosité.

A chaque pas de temps (15 minutes), CROCUS résout le profil de température du manteau neigeux et calcule les échanges d'énergie et de masse entre chaque couche, calcule la métamorphose des grains de neige en conséquence, transfère l'eau sous forme liquide ou vapeur, définit l'albédo de la couche de surface etc... Le schéma 1.7 résume le fonctionnement du modèle.

Le métamorphisme de la neige est décrit en fonction de la température de la couche considérée,

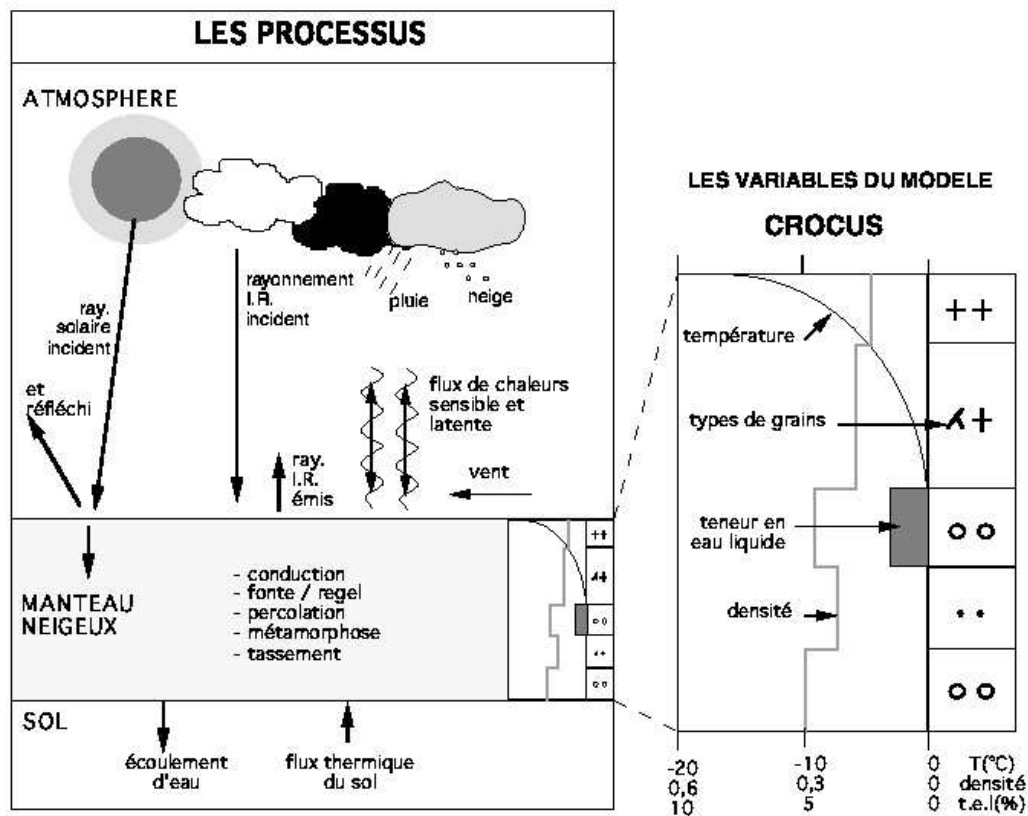


FIG. 1.7 – Principe du modèle CROCUS

du gradient de température, de la durée, de la teneur en eau liquide si le manteau n'est plus sec et de l'historique des métamorphoses précédentes de la couche considérée.

Les couches de neiges sont considérées parallèles à la pente. Le manteau est plus finement résolu aux abords de la surface, le nombre total de couches étant limité à 50 dans nos simulations. CROCUS est capable d'agréger deux couches ou de séparer une couche en deux pour gérer avec suffisamment de précision la stratigraphie du manteau. Les paramètres géographiques du lieu de simulation doivent être connus : altitude pour les calculs de pression de vapeur saturante, exposition et pente de la surface, ainsi que des masques alentours pour calculer les flux solaires incidents.

Connaissant pour chaque couche son épaisseur et sa densité, on a donc accès à tout moment au bilan de masse du manteau neigeux.

1.2.3.1 Paramétrisation de l'albédo

Comme nous l'avons vu dans le paragraphe sur le bilan d'énergie, l'albédo est un paramètre important qu'il convient de décrire le plus finement possible. Dans CROCUS, il est défini sur 3 bandes spectrales : $0.3-0.8 \mu\text{m}$, $0.8-1.5 \mu\text{m}$, $1.5-2.8 \mu\text{m}$. L'albédo est paramétré empiriquement à partir de l'âge de la couche de surface, du diamètre optique des grains de neige et de la pression de l'air (voir notice [Météo-France, 1996]). Ces paramétrisations ont évolué au cours du temps selon les différentes versions de CROCUS (et ne semblent d'ailleurs pas bien fixées entre les notices d'utilisation et le code

pour la version 2.2...).

C'est le type de grain en surface qui va principalement déterminer l'albédo. Il a évolué au fil de ses métamorphoses en surface ou à l'intérieur du manteau neigeux ; on peut donc attendre une meilleure représentation de la fonte par rapport à des modèles où la physique interne du manteau n'est pas prise en compte.

1.2.3.2 Autres composantes du bilan d'énergie

Les rayonnements grandes longueurs d'onde émises par le manteau sont calculées à partir de la température de surface du manteau, par simple application de la loi de Stefan-Boltzmann (émissivité de 1). Le flux solaire est séparé entre flux solaire direct et diffus, afin de pouvoir prendre en compte l'ombre des masques alentours (montagnes, couvert végétal) pour le flux solaire direct selon la position du soleil dans le ciel. La nébulosité sert à répartir le rayonnement solaire entre les trois bandes spectrales prises en compte dans le calcul de l'albédo, et non pas à calculer directement le flux solaire diffus. Les flux turbulents (sensible et latent) sont calculés avec un coefficient d'échange dépendant du nombre de Richardson, mais la rugosité de la surface est fixe (ce qui correspond à une longueur de rugosité de 3mm). On remarquera que l'épaisseur de la couche limite où sont faits ces échanges est supposée constante. Cela peut poser des problèmes pour le renseignement des variables météorologiques d'entrée (Sections 1.3 et 2.4.1).

1.3 Données météorologiques d'entrée

1.3.1 Cahier des charges

Comme nous l'avons vu au paragraphe précédent, CROCUS a besoin d'un certain nombre de paramètres météorologiques au pas horaire : la température atmosphérique de surface, la vitesse du vent, l'humidité, les précipitations et leur type (solide ou liquide), le rayonnement infra-rouge, le rayonnement solaire direct, le rayonnement solaire diffus et enfin la nébulosité.

Ces données doivent, de plus, être disponibles et pertinentes pour la surface du glacier. Les glaciers modélisés n'ayant pas, jusqu'à août 2005, de station météorologique à proximité immédiate, il faut donc avoir recours à des observations plus lointaines. Par ailleurs, il faut des séries sans interruption de mesures, ce qui est rare pour des données issues de stations météorologiques expérimentales, et si possible, sur une échelle de temps assez longue. Enfin, à terme, il serait souhaitable de pouvoir étendre les reconstructions de bilan de masse à des glaciers qui ne sont pas scientifiquement suivis, donc sans mesures météorologiques à proximité.

Certains glaciers européens sont équipés de station météorologiques à proximité (Arolla en Suisse [Strasser *et al.*, 2004], Storglaciären en Suède [Holmlund *et Jansson*, 2002]), ce qui n'était pas le cas en France au démarrage de ce travail.

Nous avons, de fait, utilisé les données météorologiques disponibles à une échelle assez fine et sur l'ensemble des massifs montagneux français, les données SAFRAN.

1.3.2 Principe des données SAFRAN

SAFRAN (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige) a été développé au CEN, pour répondre à la question de l'alimentation des modèles de manteau neigeux en zone montagneuse [Durand *et al.*, 1993].

L'ensemble des zones montagneuses françaises est découpé en massifs (superficie de 400 à 1000 km²). Ce sont des zones considérées comme homogènes d'un point de vue météorologique, correspondant globalement aux massifs orographiques. Ainsi, les quatre zones SAFRAN autour de Grenoble sont la Chartreuse, le Vercors, l'Oisans et Belledonne (voir carte de *Martin et al.* [1994]). Les données SAFRAN sont disponibles pour chacun de ces massifs avec une discrétisation verticale de 300 m, et pour les orientations suivantes : N, E, SE, S, SW, W et plat.

L'originalité du modèle est d'assimiler pratiquement toutes les données météorologiques disponibles et de prendre en compte des séries de données discontinues dans le temps. Une ébauche de l'atmosphère à grande échelle, obtenue à partir de modèles de circulation générale, est corrigée en fonction des observations locales disponibles (température, vent, humidité, précipitations, nébulosité). Ces observations locales peuvent venir de stations météorologiques classiques, en plaine ou en vallée, mais aussi des postes nivo-météo et de stations NIVOSE. L'ébauche d'atmosphère sert en particulier à alimenter un modèle radiatif (le rayonnement n'est pas observé). Une partie de l'information ainsi traitée est ensuite transmise au module d'analyses des paramètres de surface, qui sont effectuées toutes les 6 h. Les précipitations sont d'abord traitées au pas journalier. Tous les paramètres météorologiques sont ensuite interpolés au pas horaire et calculés au niveau de la "surface" (hauteur des observations au sol, 2 ou 10 m selon les postes pour le vent).

Des informations plus détaillées sur le fonctionnement et la méthode d'assimilation peuvent être cherchées dans la notice technique [*Météo-France*, 2004].

Plus récemment, SAFRAN a été étendu à toute la France, par exemple pour des modélisations hydrologiques où il est couplé avec le modèle de sol ISBA et le modèle hydrologique MODCOU [*Rousset et al.*, 2004].

1.3.3 Validité des données SAFRAN

1.3.3.1 Validation des réanalyses 1981-2004

Nous utilisons des réanalyses SAFRAN, c'est-à-dire que ce ne sont pas les fichiers qui ont été générés au jour le jour pour la prévision opérationnelle. En fait, ces fichiers ont été reconstitués à partir d'une base de données météorologiques locales et un même modèle de climat a servi pour reconstituer les champs à grande échelle sur la période.

Les données SAFRAN ont tout d'abord été reconstruites par le CEN à partir du 1er août 1981. Nous les appellerons SAFRAN₁. C'est avec ces données que nous avons débuté notre étude. Dans un second temps de ce travail, il a été proposé une extension des réanalyses SAFRAN à partir de 1958 (appelées SAFRAN_{ERA40}), en utilisant les réanalyses à grande échelle ERA40 du Centre Européen de prévision. En comparant les deux jeux de données sur la partie commune 1981-1998, il est apparu un certain nombre de différences (voir Figure 1.8), provoquant des effets assez notables dans la reconstruction des bilans de masse.

Il s'est avéré que c'était essentiellement l'humidité qui était en cause. Sur la période 1981-1993, les valeurs de l'humidité de SAFRAN₁ étaient plus élevées que celle obtenues à partir des réanalyses ERA-40. Après comparaison des ébauches des deux séries de données avec des radiosondages de Lyon, on peut dire que l'humidité de SAFRAN₁ est surévaluée sur cette période 1981-1993. Après vérification, deux modèles ont été utilisés pour reconstruire les données SAFRAN₁ : celui du Centre Européen de Prévision de 1981 à 1993, puis Arpège (*Météo-France*) après 1993. Ce serait donc les premières réanalyses du Centre Européen de Prévision (avant ERA40) qui seraient incriminées. Le jeu de données SAFRAN_{ERA40} est donc, a priori, meilleur que SAFRAN₁. C'est normal car malgré

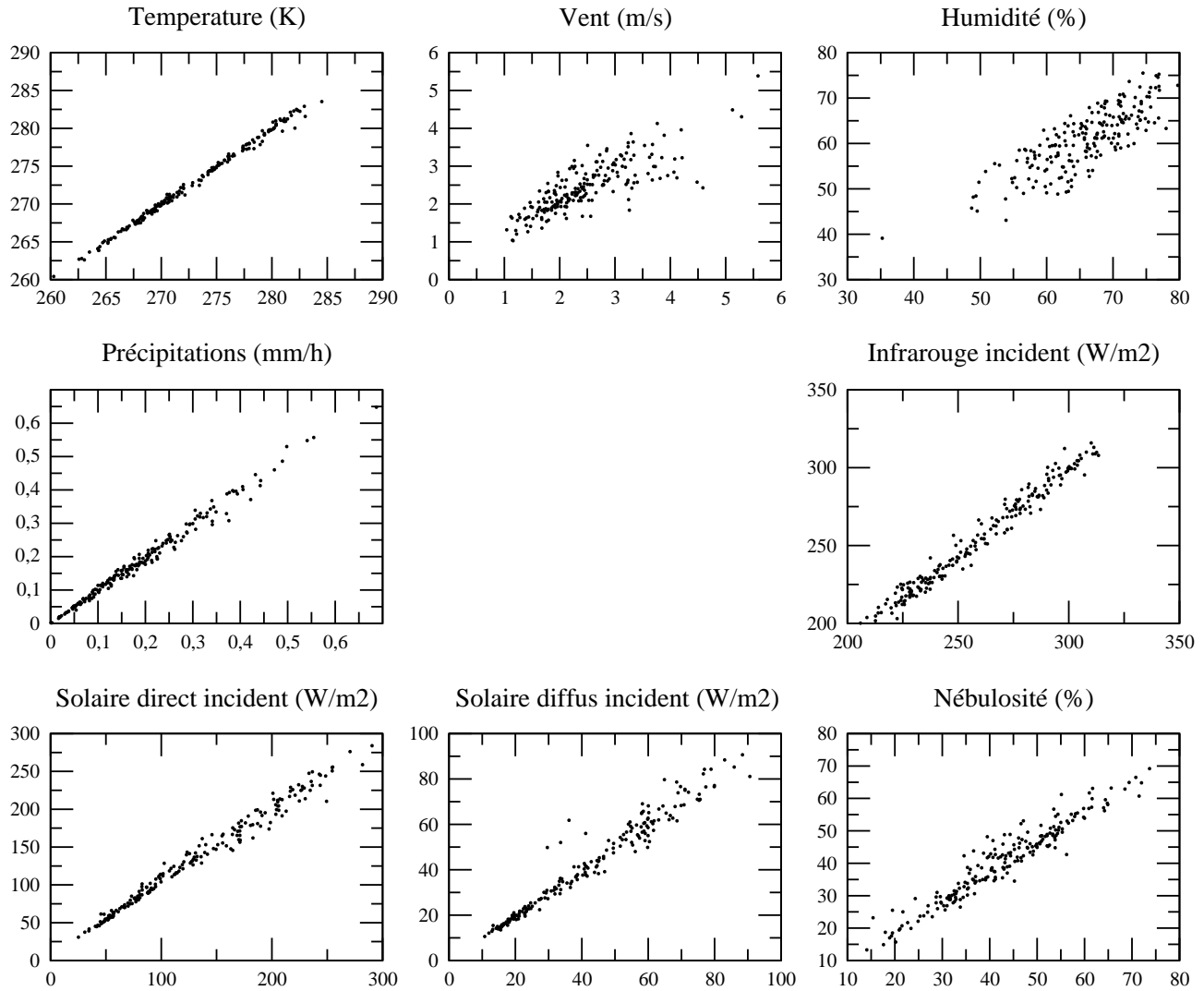


FIG. 1.8 – Comparaison entre SAFRAN_{ERA40} (ordonnées) et SAFRAN₁ (abscisses) en moyenne mensuelle sur la période 1981-1993

sa résolution plus faible, il utilise plus d'observations et a un meilleur schéma d'assimilation. Dans la suite de ce travail, nous utiliserons donc la série issue des réanalyses ERA40.

1.3.3.2 Validation locale de SAFRAN

SAFRAN ayant été, à l'origine, conçu pour la prévision du risque d'avalanche, il a été validé sur les périodes hivernales. Le nombre d'observations nivo-météo étant bien moindre en été, on peut éventuellement s'attendre à une dégradation des résultats durant cette saison. Par ailleurs, les observations locales sont quasiment toutes effectuées en vallée ou à l'altitude des stations de ski, c'est à dire bien en dessous de l'altitude des glaciers étudiés. On ne peut donc pas connaître la qualité de l'extrapolation en altitude. Cette erreur potentielle en altitude est en partie compensée par le fait que

les conditions au sommets des montagnes sont plus proches des conditions de l'atmosphère libre (modélisée correctement à grande échelle) et donc moins influencées par des effets locaux. Si la chaîne SAFRAN-CROCUS a été correctement validée sur un certain nombre de stations d'observation nivométéorologique [Martin, 1995], elle devra, dans notre cas, être à nouveau soigneusement validée pour les glaciers (voir chapitre 2.3)

Une validation directe de SAFRAN sur un glacier a été tentée. En effet, le CEMAGREF de Grenoble (Michel Gay) avait installé une station météorologique à 3098 m d'altitude sur le glacier de Sarennes, sur le versant sud des Grandes Rousses, durant trois années. Les mesures de cette station n'avaient jamais été utilisées. Nous avons tenté de dépouiller ces résultats, mais il s'avère que les capteurs ont eu de nombreux dysfonctionnements et, finalement, une très faible fraction des mesures est exploitable.

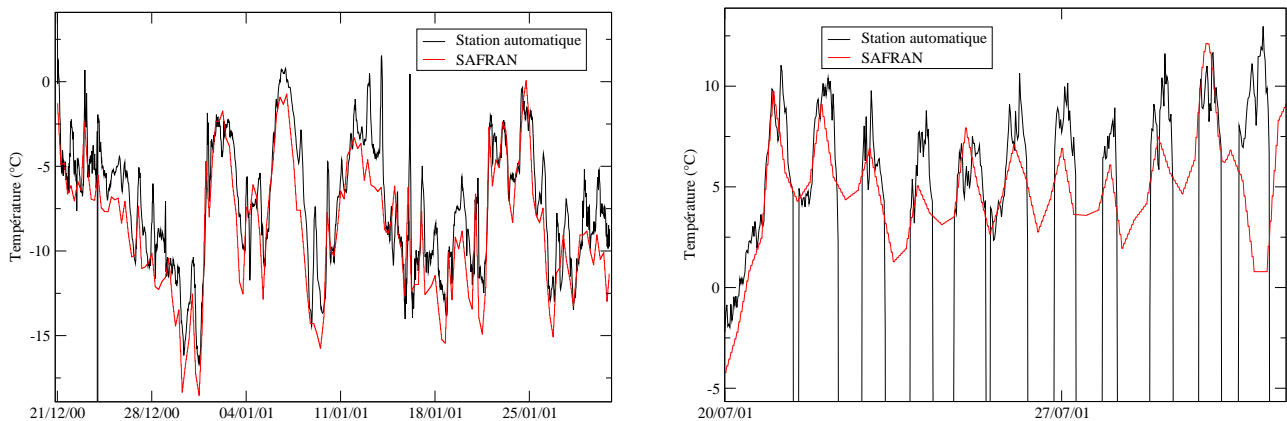


FIG. 1.9 – Comparaison entre la température calculée par SAFRAN à 3100m d'altitude et les mesures de la station automatique du glacier de Sarennes, pour 2 séries de l'année 2000/2001. On constate de nombreuses pannes de la station sur la 2^{ème} série

La figure 1.9 présente les résultats de la comparaison entre SAFRAN et les mesures de la station pour la température. Les deux courbes sont bien corrélées, mais on constate une variabilité journalière moins forte pour SAFRAN. Par ailleurs, il y a un biais systématique de -2°C pour SAFRAN. Cependant, vu la qualité des mesures suivantes et le fait que nous n'ayons pas de précisions sur l'installation (hauteur par rapport au sol, ventilation) et l'étalonnage, nous nous garderons de corriger les données SAFRAN. Ces données parcellaires introduisent cependant un doute et montrent l'importance qu'il y aurait à valider précisément les données SAFRAN.

L'installation de stations météorologiques automatiques aux abords des glaciers de St Sorlin et d'Argentière durant l'été 2005 permettra de disposer de données météo directement utilisables sur le glacier pour faire tourner un modèle de bilan de masse, permettant ainsi de quantifier précisément les erreurs du modèle de bilan de masse et non pas la combinaison des erreurs d'un modèle météo et d'un modèle de bilan de masse. Par ailleurs, ces stations météorologiques permettront d'affiner localement les données SAFRAN, en particulier à l'altitude des glaciers.

Chapitre 2

Modélisation du bilan de masse des glaciers avec le modèle CROCUS

Introduction

Ce chapitre présente la modélisation du bilan de masse des glaciers alpins en utilisant le modèle CROCUS. Une première partie décrit les adaptations qui ont été faites dans CROCUS pour la modélisation spécifique des glaciers. La deuxième partie décrit la spatialisation du bilan de masse et les éventuels ajustements aux mesures de terrain. La troisième partie traite de la validation du modèle. La dernière partie revient sur la validation du modèle et l'opportunité d'utiliser CROCUS pour la simulation du bilan de masse glaciaire.

2.1 Adaptation du modèle CROCUS pour la modélisation du bilan de masse glaciaire

CROCUS a été conçu initialement pour simuler un manteau neigeux saisonnier et fournir des profils au module MEPRA afin de quantifier les risques d'avalanche. CROCUS a servi à d'autres applications, notamment pour des simulations de manteau neigeux dans les zones polaires antarctiques [Dang *et al.*, 1997] ou arctiques [Genthon *et al.*, 2001]. Quelques tentatives d'utilisation pour la modélisation du bilan de masse ou d'énergie des glaciers ont été effectuées. Wagnon [1999] a tenté de modéliser le bilan d'énergie sur les glaciers tropicaux, mais l'albédo n'était pas adapté pour la glace et la présence de pénitents complique le calcul des flux turbulents. Martin [1997] a utilisé CROCUS pour reconstituer le bilan de masse sur le glacier de Sarennes dans le massif des Grandes Rousses, à l'occasion d'une modélisation hydrologique de l'ensemble d'un bassin versant. Le glacier était représenté par un point unique. A cette occasion, le code de CROCUS a été modifié pour augmenter les flux turbulents lorsque la glace est en surface.

2.1.1 Introduction de la glace de glacier dans le code

Afin de modéliser le bilan de masse d'un glacier, il faut tout d'abord définir la glace dans le modèle. La glace est simplement considérée comme une variété de neige spéciale, avec une masse volumique de 910 kg.m^{-3} .

Les paramètres optiques de la glace n'ont pas été définis, car son albédo est prescrit et non pas calculé à partir de la sphéricité ou de la dendricité comme la neige.

Martin [1997] a modifié le coefficient d'échange des flux turbulents quand la glace est en surface en le multipliant par 2. Si on traduit ceci en terme de longueur de rugosité de la surface, cela revient à prescrire un $z_0 = 2 \text{ mm}$ pour la glace (alors qu'il est de 0.3 mm pour la neige dans CROCUS). Cette valeur est dans la gamme trouvée dans la littérature : 1 à 10 mm pour la glace et la neige fondante pour Greuell *et Genthon* [2003], 2 à 30 mm pour Wagnon [1999] selon la présence de pénitents ou pas. En l'absence de moyen de mesure de ces flux turbulents sur le glacier, nous nous contenterons de ce calage, qui semble reproduire correctement l'ablation (Chapitre 2.3).

2.1.2 Paramétrisation de l'albédo

Si nous n'avons pas prescrit la microphysique de la glace dans le modèle, il convient par contre de décrire le plus finement possible l'albédo de la glace, qui est en surface, alors que le glacier reçoit son maximum de rayonnement solaire. Une erreur de 0.1 sur l'albédo entraîne une erreur moyenne journalière sur le rayonnement solaire absorbé de 30 W.m^{-2} durant l'été. Quelques mesures d'albédo

réalisées sur le glacier de St Sorlin le 30 juillet 2003 (J. Corripio, P. Etchevers, C. Genthon, M. Gerbaux), par un temps plutôt couvert donnent un albédo de 0.22 à 0.27 pour la glace selon le lieu et l'ensoleillement. Le 23 septembre, P. Wagnon et E. Lemeur mesurent par ciel dégagé un albédo de 0.15 à 0.20 pour la glace sale. On peut tabler sur une incertitude relative maximum de 10% avec les pyranomètres utilisés... Ces résultats sont résumés dans le tableau 2.1.

Type de surface	albédo	conditions météorologiques
Glace noire et sale	0.22	soleil
Mélange de glace sale et de glace blanche	0.20-0.25	couvert
Glace sale	0.18-0.19	intervalles soleil et nuages
Glace de regel	0.30	soleil
Crevasses, ponts de neige sales	0.22	couvert
Glace sale + eau liquide	0.20	couvert

TAB. 2.1 – Mesures d'albédo sur le glacier de St Sorlin.

Ne connaissant pas la teneur, la taille et la nature des impuretés contenues dans la glace, il n'est pas évident, a priori, de répartir cet albédo global dans les trois bandes nécessaires au modèle (0.3-0.8 μm , 0.8-1.5 μm et 1.5-2.3 μm). On se base sur les courbes albédo/longueur d'onde de Warren [1982], réalisées pour la neige, pour effectuer cette répartition. L'incertitude étant forte par ailleurs sur la concentration d'impuretés, on ne tient pas compte de la variation de l'albédo en fonction de l'exposition ou de l'heure comme cela peut être fait [Sicart, 2002]. De même, la période où la glace est à nue étant réduite, on néglige les variations annuelles en fonction de l'angle zénithal. La modification de la surface de la glace et les changements dans la distribution des impuretés (lessivage) durant l'été ne sont pas pris en compte.

Les deux séries de mesures sur le terrain, réalisées à peu près aux mêmes créneaux horaires, semblent indiquer une variation de l'albédo de la glace en fonction de la nébulosité. La dépendance de l'albédo de la neige à la nébulosité est acquise : pour la neige, l'albédo intégré sur la gamme de longueur d'onde est plus faible par ciel dégagé que par temps couvert, les nuages absorbant une partie de la radiation infrarouge où l'albédo est proportionnellement plus faible [Warren, 1982]. On pourrait donc logiquement attendre la même chose de la glace. Cependant, [Jonsell *et al.*, 2003] n'ont pas observé sur le Storglaciren en Suède de dépendance de l'albédo à la nébulosité pour la glace contrairement à la neige. Etant donné le peu de mesures et le faible impact sur la modélisation du bilan de masse, nous avons donc abandonné notre paramétrisation de l'albédo de la glace en fonction de la nébulosité.

Par ailleurs, Brock *et al.* [2000] montrent que la dépendance de l'albédo à la couverture de débris n'explique que 41% de la variabilité spatiale de l'albédo de la glace sur le Haut glacier d'Arolla. Le reste de la variabilité spatiale et temporelle peut être difficilement modélisé.

Nous nous contenterons donc, dans ce travail, d'une paramétrisation fixe de l'albédo de la glace, faute de mesures suffisantes pour une prise en compte de la teneur en impuretés, de l'avancée dans la saison de fonte ou de la nébulosité.

Les nouvelles valeurs d'albédo de la glace de glacier prescrites dans Crocus sont donc (comparées aux valeurs précédemment prescrites) :

- sur la bande 0.3-0.8 μm : 0.22 au lieu de 0.45.
- sur la bande 0.8-1.5 μm : 0.16 au lieu de 0.3.
- sur la bande 1.5-2.8 μm : 0.05 au lieu de 0.1.

2.1.3 Autres modifications et initialisation de la simulation

Quand CROCUS est utilisé pour modéliser un manteau neigeux saisonnier, un flux à la base du manteau correspondant à la restitution de la chaleur emmagasinée par le sol durant la période sans neige est prescrit. Dans le cas d'un glacier, ce flux n'existe pas, la seule source de chaleur provenant du sol étant le flux géothermique, relativement faible. On considère que ce flux sert uniquement à la fonte basale du glacier, et donc qu'il n'intervient pas dans le calcul du bilan d'énergie (le bas du manteau modélisé reste de la glace à 0°C). Ainsi, dans le nouveau code, le flux basal vaut simplement 0 W.m⁻².

Les glaciers alpins étant en très grande majorité des glaciers tempérés, l'ensemble de la couche de glace est défini comme étant à la température de fusion lorsqu'on initialise le profil vertical du glacier/manteau neigeux en début de simulation. Le fait que les glaciers étudiés soient à 0°C évitent les problèmes de stock de chaleur (dépendant alors de l'épaisseur du glacier) et par conséquent d'avoir à prescrire une épaisseur précise de glace. Plusieurs simulations ont été réalisées avec des épaisseurs initiales de glace variables (de quelques mètres à plus de mille mètres) : le schéma de calcul du profil de température n'est pas affecté. On peut donc prescrire en début de simulation une épaisseur de glace suffisante pour assurer sa présence durant toute l'expérience. En effet, comme la dynamique glaciaire n'est pas prise en compte dans le modèle, l'épaisseur prescrite en début de simulation décroît en cours de simulation en zone d'ablation et les bilans cumulés sont très négatifs (20 ans de simulation avec une ablation annuelle moyenne de 5m font disparaître 100m d'épaisseur de glace). Dans la réalité, la variation d'épaisseur est bien moindre (nulle si le glacier est à l'équilibre) car la zone d'ablation est réalimentée en glace par l'écoulement du glacier. En revanche, cette fonte importante (ou l'accumulation importante en zone d'accumulation) n'affecte pas l'altitude de la surface qui reste constante durant cette simulation.

Si on souhaitait modéliser un glacier froid (donc un stock potentiel de chaleur sensible), il faudrait par contre réfléchir à ces questions d'épaisseur qui varient durant la simulation.

2.2 Spatialisation du bilan de masse et ajustement aux mesures de terrain

2.2.1 Spatialisation du bilan de masse

CROCUS est un modèle unidimensionnel d'évolution du manteau neigeux, tous les calculs se faisant orthogonalement à la pente. Afin de pouvoir décrire précisément l'évolution du bilan de masse en tout point du glacier, on ne peut se contenter d'une seule simulation à partir de laquelle on extrapolerait le bilan de masse sur l'ensemble du glacier. On va donc faire tourner CROCUS en un certain nombre de points du glaciers. CROCUS a besoin de plusieurs paramètres géographiques pour tourner : altitude pour des calculs de pression, pente et orientation pour les calculs de flux incidents et de bilan d'énergie, masque des sommets alentours pour le calcul du flux solaire direct reçu. Un modèle numérique de terrain assez précis est donc nécessaire pour nos simulations.

L'orientation et l'altitude du point modélisé vont aussi nous servir pour le calcul des données météorologiques d'entrée. Nous disposons des fichiers SAFRAN par pas de 300 m en altitude et pour diverses orientations. Ces fichiers sont interpolés linéairement selon l'altitude et l'orientation pour obtenir la météorologie au point considéré.

Le bilan de masse est donc calculé en un certain nombre de points du glacier, typiquement en utilisant une grille de 200 m de côté, mais on peut rajouter ou enlever des points. Cette résolution de 200 m semble être un bon compromis. Il faut avoir une résolution assez fine pour capturer la variabilité spatiale du bilan de masse, en particulier pour bien cerner la zone d'ablation et la zone d'accumulation, mais descendre plus bas en résolution amène à l'échelle de phénomènes non pris en compte à ce jour dans le modèle : dépôts d'avalanche, champs de crevasses... Quand on calcule le bilan de masse, il convient de bien projeter les évolutions d'épaisseurs (en équivalent eau) sur la verticale, et non pas de rester orthogonal à la pente.

2.2.2 Ajustement aux mesures de terrain

Faire tourner le modèle sans plus de modification amène à une sous-estimation très nette du bilan de masse. Les précipitations sont en fait très sous-estimées par SAFRAN sur le glacier et un ajustement de ces précipitations est évidemment nécessaire. Pour ce faire, nous avons comparé les précipitations neigeuses calculées par SAFRAN aux cumuls hivernaux mesurés sur le glacier entre la fin de la période d'ablation (septembre-octobre) et le début de la période d'ablation suivante (avril-mai) (voir mesures de bilan de masse hivernal au paragraphe 1.1.2.1). On compare l'ensemble des mesures année par année et sur tous les sites (voir Figure 2.1). Pour St Sorlin, un facteur multiplicateur de précipitation de 1,5 est trouvé sur l'ensemble du glacier. Il peut être légèrement supérieur dans les zones de dépôts au pied des pentes plus raides et légèrement inférieur dans les zones exposées au vent et soumises à l'érosion éolienne. La variabilité interannuelle est assez faible sur la zone centrale du glacier, elle est plus importante sur les bords, ceci étant dû à ces transports de neige. Le facteur moyen est de 1.4 sur Argentières, avec une variabilité spatiale un peu plus grande due à la topographie nettement plus marquée.

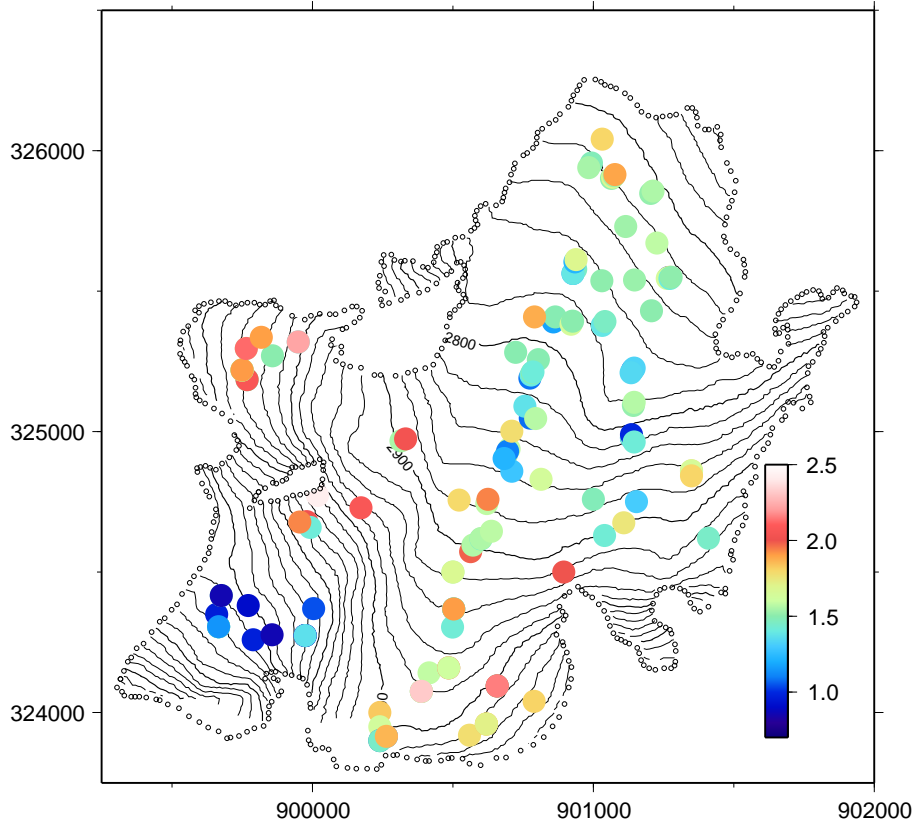


FIG. 2.1 – Rapport entre les accumulations hivernales mesurées sur le glacier de St Sorlin et l'accumulation déduite des précipitations prescrites par SAFRAN. Chaque point représente une mesure pour une année.

Le coefficient multiplicateur de précipitations étant assez constant sur le glacier, dans l'avenir, on pourrait peut-être se contenter d'une mesure fiable de précipitation pour l'ensemble du glacier et redistribuer la neige dans les endroits sensibles en utilisant une méthode type *Quinn et al.* [1991].

Une fois le facteur multiplicateur de précipitation déterminé aux points de mesure, il est interpolé sur l'ensemble du glacier afin de pouvoir faire tourner CROCUS n'importe où (Figure 2.2).

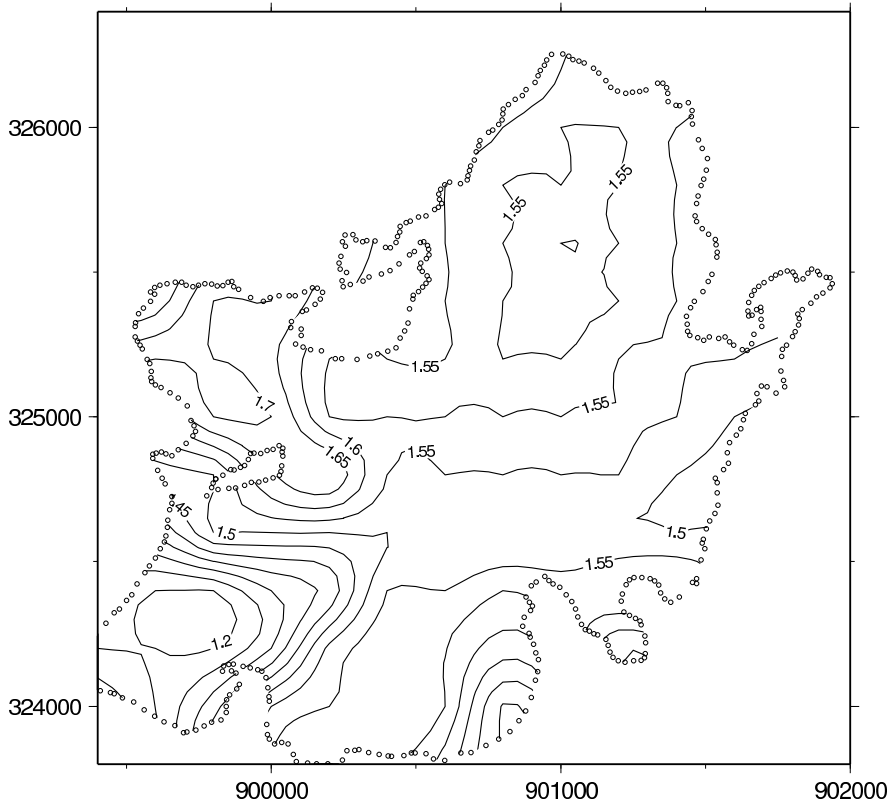


FIG. 2.2 – Carte des facteurs multiplicatifs de précipitations issues de SAFRAN en entrée de CROCUS pour le glacier de St Sorlin.

Les précipitations sont ainsi le seul paramètre que l'on ajuste en sortie de SAFRAN pour modéliser le bilan de masse des glaciers étudiés. L'opportunité de modifier d'autres paramètres sera discutée au paragraphe 2.4.1. Ces corrections peuvent sembler très fortes (50% !), mais il faut savoir que les précipitations sont le paramètre le plus dur à modéliser pour SAFRAN, car elles sont très variables sur un massif, même climatologiquement homogène. De plus, le fait de ne pas avoir d'observation à l'altitude des glaciers (§ 1.3.3.2) ne permet pas de modéliser correctement le gradient altitudinal de précipitations, et les précipitations calculées par les modèles synoptiques sont généralement médiocres. Par ailleurs, pour St Sorlin, le glacier est peut être placé plus directement sous l'influence de la vallée de la Maurienne, plus humide que le massif des Grandes Rousses. Pour Argentières, c'est sûrement le relief très marqué qui cause une accumulation plus forte que la moyenne sur le reste du massif.

2.3 Validation

Dans ce chapitre, nous traiterons des différents moyens que nous avons utilisés pour valider le modèle de bilan de masse et la spatialisation de ce bilan. Les mesures directes de bilan de masse,

utilisées pour le calage des précipitations, ne sont utilisables pour la validation que dans une certaine mesure (§ 2.3.1). La distribution spatiale du bilan de masse sera donc validée à partir d'images satellite ou de photographies prises sur le terrain (§ 2.3.2). Le bilan spécifique sera, quant à lui, validé à partir de mesures photogrammétriques (§ 2.3.3).

2.3.1 Validation de l'ablation aux points de mesure

Les mesures de bilan de masse sur les glaciers suivis par le LGGE sont faites intensivement et de manière régulière depuis 1994. Ayant besoin de contrôler la possible variabilité spatio-temporelle de l'accumulation, nous n'avions pas assez de mesures pour en garder une partie de côté pour la validation. Les mesures de terrain servent donc à contrôler que le facteur multiplicateur de précipitations moyen prescrit en un point est correct, et par ailleurs, les mesures de bilan annuel (qui ne sont pas utilisées pour le calage des précipitations) servent à valider la valeur de l'ablation estivale.

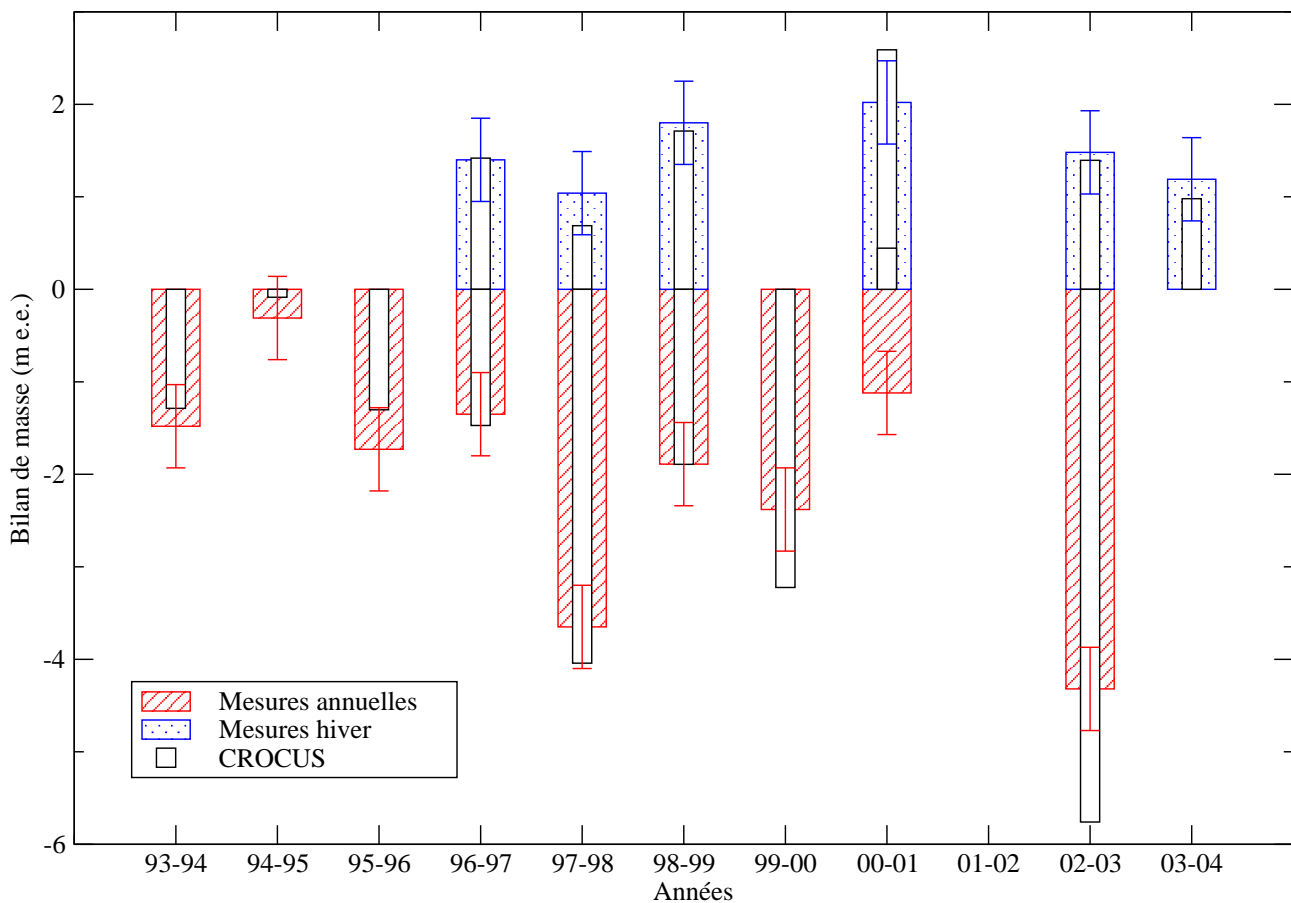


FIG. 2.3 – Comparaison des bilans de masses modélisés et mesurés à St Sorlin vers 2800m (X=901000, Y=325600) pour les années où des mesures ont été effectuées à cet endroit. Les barres larges correspondent aux mesures de terrain, avec les erreurs correspondantes (voir § 1.1.2.2), les barres blanches correspondent au bilan calculé par CROCUS pour les mêmes périodes.

Le point modélisé dans la figure 2.3 est représentatif de ce que l'on peut observer aux points de mesure. L'accumulation modélisée pour chaque année (le facteur multiplicateur de précipitation est calé une fois pour toute, rappelons-le) reste généralement dans la barre d'erreur. Par contre pour l'ablation, le modèle dépasse souvent les barres d'erreur, mais il n'y a pas de biais systématique, ce qui fait que le bilan cumulé année après année reste correct. Ces erreurs dans la modélisation de l'ablation sont rediscutées au paragraphe 2.4.

2.3.2 Validation de la spatialisation du bilan de masse

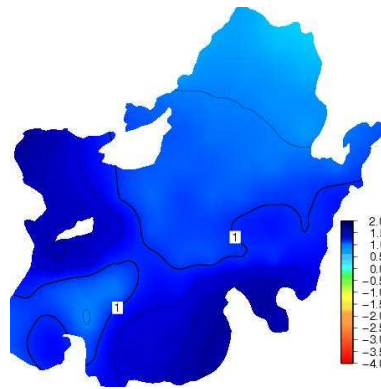
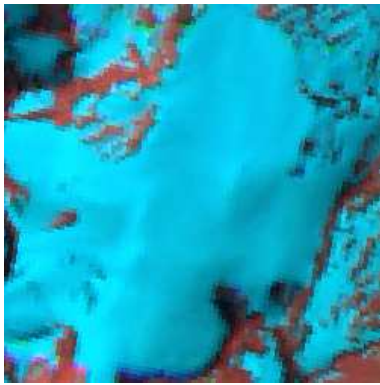
Les mesures de terrain sur le glacier ne couvrent pas toutes les zones (Figures 1.2 et 1.4). Il est intéressant de savoir si le modèle est apte à reproduire le bilan de masse là où il n'y a pas de mesure. Des indicateurs indépendants des mesures directes du bilan de masse (§ 1.1.2.1) pour décrire la distribution spatiale de ce bilan sont, par exemple, la ligne de neige ou la ligne d'équilibre.

Nous appellerons "ligne de neige" la ligne qui sépare une surface de neige récente d'une surface de glace ou de vieille neige. La ligne d'équilibre est la ligne de bilan de masse nul, le bilan étant calculé depuis la fin de la saison d'ablation précédente. Durant la saison d'ablation, s'il n'y a pas de chutes de neige, la ligne de neige coïncide avec la ligne d'équilibre. En cas de chutes de neige fraîche, il faut attendre que celle-ci ait fondu pour pouvoir exploiter la ligne de neige en terme de bilan de masse. Cette ligne de neige est un paramètre facilement accessible à partir d'observations visuelles. Elle permet donc de valider l'ablation globale quand la neige de l'hiver a fondu, ou au contraire la bonne modélisation de la fonte de la neige en début de saison d'ablation, ou de la disparition d'une chute de neige récente par rapport à l'observation. Ces observations de position de ligne de neige peuvent être de plusieurs type : une photographie occasionnelle, qui permettra de situer qualitativement la position de la ligne de neige par rapport à des observations de paysage (exemple Figure 1.1), ou bien une image géoréférencée, calculée à partir d'images satellite ou de photographies prises sur le site même d'observation dans des conditions précises.

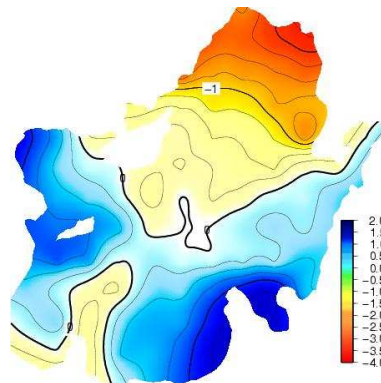
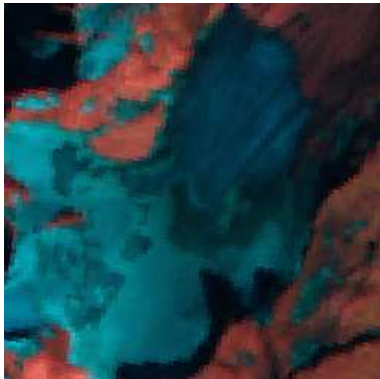
2.3.2.1 Validation avec les images satellite

La position de la ligne de neige est accessible à partir d'images satellite prises dans le visible, voire en radar durant l'hiver pour avoir la position de la ligne d'équilibre à la fin de la saison d'ablation précédente [Gerbaux *et al.*, 2004]. Ces images ont été traitées par Jean-Pierre Dedieu afin d'en tirer la position de la ligne de neige : Orthorectification, et extraction de la ligne de neige par rapport à du névé ou de la glace. Cette méthode est décrite par Rabatel *et al.* [Sous presse], qui reconstitue les bilans de masse de glaciers alpins à partir de la position de la ligne d'équilibre déterminée par satellite. L'intérêt de ces images satellite est de pouvoir retrouver de l'information à partir des années 80, alors que la position de la ligne de neige n'était pas forcément suivie. Par ailleurs, quand notre méthode de bilan de masse sera appliquée à des glaciers non-mesurés, ce sera le seul moyen de validation.

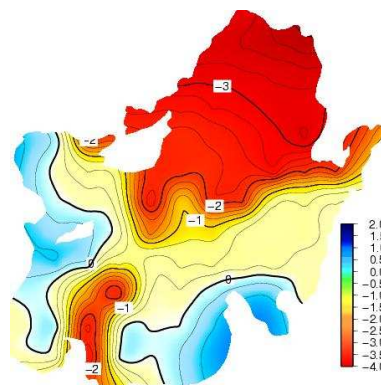
Pour St Sorlin, nous disposons ainsi pour la période 1984-2002 d'au moins une image par an, généralement mais pas systématiquement, prise vers la fin de la saison d'ablation. Les données proviennent des satellites SPOT, Landsat TM et ASTER dans le visible, et ERS-1 pour le radar. Nous nous sommes assurés qu'il n'y avait pas eu de chute de neige récente pour les images utilisées (certaines images douteuses ont été éliminées suite au contrôle de la météorologie des jours précédents la prise de vue avec SAFRAN). La ligne de neige est donc confondue avec la ligne d'équilibre calculée à partir du début de la saison d'accumulation précédente. Pour chaque date, l'image satellite a été comparée avec la distribution du bilan de masse calculée pour cette date.



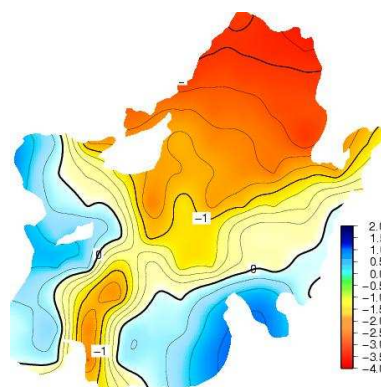
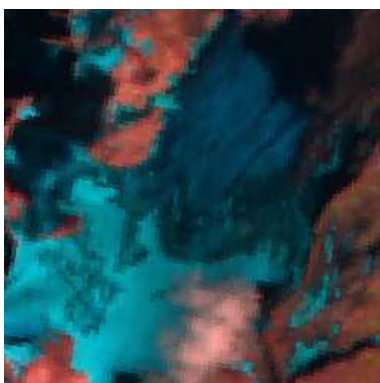
30 7 1984



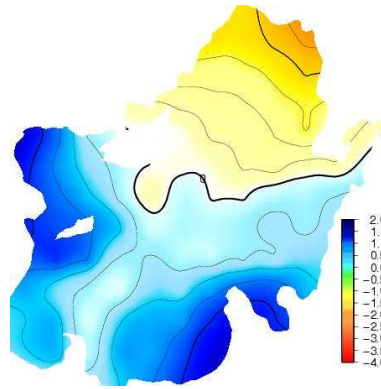
28 9 1985



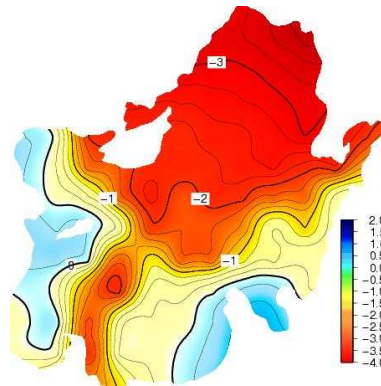
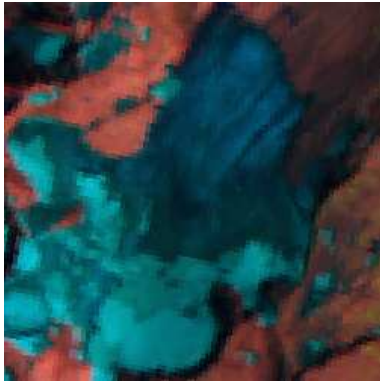
5 10 1986



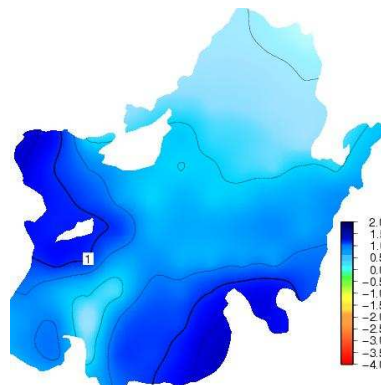
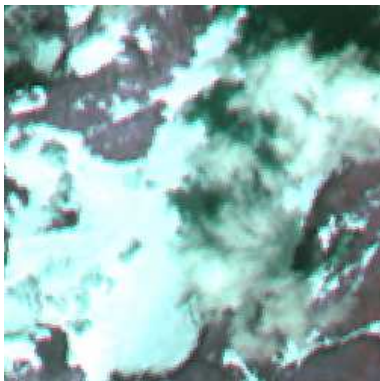
18 9 1987



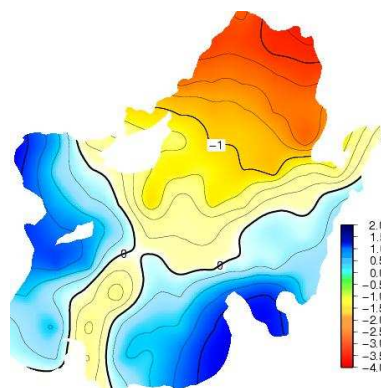
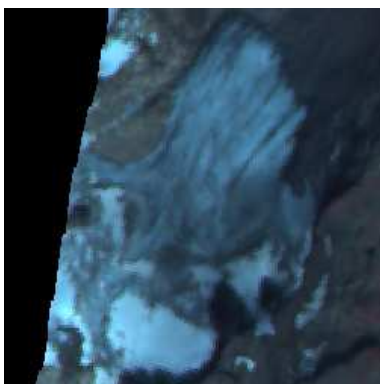
26 8 1988



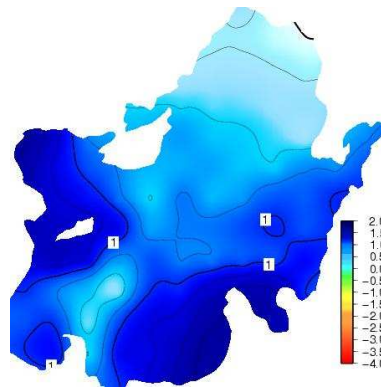
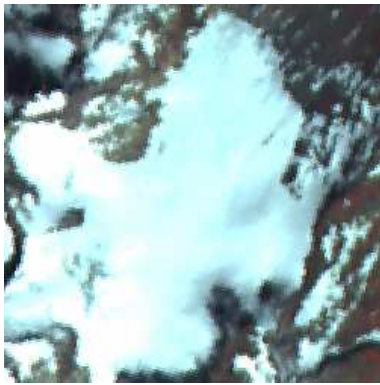
13 9 1989



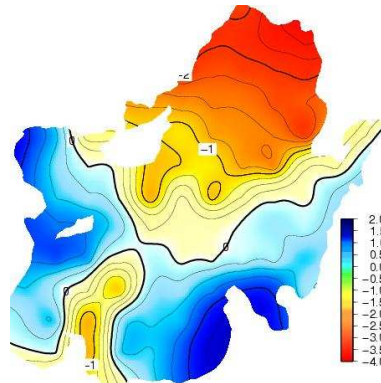
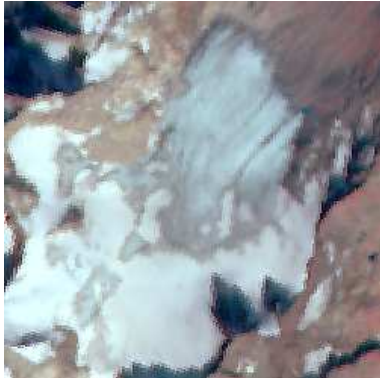
22 7 1990



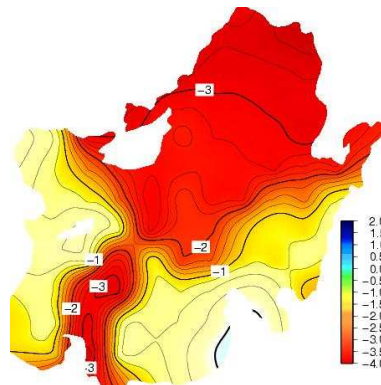
17 9 1992



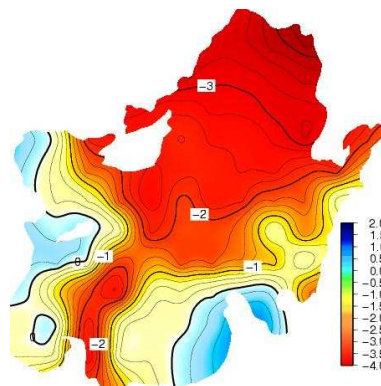
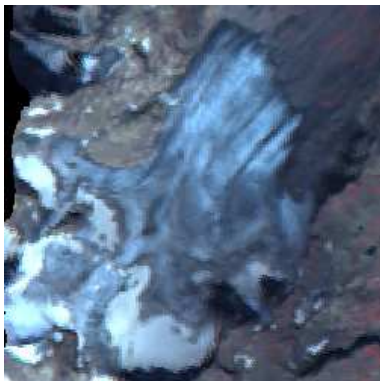
31 8 1995



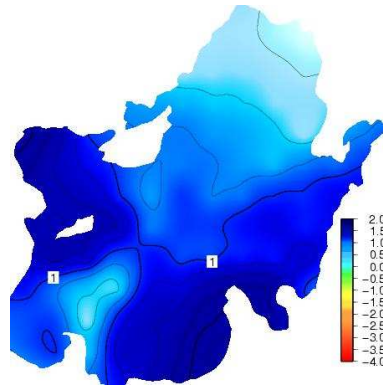
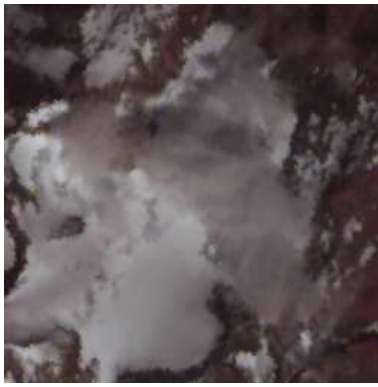
30 9 1997



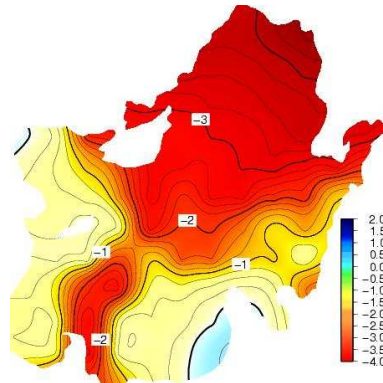
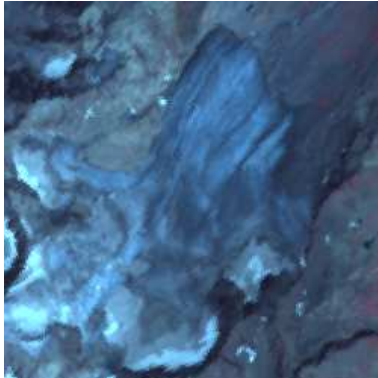
30 8 1998



15 9 2000



7 9 2001



12 8 2003

FIG. 2.4 – Comparaison de la position de la ligne de neige entre les images satellite et le modèle CROCUS pour les dates de la période 1984-2002 disponibles dans le visible.

La figure 2.4 montre la bonne représentativité par CROCUS des diverses positions de la ligne de neige. La position de la ligne de neige est relativement correcte, en particulier pour reproduire la zone d'ablation à l'ouest du col des Quirliès.

La figure 2.5 reporte l'altitude moyenne de lignes de neige tirées des images satellite et modélisées par CROCUS sur la période 1984-2002. Cette moyenne est réalisée sur la longueur de toute la ligne. On constate une bonne corrélation $R^2 = 0.94$ entre les deux séries et pas de déviation flagrante. Seule l'année 1992 voit la ligne de neige modélisée trop basse par rapport à la réalité. Cette différence importante n'est pas expliquée. Quelle que soit l'altitude, la position de la ligne de neige est donc relativement bien représentée.

On peut cependant s'interroger sur l'impact de l'échantillonnage et de la résolution spatiale de la position de la ligne de neige lors du calcul de son altitude moyenne. Il serait peut être plus pertinent de comparer les altitudes des lignes de neige sur quelques transects bien choisis (comme la ligne col des Quirliès - cabane par exemple sur St Sorlin).

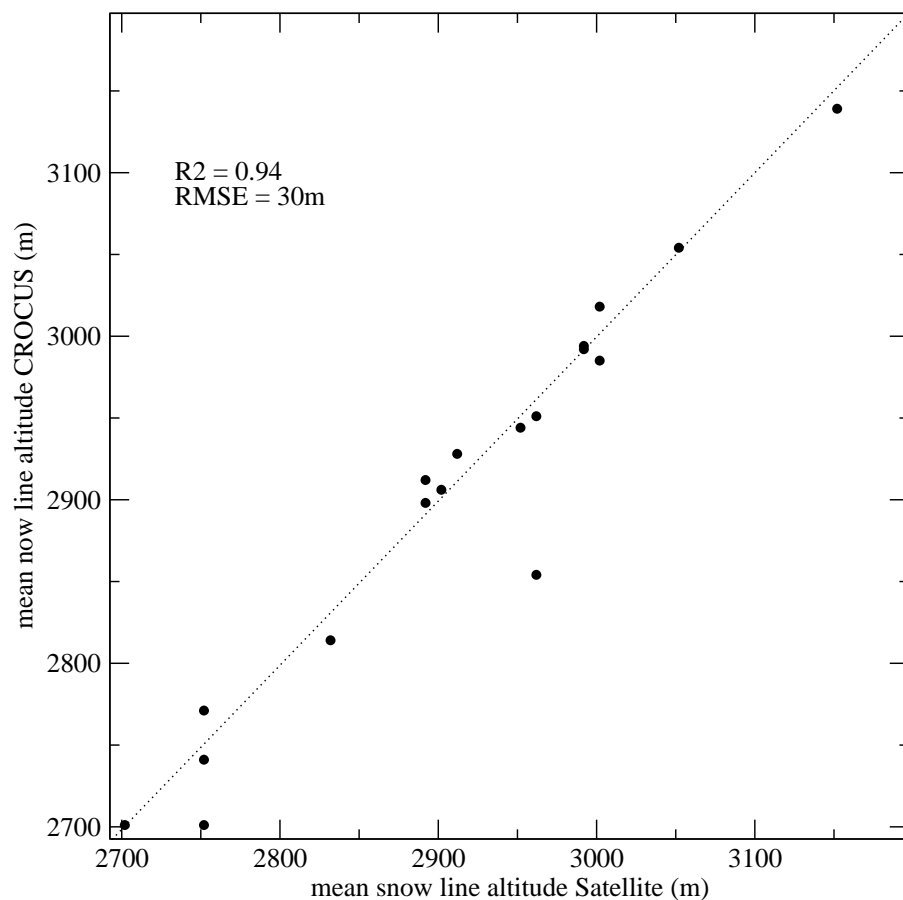
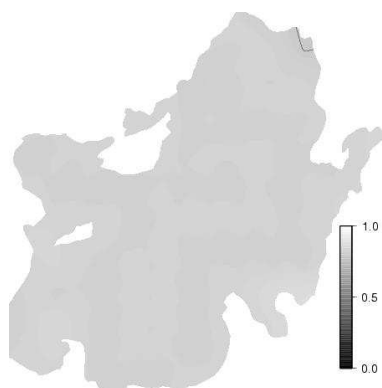
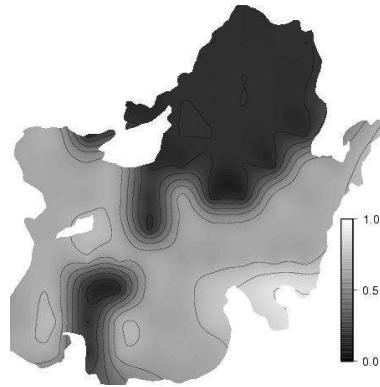
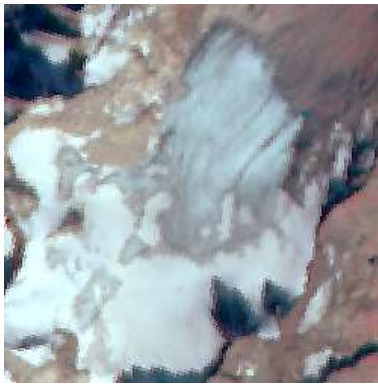


FIG. 2.5 – Comparaison des altitudes de la ligne de neige tirée des images satellite et modélisée par CROCUS sur la période 1984-2002.

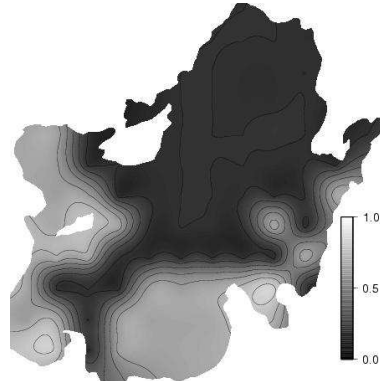
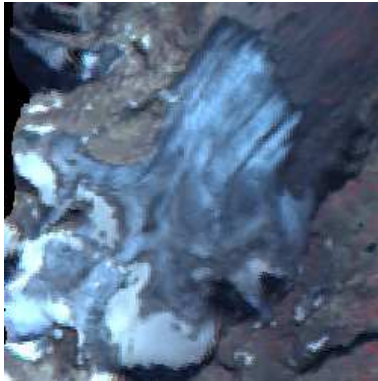
Les comparaisons ont été faites en terme de ligne d'équilibre, donc en calculant le bilan de masse dans le modèle. Il serait intéressant de comparer directement la position de la ligne de neige, y compris sur les épisodes de neige fraîche, en exploitant la variable albédo calculée par CROCUS. Cela ne poserait pas de problème dans la zone d'ablation où la détection entre la neige et la glace est facile (seuil d'albédo vers 0.4 par exemple). C'est plus difficile dans la zone d'accumulation pour différencier la neige de névés de différentes années, où les albédos sont moins tranchés.



26 8 1988



30 9 1997



15 9 2000

FIG. 2.6 – Comparaison entre les images satellite et l'albédo calculé à 12h par le modèle CROCUS pour trois images : 1988, 1997, 2000.

La figure 2.6 montre le potentiel de cette méthode, quand la ligne de neige est facilement visible par le contraste entre l'albédo de la glace et l'albédo de la neige (plus ou moins vieille), par exemple sur les images de 1997 et 2000. Ces deux images confirment encore la bonne représentation de la ligne de neige par CROCUS. Par contre, pour 1988, une chute de neige fraîche calculée par SAFRAN/CROCUS modifie totalement l'albédo de la surface, qui n'est plus comparable à l'image satellite. Il est vraisemblable que la neige ait fondu plus vite en réalité que ce que CROCUS a modélisé. Ce peut être dû à une mauvaise estimation des quantités de précipitations par SAFRAN ou à une mauvaise prise en compte de la fonte. La détermination de la ligne de neige grâce à l'albédo a donc aussi ses limites, comme le calcul de la ligne de neige à partir du bilan de masse dès que des chutes de neige récentes ont eu lieu. La moindre erreur de modélisation est sanctionnée dans ce cas là.

2.3.2.2 Validation avec un appareil photo automatique

Pour s'affranchir de l'approvisionnement d'images satellite (chères et dépendantes de la météo) nous avons installé un système de prises de vue numériques automatique depuis le sol [Hinkler *et al.*, 2002], [Corripio, 2004], [Corripio *et al.*, 2004]. Pour des raisons logistiques, c'est le glacier de St Sorlin qui a été retenu, même si Argentièrse se prêtait mieux à l'expérience d'un point de vue topographique. Le but est en effet de pouvoir suivre l'évolution de la position de la ligne de neige au cours de la saison sur la plus grande partie possible du glacier, tout en ayant un angle de vue le moins rasant possible, pour un géoréférencement efficace de la photographie. Enfin, l'appareil photo doit être

accessible sans trop de difficultés, pour pouvoir décharger régulièrement la carte mémoire. Le site idéal aurait été l'aiguille des Grands Montets, pour suivre le glacier d'Argentière. Pour le glacier de St Sorlin, le meilleur endroit pour avoir une vue d'ensemble du glacier avec une focale raisonnable (environ 27 mm équivalent 24x36) se trouve être depuis la cabane CNRS.

L'appareil photographique est un Canon EOS piloté par une télécommande qui permet de choisir la fréquence des prises de vue. L'ensemble a été rendu énergétiquement autonome par l'adjonction d'une batterie et d'un panneau solaire. La carte mémoire donne une autonomie d'environ un mois et demi en prenant quatre photos par jour à résolution maximale (5 Mpixel). Le dispositif a été installé le 13 juillet 2004, et a pris des photos jusqu'au 5 octobre 2004 pour cette saison là.



FIG. 2.7 – L'appareil photographique automatique installé dans la cabane de St Sorlin, avec le système d'alimentation (panneau solaire), fin août 2004, après une chute de neige. Sur la colline à l'arrière plan, on distingue les prémices de la future station météorologique. Photo Martin Gerbaux.

Les séries de photos permettent tout d'abord une reconnaissance et un positionnement qualitatif de la ligne de neige, ce qui peut suffire pour mettre en évidence de grosses erreurs du modèle. En revanche, si on veut travailler plus qualitativement et extraire la position de la ligne de neige à partir de la photographie, il faut géoréférencer la photographie et la redresser. Des points caractéristiques de la photographie doivent donc être repérés et leurs coordonnées calculées très précisément. Par la configuration du glacier de St Sorlin, l'angle de vision d'une bonne partie du glacier (au moins jusque sous le col des Quirliès) est très rasant. Une petite erreur sur le positionnement de la photo entraîne alors de grandes erreurs dans le plan horizontal. Les premiers essais réalisés avec le MNT de 1998 (résolution de 30 m) donnaient de mauvais résultats en raison de la diminution d'épaisseur de plusieurs mètres pour certaines zones. Avec le nouveau MNT de 2003, ces photos sont exploitables en suivant la méthode proposée par *Corripio* [2004] (travail de Vincent Favier) (Figure 2.8).

Nous n'avons pas exploité ces images automatiques plus en détail car elles n'ont été disponibles que trop tard. Cependant, l'exemple de la figure 2.9 montre le grand potentiel de cette technique. Ainsi, pour le 27 juillet 2004, la ligne de neige modélisée semble plus basse que ce qu'elle est en réalité. Pour achever le travail et exploiter au maximum cette série de clichés, il faudrait utiliser un algorithme pour passer de la réflectance mesurée par l'appareil photographique à l'albédo [*Corripio*, 2004] afin de comparer les mêmes grandeurs entre le modèle et la réalité.

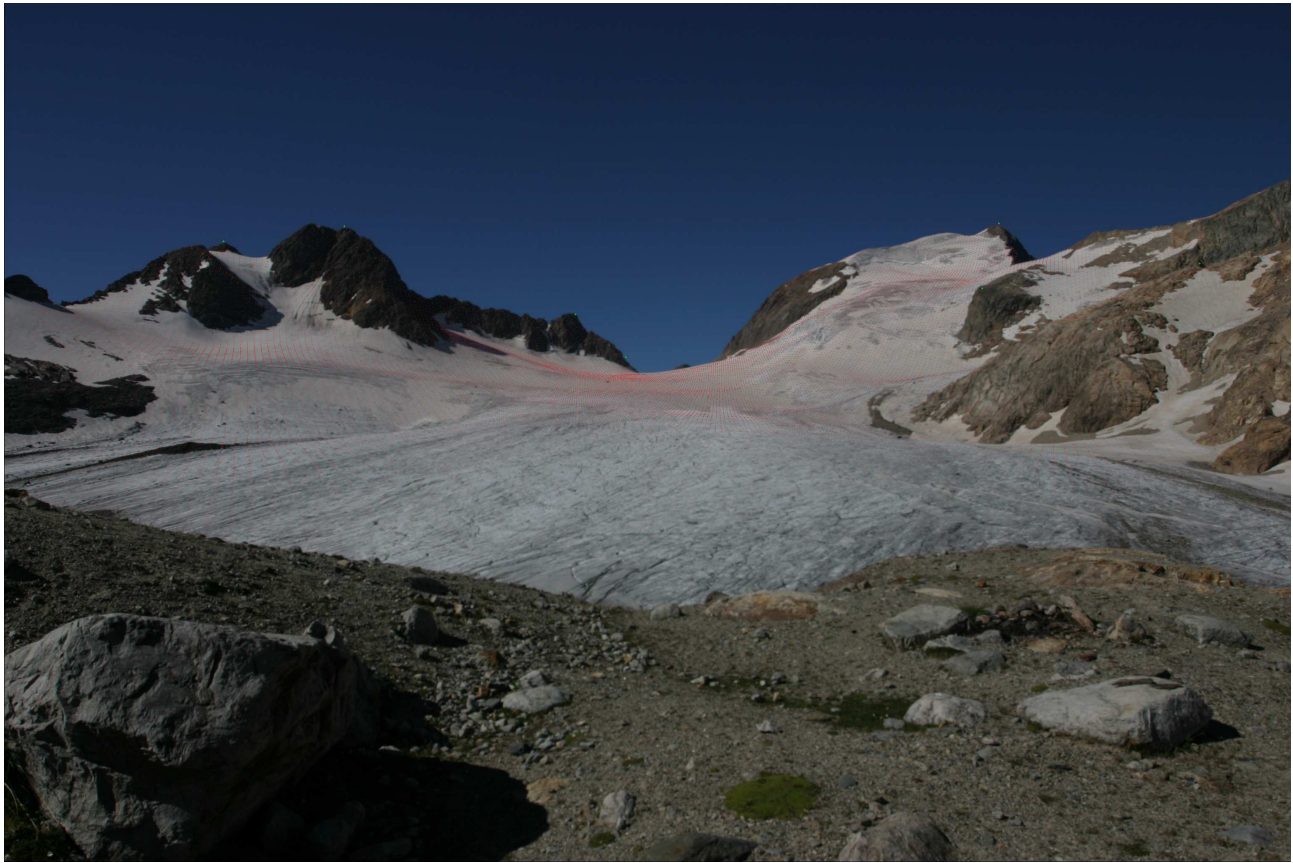


FIG. 2.8 – Exemple de photographie prise automatiquement depuis la cabane de St Sorlin le 27 juillet 2004. Le MNT de 2003 a été drapé sur la photo en rouge, les points d'appuis sont en vert.

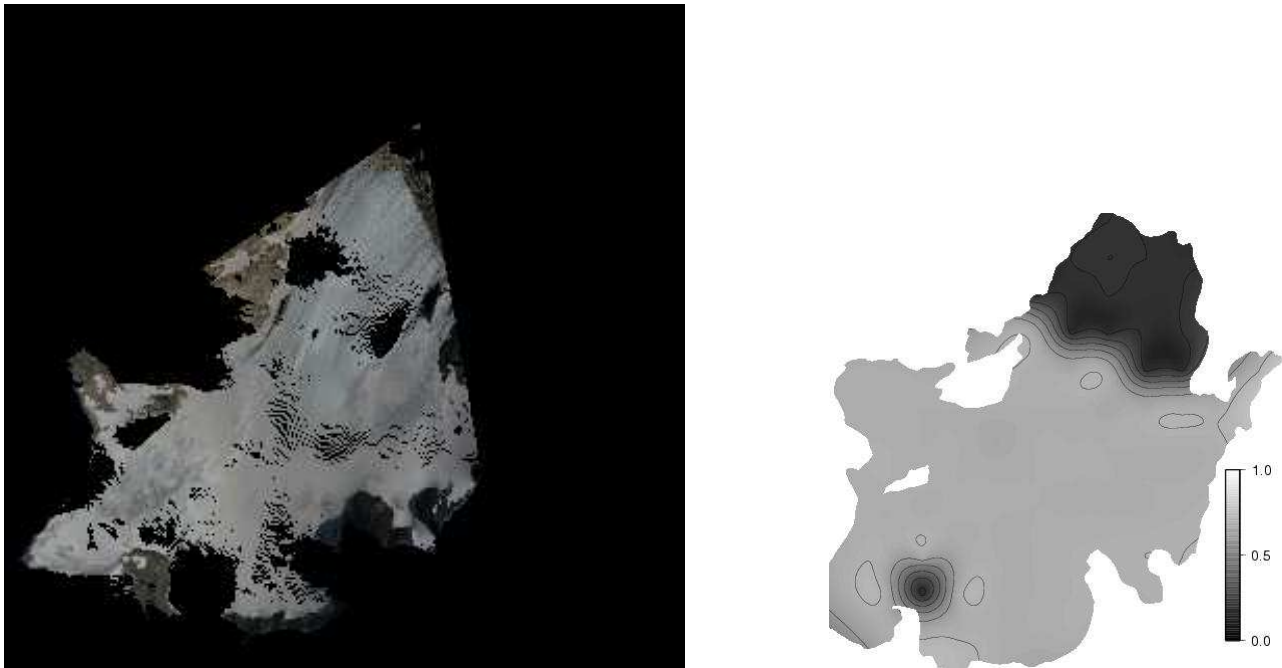


FIG. 2.9 – Comparaison entre la réflectance tirée d'une image sol redressée (Image Vincent Favier) et l'albédo calculé par le modèle CROCUS pour le 27 juillet 2004. Sur l'image tirée de la photo automatique, seules sont affichées les zones visibles depuis l'appareil photo.

2.3.2.3 Conclusion sur la validation de la distribution spatiale

La position de la ligne d'équilibre semble assez bien représentée, les zones d'ablation et d'accumulation sont bien à leur place. La distribution spatiale du bilan de masse est donc validée, au moins quant au signe de ce bilan de masse (qui différencie la zone d'ablation de la zone d'accumulation). L'interpolation des fichiers SAFRAN en fonction de l'altitude et de l'orientation permet donc une bonne modélisation du bilan de masse.

2.3.3 Validation du bilan moyen

Les restitutions photogrammétriques (voir chapitre 1.1.2.3) permettent de contrôler que le bilan spécifique cumulé du glacier sur plusieurs années est bien correct.

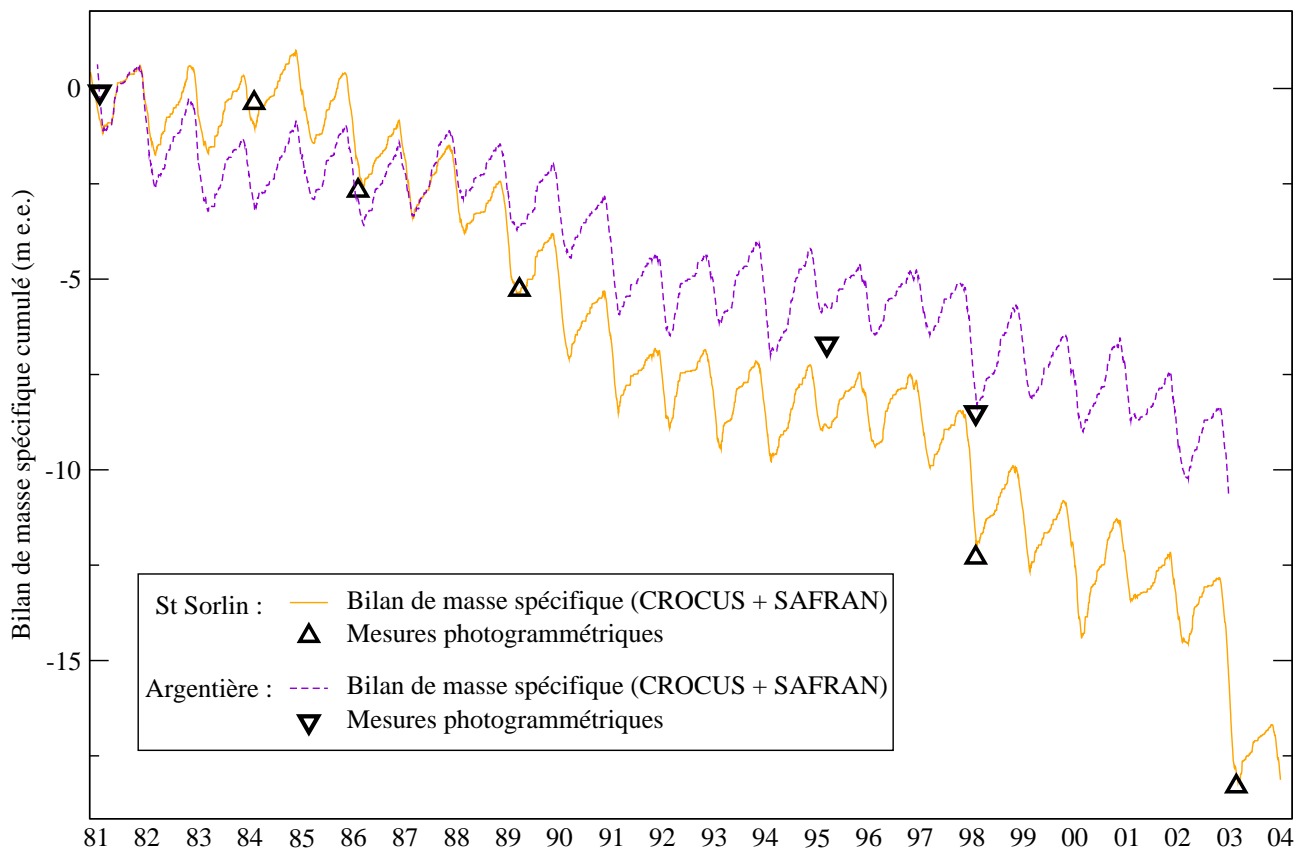


FIG. 2.10 – Bilans spécifiques cumulés sur la période 1981-2003 pour St Sorlin et Argentière, comparés aux restitutions photogrammétriques.

C'est le cas (Figure 2.10) pour nos simulations où le modèle reste bien cadré dans l'erreur (faible) de ces bilans : la différence de bilan cumulé entre deux restitutions correspond bien à la perte moyenne d'épaisseur du glacier calculée par ces restitutions. Notons tout de même qu'une validation du bilan spécifique ne permet pas de détecter la combinaison d'une surestimation du bilan en zone d'accumulation avec une sous estimation du bilan en zone d'ablation (ou le contraire). De plus, sur de longues

périodes, il faudrait tenir compte du changement de géométrie du glacier, ce qui n'est pas le cas actuellement.

2.4 Bilan de la validation et limites de la modélisation

Les différentes méthodes de validation semblent donc indiquer que le modèle est bien adapté pour la reconstruction du bilan de masse des glaciers alpins, en utilisant les données SAFRAN en entrée et en ajustant simplement les précipitations. Cependant, un certain nombre de phénomènes propres aux glaciers ne sont peut-être pas correctement pris en compte dans notre modélisation.

2.4.1 Atmosphère propre du glacier

En été, un glacier influe fortement sur la couche limite de l'atmosphère qui le domine. La couche atmosphérique de surface est sous l'influence du glacier lui-même, il en résulte des températures moins élevées qu'en dehors du glacier, une plus faible amplitude thermique, des vents catabatiques, etc... par rapport à l'extérieur du glacier ([*Greuell et Böhm*, 1998], [*Strasser et al.*, 2004]). Nous n'appliquons aucune correction sur SAFRAN pour la température et le vent, ce qui peut avoir une influence non négligeable sur le calcul des flux turbulents. *Greuell et Böhm* [1998] proposent un petit modèle d'atmosphère de glacier, calculé à partir de paramètres topographiques (pente, longueur du glacier) et de la température au sommet de la ligne d'écoulement du catabatique. Ce modèle comporte quelques paramètres de calage, que l'auteur suppose transposables sur d'autres glaciers que le Pasterze (Autriche) où l'étude a été faite. Malheureusement, ce modèle ne marche pas sur St Sorlin tel quel : il tend plutôt à donner des températures au dessus du glacier plus chaudes que celles proposées par SAFRAN, alors qu'un refroidissement est attendu. *Strasser et al.* [2004] ont d'ailleurs montré que les conditions de calage du modèle n'étaient pas les mêmes au Haut glacier d'Arolla. Ce modèle est donc inapplicable en l'état, sans mesure complémentaire de météorologie, sur et en bordure du glacier de St Sorlin.

2.4.2 Calcul des flux turbulents

Pour le calcul des flux turbulents, faute de mesure sur le terrain, nous avons simplement gardé la valeur introduite par *Martin* [1997] (voir § 2.1.1) qui permettait de bien reproduire l'ablation sur le glacier de Sarennes. Il est reconnu que ce coefficient de rugosité a une variabilité spatiale et temporelle assez importante. Le glacier n'a pas le même aspect entre la zone d'ablation et la zone d'accumulation, et surtout, la surface évolue au cours de l'été : des reliefs de plus en plus importants se créent à petite échelle ; à plus grande échelle apparaissent des bédrières ou des champs de crevasses, etc... Il paraît donc peu réaliste d'arriver à décrire précisément l'évolution de ce paramètre au cours de la saison [*Wagnon*, 1999], mais il serait bon d'avoir au moins une valeur moyenne obtenue à partir de mesures de flux turbulents, in-situ sur les glaciers modélisés.

2.4.3 Pour conclure...

Dans notre démarche, nous souhaitons une approche la plus physique possible de la modélisation du bilan de masse, afin de pouvoir tester la sensibilité réelle du bilan de masse aux divers paramètres météorologiques qui le conditionnent. CROCUS est une réelle avancée puisqu'il prend en compte un grand nombre de paramètres météorologiques par rapport à un modèle degré-jours, par exemple.

Cependant, il nous manquait au moment de cette étude des mesures de terrain pour, d'une part, valider les données d'entrée SAFRAN, d'autre part, valider le modèle de neige durant la période estivale. Certes SAFRAN/CROCUS reproduit correctement les variations du bilan de masse, autant qu'on puisse le valider avec les mesures à notre disposition, mais il se pourrait que certains phénomènes mal paramétrés se compensent. Par exemple, une surestimation de la température, au-dessus du glacier, en été, serait compensée par une sous-estimation du coefficient de flux turbulent (la longueur de rugosité prescrite est plutôt dans le bas de la fourchette admise). Il serait donc nécessaire de reprendre cette étude avec l'installation de la station météorologique à St Sorlin sur le bord du glacier, et des mesures ponctuelles de météorologie sur le glacier lui même. Par ailleurs, l'exploitation des photos automatiques permettrait une validation de nouveaux paramètres, comme l'albédo, afin de mieux vérifier la spatialisation des phénomènes d'accumulation et d'ablation, et de suivre au pas journalier, l'évolution de cette distribution. Si le modèle CROCUS continue à être utilisé pour la modélisation du bilan de masse, le code gagnerait à être globalement réécrit et épuré pour améliorer sa lisibilité et son efficacité. Si la base physique est intéressante, il n'est en effet pas évident de "rentre" dans le code pour l'adapter à des besoins différents, et le code n'est pas ou peu optimisé au niveau temps de calcul, ce qui est pénalisant pour des simulations de plusieurs centaines d'années sur un glacier (voir Chapitre 4). Certains modules ont été réécrits dans ce travail en fortran90. Il conviendra aussi de faire attention à la divergence des diverses versions utilisées entre les différents organismes qui utilisent CROCUS.

Chapitre 3

**Résultats : reconstruction du bilan de masse
et sensibilité du bilan de masse aux
paramètres météorologiques**

Introduction

Nous présentons dans ce chapitre les résultats des reconstructions de bilan de masse pour les glaciers de St Sorlin et d'Argentière, effectuées grâce au modèle CROCUS. Ensuite, le modèle est utilisé pour tester la sensibilité du bilan de masse aux différents paramètres météorologiques d'entrée.

3.1 Reconstruction du bilan de masse des glaciers étudiés

3.1.1 Glacier de St Sorlin

3.1.1.1 Bilan moyen

La figure 3.1 présente le bilan annuel moyen du premier août 1981 au 31 juillet 2004. On retrouve la zone d'ablation au-dessus du col des Quirlies (discutée lors de la validation avec les images

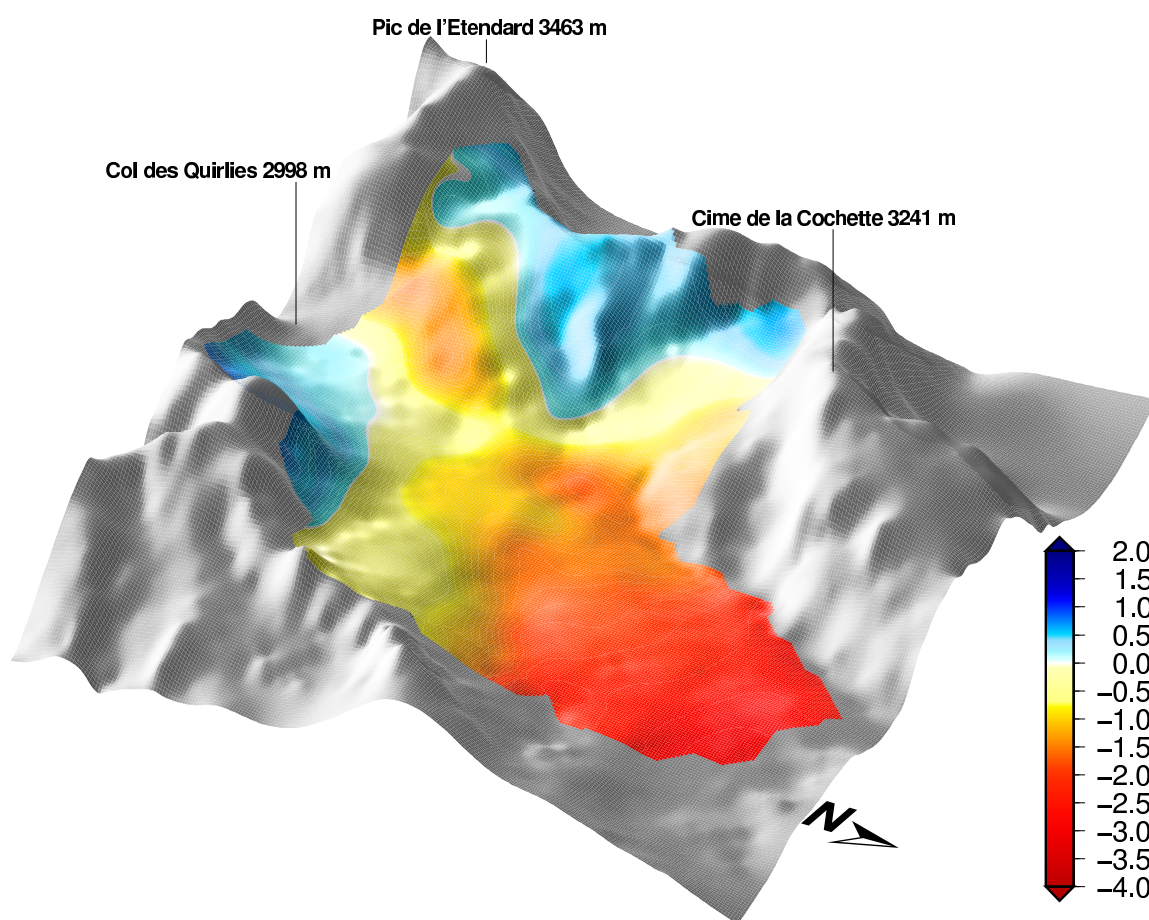


FIG. 3.1 – Distribution spatiale du bilan de masse annuel moyen du glacier de St Sorlin, pour la période du 1^{er} août 1981 au 31 juillet 2004.

satellite). Le bilan varie de -2.7 m en bas du glacier à presque +1 m sous le pic de l'Etendard.

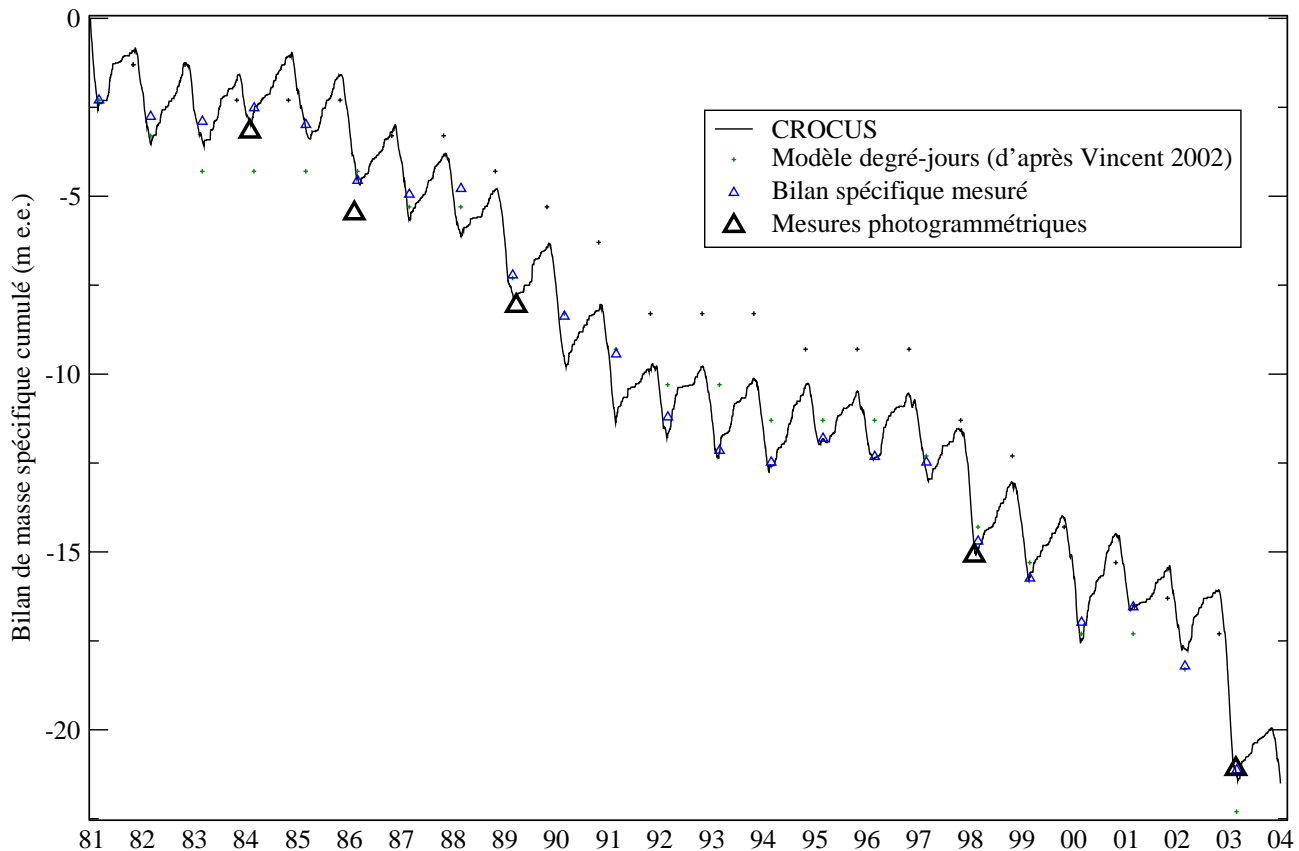


FIG. 3.2 – Bilan de masse cumulé du 1^{er} août 1981 au 31 juillet 2004.

La figure 3.2 présente le bilan spécifique cumulé du 1^{er} août 1981 au 31 juillet 2004 (idem figure 2.10). Ont été rajoutés les bilans calculés à partir de mesures de terrain et extrapolés sur le glacier selon la méthode de *Lliboutry* [1974] (petits triangles) et les résultats d'un modèle degré-jours [*Vincent et al.*, 2000]. On constate un bon accord entre CROCUS et les mesures de terrain moyennées. Le bilan cumulé est le même entre 1981 et 2003, avec un petit décalage entre 1986 et 1992. Les résultats du modèle degré-jours sont par contre plus éloignés de ceux de CROCUS ou des mesures de terrain. Le modèle degré-jours semble sur-estimer le bilan annuel sur la période 1986-1996.

Extension dans le passé Grâce aux réanalyses ERA40, on peut reconstituer le bilan à partir de 1958 (Figure 3.3). On notera cependant que la surface d'application est toujours celle de 1998, et que sur de longues périodes comme celle-là, il faudrait tenir compte du changement d'extension du glacier.

L'accord est toujours bon avec la restitution photogrammétrique de 1971 (mais le bilan est peut être sous-estimé avant cette date...). On constate une perte de masse du glacier sur l'ensemble de la période, exceptée une petite avancée glaciaire à la fin des années 1970-début des années 1980.

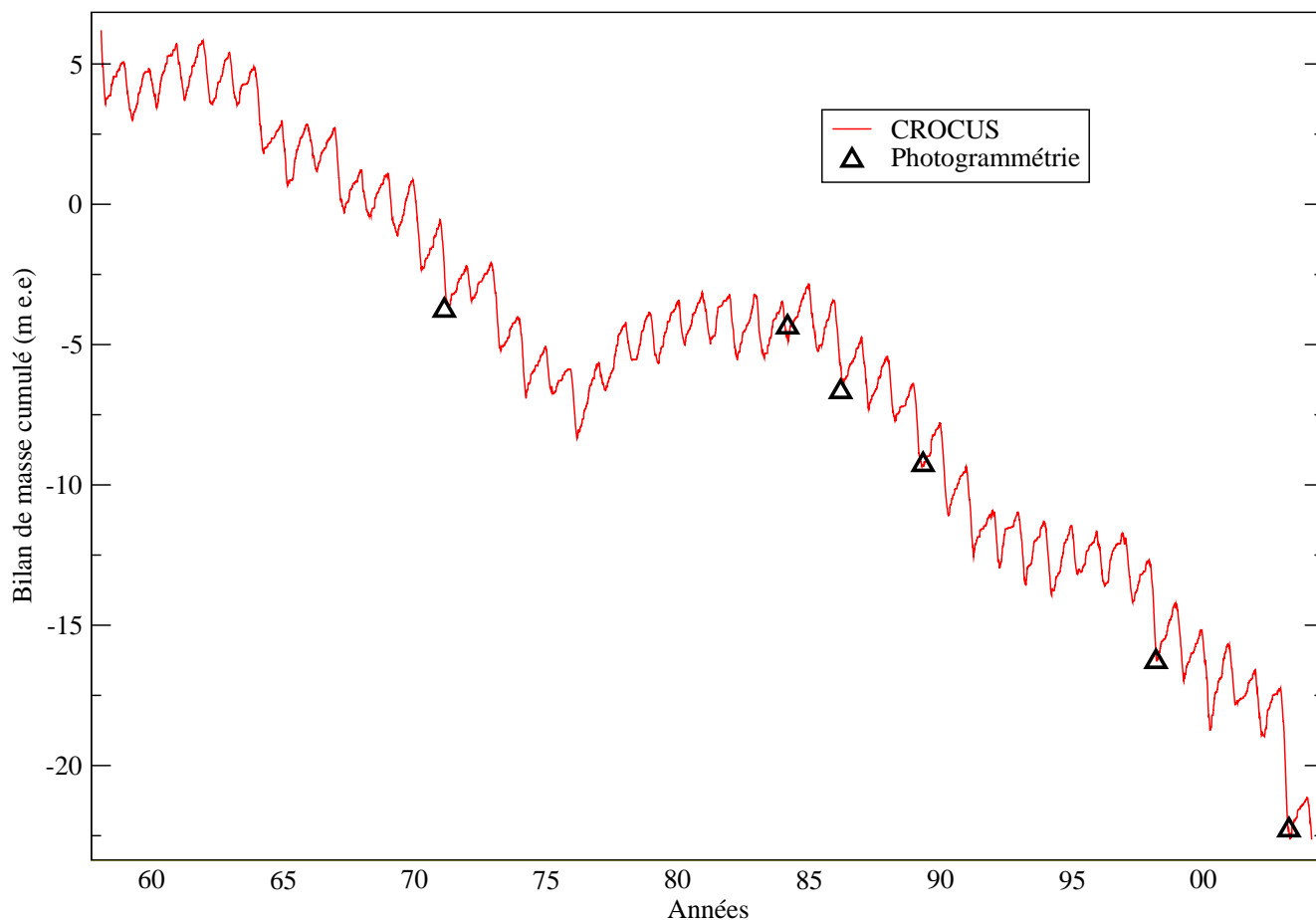


FIG. 3.3 – Bilan de masse cumulé du 1^{er} août 1958 au 31 juillet 2004.

3.1.1.2 Bilans annuels

La figure 3.4 présente le bilan de masse pour chaque saison hydrologique de la période 1981-2003. Une saison hydrologique correspond à la durée entre le début de la période d'accumulation d'une année et le début de la période d'accumulation de l'année suivante. Sa longueur est donc variable selon les années. La figure 3.4 met bien en évidence la grande variabilité temporelle du bilan de masse, avec des années où le glacier accumule sur toute sa surface (1983-1984, 1994-1995, 2000-2001) et d'autres où le glacier est au contraire en ablation sur toute la surface (1997-1998, 2002-2003). Les images satellite correspondant à ces années et qui sont prises à la fin de la saison d'ablation (1995, 1998, 2001, 2003) corroborent ces résultats.

Le calcul du bilan sur la saison hydrologique nous amène à déterminer la date de la fin de la saison d'ablation. Ces dates sont reportées sur la figure 3.5. Elles sont calculées au regard du bilan moyen du glacier (dans la réalité, le bas du glacier pourra continuer à fondre alors que le haut du glacier commence déjà à accumuler).

On constate que la date de début de la saison d'accumulation calculée par SAFRAN/CROCUS est très variable dans le temps, entre le 4 septembre pour l'année 2001 et le premier novembre pour

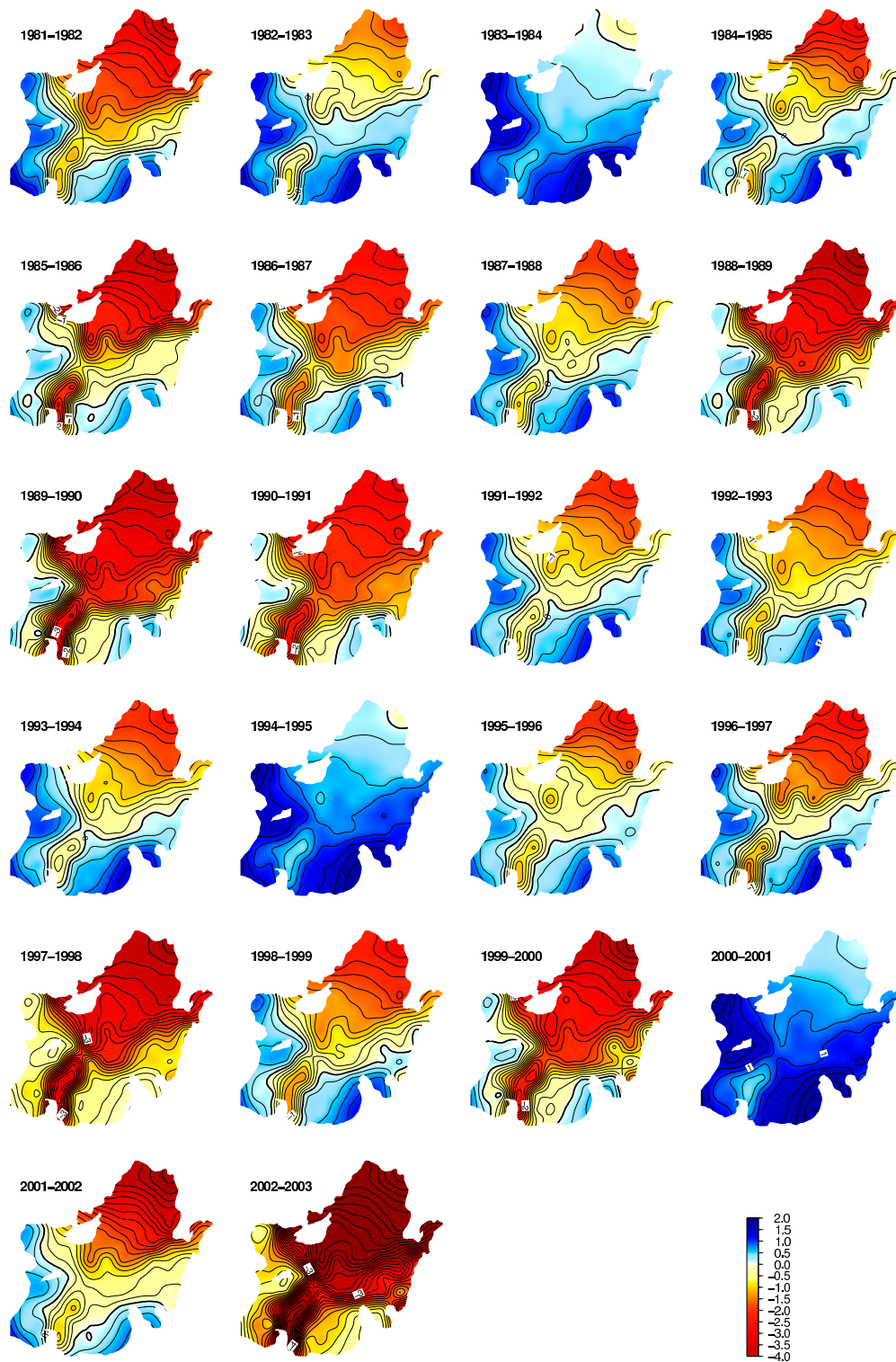


FIG. 3.4 – Bilans de masse annuels du glacier de St Sorlin, pour la période 1981-2003. Pour chaque saison, le bilan de masse est calculé (en mètres équivalent-eau) sur la saison hydrologique.

l'année 1985, soit une plage de quasiment 2 mois ! Il convient donc de s'adapter pour les mesures de terrain et ne pas hésiter à remonter en effectuer (comme c'est déjà souvent le cas) si la saison d'abla-

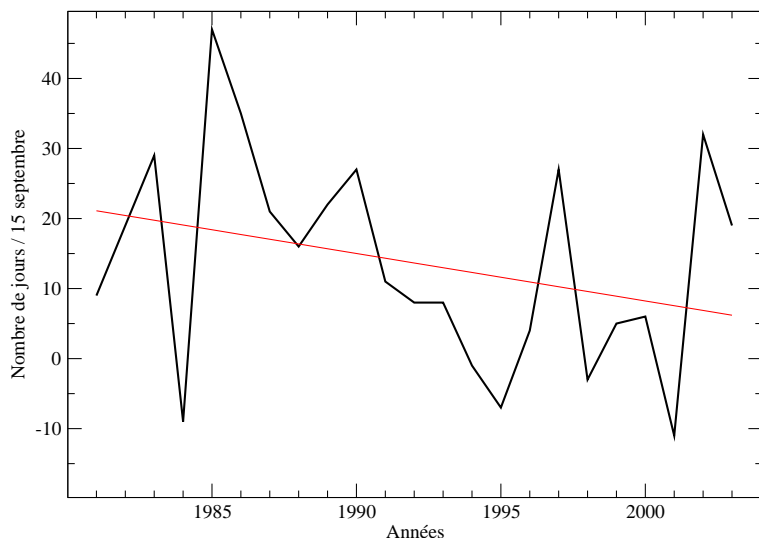


FIG. 3.5 – Nombre de jours par rapport au 15 septembre à partir duquel le glacier commence à réaccumuler en moyenne sur sa surface. La régression linéaire correspondante a été tracée en trait fin.

tion se prolonge. Une autre constatation intéressante est le fait que la date de début d'accumulation ne semble pas se décaler dans l'automne, au fil des ans, comme on pourrait s'y attendre dans un contexte de réchauffement (voir § 3.2.2.4), mais la tendance semble même plutôt contraire (avancement moyen de 0.67 jour/an (± 0.17 avec un intervalle de confiance de 95%)) ! Pourtant, en moyenne mensuelle, les températures de septembre et octobre ont tendance à augmenter sur la période, et les précipitations à légèrement décroître. Ceci met en évidence la complexité de la prévision de l'évolution du bilan de masse sur le long terme, où une seule journée de précipitations dans une ambiance froide peut suffire à stopper l'ablation, et ce, dans un contexte de réchauffement. L'avancée de la date de début de saison d'accumulation dans le temps pourrait donc être liée à un changement de type de temps sur ces mois de septembre-octobre, entraînant un changement dans la distribution journalière des précipitations et des températures.

Par contre, la période d'ablation commence de plus en plus tôt (Figure 3.6). En moyenne, elle avance de 1.4 jours/an (± 0.11 avec un intervalle de confiance de 95%) sur la période 1981-2004.

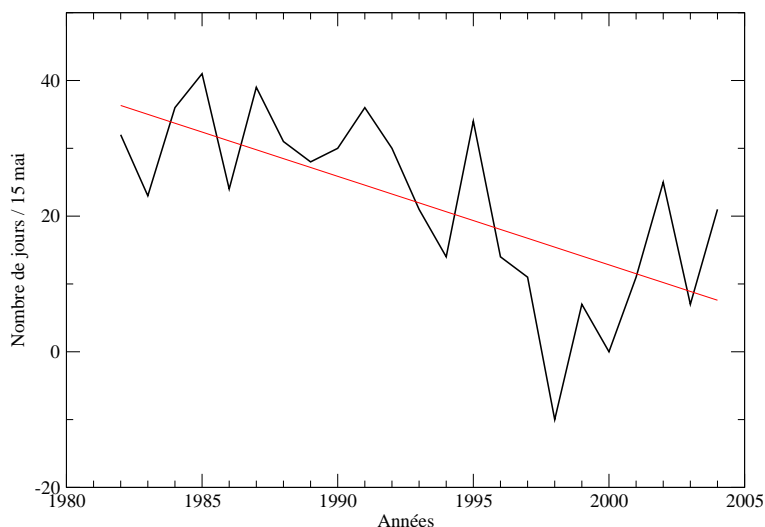


FIG. 3.6 – Nombre de jours par rapport au 15 mai à partir duquel le glacier commence à perdre de la masse en moyenne sur sa surface. La régression linéaire correspondante a été tracée en trait fin.

Ainsi, si on combine les tendances sur les dates de début de saison d'accumulation et de début de saison d'ablation, on peut dire que la saison d'ablation augmente en moyenne de 0.7 jour/an sur la période 1981-2004 pour le glacier de St Sorlin.

3.1.2 Glacier d'Argentière

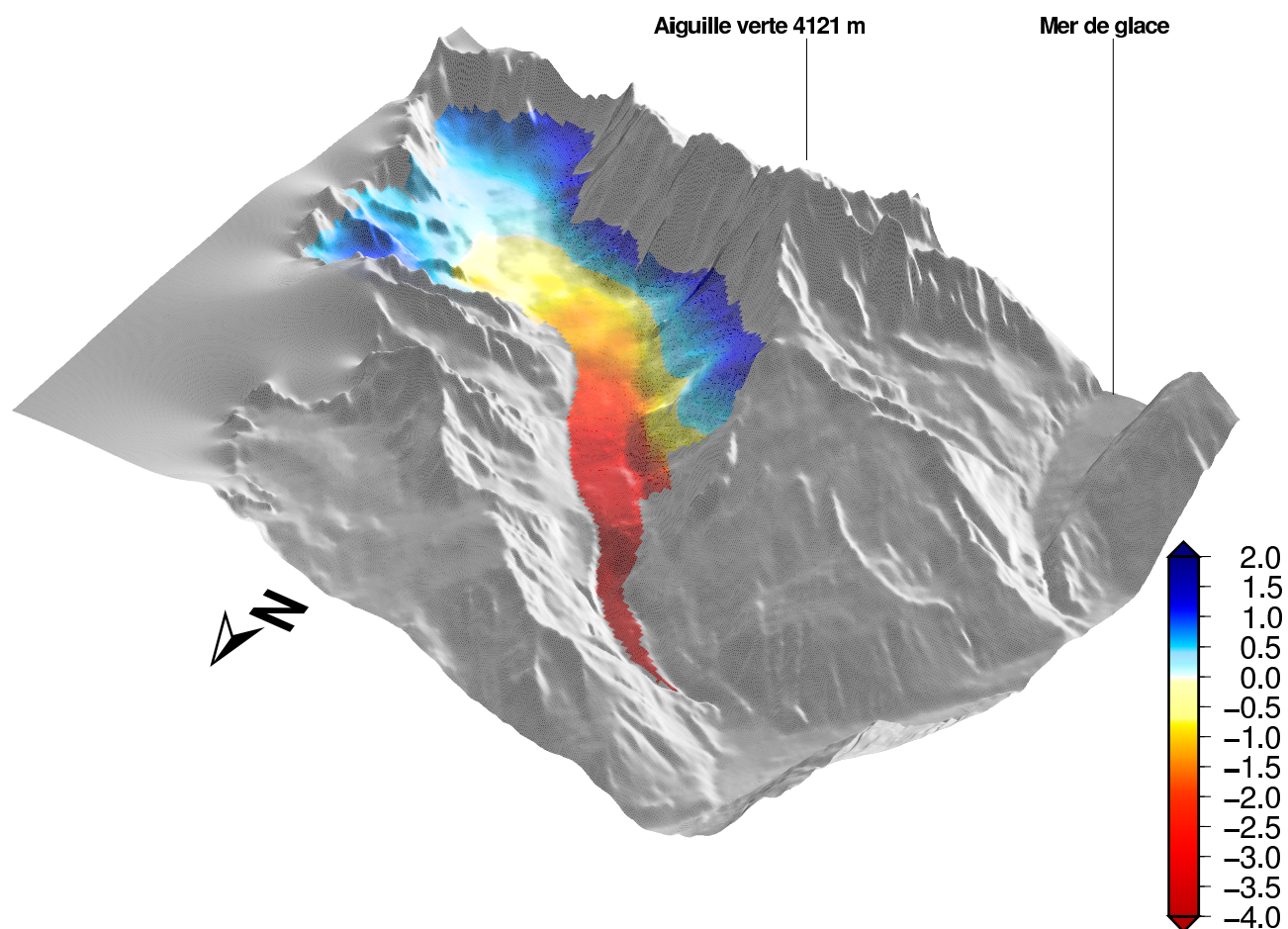


FIG. 3.7 – Distribution spatiale du bilan de masse annuel moyen du glacier d'Argentière, pour la période 1981-2003 (1^{er} août-31 juillet).

Le bilan varie de +2m dans les parties hautes des glaciers émissaires, à -11m sur la langue du glacier. Cette dernière valeur ne reflète sans doute pas exactement la réalité car la langue glaciaire est couverte de blocs rocheux que nous n'intégrons pas dans notre modélisation.

De même que pour le glacier de St Sorlin, le glacier d'Argentière perd régulièrement de la masse depuis 1981. Le bilan spécifique modélisé semble cependant un peu plus négatif que celui calculé

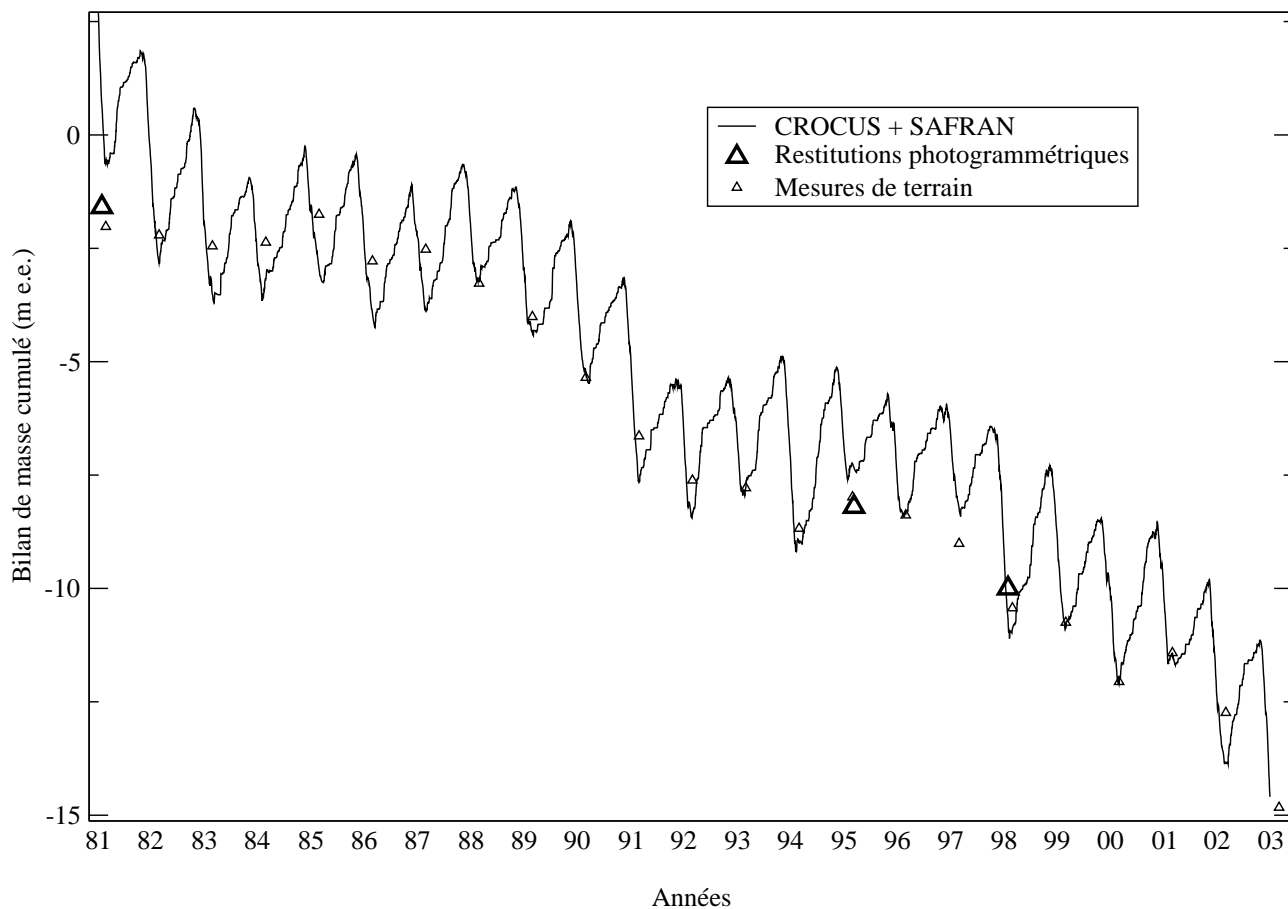


FIG. 3.8 – Bilan de masse cumulé du 1^{er} août 1981 au 31 juillet 2003 pour le glacier d’Argentière.

à partir des mesures de terrain. Ceci peut être imputable à un mauvais calcul du bilan à partir des mesures de terrain (le modèle de *Lliboutry* [1974] n’est pas applicable tel quel sur l’ensemble du glacier [*Vallon et al.*, 1998], il faut le subdiviser en plusieurs zones). Cependant, cette différence est sûrement imputable à notre modélisation et essentiellement due à un ajustement des précipitations réalisé moins finement que sur St Sorlin.

En terme de dates, le début de la saison d’ablation avance de 0.4 jour/an, la date de début de saison d’accumulation avance de 0.5 jour/an. L’augmentation de la durée de la saison d’ablation est donc de seulement 0.1/jour/an.

Nous ne présenterons pas davantage de résultats pour le glacier d’Argentière, car une partie du travail de calage et de validation serait à reprendre comme on a pu le faire pour St Sorlin, et la moins grande accessibilité des mesures ne nous a pas permis de le mener à terme.

3.1.3 Comparaison des résultats et tendance générale de l’évolution du bilan de masse

Comme le suggérait la figure 2.10, on voit que le glacier de St Sorlin perd de la masse à un rythme nettement plus rapide que celui d’Argentière. Ceci peut s’expliquer par une dynamique différente des deux glaciers pour se mettre en équilibre avec le climat et par le réchauffement qui aurait été

moindre à Argentière qu'à St Sorlin. La tendance de température extraite des fichiers SAFRAN à 2700m sur 1981-2003 est de + 0.032 °C/an pour Argentière alors qu'elle est de +0.059 °C/an pour St Sorlin. Malgré cette différence, le signal climatique est quand même identique pour les deux glaciers, comme le montre la figure 3.9.

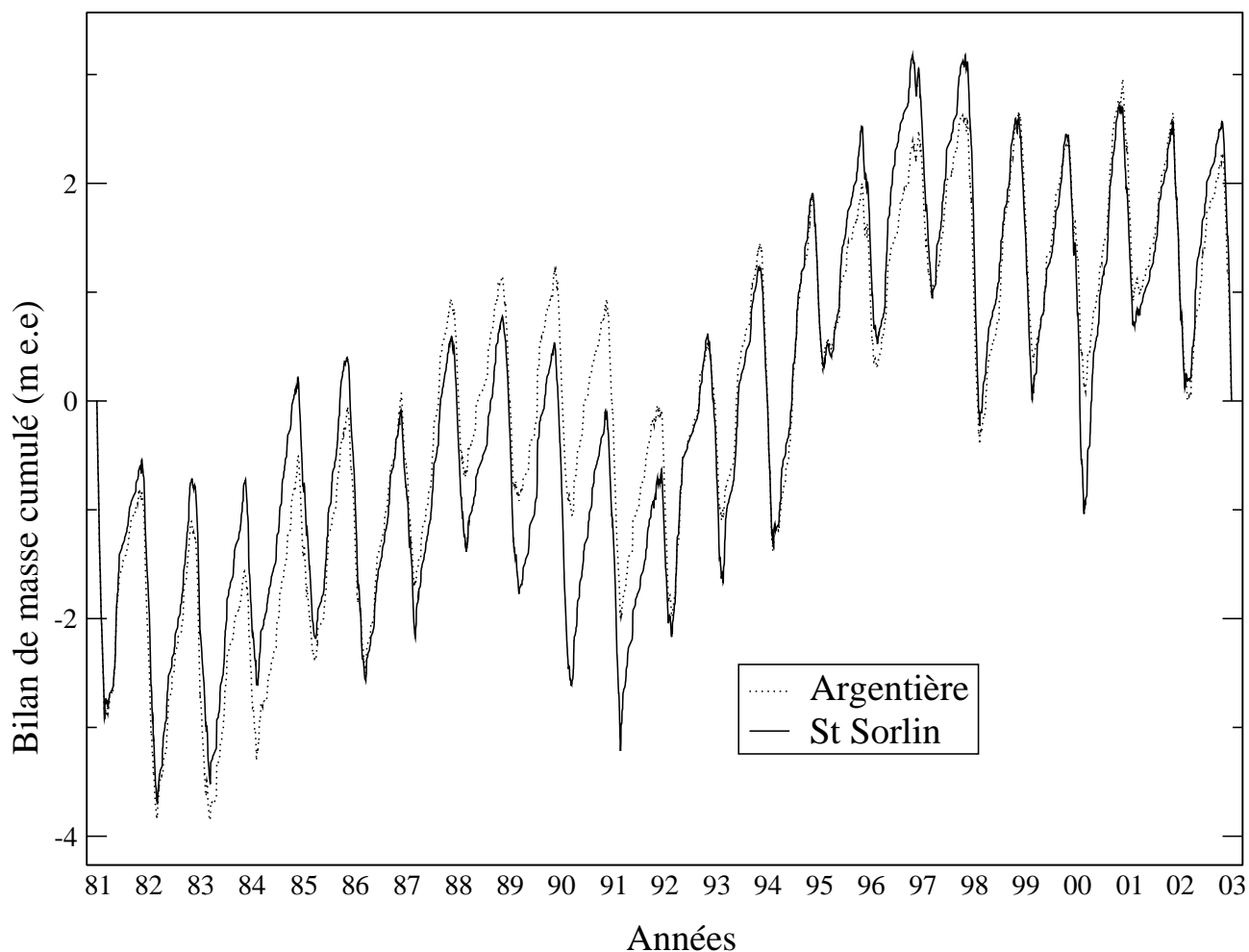


FIG. 3.9 – Bilan de masse cumulé pour les glaciers de St Sorlin et d'Argentière, pour la période 1981-2003, la tendance moyenne ayant été enlevée pour chaque série.

La figure 3.9 présente l'évolution conjointe des glaciers de St Sorlin et d'Argentière. Nous avons retiré aux 2 séries leur tendance moyenne pour s'affranchir de la fonte plus forte de St Sorlin par rapport à Argentière. On voit alors que les deux glaciers évoluent en phase (corrélation $R^2 = 0.95$), avec les mêmes périodes de fonte plus faible (1989-1991, 1997-2000), ou de fonte plus forte (1982-1990, 1992-1997). Le signal climatique semble donc bien être très similaire entre St Sorlin et Argentière.

On retrouve ainsi plus localement les résultats de *Vincent et al.* [2004] qui mettaient en évidence une évolution conjointe du bilan de masse de cinq glaciers répartis sur l'ensemble de l'arc alpin de la France à l'Autriche (Sarennes, St Sorlin, Aletsch, Claridenfirn et Hintereisferner).

3.2 Sensibilité du bilan de masse

Comme défini dans l'introduction, une des motivations de cette modélisation était de pouvoir étudier précisément la sensibilité du bilan de masse aux variables météorologiques. Nous présenterons tout d'abord la méthode utilisée pour tester cette sensibilité, avant de détailler les résultats en terme de sensibilité du bilan de masse puis de la ligne d'équilibre.

3.2.1 Philosophie de l'étude

De nombreux articles traitent de l'impact d'un paramètre météorologique sur le bilan de masse d'un glacier [*Klok et Oerlemans*, 2002], [*Oerlemans*, 2001], [*Greuell et Böhm*, 1998]... Cependant, le résultat est souvent présenté comme la perte moyenne d'une certaine quantité d'eau pour un glacier particulier : *Klok et Oerlemans* [2002] montrent par exemple qu'une augmentation de température de 1°C diminuerait le bilan du glacier Morteratsch de 70 cm et trouvent une différence avec les travaux de *Greuell et Böhm* [1998] qui annoncent une sensibilité de 90 cm pour 1°C de réchauffement sur le glacier Pasterze. Ces comparaisons ne sont pas à nos yeux d'un grand intérêt car le bilan moyen dépend de l'hypsométrie du glacier considéré. Pour pouvoir réellement comparer des sensibilités entre glaciers, il faut se fixer, au minimum, des caractéristiques communes, comme par exemple l'altitude et l'orientation. Il est donc plus pertinent de donner, par exemple, des variations de profils altitudinaux de bilan de masse.

Par ailleurs, un certain nombre d'études de sensibilité du bilan de masse se font à partir de données historiques, en comparant des séries de bilan de masse à des variations de paramètres météorologiques (essentiellement la température), qui peuvent avoir évolué simultanément avec d'autres variables. Par exemple, une augmentation du bilan d'énergie liée à une augmentation de l'insolation et pas seulement de la température, ou une augmentation des précipitations due à l'élévation de la température... La sensibilité du bilan de masse à un paramètre peut donc être, dans ces cas là, plutôt une sensibilité combinée.

Une approche par modélisation comme la nôtre permet au contraire de tester chaque paramètre météorologique indépendamment ou, au contraire, combiné à d'autres paramètres (CROCUS prenant en compte séparément chaque variable météorologique en entrée). Les différents fichiers SAFRAN nous permettent par ailleurs d'étudier cette sensibilité, pour différentes altitudes et orientations ; on peut donc tester la sensibilité du bilan de masse en tout point d'un glacier et déceler par exemple des différences de réaction entre la zone d'accumulation et la zone d'ablation.

Ce type d'étude a été initié par *Oerlemans et Hoogendoorn* [1989], qui modélisent la sensibilité du bilan de masse à certains paramètres (température, précipitations, albédo) à partir d'un modèle synthétique de bilan de masse.

Dans cette section, nous étudierons la sensibilité du bilan de masse sur un glacier fictif, afin d'obtenir des résultats ayant une portée plus large que pour un glacier particulier, qui peut être soumis à un régime climatique spécial ou trop dépendant de sa configuration. Notre glacier fictif sera établi sur le pourtour d'une montagne en forme de cône, de pente 20° (pente moyenne des glaciers étudiés)

et culminant à 3600m d'altitude (niveau maximum des analyses SAFRAN). Le glacier est initialisé comme étant en glace sur toute sa surface, l'altitude de la surface n'évolue pas au cours du temps quel que soit le bilan de masse. Nous utiliserons les fichiers SAFRAN de la zone du Mont Blanc comme base météorologique, car nous disposons de la gamme complète pour toutes les orientations et toutes les altitudes de ce massif, contrairement aux données météorologiques des Grandes Rousses pour lesquelles nous ne possédons que les données relatives au glacier de St Sorlin.

La figure 3.10 présente le bilan annuel moyen pour la période 1981-2004 sur notre glacier fictif. Les précipitations en sortie de SAFRAN n'ont pas été corrigées ici. On constate bien l'impact de l'orientation sur le bilan de masse, avec un bilan de masse plus élevé en versant N qu'en versant S à même altitude. La ligne d'équilibre se situe ainsi à 2920 m en versant N contre 3080 m en versant S.

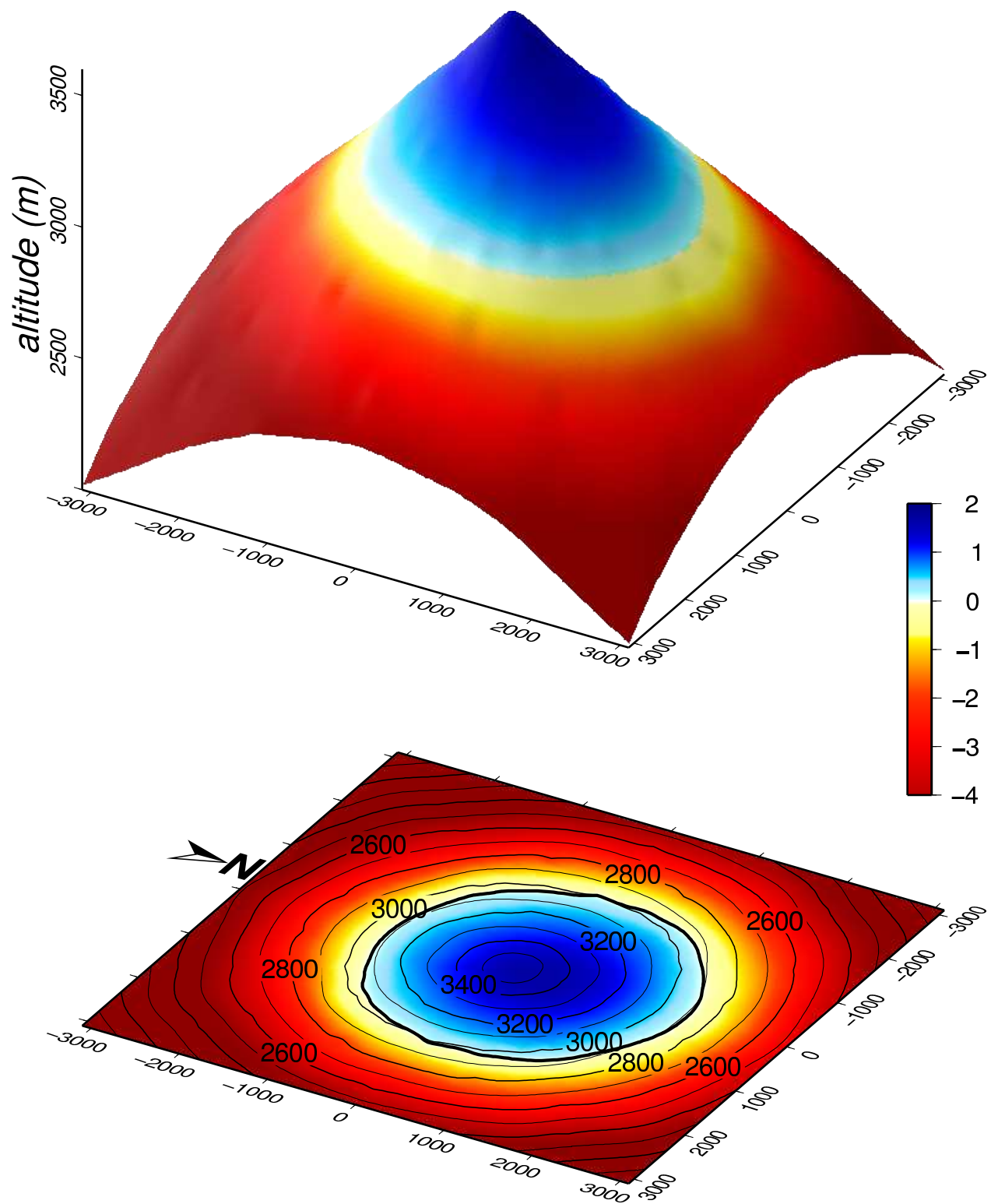


FIG. 3.10 – Bilan de masse annuel moyen sur le glacier fictif exprimé en mètres équivalent eau, pour la période 1981-2004.

3.2.2 Sensibilité du bilan de masse

Nous présenterons dans cette section la sensibilité du bilan de masse sur le versant N de notre glacier fictif. Les résultats sur les autres orientations ne seraient à priori pas très différents (impact plus fort de la radiation en versant Sud), si ce n'est un décalage dans l'altitude des courbes.

3.2.2.1 Profil altitudinal du bilan de masse

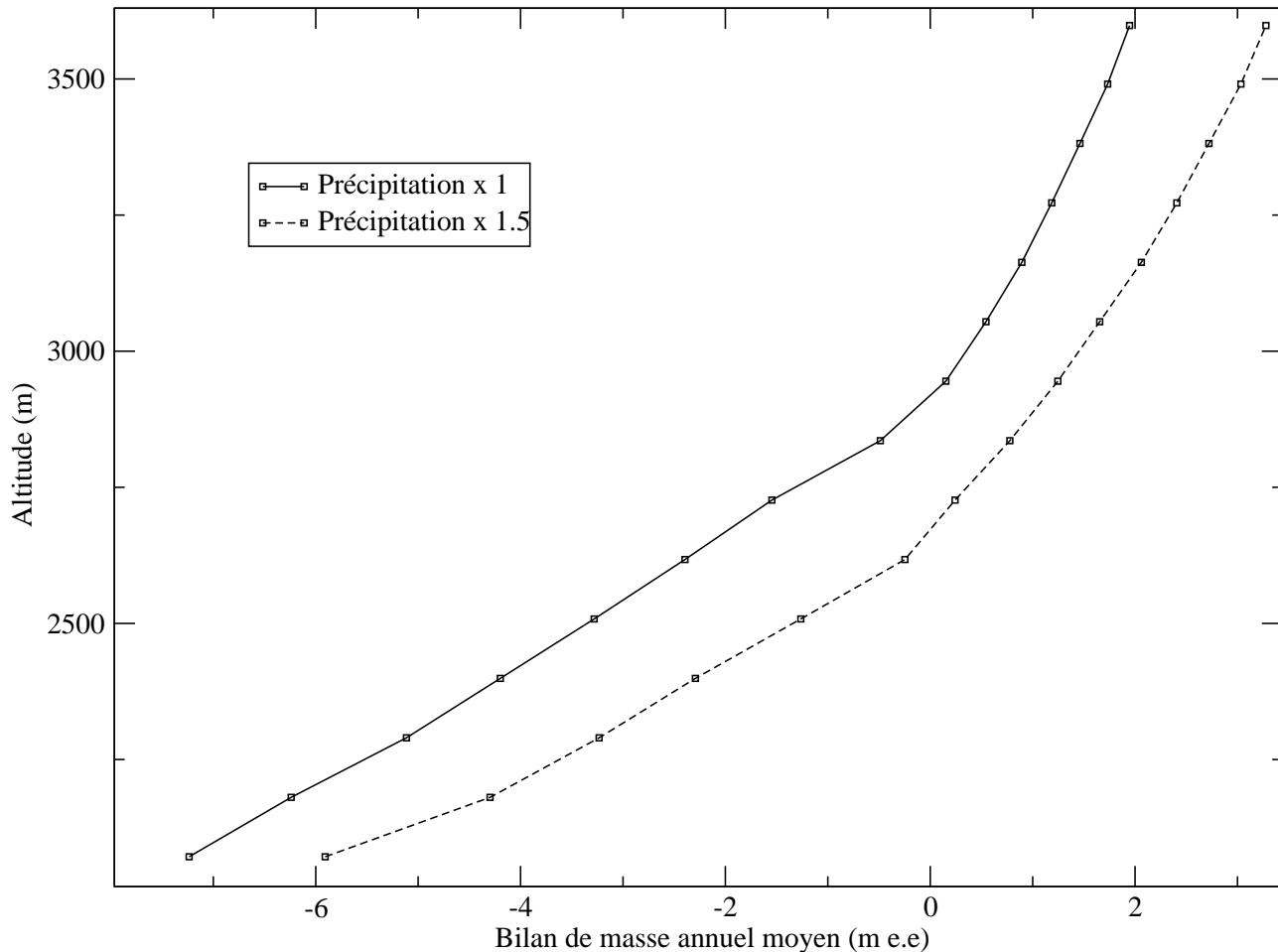


FIG. 3.11 – Profils altitudinaux du bilan de masse. Les précipitations issues de SAFRAN sont soit inchangées, soit multipliées par 1,5.

La figure 3.11 présente le profil altitudinal de bilan de masse pour cette exposition. On constate que le gradient altitudinal de bilan de masse est variable avec l'altitude, pour un facteur de précipitation constant (ce qui est globalement le cas sur les glaciers étudiés). Pour une valeur de bilan donnée, il semble relativement indépendant du facteur multiplicateur de précipitation puisque les deux courbes sont quasiment parallèles. La valeur moyenne du gradient de bilan de masse pour des précipitations SAFRAN non corrigées est de 9 mm e.e.m^{-1} dans la zone d'ablation (2000-2920 m), $2.5 \text{ mm e.e.m}^{-1}$ dans la zone d'accumulation (2920-3600 m) et $5.8 \text{ mm e.e.m}^{-1}$ au voisinage de la ligne d'équilibre (2920 m). Ceci montre les limites d'un gradient constant, [Haeberli et Hoetzle, 1995], ce

gradient pouvant être réutilisé dans des études de bilan de masse [Vincent, 2002] ou pour extrapoler des bilans quand des surfaces évoluent [Le Meur et Vincent, 2003].

3.2.2.2 Sensibilité du bilan de masse

Nous présentons les résultats des tests de sensibilité sur la figure 3.12. Pour chacune des variables météorologiques testées et pour différentes variations de cette variable, est portée sur le graphe la déviation de bilan de masse par rapport au profil présenté sur la figure 3.11. Les anomalies sur ces variables sont appliquées aux fichiers SAFRAN, heure par heure, sur toute la durée de simulation (1981-2004).

Les variables testées sont la température, le vent, l'humidité de l'air, les précipitations, le rayonnement infrarouge et le rayonnement solaire. Nous ne discutons pas ici de l'impact de la nébulosité, car elle ne joue que sur la répartition spectrale du rayonnement et non pas sur la quantité d'énergie solaire incidente qui est prescrite directement dans SAFRAN. La seule interaction prescrite entre les variables est la température de transition pluie-neige fixée à 1.5 °C. L'amplitude de variation de ces variables est typique du changement climatique potentiel sur le XXI^{ème} siècle dans les Alpes avec un scénario de type A2 de l'IPCC.

Pour toutes les courbes (exceptée celle des précipitations), le bilan de masse est plus sensible dans la zone d'ablation (son extension est calculée à partir du profil de la figure 3.11) que dans la zone d'accumulation, avec un changement assez net au niveau de la ligne d'équilibre. Ceci est dû à la rétroaction d'albédo, selon que les surfaces initialement en neige (albédo élevé) se retrouvent en glace (albédo faible), ceci ne pouvant se produire que dans la zone d'ablation. Ces courbes sont très semblables à celles que *Oerlemans et Hoogendoorn* [1989] avaient calculées pour les précipitations et la température.

Tous ces profils de sensibilité sont dissymétriques selon le signe de l'altération de la variable météorologique concernée. Ceci montre que la ligne d'équilibre (marquant la transition entre la zone d'ablation plus sensible et la zone d'accumulation moins sensible) descend en altitude quand le bilan de masse augmente. Cette dissymétrie est la plus marquée pour la température, variable pour laquelle les changements de bilan de masse sont les plus importants.

Une élévation de la température de l'air risque de s'accompagner d'une augmentation du rayonnement infrarouge émis par l'atmosphère (qui dépend aussi de la nébulosité ou de l'humidité...), puisque le rayonnement infrarouge est essentiellement déterminé par les 1000 m inférieurs de l'atmosphère au dessus de la surface [Ohmura, 2001]. Nous avons donc effectué des tests de sensibilité en introduisant une dépendance du rayonnement infra-rouge à la température du type loi de Stefan-Boltzmann [Greuell et Genthon, 2003]. Les résultats sont reportés en pointillés sur la figure 3.12a. La sensibilité du bilan de masse à la température est évidemment augmentée.

Une augmentation de la vitesse du vent diminue le bilan de masse (Figure 3.12b). En effet, le vent augmente le flux de chaleur entre le glacier et l'atmosphère. Comme ce flux est en moyenne sur l'année largement positif de l'atmosphère vers le glacier, la fonte est augmentée.

Quand l'humidité de l'air augmente, la sublimation diminue et plus d'énergie est donc disponible pour la fusion, qui est plus efficace pour fondre la glace. Une augmentation de l'humidité provoque donc bien une diminution du bilan de masse (Figure 3.12c).

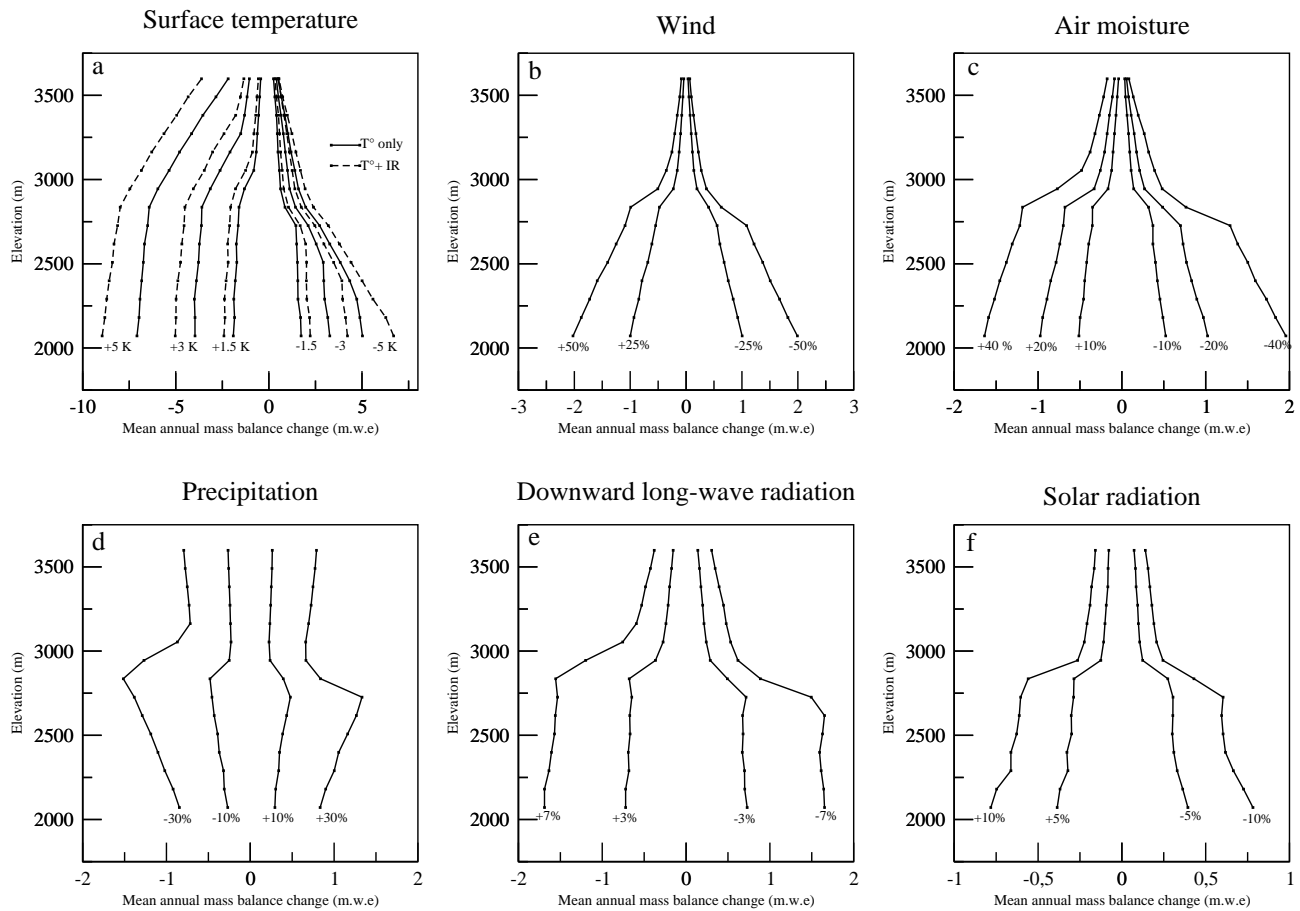


FIG. 3.12 – Sensibilité du bilan de masse à différents paramètres météorologiques : a) température, b) vent, c) humidité, d) précipitations, e) rayonnement infra-rouge, f) rayonnement solaire. Pour la température, les courbes en traits pleins correspondent à une variation seule de la température tandis que les courbes en pointillés correspondent à une variation conjointe de la température et du rayonnement infrarouge.

Une augmentation des précipitations augmente le bilan de masse (Figure 3.12d) à travers l'augmentation de l'accumulation hivernale. Le bilan de masse est très sensible à une perturbation des précipitations au voisinage de la ligne d'équilibre à cause des rétroactions d'albédo.

Une augmentation des rayonnements infra-rouge ou solaire diminue évidemment le bilan de masse (Figures 3.12e et 3.12f).

Une conséquence importante de la forme de ces courbes est que le gradient de bilan de masse n'est pas conservé sous un changement climatique puisque la sensibilité du bilan de masse aux perturbations des paramètres météorologiques est dépendante de l'altitude. Ainsi, prescrire des gradients de bilan de masse fixes dans des études de changement climatique [Vincent, 2002] peut introduire des erreurs.

3.2.2.3 Impact du facteur multiplicateur de précipitations

La figure 3.13 montre l'impact d'un ajustement initial dans les précipitations SAFRAN en entrée de CROCUS (correspondant, par exemple, à un ajustement aux mesures de terrain, voir § 2.2.2) avant de procéder aux tests de sensibilité. Celles-ci sont ici multipliées par 1.5.

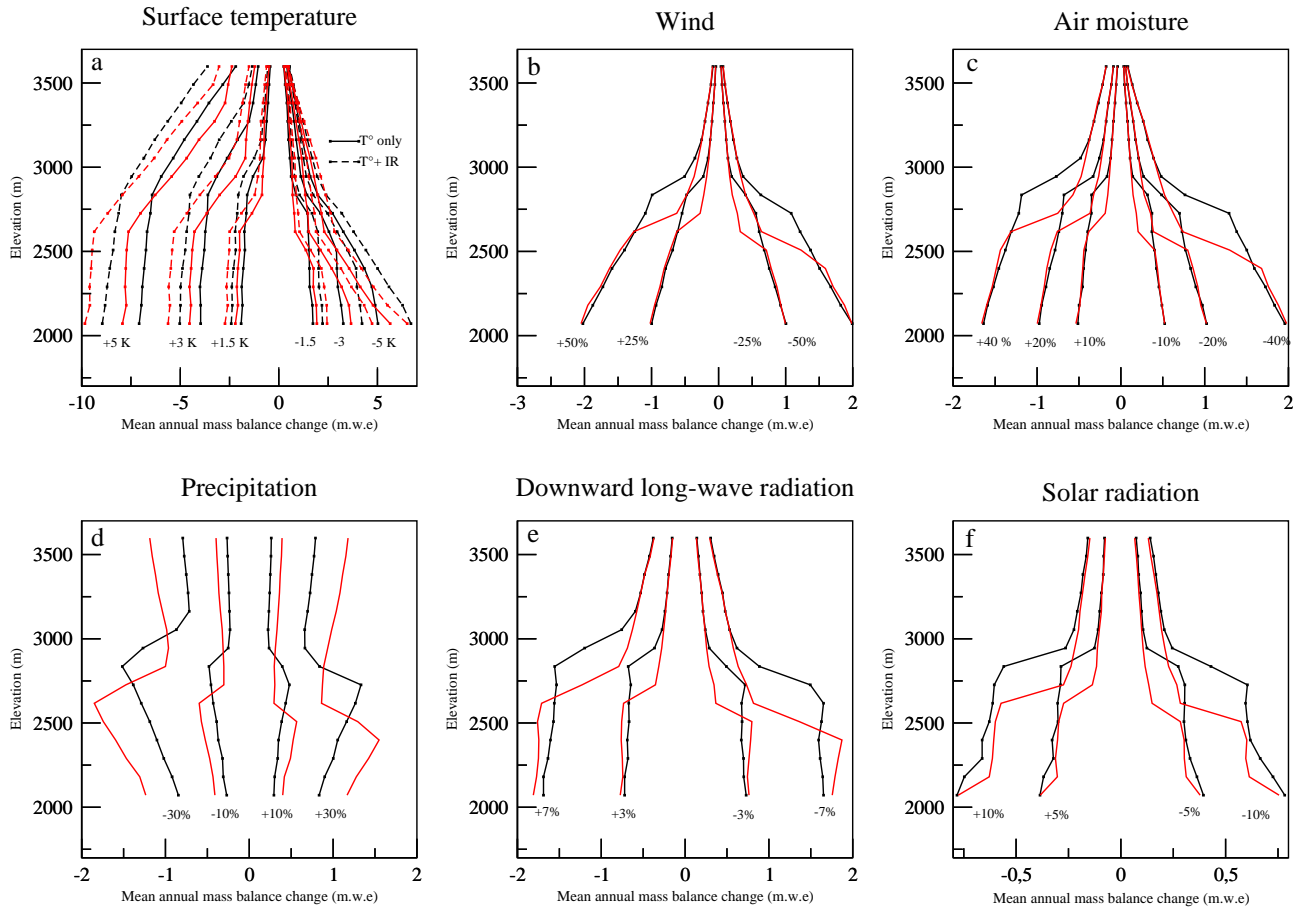


FIG. 3.13 – Sensibilité du bilan de masse à différents paramètres météorologiques, les précipitations SAFRAN étant multipliées par 1.5 avant de procéder aux tests de sensibilité (pour le profil de référence aussi), courbes en rouge : a) température, b) vent, c) humidité, d) précipitations, e) rayonnement infra-rouge, f) rayonnement solaire. Pour la température, les courbes en traits pleins correspondent à une variation seule de la température tandis que les courbes en pointillés correspondent à une variation conjointe de la température et du rayonnement infrarouge. Les courbes de sensibilité correspondant à des précipitations non corrigées (Figure 3.12) sont en noir.

Les résultats en terme de sensibilité sont globalement inchangés. Toutes les courbes sont décalées vers le bas en altitude puisque l'altitude de la ligne d'équilibre diminue quand les précipitations augmentent (voir figure 3.11). Les courbes de sensibilité aux précipitations semblent assez différentes. Ceci est simplement dû au fait que l'on raisonne en pourcentage de variation, et non en quantité absolue, alors que les précipitations dans la deuxième expérience sont déjà augmentées de 50 %.

Le bilan de masse est plus sensible à un changement de température en zone d'ablation si les précipitations sont augmentées initialement dans SAFRAN. Ceci peut s'expliquer par la combinaison de la quantité de neige qui s'accumule en hiver et de l'efficacité de la fonte durant la période d'ablation

(voir Figure 3.14).

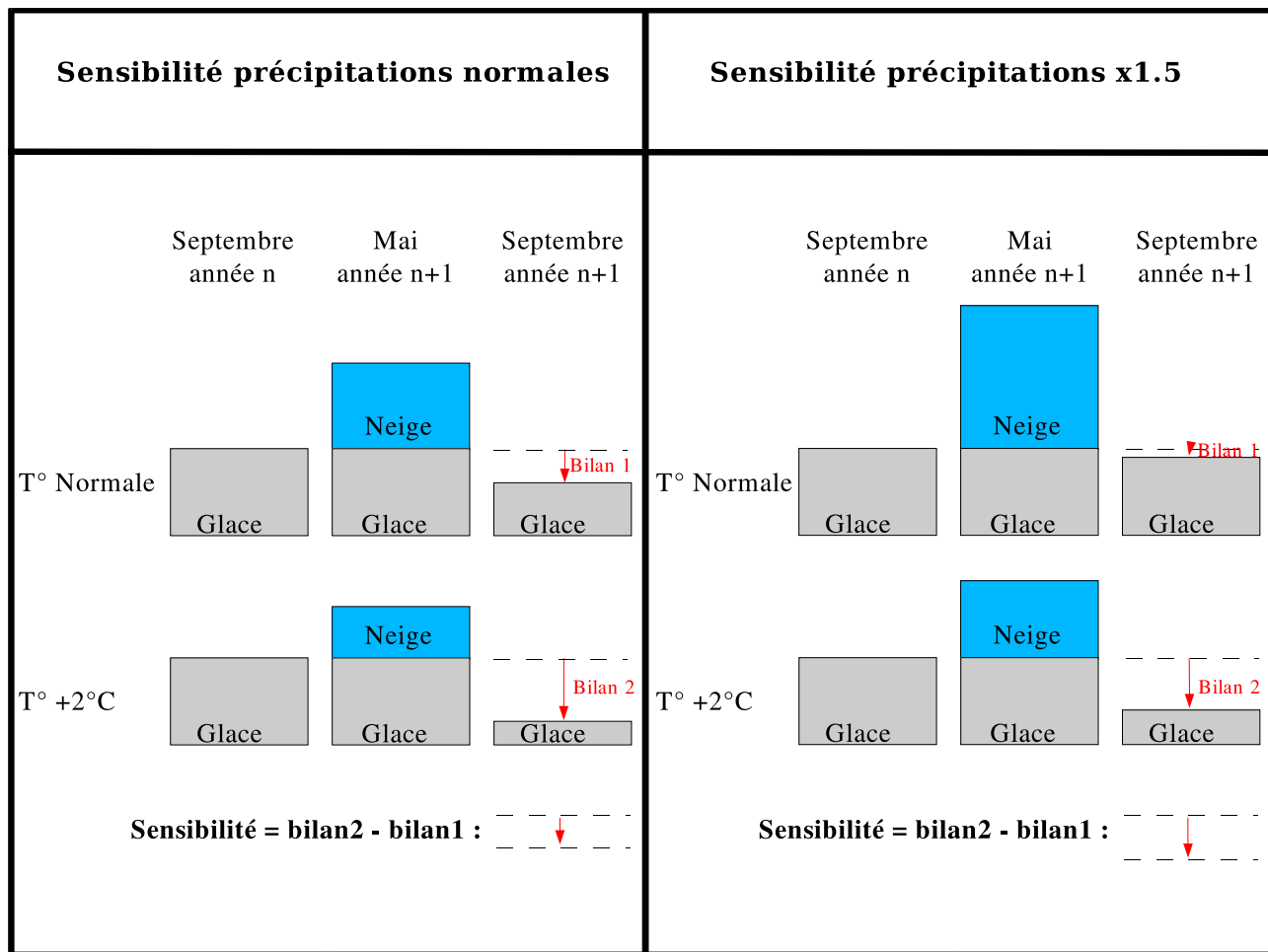


FIG. 3.14 – Impact du facteur multiplicateur de précipitation sur la sensibilité du bilan de masse à la température en zone d’ablation. On raisonne sur une multiplication initiale des précipitations par 1.5 et une augmentation de température. La fonte est plus efficace sur la glace que sur la neige.

L’accumulation hivernale dépend à la fois du facteur multiplicateur de précipitation et de la température via la température de transition pluie/neige. Les flux turbulents sont plus efficaces pour fondre de la glace que de la neige avec la même quantité de chaleur car la surface de la glace a une rugosité plus importante que celle de la neige (voir § 2.1.1). Ainsi, si le stock de neige hivernal est assez important (précipitations multipliées par 1.5), la glace ne sera quasiment pas attaquée, alors qu’avec une accumulation plus faible (précipitations multipliées par 1.5 mais température augmentée), la neige aura le temps de disparaître et la glace sera beaucoup plus attaquée.

3.2.2.4 Sensibilité mensuelle du bilan de masse à la température

La température est le paramètre dominant dans l’étude du bilan de masse, et c’est la variable météorologique la plus changeante au cours de l’année. De plus, de par la dissymétrie de la réponse selon le signe de l’anomalie de température, c’est ce paramètre qui va poser le plus de problèmes

pour les reconstructions de bilan de masse (voir § 4.3.2). Il convient donc d'étudier plus en détail la réponse du bilan de masse à une anomalie de température, et en particulier l'impact de ces anomalies selon les différents mois.

La figure 3.15 présente l'anomalie de bilan de masse induite par une anomalie de température pour chacun des mois de l'année, sur le même principe que le paragraphe 3.2.2.2. On constate que l'impact de l'anomalie de température est très faible en hiver (janvier, février), tout au moins jusqu'à une élévation de température de $+3^{\circ}\text{C}$. Plus tard dans le printemps (mars, avril, mai) l'impact d'un réchauffement reste nul à haute altitude ($>3000\text{ m}$), où les températures sont assez froides pour que le réchauffement ne les fasse pas passer au dessus de 0°C et déclenche la fonte. Durant l'été (juillet, août, septembre), toute variation de température (positive ou négative) a un impact sur le bilan de masse. C'est vraiment durant cette période que l'impact d'une variation de température est la plus forte (50 fois plus qu'en hiver par exemple pour une augmentation de 3°C). On retrouve une sensibilité plus forte à l'altitude de la ligne d'équilibre durant le mois d'août, période où coïncident dans cette région la neige et la glace. Ceci s'explique par les rétroactions d'albédo et les calculs de flux turbulents. Durant l'automne (septembre, octobre, novembre), l'impact d'un réchauffement est encore assez fort, essentiellement par la prolongation de la saison d'ablation.

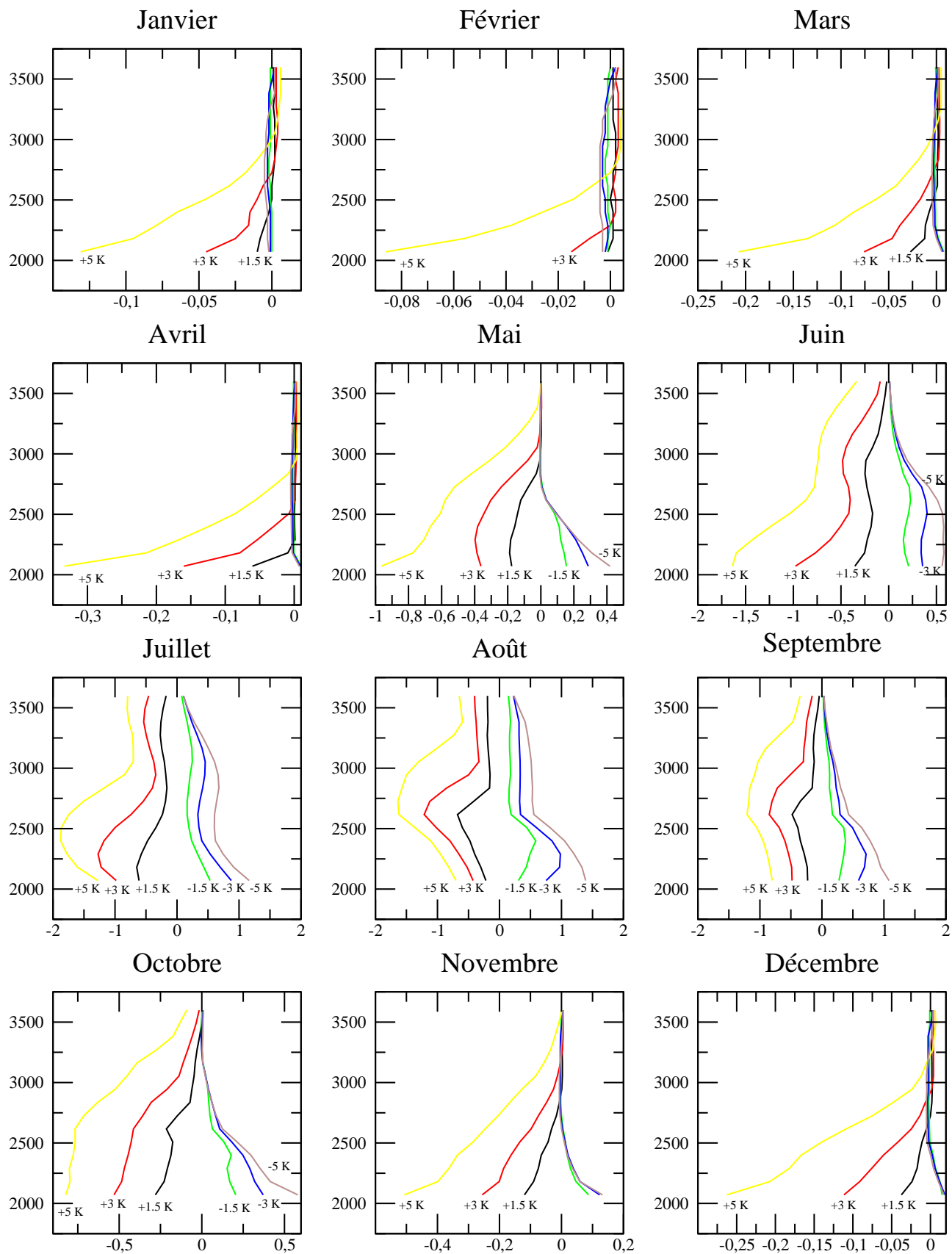


FIG. 3.15 – Sensibilité mensuelle du bilan de masse à la température, les précipitations SAFRAN étant multipliées par 1.5 avant de procéder aux tests de sensibilité. En abscisse figure le bilan de masse (échelle variable selon le mois), en ordonnée l'altitude en mètres.

3.2.3 Sensibilité de la ligne d'équilibre

Les variations d'altitude de la ligne d'équilibre peuvent constituer un bon résumé de l'impact d'un changement climatique. En effet, la seule valeur de l'altitude de la ligne d'équilibre peut permettre de reconstruire avec une certaine précision le bilan de masse spécifique d'un glacier [Rabatel *et al.*, Sous presse], [Paterson, 1994], [Braithwaite, 1984], [Leonard et Fountain, 2003].

Par ailleurs, dans le cadre d'un changement climatique, l'altitude de la ligne d'équilibre permet de diagnostiquer rapidement les chances de survie d'un glacier : si cette altitude dépasse l'altitude maximum du glacier, le stock de glace de ce glacier ne sera plus alimenté et il disparaîtra. Les résultats sont présentés sur la figure 3.16. Il s'agit de l'altitude moyenne sur tout le glacier fictif (voir figure 3.10). Les amplitudes de variations sont les mêmes qu'au paragraphe 3.2.2.2, sauf pour la température où la plage de variation est limitée à $[-3^{\circ}\text{C} ; 3^{\circ}\text{C}]$ car sinon il n'y a plus de ligne d'équilibre ; le glacier est soit tout en accumulation, soit tout en ablation.

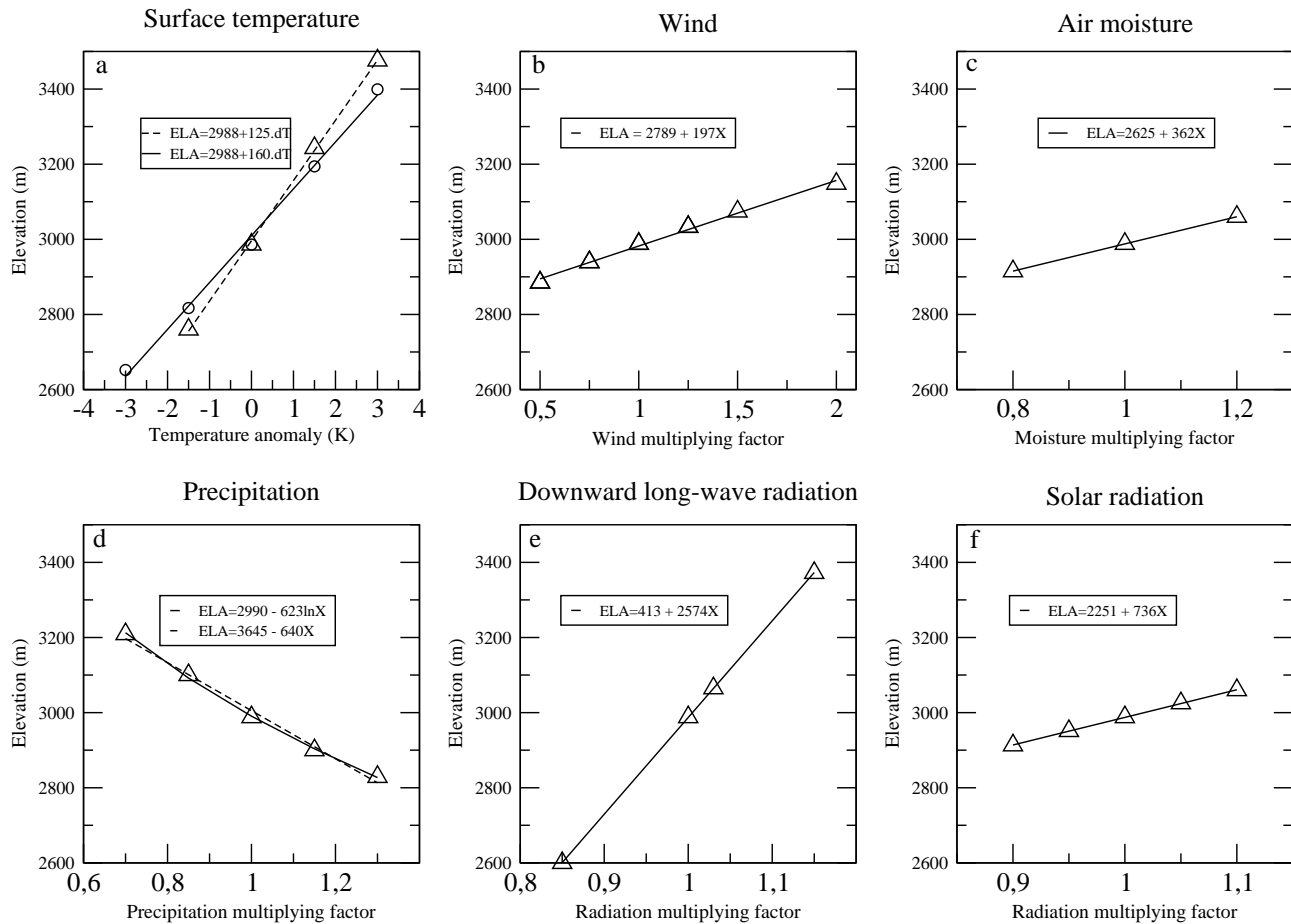


FIG. 3.16 – Sensibilité de la ligne d'équilibre aux différents paramètres météorologiques : a) température, b) vent, c) humidité, d) précipitations, e) rayonnement infra-rouge, f) rayonnement solaire. Pour chaque courbe, l'équation de la régression linéaire a été portée.

La sensibilité de la ligne d'équilibre pour chacun des différents paramètres testés est linéaire dans la plage de variation (c'est quasiment le cas pour les précipitations).

La sensibilité de la ligne d'équilibre à la température est de 125 m/K. Elle est calculée sur l'ensemble de l'année et non juste sur la période estivale comme souvent dans d'autres études [Vincent, 2002]. Ainsi, l'augmentation de la température a un impact sur la durée de la période d'ablation qui s'allonge et sur la moindre quantité de neige qui tombe (transformée en pluie). Si on prend en compte la correction de rayonnement infrarouge, cette sensibilité devient 160 m/K. Ces valeurs sont plus grandes que celles proposées récemment par Vincent [2002] qui donne 60-70 m/K. D'autres auteurs suggèrent une sensibilité de 120 à 140 m/K, plus en accord avec nos résultats [Oerlemans et Hoogendoorn, 1989], [Greene et al., 1999], [Wallinga et van de Wal, 1998].

L'écart avec les résultats de Vincent [2002] peut s'expliquer par la méthode utilisée et les points que nous avons déjà soulevés. Il relie des mesures de bilan de masse estival à la somme de degrés-jours positifs calculés à partir de données météorologiques de vallée, puis calcule les changements d'altitude de la ligne d'équilibre en se basant sur un gradient altitudinal de bilan de masse de 7 à 8 mm e.e..m⁻¹, basé sur les travaux de Haeberli et Hoeszle [1995], qui relèvent un gradient de 7.5 mm e.e..m⁻¹ pour la zone d'ablation. Or nous avons vu au paragraphe 3.2.2.1 que ce gradient valait plutôt 5.8 mm e.e..m⁻¹ au voisinage de la ligne d'équilibre et changeait rapidement dans cette zone. Par ailleurs, le gradient de bilan de masse n'est pas conservé dans le cas d'un changement climatique (§ 3.2.2.2). De plus, un réchauffement ne modifie pas que l'ablation estivale, mais diminue aussi l'accumulation durant l'hiver (moins de neige et plus de pluie).

La figure 3.16 permet de comparer l'impact relatif de chacun des paramètres puisque l'axe des altitudes est identique pour toutes les courbes. On voit ainsi que dans le cadre du changement climatique prévisible sur le XXI^{ème} siècle, c'est la température qui est la variable clé. Le tableau 3.1 liste l'amplitude nécessaire de la perturbation de chacun des paramètres testés pour produire une élévation de la ligne d'équilibre de 160 m (c'est à dire l'équivalent de 1 K de réchauffement en prenant en compte l'augmentation associée du rayonnement infrarouge).

	Changement	Variation en %
Température seule	+1.3 K	-
Température avec une augmentation conjointe du rayonnement infrarouge	+1 K	-
Humidité de l'air	-	+44
vent	-	+81
Précipitation	-	-28
Rayonnement infrarouge	-	+6.2
Rayonnement solaire	-	+22

TAB. 3.1 – Variation nécessaire pour chaque variable pour produire une hausse de 160 m de la ligne d'équilibre sur le glacier fictif.

3.2.4 Quelques conclusions sur la sensibilité du bilan de masse

CROCUS est un excellent outil pour tester la sensibilité du bilan de masse, puisque l'on peut aussi bien étudier des glaciers particuliers qu'un cas plus général. On peut tester indépendamment l'impact de chaque variable météorologique sur le bilan de masse.

Cependant, les résultats présentés pour le bilan de masse au paragraphe 3.2.2.2 et pour la ligne d'équilibre au paragraphe 3.2.3 ne doivent pas être utilisés pour déterminer précisément l'impact

combiné de plusieurs paramètres. En effet, l'ajout de deux courbes d'anomalies de bilan de masse de la figure 3.12 n'est pas égal à l'anomalie calculée à partir d'une simulation où les deux paramètres sont modifiés simultanément. Ces résultats servent donc surtout à avoir une idée de l'impact relatif de chacun des paramètres. Si on veut connaître précisément la réponse d'un glacier à un scénario climatique, il convient de réaliser une simulation complète en faisant tourner CROCUS sur des données météorologiques correspondant à ce scénario (voir Chapitre 4).

Nous avons, en revanche, étudié un peu plus précisément le cas des précipitations. Pour compenser une élévation de température de 1°C (incluant la correction sur l'infrarouge) et maintenir la ligne d'équilibre à la même altitude, il faut augmenter les précipitations de 31 %. C'est dans la gamme de variations (assez large) généralement admise : *Oerlemans* [1981] donne 20 %, *Raper et al.* [2000] donnent 35 %, *Wallinga et van de Wal* [1998] l'estiment à 20 %...

Pour le XXI^{ème} siècle sur les Alpes, les modèles de circulation générale (voir § 4.1.3.2) ne prévoient au mieux qu'une augmentation des précipitations de l'ordre de quelques points de pourcentage pour une élévation de température de 2 à 4 K. Cette éventuelle augmentation de précipitations sera donc très loin de compenser la fonte causée par l'augmentation de température.

Chapitre 4

Simulation des bilans de masse sur de longues périodes à partir de modèles de circulation générale

Introduction

Dans ce chapitre, nous présentons des résultats de simulations longues de bilan de masse (plusieurs dizaines d'années, voire plusieurs siècles), aussi bien dans le passé (reconstruction) que dans le futur (prévision). Après avoir présenté le contexte de l'étude et les données disponibles pour réaliser ces simulations (4^{ème} rapport de l'IPCC) (§ 4.1), nous discuterons des différentes méthodes utilisables pour convertir l'information climatique disponible à grande échelle jusqu'à l'échelle du glacier (§ 4.2). Nous utiliserons une méthode par anomalies, en nous adaptant à la spécificité de la modélisation du bilan de masse (§ 4.3). Les résultats de la simulation sur de longues périodes et les comparaisons de différents modèles sont présentés au paragraphe 4.4.

4.1 Objectifs de l'étude

4.1.1 Reconstructions et prévisions

Notre modèle de bilan de masse étant validé sur la période actuelle, on peut tenter de simuler le bilan de masse sur des périodes plus longues. Ce peut être dans le passé, et l'on réalise alors des reconstructions, ou bien dans le futur, pour lequel on réalise des prévisions.

4.1.1.1 Reconstructions dans le passé

L'intérêt des reconstructions de bilan de masse est de pouvoir confronter des modélisations glaciaires à des observations de terrain (moraines du petit âge de glace par exemple, documents historiques (Figure 4.1)). On peut donc, soit valider des scénarii glaciologiques (dynamique du recul glaciaire par exemple [Le Meur et Vincent, 2003]), soit au contraire mettre en doute les données météorologiques utilisées pour la reconstruction du bilan de masse si les modélisations divergent trop des observations de terrain.



FIG. 4.1 – Le glacier des Bois (Mer de glace aujourd'hui) dans la vallée de Chamonix en 1823. Le front du glacier a reculé depuis cette époque de deux kilomètres et est remonté en altitude de 500m. Aquarelle de Samuel Birman (1793 - 1847).

4.1.1.2 Prévisions dans le futur

L'intérêt des prévisions dans le futur est évident. Face au réchauffement climatique observé, le devenir des glaciers est un sujet de préoccupation important, que ce soit en terme de ressources en eau, de ressources touristiques ou de risques naturels (Cf. Introduction). Il est important de pouvoir quantifier l'impact du changement climatique le plus précisément possible, en déterminant les changements dans le bilan de masse aux différentes altitudes qu'occupent les glaciers, afin de pouvoir calculer la morphologie future de ces glaciers grâce à un modèle dynamique. La modélisation de la fonte de ces glaciers, voire de leur disparition donne, de plus, un exemple palpable du réchauffement climatique.

4.1.2 Ambition de l'étude

Nous envisageons ainsi dans ce chapitre d'étendre nos simulations de bilan de masse dans le passé, et dans le futur, en nous basant sur des scénarii climatiques les plus réalistes possibles. Il est souhaitable de modéliser l'évolution du bilan de masse en continu et non pas seulement pour une période cible particulière. Ceci nous permet par la suite de nous servir de ces simulations de bilan de masse pour réaliser des simulations d'écoulement glaciaire et connaître la nouvelle géométrie du glacier correspondant à ce climat différent. En effet, la réponse locale et détaillée d'un glacier à un scénario réaliste de changement climatique du type de ceux fournis par l'IPCC (§ 4.1.3.2) a été relativement peu étudiée. Les études précédemment réalisées s'intéressent plutôt à l'impact d'un changement d'un paramètre (*Oerlemans et Fortuin* [1992] étudient par exemple la réponse d'un ensemble de glaciers à une élévation de température de 1 °C). Citons tout de même l'étude de *Schneeberger et al.* [2001] qui prévoient l'évolution future du glacier Stor en Norvège en utilisant les sorties du modèle de circulation générale ECHAM4 pour un scénario de doublement de CO₂ en 2050, le modèle de bilan de masse de *Hock* [1999] et un modèle d'écoulement.

Pour notre part, nous nous concentrerons sur le glacier de St Sorlin, qui est bien documenté sur le passé et sur lequel des simulations de dynamique glaciaire sont réalisables (en raison de sa géométrie simple) et ont déjà été effectuées [*Le Meur et Vincent*, 2003].

CROCUS prenant en compte un certain nombre de paramètres météorologiques en entrée (température, vitesse du vent, humidité, précipitations, rayonnement infra-rouge, rayonnement solaire direct et diffus, nébulosité), il serait intéressant de simuler le bilan de masse en tenant compte des variations temporelles de tous ces paramètres, et non pas seulement de la température et des précipitations, comme le font la majorité des auteurs lors des études d'impact du changement climatique sur le bilan de masse. Toutefois, du fait des données et de la méthode utilisées, nous serons nous aussi finalement conduits, dans le cadre de ce travail, à nous limiter aux températures et aux précipitations.

4.1.3 Données disponibles

4.1.3.1 Où trouver les données météorologiques ?

Pour reconstituer le bilan de masse par modélisation physique dans le passé, il faut arriver à se procurer les données météorologiques ! Or celles-ci ne sont relevées régulièrement que depuis quelques dizaines d'années, et a fortiori depuis moins longtemps en région montagneuse. Les données météorologiques ne sont centralisées en France que depuis la création du Bureau Central Météorologique en 1878.

Si, en plus des températures et des précipitations, on veut utiliser des données telles que le rayonnement solaire, il faut attendre le XX^{ème} siècle pour avoir des séries de mesures. Ainsi, reconstituer des bilans de masse dans le passé n'est pas chose évidente. Par exemple, *Vincent et al.* [2005] tentent de reconstituer les bilans de masse des glaciers alpins sur les Alpes à la fin du petit âge de glace avec un modèle degré-jours. Les données de températures sont accessibles grâce à la compilation de *Böhm et al.* [2001] ; par contre, *Vincent et al.* n'ont pas de données de précipitations avant 1907 et sont obligés de les supposer égales à la moyenne du XX^{ème} siècle sur la période 1830-1907.

Cependant, de nouvelles compilations historiques commencent à être réalisées. *Böhm et al.* [2001] présentent une reconstruction de températures pour les Alpes à partir de 1750 ; *Casty et al.* [Sous presse] proposent quant à eux une série de températures depuis 1500, parallèlement à des reconstructions de précipitations. Ces deux compilations mettent en évidence un réchauffement sur les Alpes, d'environ +1.3°C entre 1890 et 2000 pour *Casty et al.*, et qui atteint +1.8°C chez *Böhm et al.*, prouvant que le réchauffement a été plus élevé sur les Alpes que sur le reste de l'Europe. En ce qui concerne les précipitations, les travaux de *Casty et al.* ne montrent pas de tendance nette sur les derniers siècles, si ce n'est une légère baisse dans la deuxième moitié du XIX^{ème} siècle.

Pour obtenir des tendances sur ces longues périodes pour des paramètres météorologiques autres que la température ou les précipitations, et de façon continue, on peut utiliser des reconstructions de climat issues des modèles de circulation générale (MCG). Les modèles de circulation générale d'atmosphère sont des modèles physiques en 3 dimensions qui résolvent les équations primitives de la dynamique de l'atmosphère, en incluant des paramétrisations plus ou moins poussées de certains phénomènes comme la convection des masses d'air, les nuages, etc...[*McAvaney*, 2001]. Ces modèles sont maintenant généralement couplés à des modèles d'océan. L'ensemble est forcé par certaines variables comme le flux solaire arrivant au sommet de l'atmosphère, ou encore la concentration atmosphérique des gaz à effet de serre et d'aérosols et il évolue alors librement. Les dernières versions de MCG couplés océan/atmosphère sont aussi couplées avec des modèles d'évolution saisonnière de la végétation ou de la cryosphère. Ces modèles sont développés, entre autres, pour faire de la prévision climatique ; ils sont sensés être capables de reproduire un climat moyen ou une tendance sur plusieurs années, mais ne pourront jamais reproduire une année particulière.

Ce sont ces MCG qui permettront de prévoir l'évolution du climat, entre autres forcés par des estimations de l'évolution de la concentration de gaz à effet de serre.

Il existe actuellement une vingtaine d'instituts dans le monde qui développent de tels modèles de climat (voir Table 4.1).

4.1.3.2 Les données IPCC

Le Groupe International d'Experts sur le Climat (GIEC), ou Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) dans sa traduction anglaise, est chapeauté par l'Organisation Mondiale de la Météorologie et le Programme des Nations Unies pour l'Environnement. Il a pour but de synthétiser les connaissances acquises sur le climat, les prévisions d'évolution du climat dans le futur et ses conséquences sur l'environnement et les populations. Dans ce cadre, il produit une panoplie de scénarii d'émissions de gaz à effet de serre pour le futur, à partir d'hypothèses économiques, scientifiques et politiques. Ce sont ces scénarii d'émissions de gaz à effet de serre qui peuvent être utilisés pour forcer les MCG, si on désire faire des simulations de climat futur. Par ailleurs, l'IPCC produit à intervalles réguliers des exercices où est présenté le point sur la question climatique, en utilisant si possible les dernières avancées des MCG pour les prévisions. Le premier rapport date de 1990, le second de

1995 et le dernier en date de 2001. Les principaux résultats sont consultables sur <http://www.ipcc.ch/>.

Dans le cadre du quatrième rapport de l'IPCC (IPCC AR4), dont la parution est prévue pour 2007, de nouvelles simulations de MCG sont proposées, avec les derniers développements de ces modèles et les scénarii d'émissions de gaz à effet de serre précisés depuis les précédents rapports.

Institut	Pays	Nom de modèle
Bjerknes Centre for Climate Research	Norway	BCCR-BCM2.0
Beijing Climate Center	China	BCC-CM1
<i>National Center for Atmospheric Research</i>	<i>USA</i>	<i>CCSM3</i>
<i>Canadian Centre for Climate Modelling & Analysis</i>	<i>Canada</i>	<i>CGCM3.1(T47)</i>
Canadian Centre for Climate Modelling & Analysis	Canada	CGCM3.1(T63)
Météo-France / Centre National de Recherches Météorologiques	France	CNRM-CM3
<i>CSIRO Atmospheric Research</i>	<i>Australia</i>	<i>CSIRO-Mk3.0</i>
<i>Max Planck Institute for Meteorology</i>	<i>Germany</i>	<i>ECHAM5/MPI-OM</i>
Meteorological Institute of the University of Bonn, Meteorological Research Institute of KMA, and Model and Data group.	Germany / Korea	ECHO-G
LASG / Institute of Atmospheric Physics	China	FGOALS-g1.0
<i>US Dept. of Commerce / NOAA / Geophysical Fluid Dynamics Laboratory</i>	<i>USA</i>	<i>GFDL-CM2.0</i>
US Dept. of Commerce / NOAA / Geophysical Fluid Dynamics Laboratory	USA	GFDL-CM2.1
<i>NASA / Goddard Institute for Space Studies</i>	<i>USA</i>	<i>GISS-AOM</i>
NASA / Goddard Institute for Space Studies	USA	GISS-EH
<i>NASA / Goddard Institute for Space Studies</i>	<i>USA</i>	<i>GISS-ER</i>
<i>Institute for Numerical Mathematics</i>	<i>Russia</i>	<i>INM-CM3.0</i>
Institut Pierre Simon Laplace	France	IPSL-CM4
Center for Climate System Research (The University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Frontier Research Center for Global Change (JAMSTEC)	Japan	MIROC3.2(hires)
Center for Climate System Research (The University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Frontier Research Center for Global Change (JAMSTEC)	Japan	MIROC3.2(medres)
<i>Meteorological Research Institute</i>	<i>Japan</i>	<i>MRI-CGCM2.3.2</i>
National Center for Atmospheric Research	USA	PCM
<i>Hadley Centre for Climate Prediction and Research / Met Office</i>	<i>UK</i>	<i>UKMO-HadCM3</i>
Hadley Centre for Climate Prediction and Research / Met Office	UK	UKMO-HadGEM1

TAB. 4.1 – Liste des modèles disponibles pour l'IPCC AR4. Les modèles en italiques sont ceux qui ont été utilisés dans cette étude.

Un appel à projet avait été lancé pour l'utilisation et le diagnostic des sorties de modèle, auquel

nous avons répondu en août 2004. Nous utiliserons dans la suite de ce travail les données issues des MCG qui ont été produites pour ce quatrième rapport. Les premiers résultats de simulation de MCG ont été disponibles à partir de novembre 2004, et les différents modèles ont livré leurs premiers résultats (pas forcément exempts de bug) au cours de l'hiver 2004/2005. Les modèles dont les sorties sont disponibles pour ce quatrième rapport sont listés dans la table 4.1. Nous n'avons pas pu utiliser tous les modèles car au moment où nous avons débuté le long rapatriement des données, toutes les sorties n'étaient pas encore en ligne.

Pour chaque modèle, les simulations de contrôle et les scénarii classiques d'émissions de gaz à effet de serre sont normalement disponibles, à savoir :

- P1cctrl (i.e., contrôle pré industriel)
- PDcctrl (i.e., contrôle temps présent)
- 20C3M (i.e., climat du XX^{ème} siècle)
- Commit (i.e., changement climatique inévitable)
- SRESA2 (i.e., stabilisation du CO₂ à 850 ppm)
- SRESA1B (i.e., stabilisation du CO₂ à 720 ppm)
- SRESB1 (i.e., stabilisation du CO₂ à 550 ppm)
- 1%_to2x (i.e., augmentation du CO₂ de 1%/an jusqu'au doublement)
- 1%_to4x (i.e., augmentation du CO₂ de 1%/an jusqu'au quadruplement))
- Slabcctrl (i.e., contrôle océan)
- 2xCO2 (i.e., doublement CO₂)
- AMIP (i.e., projet d'intercomparaison des modèles d'atmosphère)

L'évolution de la concentration en CO₂ prévue par ces différents scénarii entre 1860 et 2100 est reportée sur la figure 4.2. La concentration en CO₂ augmente pour tous les modèles, le scénario B1 correspondant à un retour en 2100 des émissions de CO₂ à un niveau inférieur aux émissions de 1990 [Nakicenovic, 2000].

En raison de la difficulté à télécharger les sorties de modèles, nous nous sommes limités aux scénarii qui se veulent les plus réalistes possibles pour l'évolution future des gaz à effet de serre, à savoir les scénarii de type SRES [Nakicenovic, 2000].

On peut trouver des compléments d'informations sur les modèles, les scénarii et les variables sur http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/about_ipcc.php.

Scenarii utilisés pour le prochain rapport du GIEC

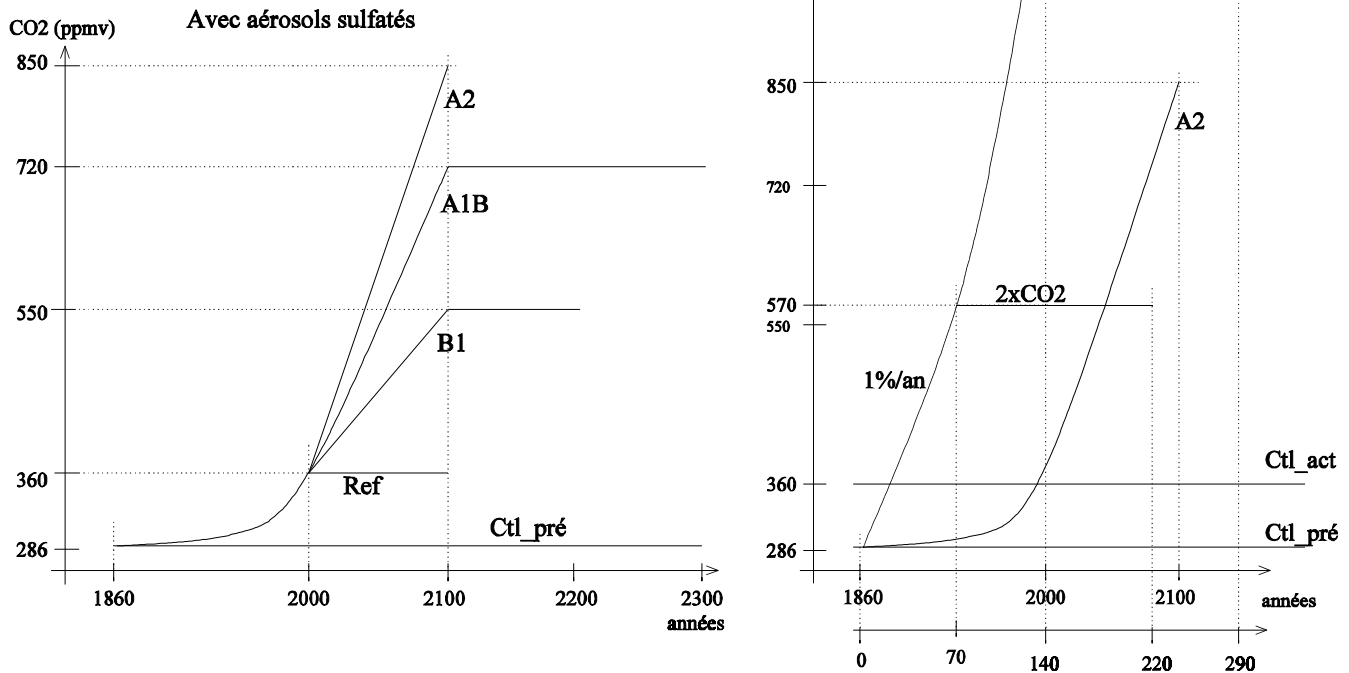


FIG. 4.2 – Évolution schématique de la concentration en CO₂ dans le futur selon les différents scénarii IPCC (les variations ne sont pas linéaires en réalité). Source IPSL.

4.2 Des MCG aux glaciers : changements d'échelles

Les sorties des MCG à notre disposition sont à une résolution spatiale assez grossière, et qui plus est, généralement pas localisées sur les glaciers que nous modélisons. Par ailleurs, CROCUS a besoin de données horaires en entrée, qui ne sont pas forcément disponibles pour les sorties de MCG. Il va donc falloir développer des méthodes pour effectuer un changement d'échelle, aussi bien spatial que temporel, entre les données météorologiques issues des MCG et les données météorologiques d'entrée de CROCUS.

4.2.1 Changements d'échelle spatiale

4.2.1.1 Problématique de la régionalisation

La résolution spatiale actuelle des MCG est de l'ordre de 100 à 300 km alors que l'échelle de SAFRAN est de 20 à 30 km de résolution (et le glacier en lui-même de l'ordre de 1 km !). Il pourrait être tentant d'utiliser directement les sorties de MCG en entrée du modèle de bilan de masse. Cependant, en zone montagneuse, la représentation du relief par les MCG est très mauvaise. En résolution T42 (2.8° à l'équateur), les Alpes culminent à l'altitude maximum de 800m, en résolution T106 (1.1° à

l'équateur), elles atteignent 1300m, soit moins que l'altitude du front de n'importe quel glacier alpin.

Il ne serait donc pas du tout réaliste de prendre les sorties de surface du MCG pour modéliser des phénomènes qui se passent en fait 2000 m plus haut. Une des possibilités pour répondre à ce problème est de considérer les sorties du MCG à des niveaux autres que la surface. En prenant les sorties du MCG à différents niveaux de pression et en les interpolant en tenant compte de l'altitude des géopotentiels considérés, on peut reconstituer des séries de données à l'altitude voulue. Ceci implique que la zone que l'on veut modéliser soit proche de l'atmosphère libre. On peut considérer que c'est le cas pour les Alpes à l'altitude des glaciers, où les sommets restent assez isolés [Martin, 1995]. Cette hypothèse est vérifiée au paragraphe 4.3.1.1. Néanmoins, tout biais dans les MCG a des conséquences importantes sur le bilan de masse, étant donné la grande sensibilité de ce dernier (§ 3.2.2.2). En effet, une erreur de l'ordre de un ou plusieurs degrés n'est pas exceptionnelle en sortie de MCG sur une région (certains modèles reproduisent mieux les tropiques, d'autres les régions tempérées), ce qui est suffisant pour faire disparaître ou apparaître un glacier. Martin [1995] conclut d'ailleurs que l'utilisation brute des sorties interpolées de MCG doit être faite avec prudence.

Une régionalisation des sorties de MCG s'impose donc pour une modélisation fine du bilan de masse. Plusieurs techniques sont possibles, nous les passons en revue dans les paragraphes suivants.

4.2.1.2 Les modèles de circulation régionale

Les modèles de circulation régionale (MCR) sont des modèles d'atmosphère, qui reprennent les principes des MCG au niveau de la circulation atmosphérique, mais en calculant sur une région de surface plus petite. Ceci permet d'améliorer la résolution (couramment 10 km, jusqu'à 1km sur de courtes simulations), donc la prise en compte du relief et des phénomènes météorologiques plus locaux. Comme ces modèles tournent sur des régions d'aires limitées, il faut leur imposer des conditions aux limites, celles-ci pourront être des réanalyses pour les reconstructions passées, ou directement des sorties de MCG pour les simulations dans le futur. Parmi ces modèles, citons par exemple REMO du MPI, Méso NH de Météo-France ou encore le MAR [Gallée et Schayes, 1994], développé actuellement, entre autres, au LGGE et qui prend explicitement en compte la cryosphère et la modélisation du bilan de masse glaciaire [Fettweis et al., 2005].

Ce type de régionalisation physique est a priori la plus satisfaisante, elle pourrait permettre de prendre en compte des réponses locales à un changement climatique, différentes de celles à grande échelle (en sortie de MCG). Cependant, à l'heure actuelle, ce type de modèle est encore trop gourmand en temps de calcul pour pouvoir à la fois avoir une résolution spatiale compatible avec l'échelle des glaciers et réaliser de longues simulations (plusieurs dizaines d'années). Avec l'augmentation des capacités de calcul, ce type d'utilisation directe des MRC devrait cependant être possible assez rapidement, bien qu'il y ait encore des problèmes numériques non-résolus en travaillant à haute résolution sur de forts reliefs. Par contre, les MCR sont idéaux pour valider d'autres méthodes de régionalisation ou valider un phénomène local.

4.2.1.3 Autres méthodes de désagrégation

Il existe plusieurs méthodes plus ou moins sophistiquées pour désagréger spatialement et temporellement un champ à grande échelle, et faire qu'il corresponde aux observations à petite échelle. Nous présentons les méthodes les plus couramment utilisées : désagrégation physique, utilisation des analogues et utilisation des anomalies.

Désagrégation physique Les champs météorologiques sont désagrégés en tenant compte par exemple de la présence des reliefs. On peut pour cela utiliser des versions simplifiées des modèles de circulation climatique précédemment cités, en ajoutant par exemple un schéma thermodynamique pour calculer la condensation et les précipitations [Sainclair, 1994].

Utilisation des analogues Une possibilité de régionalisation assez intéressante est l'utilisation des analogues [Von Storch et Zorita, 1998]. La philosophie de la méthode est simplement de supposer que les mêmes causes produisent les mêmes effets. Si l'on a observé dans notre archive climatique une situation similaire (analogue) à celle que nous souhaitons modéliser, leurs comportements à toute échelle doivent être similaires. Ainsi, les effets locaux d'une situation synoptique donnée par un MCG seront semblables aux effets locaux observés lors de la situation synoptique observée la plus proche. L'intérêt de cette méthode pour les questions de changement climatique est de pouvoir prendre en compte les éventuelles modifications de circulation synoptique (changement des répartitions des différents type de temps). Un inconvénient provient de la nécessité d'avoir une grande archive climatique pour pouvoir faire face à un maximum de situations. Qui plus est, en cas de changement climatique d'amplitude assez forte, on peut ne pas avoir dans l'archive climatique assez de situations extrêmes se rapprochant de la situation cible.

C'est une méthode très couramment utilisée en hydrologie pour la modélisation des précipitations [Von Storch et al., 1993], en se basant par exemple sur l'étude des géopotentiels [Bontron, 2004]. Martin [1995] utilise aussi les analogues pour rechercher et utiliser des journées entières de SAFRAN (toutes les variables météorologiques sont du coup extraites en même temps). Un inconvénient de prendre directement la journée SAFRAN comme analogue est le fait que la variable rayonnement solaire, dont l'amplitude et la durée sont très variables dans l'année, limite très fortement la période où l'on peut rechercher des analogues (quelques jours autour de la journée cible pour chaque année).

Utilisation des anomalies Cette méthode consiste simplement à ajouter aux données locales (SAFRAN ici), considérées sur une période de référence la différence (anomalie) entre la simulation à grande échelle sur la même période de référence et la simulation à grande échelle sur la période que l'on veut modéliser à fine échelle. C'est une méthode à la fois simple et robuste, utilisée pour les simulations d'enneigement par Martin [1995]. Cela suppose que le changement climatique à grande échelle est sensiblement le même qu'à petite échelle. De plus, si on utilise des moyennes temporelles sur des périodes un peu longues (mois, saisons), il faut supposer que la distribution temporelle des variables météorologiques durant cet intervalle de temps reste inchangée avec un changement climatique.

4.2.2 Résolution temporelle des données

Les données météorologiques en entrée de CROCUS doivent être fournies au pas horaire. Si le pas de temps des calculs des MCG est horaire (voire moins), l'énorme quantité de données produite rend l'archivage et la mise à disposition de ces données problématiques. Ainsi, pour les données de l'IPCC AR4, l'intégralité des scénarii n'est disponible qu'en moyenne mensuelle. Des sorties journalières sont disponibles, mais uniquement sur des périodes courtes. Dans notre cas, cela correspond aux périodes 1961-2000, 2046-2061, 2081-2100, 2181-2200, 2281-2300. Des sorties à la résolution temporelle de trois heures sont aussi possibles, mais seulement pour la période 1991-2000 et les années 2050, 2100, 2150, 2200, 2300. L'extraction des données depuis le serveur de l'IPCC nous a posé problème. Il n'y a pas, en effet, de possibilité d'extraction directe des données intéressantes sur le

serveur, on est obligé de récupérer les données pour l'ensemble de la surface terrestre avant d'extraire la zone d'intérêt (quelques points de grille sur l'Europe de l'ouest dans notre cas). Ainsi, compte tenu de notre volonté de simuler le bilan de masse en continu sur de longues périodes et surtout de la difficulté de rapatriement des données, nous nous sommes limités à l'utilisation des données mensuelles. On tentera donc de redistribuer ces moyennes mensuelles au pas horaire.

4.2.3 Spécificités liées à la modélisation du bilan de masse

Nous allons donc être amenés à faire un certain nombre d'opérations sur les variables météorologiques : moyenne spatiale et temporelle, débiaisage etc... Or, au final, nous devons obtenir les variables d'entrée nécessaires à CROCUS (température atmosphérique de surface, vitesse du vent, humidité relative, précipitations et type (solide ou liquide), rayonnement infra-rouge, rayonnement solaire direct, rayonnement solaire diffus, nébulosité), et ces variables doivent rester cohérentes entre elles pour que le modèle de neige puisse tourner. Ainsi, des chutes de neige par température trop positive, ou un rayonnement solaire élevé avec une nébulosité forte, sont des phénomènes incohérents. On ne peut donc pas simplement traiter une variable météorologique sans s'interroger sur les conséquences de ce traitement sur les autres variables.

4.3 Méthode choisie et mise en œuvre

Nous présentons dans cette section les méthodes que nous avons utilisées pour reconstruire le bilan de masse sur de longues périodes. La désagrégation des champs à grande échelle est faite à l'aide d'une méthode par anomalies (§ 4.3.1), nous discutons aussi dans ce paragraphe des valeurs et des évolutions de ces anomalies. Le paragraphe 4.3.2 présente les possibilités de reconstruction du bilan de masse en appliquant ces anomalies à une année moyenne, mais cette méthode ne donne pas de résultat satisfaisant. Nous présentons donc, dans le paragraphe 4.3.3, une méthode qui utilise la sensibilité du bilan de masse et dont les résultats sont encourageants (voir section 4.4).

4.3.1 Méthode par anomalies

Nous présenterons dans la suite de ce travail les résultats obtenus à partir d'anomalies sur les MCG. Ce chapitre décrit la constitution de ces anomalies. La période de référence dans notre étude s'étend du 1er août 1981 au 31 juillet 2004, soit 23 ans, ce qui permet déjà de se rapprocher d'une climatologie (une moyenne sur 30 ans est recommandée). Les nouvelles reconstructions de SAFRAN sur la période 1958-2004 à partir des réanalyses ERA40 pourraient permettre d'allonger cette période de référence (au prix peut-être de données moins fiables avant 1981). Ces données ont été disponibles trop tard pour que nous puissions tester différentes profondeurs d'archive, c'est une perspective intéressante pour prolonger notre étude.

4.3.1.1 Relation à l'atmosphère libre

Il convient tout d'abord de vérifier qu'il n'y a pas de biais variable entre les moyennes mensuelles calculées pour SAFRAN et celles observées dans l'atmosphère libre sur la même période, ou à défaut de trouver une fonction de transfert. Nous avons simplement étudié le cas de la température qui est le paramètre dominant pour la modélisation du bilan de masse. Les champs à grande échelle de

température proviennent des réanalyses ERA40 pour la période 1981-2004 et des analyses opérationnelles pour la période 2001-2004. Nous avons fait les tests à l'altitude de 2700 m. Pour les champs à grande échelle, la température à 2700m est calculée à partir de champs à 850 hPa (altitude moyenne = 1750m) et 700 hPa (altitude moyenne = 3000m), en faisant une simple interpolation linéaire selon l'altitude moyenne des géopotentiels pour le mois considéré.

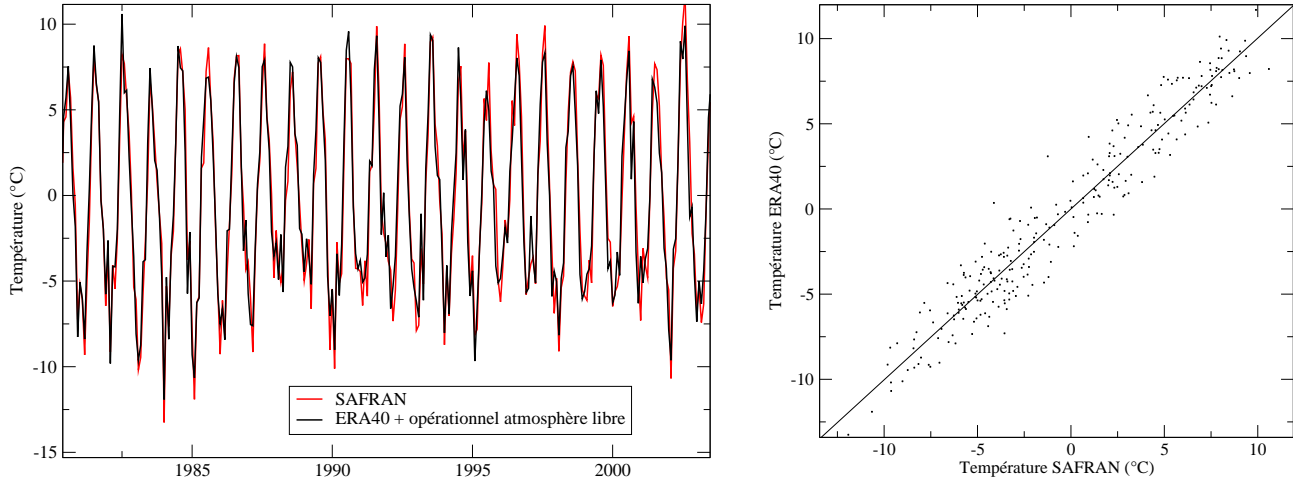


FIG. 4.3 – Comparaison entre la température moyenne mensuelle calculée par SAFRAN à 2700 m et les réanalyses du centre européen de prévision sur la période 1981-2004.

La figure 4.3 présente le résultat de cette comparaison. En moyenne mensuelle, il n'y a pas de biais variable entre SAFRAN et l'atmosphère libre. De plus les données SAFRAN sont très proches de l'atmosphère libre : $R^2=0.93$, $RMSE=1.40^{\circ}C$, la droite de régression est virtuellement égale à la première bissectrice ($y = 0.0006614 + 1.003x$). On peut donc considérer que les températures mensuelles (et a fortiori les anomalies) observées dans l'atmosphère libre sont les mêmes que celles sur le terrain.

4.3.1.2 Méthode de construction des anomalies et tendances

Pour chaque scénario du XXI^{ème} siècle, on adjoint le scénario du changement climatique observé sur le XIX^{ème} et le XX^{ème} siècle (20C3M) afin d'obtenir une série temporelle continue de ~1850 à ~2150. Pour chaque variable (de chaque modèle de chaque scénario) et à chaque niveau de pression, la valeur aux coordonnées du glacier (longitude et latitude) est calculée à partir des quatre points de grille les plus proches comme le barycentre de la variable à chaque point de grille pondéré par la distance du glacier à ce point de grille. On obtient ainsi un profil vertical de l'atmosphère centré sur le glacier. A chaque mois de la simulation, pour chacun des profils centrés sur le glacier des variables, on calcule sa valeur pour chaque niveau SAFRAN (défini tous les 300m : 2400m, 2700m, 3000m...), à partir des différents niveaux de pression disponibles et des altitudes des géopotentiels correspondant à ce moment-là. Est ensuite calculée l'anomalie par rapport à la moyenne des moyennes mensuelles du même mois de la période 1981-2004. Les figures 4.4 et 4.5 présentent les anomalies de température et de précipitations pour la période 1800-2165 pour le scénario 20C3M + B1, à 2700 m d'altitude et à la position du glacier de St Sorlin. Nous avons figuré aussi la reconstruction des

anomalies de température de *Böhm et al.* [2001] de 1818 à 1998. Nous avons travaillé avec les données correspondant au point de latitude 45° et de longitude 6°, en haute altitude. *Böhm et al.* travaillent avec des anomalies par rapport à la moyenne du XX^{ème} siècle ; nous avons donc translaté leur série pour obtenir des anomalies par rapport à notre période de référence. Sur la partie commune des deux jeux de données, 1981-1998, les anomalies de température sont extrêmement voisines. La série de *Böhm et al.* a été complétée jusqu'en 2004 à partir des anomalies issues de SAFRAN.

Tous les modèles présentent un réchauffement (moyenne d'environ +0.6°C entre 1870 et 2000), à part les modèles GISS-MODEL-E-R et NCAR-CCSM3 pour lesquels les variations de température sont cycliques mais sans tendance marquée. Pour le modèle NCAR-CCSM3, ceci est peut-être dû à son comportement sur la période de référence 1981-2004 (forte anomalie positive au début puis forte anomalie négative ensuite), ce qui indique que la période de référence pourrait être trop courte.

Pour les autres modèles, ce réchauffement correspond bien à un réchauffement qui a été observé sur la deuxième moitié du XIX^{ème} et le XX^{ème} siècle pour les Alpes [*Böhm et al.*, 2001], [*Casty et al.*, Sous presse]. Cependant, l'amplitude du réchauffement observé semble être bien plus forte si on se fie aux reconstructions de *Böhm et al.* [2001].

Tous les modèles s'accordent bien entre eux sur un réchauffement pour le XXI^{ème} siècle, avec une élévation moyenne de température de 1.8 °C pour la fin de ce siècle par rapport à aujourd'hui pour le scénario B1 (le moins intensif en terme de réchauffement). Avec les scénario A2, le réchauffement moyen attendu pour la fin du XXI^{ème} siècle est plutôt de 4°C (jusqu'à 5.5 °C pour UKMO-HADCM3).

Pour les précipitations, les tendances sont beaucoup moins nettes, aussi bien dans le passé que dans le futur. Chacun des modèles reproduit une variabilité décennale assez importante. La seule tendance nette est une baisse des précipitations pour le modèle UKMO-HADCM3, ces dernières pourraient diminuer de 15 % vers 2070.

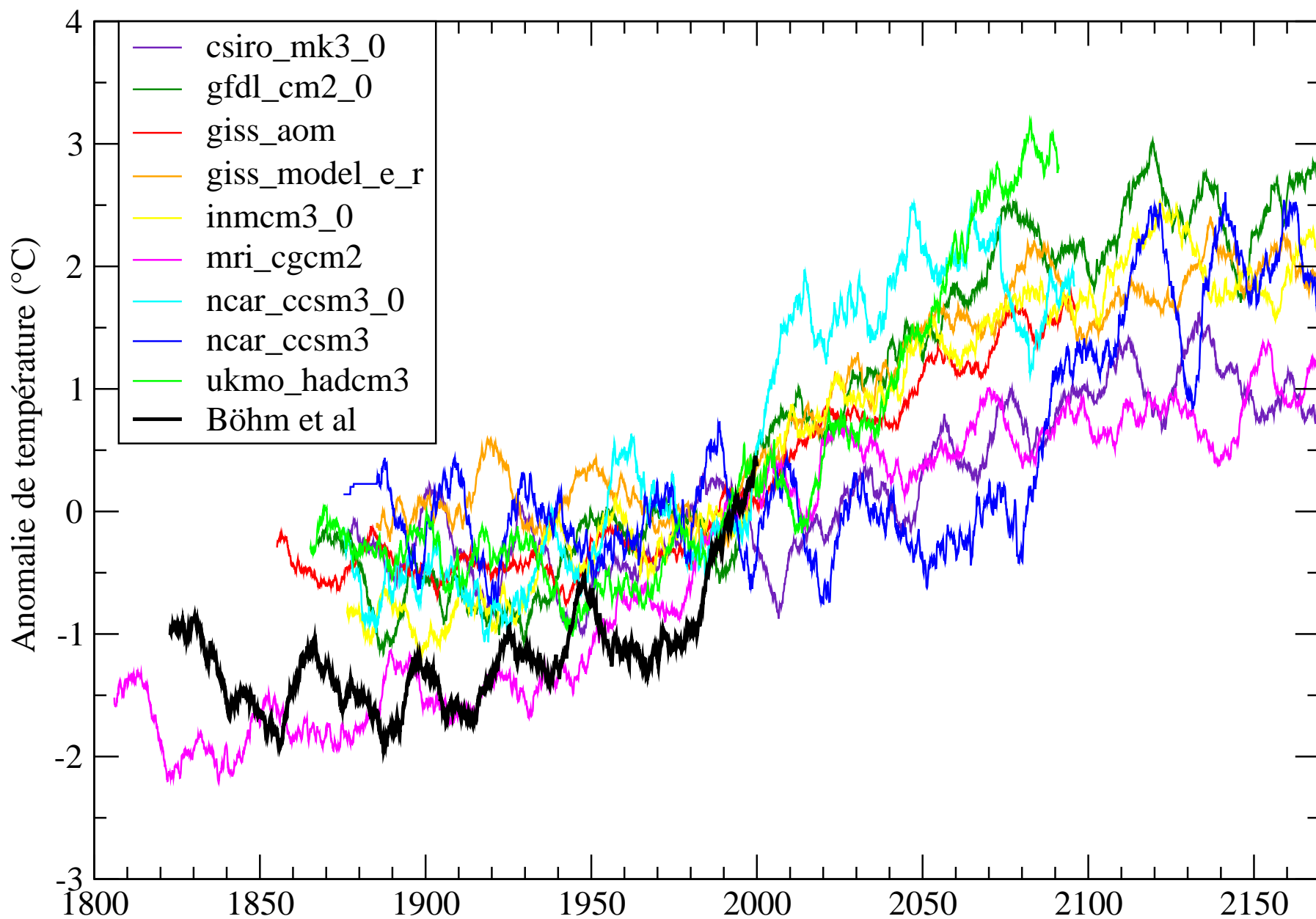


FIG. 4.4 – Anomalie de température sur la période 1800-2165, par rapport à la moyenne 1981-2004 pour différents modèles avec le scénario 20C3M + B1. Pour plus de lisibilité, les courbes présentées sont des moyennes glissantes sur 10 ans.

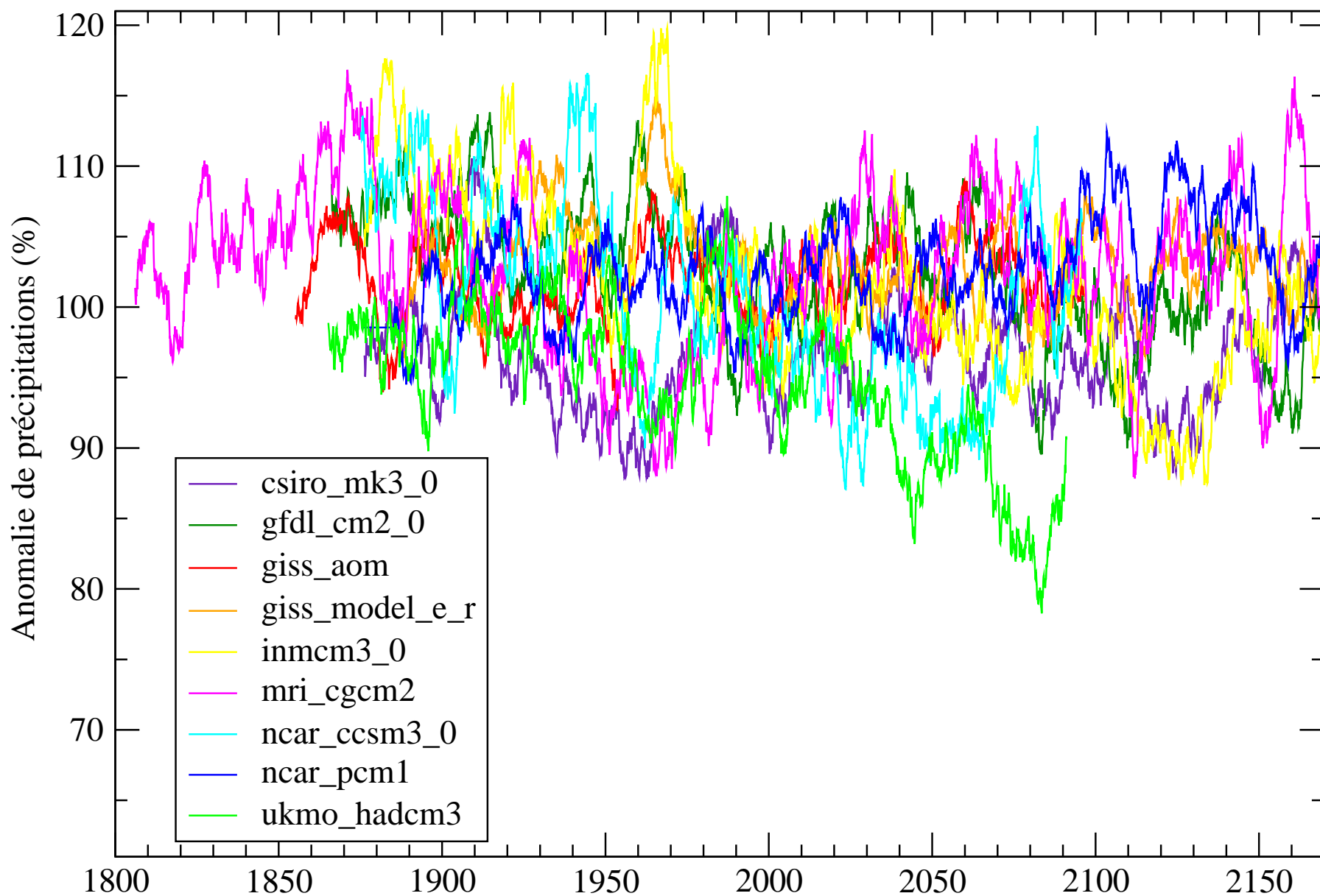


FIG. 4.5 – Anomalie de précipitations sur la période 1800-2165, par rapport à la moyenne 1981-2004 pour différents modèles avec le scénario 20C3M + B1. Pour plus de lisibilité, les courbes présentées sont des moyennes glissantes sur 10 ans.

4.3.2 Simulation directe de bilan de masse avec les anomalies mensuelles

Nous présentons dans cette section les possibilités de modéliser directement le bilan de masse à partir des données SAFRAN et des anomalies mensuelles sur les variables météorologiques d'entrée. Si cette modélisation n'a pas abouti comme nous le souhaitions, elle est présentée ici car elle soulève des questions sur des approches semblables utilisées dans d'autres études.

4.3.2.1 Principe de la méthode

Nous souhaitons étudier l'impact des tendances des variables météorologiques (température, précipitations...) sur le bilan de masse, mais aussi l'influence d'un changement possible de la variabilité de ces variables. En effet, une plus grande variabilité de la température peut entraîner un bilan de masse plus négatif, de par la dissymétrie de la réponse du bilan de masse à une anomalie de température. Nous souhaitons par ailleurs réaliser des simulations continues de bilan de masse pour pouvoir renseigner un modèle d'écoulement glaciaire.

Les anomalies mensuelles obtenues à partir des MCG doivent être appliquées sur des données locales et à la résolution temporelle adéquate, en l'occurrence, dans notre étude, les données SAFRAN. Il nous faut donc construire une base météorologique au pas horaire pour renseigner CROCUS, sur laquelle on applique les anomalies mensuelles.

On pourrait tirer au sort, pour chaque année à simuler, une année dans la base SAFRAN de la période de référence. Cependant, ce tirage aléatoire risque de masquer ou de fausser une éventuelle variabilité annuelle du climat futur par rapport à ce qu'elle est aujourd'hui. De même, la méthode consistant à modéliser le futur par période de 23 ans (durée de la période de référence), en appliquant sur notre archive SAFRAN, non plus des anomalies mois par mois, mais simplement l'anomalie moyenne sur cette période fait perdre l'impact d'une éventuelle modification de la variabilité interannuelle sous un climat différent.

Nous avons donc opté pour la construction d'une "année moyenne", sur laquelle on applique directement les anomalies mensuelles. La première idée est de constituer une année moyenne en moyennant heure par heure les 23 années de la période de référence, mais, sans précaution supplémentaire, cela amène à une impasse. En effet, toutes les variables deviennent moyennes : il pleut ou neige un peu toutes les heures, l'ensoleillement est toujours moyen etc. Avec des phénomènes non linéaires comme par exemple la rétroaction d'albédo, le bilan de masse modélisé avec cette méthode est très nettement supérieur au bilan de masse moyen attendu.

On a alors tenté d'améliorer la construction de cette "année moyenne". Pour ce faire, on choisit une année dont le bilan moyen est égal à la moyenne des bilans annuels sur la période. La meilleure année est 1985/1986 (les fichiers SAFRAN commencent le 1^{er} août).

Pour calculer le forçage horaire de l'année n , on utilise le forçage de l'année type (85/86) corrigé au pas horaire par l'anomalie mensuelle de ce forçage (différence entre les moyennes mensuelles du forçage pour l'année n et pour l'ensemble de la période de référence 1981-2004). Le forçage type est issu des données SAFRAN de référence, tandis que l'anomalie mensuelle est calculée soit à partir des données SAFRAN (pour vérification de la méthode), soit à partir des résultats des MCG (application).

La méthode de construction des variables météorologiques peut être résumée par l'équation 4.1 :

$$L_{n,j,h}^i = \overline{L_{j,h}^i}^{ref} + S_{n,j}^i - \overline{S_j^i}^{ref} \quad (4.1)$$

avec $L_{n,j,h}^i$ la valeur locale de la variable i à l'heure h du mois j de l'année n , $\overline{L_{j,h}^i}^{ref}$ la moyenne locale sur la période de référence pour l'heure h du mois j de la variable i (ou une valeur représentative de la météorologie moyenne locale, i.e. la saison 85/86), $S_{n,j}^i$ la valeur mensuelle à l'échelle synoptique de la variable i pour le mois j de l'année n et $\overline{S_j^i}^{ref}$ la valeur moyenne sur la période de référence à l'échelle synoptique de la variable i pour le mois j , avec n variant selon le nombre d'années de simulations à réaliser, j entre 1 et 12 et h entre 1 et 730 (nombre d'heures moyen par mois). La période de référence *ref* est ici 1981-2004.

Par construction, ces anomalies sont donc, en moyenne, nulles sur la période de référence.

On peut alors vérifier qu'on arrive à reconstituer l'évolution du bilan de masse observé sur l'ensemble de la période de référence, en appliquant les anomalies sur cette année moyenne. Il convient de vérifier que non seulement le bilan spécifique est correct, mais que la distribution spatiale sur le glacier l'est aussi.

A ce stade, on va rencontrer le premier écueil de la modélisation avec les anomalies. En effet, le bilan de masse modélisé à partir de l'année moyenne et des anomalies est plus négatif que celui obtenu avec les données SAFRAN. Ceci est dû à la dissymétrie de la réponse du bilan de masse à une anomalie de température (Figure 3.12a). Comme l'anomalie moyenne de température sur la période de référence vaut 0, il est normal que la moyenne des anomalies de bilan de masse sur cette même période de référence soit légèrement négative ; une légère diminution de la température sur l'ensemble de l'année moyenne (-0.16°C) a donc été opérée pour corriger cette déviation.

4.3.2.2 Résultats et conséquences sur l'utilisation des données mensuelles

La figure 4.6 compare le bilan de masse modélisé avec les données SAFRAN (§ 3.1.1.1) et le bilan de masse modélisé avec la méthode par anomalies présentée dans la section précédente.

On arrive ainsi à reproduire le bilan moyen sur la période de référence, et on retrouve bien la variabilité interannuelle dans sa structure (années de faible ou forte accumulation). Cependant, certains mois ont des comportements surprenants, avec par exemple une fonte beaucoup trop forte durant l'été 1997 ou une fonte trop faible durant l'été 1981. On pourrait supposer que cet écart est encore dû à la dissymétrie de la réponse du bilan de masse à une anomalie de température. Ce n'est pas le cas, ces biais dans la reconstruction du bilan de masse ne sont pas du tout corrélés aux anomalies de température utilisées ou aux anomalies de précipitations.

Par ailleurs, lorsque l'on applique des anomalies tirées des différents modèles IPCC (reconstruction) pour la même période de référence, le bilan de masse est beaucoup plus négatif que celui observé en réalité (jusqu'à -40 m ou -50 m sur la période de référence au lieu de -22 observés dans la réalité) alors que ces anomalies ont, elles aussi, une moyenne nulle sur la période de référence.

C'est donc le processus de création de l'année moyenne qui est à incriminer, et l'impact non maîtrisé des anomalies sur cette année moyenne. Cette année moyenne est sûrement trop dépendante de la distribution et de la variabilité des anomalies mensuelles observées sur la période de référence. En appliquant une anomalie mensuelle, qui résume, à elle seule, à la fois des épisodes froids et des épisodes chauds, des épisodes secs et des épisodes pluvieux, sur un mois de l'année moyenne qui a sa propre variabilité pour chaque variable météorologique, on perd les combinaisons de variables météorologiques (par exemple concomitance de froid et d'humidité pour produire de la neige) qui régissent en partie le bilan de masse modélisé au pas horaire.

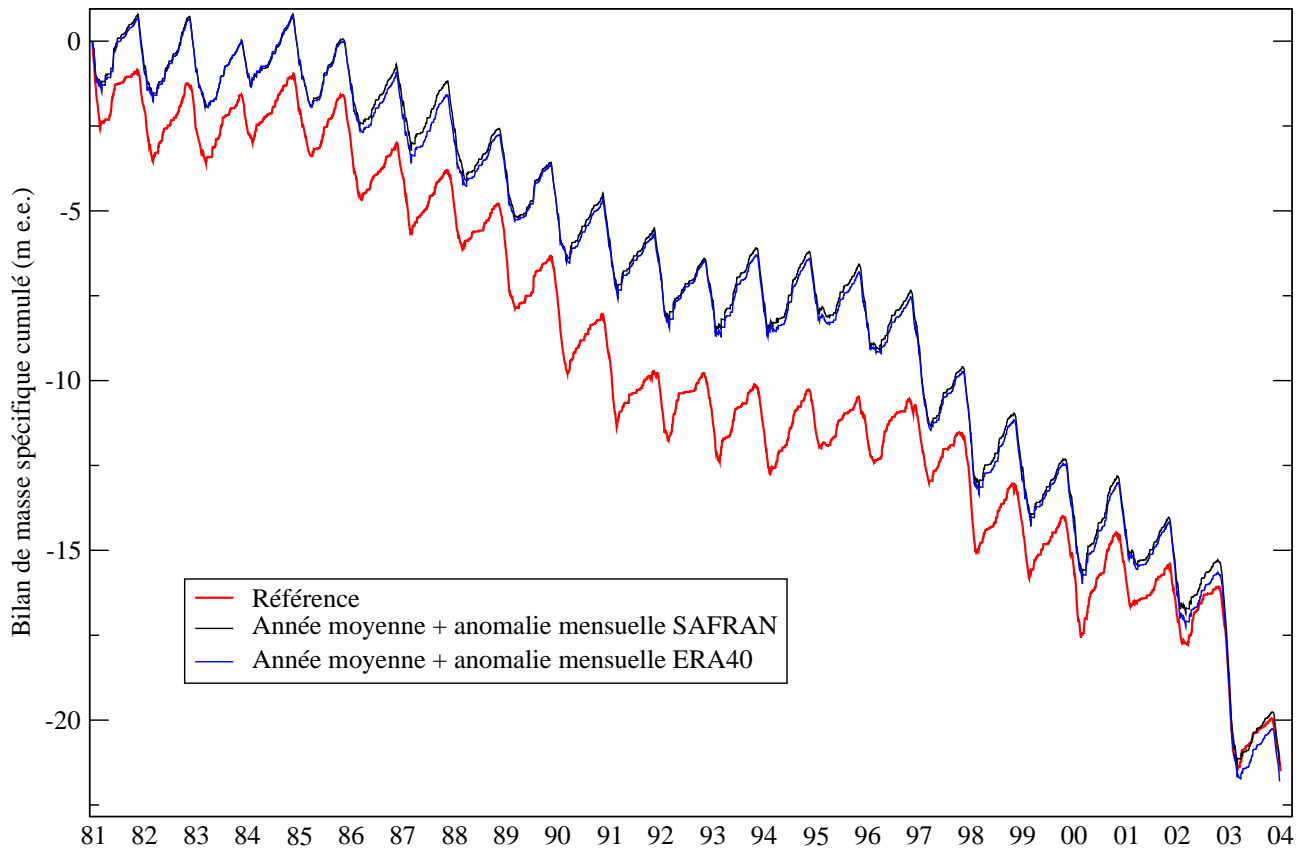


FIG. 4.6 – Comparaison du bilan modélisé avec l’année moyenne et les anomalies sur la période 1981-2004 par rapport au bilan de référence. Les anomalies mensuelles sont calculées à partir de SAFRAN. Pour l’anomalie de température on a aussi utilisé les données ERA40 + opérationnel (voir § 4.3.1.1).

Il paraît donc peu réaliste de vouloir modéliser le bilan de masse d’un glacier au pas horaire, à partir d’une année moyenne (décrite au pas horaire) représentative d’une période de référence et d’anomalies mensuelles calculées à partir de cette même période de référence. Pour poursuivre dans cette voie, il faudrait arriver à redistribuer temporellement l’anomalie mensuelle à un pas de temps plus fin (jour, voire heure), et surtout pouvoir contrôler le lien entre température et précipitations (épisode de froid concomitant avec des précipitations pour produire de la neige par exemple). Une autre possibilité est de ne pas constituer d’année moyenne mais de procéder pour chaque anomalie à autant de simulations que d’années dans la période de référence et en faire la moyenne ensuite. Cela revient à multiplier le temps de calcul par le nombre d’années de la période de référence, ce qui n’est pas raisonnable avec nos moyens de calcul actuels.

4.3.3 Simulation du bilan de masse en utilisant la sensibilité du bilan de masse

La modélisation directe du bilan de masse en utilisant des variables météorologiques reconstruites à partir des anomalies mensuelles ne donnant pas de résultat satisfaisant, nous proposons ici une autre méthode basée sur l’utilisation de la sensibilité du bilan de masse introduite dans la section 3.2.2.

4.3.3.1 Philosophie et limites de l'étude

L'idée est d'appliquer des anomalies de bilan de masse à un bilan moyen, ces anomalies de bilan de masse étant calculées à partir de la sensibilité du bilan de masse aux anomalies des variables météorologiques selon la méthode décrite à la section 3.2.2. Le bilan de masse moyen est celui de la période de référence, 1981-2004 ; on suppose que cette période est assez longue pour avoir une variabilité internannuelle assez représentative. On travaille cependant cette fois-ci avec la météorologie du glacier de St Sorlin (les tests de sensibilité sont présentés avec les variables SAFRAN correspondant au massif du Mont Blanc), en calculant toujours les anomalies sur une face orientée Nord et pentée de 20° (correspondant à la topographie moyenne de St Sorlin). Comme il n'y a pas de relation multilinéaire entre les anomalies pour les différentes variables météorologiques et le bilan de masse (§ 3.2.4), on est obligé de faire une simulation de sensibilité pour chaque combinaison des anomalies des variables météorologiques qui se présente chaque nouveau mois de la période à modéliser. Deux options sont possibles :

- soit on réalise un test de sensibilité à chaque pas de temps mensuel de la simulation climatique avec en entrée les anomalies météorologiques du mois considéré. Cette méthode devient trop lourde en temps de calcul si on multiplie les scénarii climatiques et les durées de simulation (plusieurs centaines d'années) ;
- soit on réalise un panel de tests de sensibilité combinée à l'avance, et il ne reste plus, après, qu'à appliquer au bilan moyen la sensibilité précédemment calculée en fonction de l'anomalie des variables météorologiques du mois considéré.

C'est cette dernière solution qui a été retenue, en réalisant à l'avance les tests de sensibilité combinée, car plus économe en temps de calcul si on multiplie les simulations (plusieurs scénarii et plusieurs modèles pour chaque scénario à tester). Par contre, le nombre de tests à réaliser est proportionnel à la puissance du nombre de variables météorologiques que l'on souhaite combiner. Pour des raisons de temps de calcul, nous nous sommes donc limités à la combinaison des deux paramètres dominants dans le bilan de masse : la température et les précipitations. Même en disposant de plus de temps de calcul, il semble peu réaliste de vouloir dépasser le nombre de trois variables avec les processeurs à notre disposition. Nous ne pourrions donc pas inclure l'éventuelle influence des autres paramètres météorologiques dans nos simulations de bilan de masse.

4.3.3.2 Construction des cartes d'anomalies

Pour chaque point à modéliser du glacier, l'anomalie de bilan de masse est calculée pour chaque mois par rapport au bilan moyen du mois considéré de la période 1981-2004.. Nous avons réalisé les tests de sensibilité pour les anomalies de température suivantes -7°C, -5°C, -3 °C, -2°C, -1°C, +1°C, +2°C, +3°C, +5°C, +7°C, et les facteurs multiplicateurs de précipitations suivants : x0, x0.30, x0.6, x0.8, x1, x1.2, x1.4, x1.8, x2.5, x4. Les précipitations sont multipliées par 1.5 avant de procéder aux tests de sensibilité (facteur multiplicateur de précipitations moyen observé sur St Sorlin (§ 2.2.2)) Les résultats sont ensuite interpolés/extrapolés sur la plage [-10°C ;+10°C] pour les températures et la plage [x0 ; x10] pour les précipitations à une résolution plus fine. La figure 4.7 présente les résultats de telles simulations pour les mois d'août, novembre, février et mai, à 2850 m d'altitude.

On constate par exemple qu'au mois d'août, une augmentation des précipitations sans changement de température a très peu d'effet sur le bilan (isolignes de bilan parallèles à l'axe des précipitations) ; ceci est dû au fait que toutes les précipitations tombent sous forme liquide, et que la quantité de

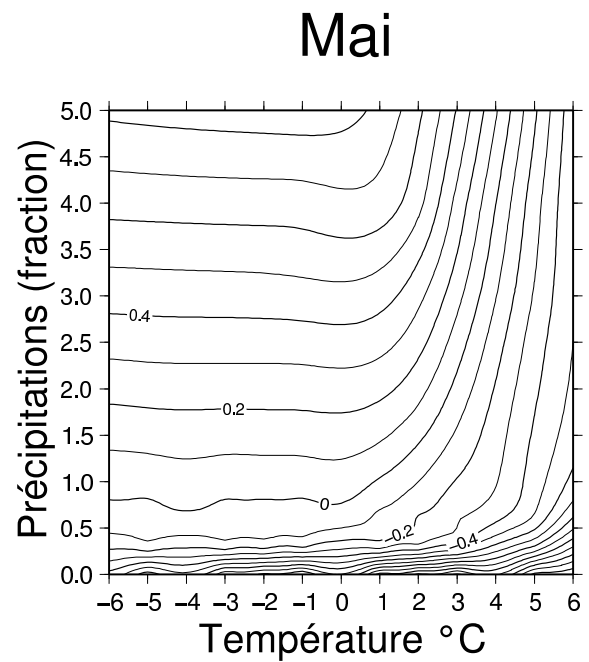
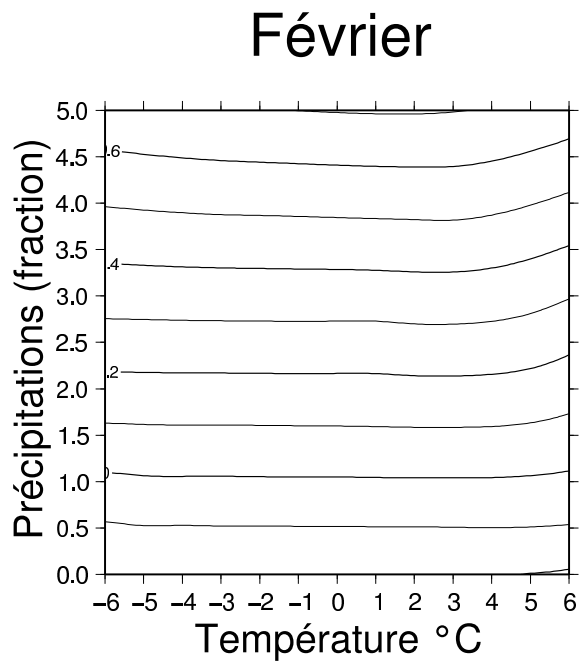
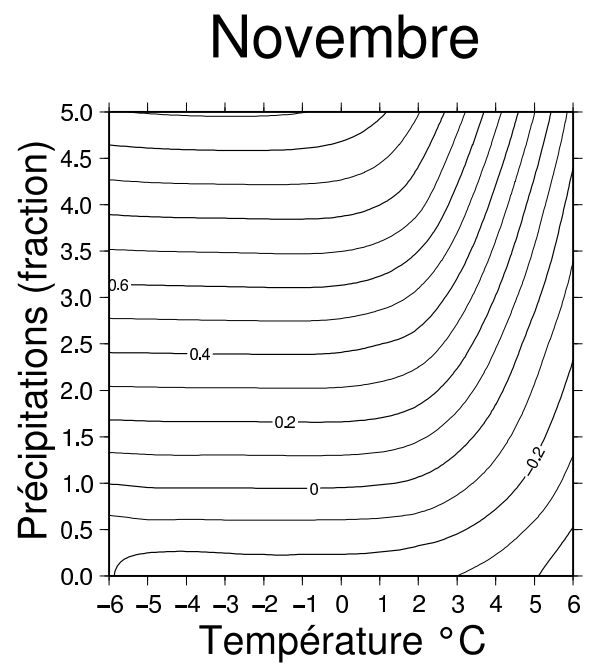
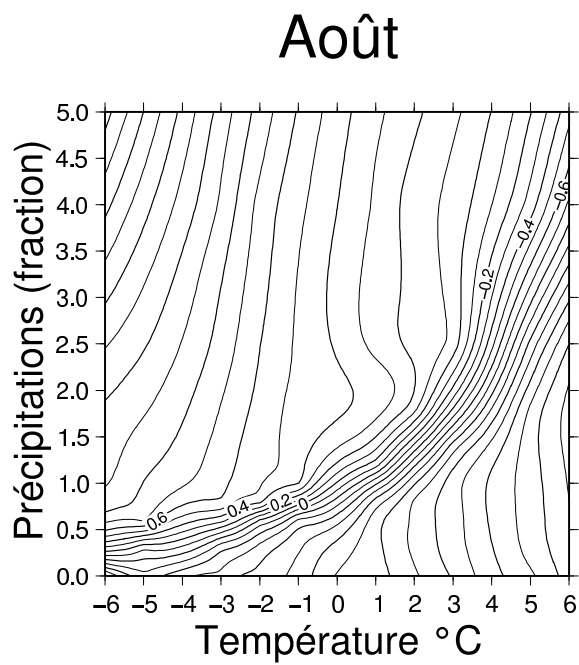


FIG. 4.7 – Exemple de cartes d'anomalie mensuelle de bilan de masse en fonction de l'anomalie de température et de précipitations, pour les mois d'août, novembre, février et mai, pour un point situé à 2850 m d'altitude du glacier de St Sorlin. L'anomalie de température est en °C, celle de précipitation en rapport à la précipitation moyenne.

chaleur apportée par les précipitations a très peu d'impact sur le bilan d'énergie du glacier (voir § 1.2.1). Inversement, au mois de février, l'impact d'un changement de température (raisonnable quand même, $\pm 6^{\circ}\text{C}$ ici) est nul sur le bilan de masse, celui-ci ne dépend que des précipitations (isolignes de bilan parallèles à l'axe des températures) qui tombent sous forme solide étant donné les basses températures. Pour les mois de transition entre l'été et l'hiver (novembre et mai sur la figure 4.7), l'anomalie de bilan de masse induite par un changement de température et de précipitations peut être positive ou négative selon le cas, dépendant à la fois de la possibilité d'accumulation (température de transition pluie-neige) et de l'efficacité de la fonte.

4.3.3.3 Reconstruction du bilan de masse sur la période de référence

Pour chaque mois de la simulation, les anomalies de bilan de masse calculées en fonction de l'anomalie de température et de précipitations sont ajoutées au bilan mensuel moyen correspondant de la période de référence. Afin de corriger la dissymétrie de la réponse du bilan de masse à une anomalie de température, la légère différence (inférieure à 10 cm.an^{-1}) entre la simulation de référence et la simulation avec les anomalies est enlevée sur le bilan moyen. La figure 4.8 présente le contrôle sur la période de référence 1981-2004 pour le bilan spécifique cumulé. Les anomalies mensuelles sont extraites directement des fichiers SAFRAN.

On constate une très bonne corrélation entre les deux simulations. Le bilan modélisé en utilisant la sensibilité du bilan de masse aux anomalies de température et de précipitations ne s'écarte jamais vraiment du bilan modélisé directement avec SAFRAN, comme c'était le cas sur la figure 4.6. Nous avons donc toutes les raisons d'avoir une meilleure confiance dans cette méthode.

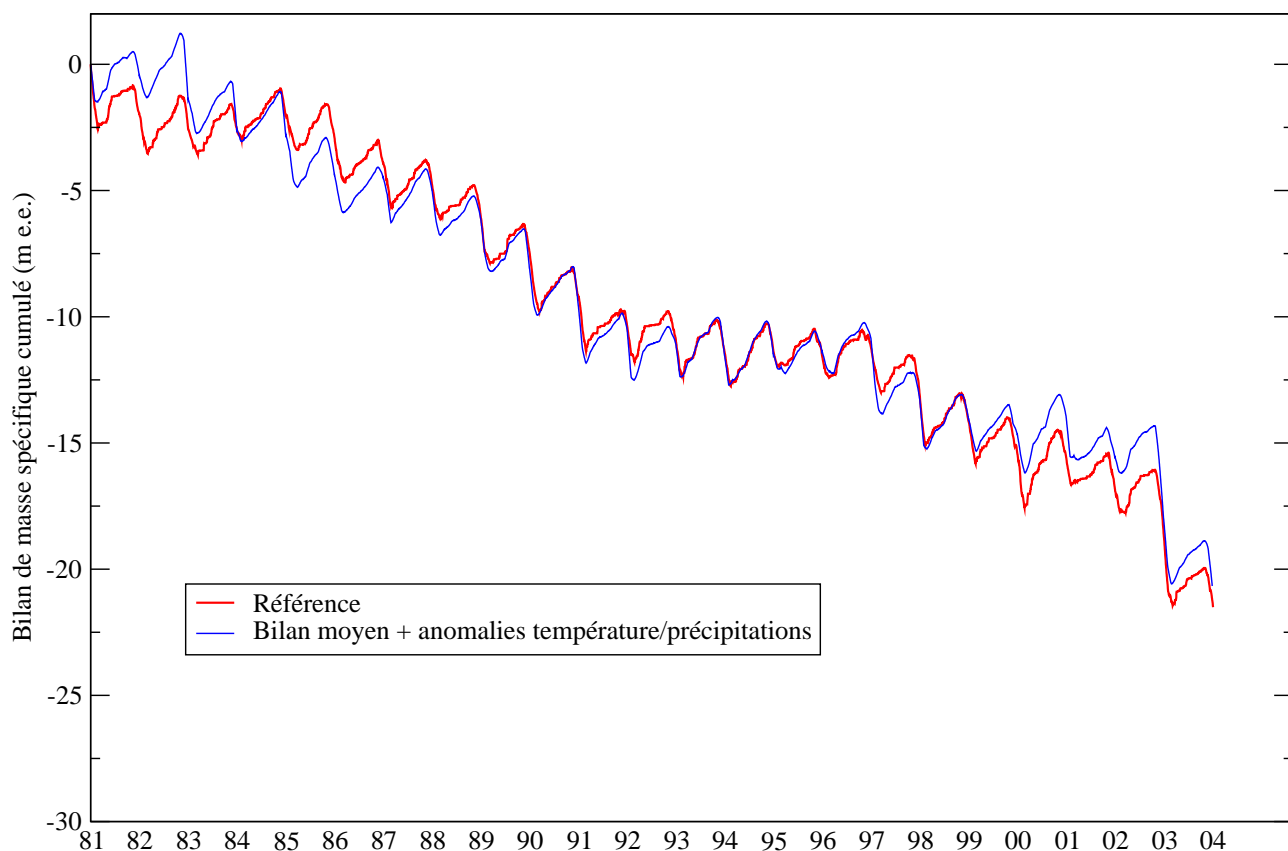


FIG. 4.8 – Comparaison du bilan spécifique cumulé modélisé directement avec SAFRAN (référence) et reconstitué à partir du bilan annuel moyen et des anomalies mensuelles de température et de précipitations.

4.4 Résultats

Les résultats des simulations sont présentés sur les Figures 4.9, 4.10 et 4.11, respectivement pour les scénarii d'émissions de gaz à effet de serre B1, A1B et A2. Pour chacun des scénarii, les modèles disponibles au moment de la simulation et qui ne comportaient pas d'erreur dans les fichiers sorties sont présentés. Pour pouvoir comparer les différents modèles, la référence de bilan est fixée à 0 en l'an 2000. Pour le scénario B1, le bilan de masse a aussi été calculé à partir des reconstructions de température de *Böhm et al.* [2001], en supposant les précipitations égales à la moyenne de la période de référence avant 1984.

Il ne faut pas perdre de vue que ces simulations de bilan de masse sont effectuées sur la surface de 1998, elles n'ont donc pas de signification physique directe quant au bilan spécifique réel du glacier qui pourrait exister sous le climat modélisé (retrait du glacier, variation de l'épaisseur). Du fait de la dynamique glaciaire, le glacier retourne toujours vers une position d'équilibre et donc le bilan annuel moyen du glacier a toujours tendance à tendre vers 0.

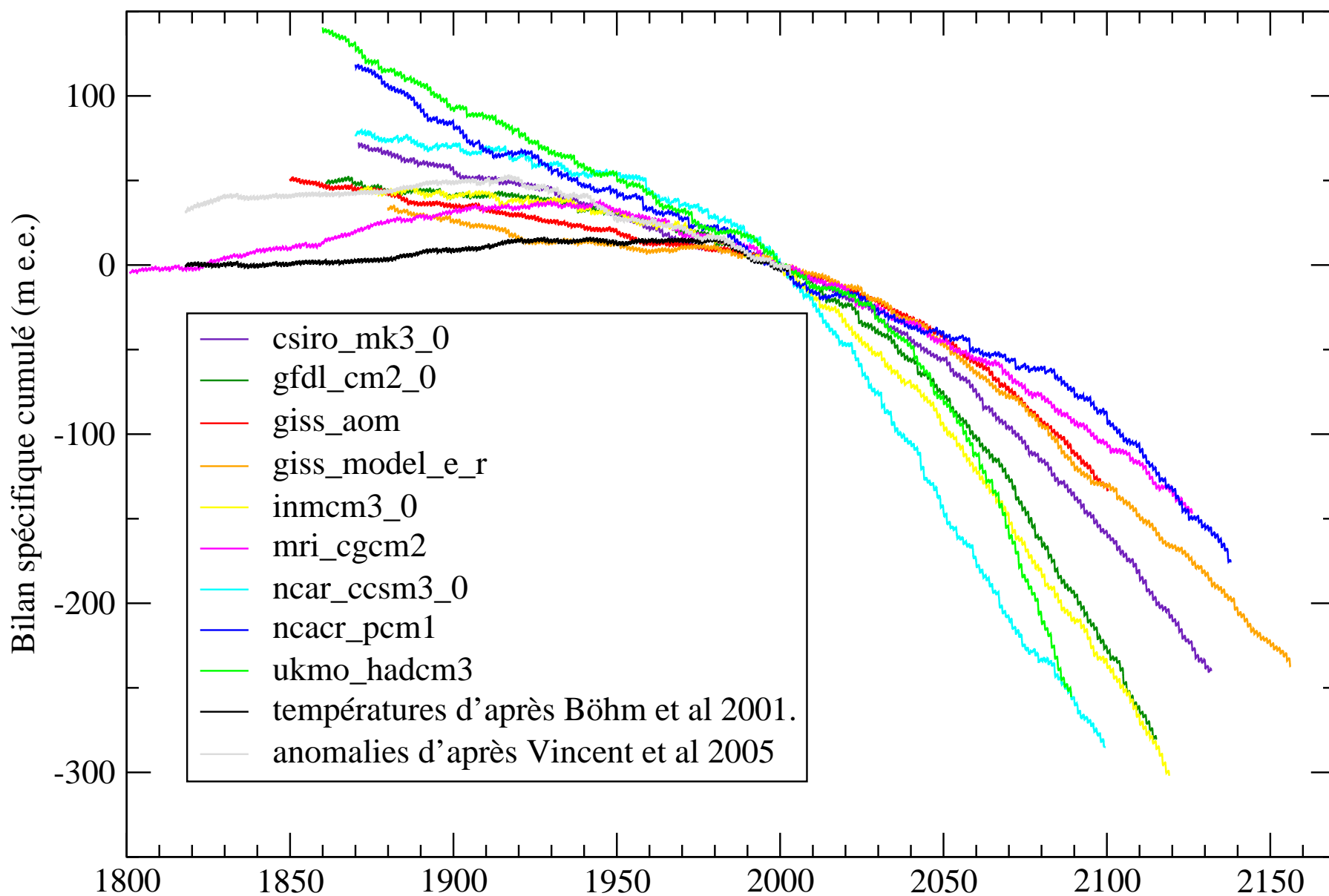


FIG. 4.9 – Simulation de l'évolution du bilan de masse cumulé de 1800 à 2165, pour le scénario d'émissions de gaz à effet de serre B1 de l'IPCC et pour différents MCG. Le bilan de masse a aussi été calculé à partir des reconstructions de température de *Böhm et al.* [2001]. La surface d'application est celle de 1998. Tous les bilans valent 0 en l'an 2000.

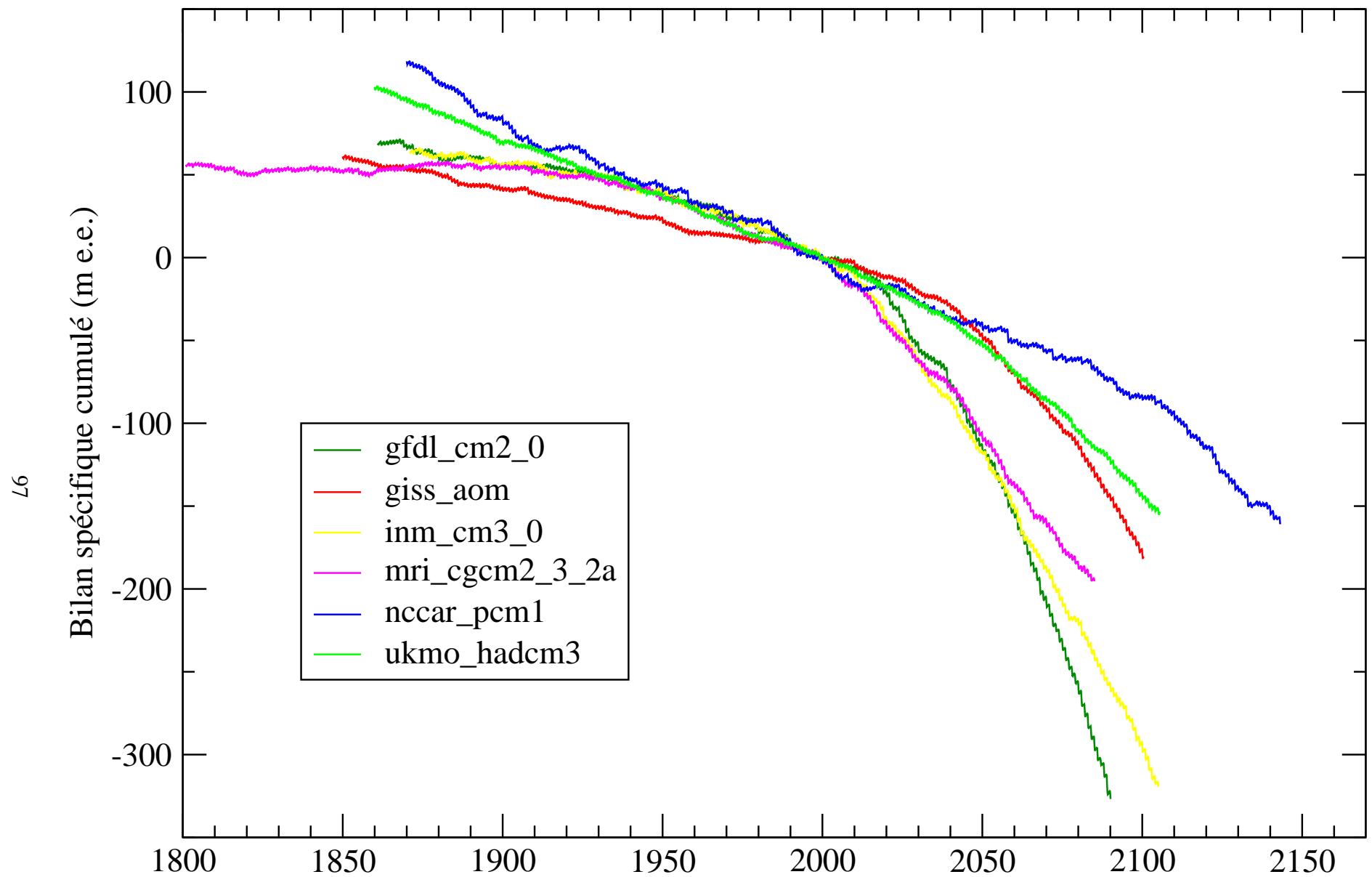


FIG. 4.10 – Simulation de l'évolution du bilan de masse cumulé de 1800 à 2165, pour le scénario d'émissions de gaz à effet de serre A1B de l'IPCC et pour différents MCG. La surface d'application est celle de 1998. Tous les bilans valent 0 en l'an 2000.

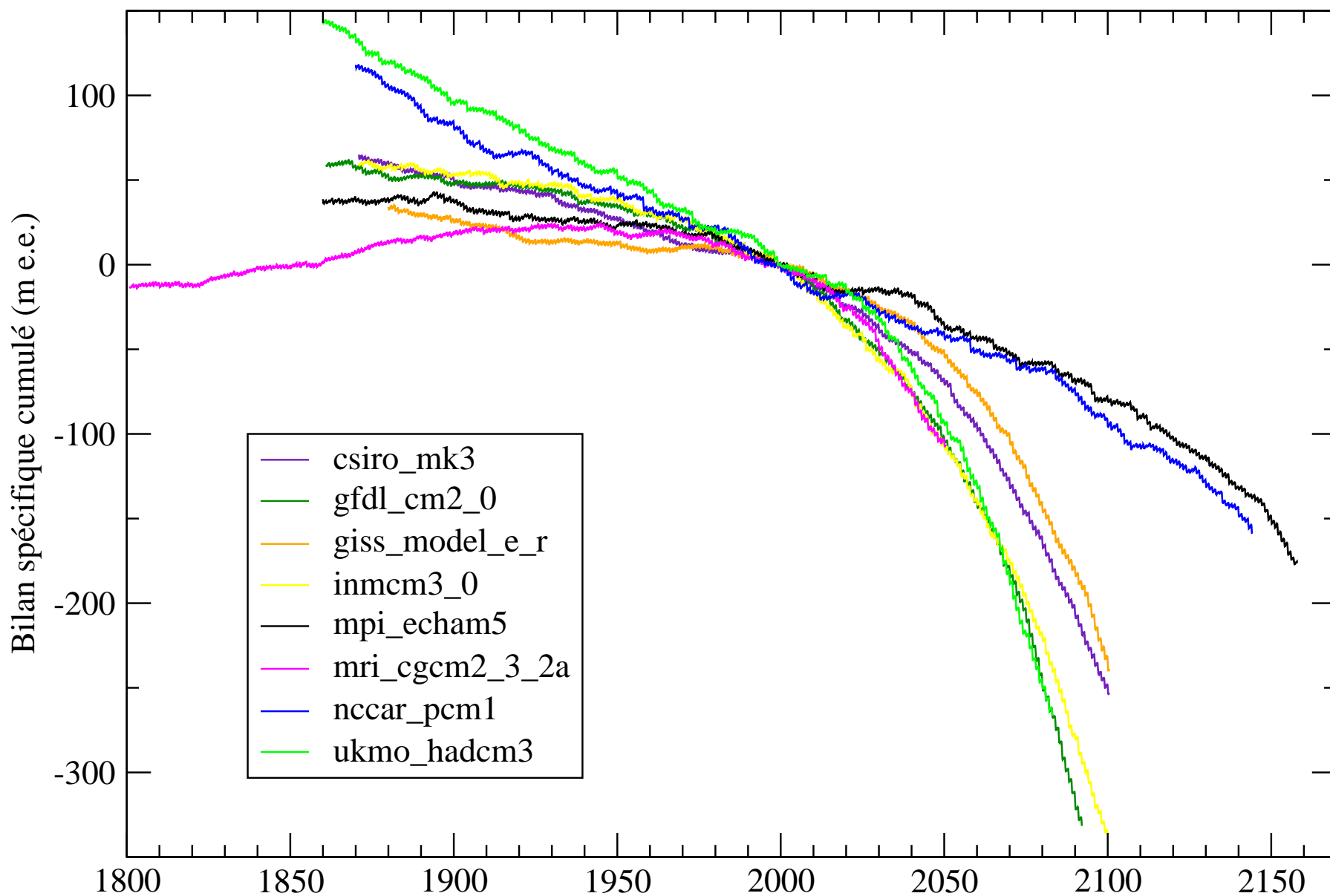


FIG. 4.11 – Simulation de l'évolution du bilan de masse cumulé de 1800 à 2165, pour le scénario d'émissions de gaz à effet de serre A2 de l'IPCC et pour différents MCG. La surface d'application est celle de 1998. Tous les bilans valent 0 en l'an 2000.

4.4.1 Validation des reconstructions : 1800-2004

4.4.1.1 Reconstructions à partir d'observations

A partir des restitutions géodésiques d'anciennes cartes [Vincent *et al.*, 2005] et en reconstituant le volume du glacier à cette époque avec le modèle d'écoulement de Le Meur et Vincent [2003] qui se base sur le modèle linéaire pour redistribuer le bilan, on peut estimer le bilan annuel moyen rapporté sur la surface de 1998 à $+32 (\pm 5)$ cm pour 1905, et $+64 (\pm 10)$ cm pour le maximum du petit âge de glace, supposé être en 1830 pour St Sorlin.

La figure 4.12 (idem Figure 4.9) présente la reconstruction du bilan de masse de 1818 à 2004 en utilisant les reconstructions de température de Böhm *et al.* [2001].

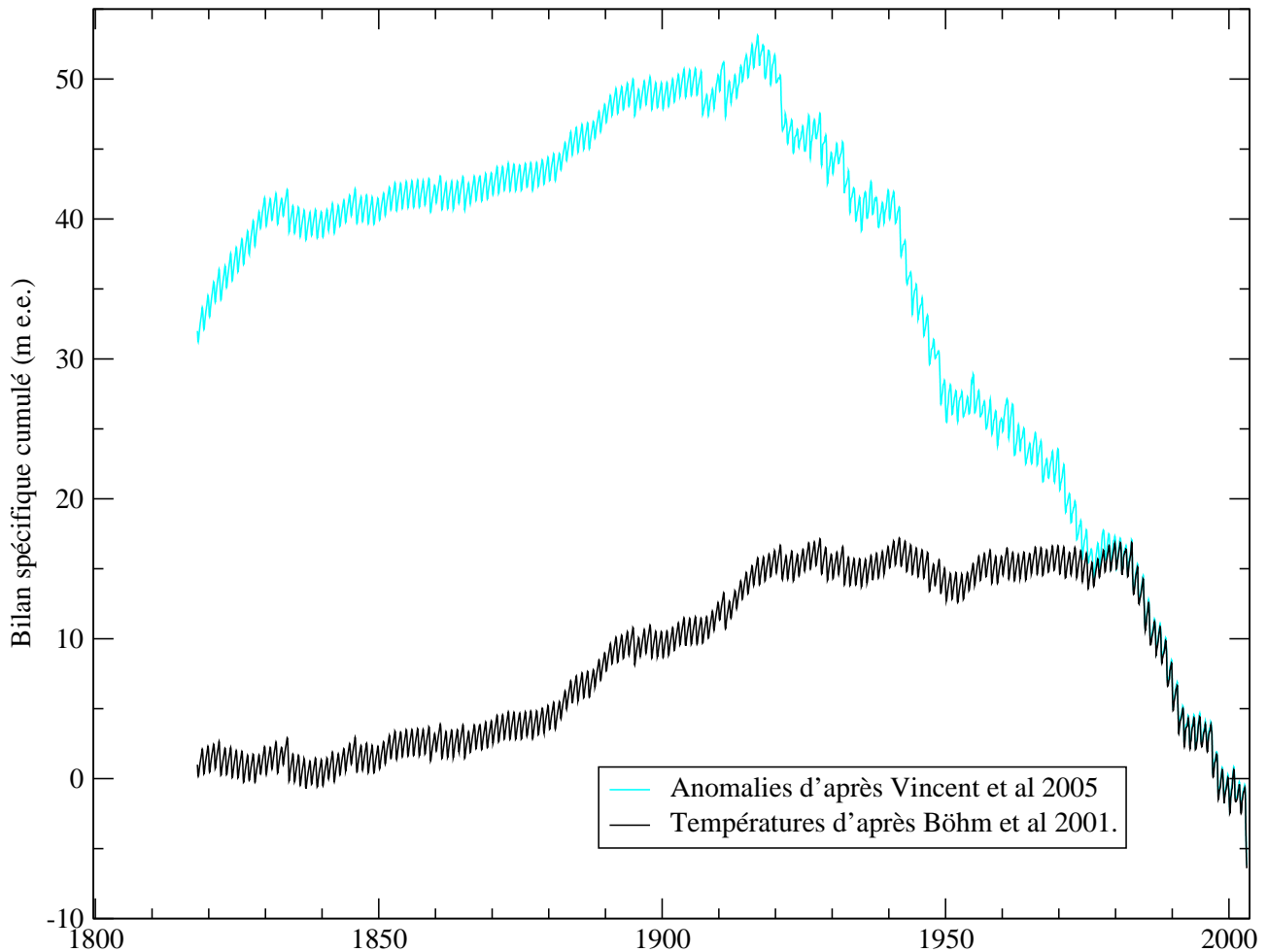


FIG. 4.12 – Reconstruction du bilan de masse sur la période 1818-2004 à partir des séries de température de Böhm *et al.* [2001].

La simulation du bilan de masse avec les reconstructions de température de Böhm *et al.* [2001] sans corriger les précipitations ne reproduit pas un bilan assez positif pour le maximum du petit âge de glace. On peut donc supposer que les précipitations étaient plus élevées à cette époque là, comme le suggèrent Vincent *et al.* [2005] qui estiment, d'après leur modèle degré-jours, une augmentation de

25% des précipitations hivernales par rapport à la moyenne du XX^{ème} siècle.

Nous avons procédé alors à une simulation en reprenant les mêmes forçages que ceux de [Vincent *et al.*, 2005] : données de température de Böhm, précipitations dérivées des observations de vallées depuis 1907, précipitations égales à la moyenne du XX^{ème} siècle avant (ce qui correspond par ailleurs à la moyenne sur la période de référence) et précipitations augmentées de 25% par rapport à la moyenne du XX^{ème} siècle avant 1830. Le bilan de masse moyen entre 1818 et 1830 est alors de $+0.75 \text{ m.an}^{-1}$ (Figure 4.12), ce qui est un peu trop élevé. Les précipitations n'étaient donc pas aussi élevées que ce que suggèrent Vincent *et al.*.

Plus intéressant est la comparaison de ces deux dernières simulations sur la période 1907-1980. Pour les deux simulations, les deux séries de précipitations ont la même moyenne, mais leurs distributions sont différentes : constante pour la première simulation (égale à la moyenne), et correspondant à la distribution observée pour la seconde. Par contre, le bilan de masse est totalement différent, beaucoup plus négatif avec les anomalies de précipitations observées. Ceci met en évidence une fois de plus la difficulté d'utiliser des anomalies mensuelles, et l'impact très fort des combinaisons de la température et des précipitations.

4.4.1.2 Reconstructions à partir des MCG

On peut tenter de comparer la pertinence des reconstructions des différents modèles aux observations de bilan de masse qui ont pu être faites directement, ou dérivées d'observations historiques par le biais de modélisation d'écoulement glaciaire (maxima de 1830 et 1905).

Pour la période de référence 1981-2004, le bilan moyen de chacun des modèles reste relativement proche de ce qui est observé dans la réalité (de -26 m à -12 m , moyenne -18 m), comparé aux écarts observés avec la méthode de simulation directe du bilan de masse avec l'année moyenne (§ 4.3.2). Ces valeurs différentes montrent néanmoins l'impact de l'amplitude et de la distribution des anomalies de température et de précipitations, dont la moyenne est la même pour tous les modèles (égale à 0°C pour les températures et 100 % pour les précipitations). Pour la période 1957-1997, Vincent *et al.* [2000] donnent une valeur du bilan spécifique moyen de -0.31 m.an^{-1} . Rapportée à la surface de 1998 (le glacier était un petit peu plus étendu sur la période 1957-1997), on peut estimer cette valeur à $-0.25 (\pm 4) \text{ m.an}^{-1}$. Les résultats des simulations varient de -1.15 m.an^{-1} (NCAR-CCSM-3-0) à 0.15 m.an^{-1} (GISS-MODEL-E-R), avec une moyenne vers -0.5 m.an^{-1} . Le meilleur modèle sur cette période semblent être GISS-AOM.

Pour 1905, la majorité des modèles estiment un bilan négatif au voisinage de cette période, seul GFDL-CM2-0 et INMCM-3 reproduisent un bilan légèrement positif ($+0.1 \text{ m.an}^{-1}$) au lieu de $+35 \text{ cm}$ attendus. Cependant, la mise à l'équilibre du glacier observée en 1905 correspondant vraisemblablement à un épisode climatique ponctuel et non pas à un signal fort du climat, il est n'est pas surprenant que les MCG n'arrivent pas à reproduire un bilan plus positif que celui de la moyenne 1850/1950.

Pour le maximum du petit âge de glace, le seul modèle disponible, MRI-CGCM2 donne un bilan de $+0.60 \text{ m.an}^{-1}$ ($+65 \text{ cm}$ attendu), ce qui est en accord avec la valeur déduite de la dynamique glaciaire. Cependant, les températures de ce modèle sont un peu trop froides à cette époque là, les précipitations sont donc sans doute sous estimées.

On peut d'ores et déjà qualifier de médiocres les résultats obtenus avec les modèles UKMO-HADCM3 et NCAR-PCM1, qui ont un bilan bien trop négatif sur toute la période précédant 2000, et dont le bilan de masse modélisé ne présente pas d'inflexion caractérisant une augmentation de la

fonte et donc un réchauffement. Bien qu'ayant un bilan moins négatif, les modèles CSIRO-MK3 et GISS-AOM ne présentent pas cette inflexion attendue non plus. Pour les résultats des autres modèles, les grandes incertitudes sur la détermination du bilan de masse à partir du modèle de dynamique ne permettent pas de juger plus précisément leurs performances respectives. Le fait que le réchauffement soit moins fort dans les modèles que ce qu'il est en réalité suffit à expliquer un bilan de masse moins positif sur toute cette période passée.

4.4.2 Simulation sur le futur : 2004-2165

4.4.2.1 Evolution du bilan de masse

L'inflexion vers le bas de la courbe du bilan cumulé dénote une diminution du bilan de masse annuel sur la période future pour tous les modèles. Cette tendance est cependant moins visible avec le modèle NCAR-PCM1, dont la température augmente peu au cours de la première moitié du XXI^{ème} siècle (peut être dû à une mauvaise représentation de la période de référence, voir § 4.3.1.2).

Le tableau 4.2 présente le bilan annuel moyen pour la période 2080-2090 pour les différents scénarii et les différents modèles à notre disposition (toujours rapporté à la surface de 1998).

Modèle	Scenario B1	Scenario A1B	Scenario A2
CSIRO-MK3-0	-2.10		-4.28
GFDL-CM2-0	-3.10	-6.64	-6.94
GISS-AOM	-1.87	-3.01	
GISS-MODEL-E-R	-2.42		-3.69
INMCM3-0	-2.74	-3.92	-5.92
MPI-ECHAM5			-1.00
MRI-CGCM2-3-2A	-1.56		
NCAR-CCSM3-0	-2.35		
NCAR-PCM1	-1.40	-1.22	-1.34
UKMO-HADCM3		-1.78	

TAB. 4.2 – Bilan de masse annuel moyen pour la période 2080-2090, selon les différents scénarii et les différents modèles. Unité mètres équivalent eau.

On constate un bilan très négatif pour tous les modèles qui diagnostiquent réellement un réchauffement sur la région (c'est-à-dire exceptés NCAR-PCM1 et UKMO-HADCM3). Pour le scénario B1, le bilan annuel moyen serait de -2.5 m, pour le scénario A1B plutôt -4 m et pour le scénario A2 environ -6 m, à comparer au -25 cm de la période 1957-1997

4.4.2.2 Conséquences sur le devenir du glacier

Le tableau 4.3 présente le bilan annuel moyen pour la période 2080-2090 pour les différents scénarii et les différents modèles à notre disposition, au point le plus haut du glacier, où l'accumulation est maximum.

Seuls les modèles MPI-ECHAM5, MRI-CGCM2-3-2A et NCAR-PCM1 trouvent encore un bilan positif pour le haut de la zone d'accumulation actuelle. Pour tous les autres modèles, le bilan est négatif, voire très négatif selon les scénarii et les modèles, ce qui signifie qu'il n'y a plus de zone

Modèle	Scenario B1	Scenario A1B	Scenario A2
CSIRO-MK3-0	-0.50		-2.68
GFDL-CM2-0	-1.51	-5.04	-5.35
GISS-AOM	-0.75	-1.41	
GISS-MODEL-E-R	-0.82		-2.10
INMCM3-0	-1.15	-2.32	-4.32
MPI-ECHAM5			0.60
MRI-CGCM2-3-2A	0.04		
NCAR-CCSM3-0	-0.75		
NCAR-PCM1	0.20	0.38	0.26
UKMO-HADCM3	-3.09	-0.18	-6.10

TAB. 4.3 – Bilan de masse annuel moyen pour la période 2080-2090 au sommet du glacier, selon les différents scénarii et les différents modèles. Unité mètres équivalent eau.

d'accumulation. Pour le modèle NCAR-CCSM3-0 du scénario B1, le bilan n'est pas très négatif car cette période 2080-2090 correspond à une phase de ralentissement très net de la fonte.

Nous pouvons donc conclure que le glacier n'est plus alimenté en glace à cette époque, sa disparition est donc inéluctable et sa durée de vie n'est fonction que de l'épaisseur de glace restant à fondre (l'épaisseur maximale du glacier est actuellement de 140 m à l'aplomb du col des Quirliès [*Le Meur et Vincent*, 2003]). Selon les modèles, la zone d'accumulation n'est plus alimentée assez tôt dans le XXI^{ème} siècle, et même dès maintenant pour le modèle NCAR-CCSM3-0 du scénario B1 !

4.4.2.3 Modélisation dynamique de la disparition du glacier de St Sorlin

Nous avons modélisé, avec Emmanuel Lemeur, l'évolution dynamique du glacier de St Sorlin en fonction des simulations de bilan de masse présentées précédemment. Le modèle d'écoulement est celui de *Le Meur et Vincent* [2003]. Il est basé sur l'approximation de la couche mince. Les bilans de masse sont renseignés au pas annuel et par rapport à la surface de 1998. Le modèle les extrapole ensuite sur la surface du glacier qu'il a calculée pour le pas de temps considéré, en utilisant un gradient altitudinal de bilan de masse de 8 mm.m^{-1} . Ce gradient fixe, alors que nous avons montré au paragraphe 3.2.2.1 qu'il n'était pas constant avec l'altitude, peut être une des limitations du modèle. La figure 4.13 présente l'évolution du glacier de St Sorlin pour le scénario B1 et le modèle GFDL-CM2-0. La simulation débute en 1998.

Le recul du glacier, somme toute modéré dans les trente premières années du XXI^{ème} siècle, s'accélère rapidement ensuite. En 2060, il ne reste quasiment plus de glace que dans la gorge à l'aplomb du col des Quirliès (ce sera vraisemblablement alors un glacier noir). En 2092, le glacier a complètement disparu. Pour le scénario B1 (le moins intensif en terme de réchauffement par rapport à A1B et A2), le modèle GFDL-CM2-0 est dans le milieu de la gamme des modèles en terme de diminution du bilan de masse (Figure 4.9). Selon les scénarii climatiques envisagés, il est donc tout-à-fait possible que l'on assiste à la disparition du glacier de St Sorlin bien avant 2100.

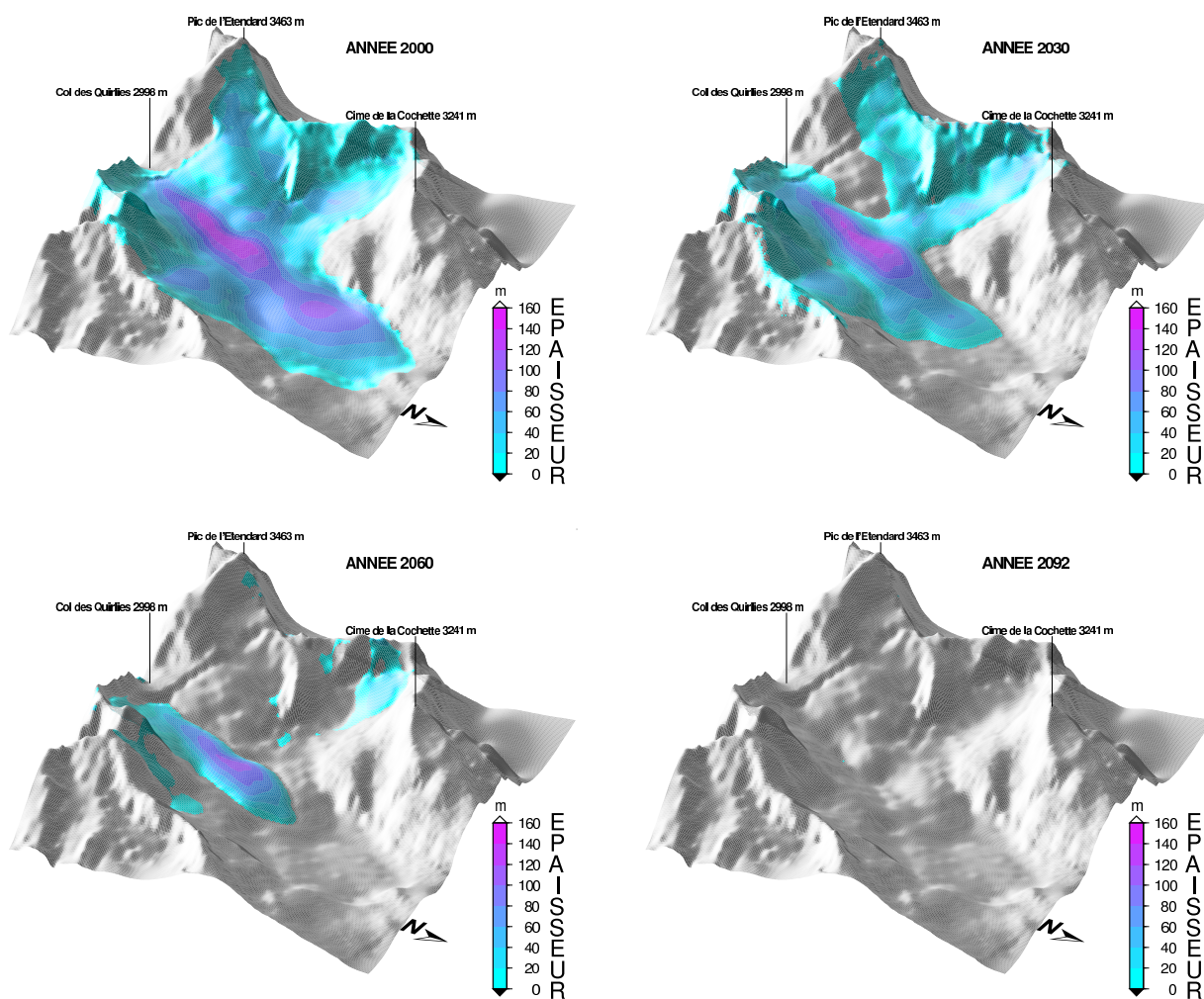


FIG. 4.13 – Disparition du glacier de St Sorlin avec le modèle GFDL-CM2-0, scénario B1. Pour chaque extension de glacier, l'épaisseur de glace restante est figurée en couleur.

Conclusions et perspectives

Conclusions

Durant ces trente-six mois de thèse, nous avons adapté et mis en œuvre le modèle de neige CROCUS pour le calcul et la reconstruction du bilan de masse des glaciers alpins. Prenant en compte toutes les variables météorologiques significatives (température, vitesse du vent, humidité, précipitations, rayonnement infra-rouge, rayonnement solaire direct et diffus, nébulosité), CROCUS est une réelle avancée sur les modèles de bilan de masse existants (degré-jours par exemple). Ainsi mis en œuvre, il permet d'obtenir la valeur du bilan de masse en n'importe quel point du glacier et à n'importe quel moment. La difficulté est de fournir ces données météorologiques pertinentes au pas horaire. Nous utilisons pour notre part les données SAFRAN, disponibles sur l'ensemble de la France. SAFRAN nécessite cependant une correction importante sur les précipitations pour reproduire l'accumulation observée sur les glaciers. Quelques adaptations de CROCUS ont été nécessaires pour la modélisation du bilan de masse, comme l'introduction de la glace et la paramétrisation de son albédo. Le modèle de bilan de masse renseigné par SAFRAN a été soigneusement validé à partir des différentes mesures de terrain, de photographies et d'images satellite. Le bilan de masse a été reproduit avec succès sur le glacier de St Sorlin et d'Argentière pour la période 1981-2004, et a même pu être étendu jusqu'en 1958 grâce aux réanalyses ERA40. Il permet de préciser la distribution spatiale du bilan de masse par rapport aux modèles couramment utilisés par ailleurs.

Des tests de sensibilité du bilan de masse aux divers paramètres météorologiques ont été effectués à partir d'un glacier synthétique. Pour des amplitudes prévisibles de variation de ces paramètres météorologiques, c'est la température qui a le plus fort impact. La sensibilité de l'altitude de la ligne d'équilibre à la température vaut $125 \text{ m.}^{\circ}\text{C}^{-1}$, et même $160 \text{ m.}^{\circ}\text{C}^{-1}$ si on considère une variation du rayonnement infrarouge concomitante à la variation de température.

Par ailleurs, on ne peut pas simplement additionner les sensibilités du bilan de masse aux diverses variables météorologiques, la combinaison de ces différentes variables ayant un impact hautement non linéaire sur le bilan de masse. Par ailleurs, le gradient altitudinal de bilan de masse n'est pas constant avec l'altitude, et il n'est pas conservé lors d'un changement climatique, ce qui peut remettre en cause les méthodes classiques d'extrapolation du bilan de masse à l'aide d'un gradient fixe.

Nous avons procédé à des reconstructions de bilan de masse depuis 1800, et étudié l'impact du changement climatique prévu par les différents modèles de circulation générale (MCG) développés pour le quatrième rapport de l'IPCC. Pour ce faire, nous avons utilisé une méthode par anomalies à partir des sorties mensuelles de ces modèles, calculées au niveau du glacier. Les anomalies sont calculées par rapport à la moyenne des variables météorologiques sur la période de référence 1981-2004. Appliquer directement ces anomalies sur une année moyenne représentative de cette période de référence conduit à une impasse, l'année moyenne est trop dépendante de la période de référence. Nous avons donc préféré utiliser une méthode se basant sur la sensibilité du bilan de masse, mais qui nous impose de nous limiter à l'influence future des températures et des précipitations. Plusieurs simulations montrent le grand impact de la combinaison de ces anomalies de températures et de précipitations et l'impact de la variabilité de ces paramètres météorologiques en plus de l'impact d'une tendance climatique.

Les simulations effectuées à partir des reconstructions de température tendent à montrer que les précipitations devaient être un peu plus élevées vers 1830 qu'au XX^{ème} siècle. Les MCG, quant à eux, ne modélisent pas un réchauffement assez fort sur les Alpes depuis la fin du petit âge de glace, tel qu'il a pu être observé. Pour le XXI^{ème} siècle, le bilan de masse devient très négatif quels que soient les

modèles et les scénarii climatiques. Le glacier de St Sorlin n'est plus alimenté en glace et disparaîtra donc. Une simulation effectuée avec un modèle d'écoulement montre que le glacier aura disparu avant 2100.

Perspectives

L'installation de stations météorologiques à proximité des glaciers devraient permettre d'une part de déterminer la qualité des données SAFRAN utilisées et les biais éventuels, et d'autre part de fournir directement des données météorologiques d'entrée au modèle de bilan de masse, afin d'ajuster et de valider CROCUS uniquement et non pas le couple SAFRAN/CROCUS. Le modèle de bilan de masse doit être validé plus finement in situ, en particulier pour les paramétrisations de l'albédo de la glace et du vieux névé (utilisation des photographies automatiques) et du calcul du coefficient d'échanges des flux turbulents. Des campagnes de terrain spécifiques devront être envisagées. En particulier, il faudra sûrement développer une fonction de transfert pour passer des données météorologiques extérieures au glacier aux données météorologiques au dessus de la surface du glacier, en tenant compte de sa couche limite spécifique, et éventuellement redistribuer les précipitations sur le glacier.

Si le modèle CROCUS continue à être utilisé pour la modélisation du bilan de masse, il pourrait être recodé pour diminuer les temps de calcul sur de longues simulations et devenir plus accessible aux modifications.

Le modèle pourrait être porté sur d'autres glaciers alpins (ou pyrénéens). En France, les données météorologiques étant disponibles grâce à SAFRAN, il suffirait de contrôler les précipitations. Il serait aussi intéressant de porter le modèle de bilan de masse sous d'autres climats, en particulier les climats intertropicaux (Himalaya, Andes). Une reparamétrisation des flux turbulents et de l'albédo serait alors sûrement nécessaire, car le bilan d'énergie y est assez différent des glaciers alpins. L'albédo est la variable qui contrôle le bilan de masse (fort rayonnement solaire et précipitations neigeuses toute l'année), et les flux turbulents, très forts, dépendent de l'état de surface plus variable que dans les Alpes (pénitents).

Pour les longues reconstructions de bilan de masse et l'étude de l'impact du changement climatique, il faudrait étudier l'influence de la résolution temporelle des sorties (journalières, mensuelles, saisonnières), mais aussi du choix et de la longueur de la période de référence.

Pour quantifier plus finement l'impact du changement climatique futur, il serait intéressant de travailler avec les sorties journalières (ou horaires !) des MCG plutôt qu'avec les moyennes mensuelles. De plus, cela pourrait permettre d'utiliser d'autres méthodes de régionalisation comme la méthode des analogues.

Par ailleurs, cette étude a mis en évidence l'impact potentiel très fort sur le bilan de masse des différentes combinaisons possibles de température et de précipitations. La validité des reconstructions du bilan de masse effectuées classiquement pourrait en être affectées et les hypothèses des ces reconstructions devraient être précisées.

Enfin, pour modéliser le recul dynamique du glacier, et valider les reconstructions de bilan de masse dans le passé, les modèles de bilan de masse et d'écoulement devraient être réellement couplés. Cela reviendrait à calculer les bilans de masse sur la surface calculée par le modèle d'écoulement à intervalle régulier et non pas à extrapoler les bilans de masse calculés sur la surface du glacier de 1998 avec un gradient douteux.

Annexe : Surface mass balance in the French Alps : Distributed modeling and sensitivity to climate change. Journal of Glaciology

Nous présentons ici cet article accepté au Journal of Glaciology le 7 septembre 2005. Il peut constituer un résumé en anglais des trois premiers chapitres de ce manuscrit. Cet article a été révisé par Regine Hock de l'université de Stockholm, Ben Brock de l'Université de Dundee et Helmut Rott de l'Université d'Innsbruck.

Surface mass balance of glaciers in the French Alps: Distributed modeling and sensitivity to climate change

M. GERBAUX¹, C. GENTHON¹, P. ETCHEVERS²,
C. VINCENT¹ and J.P. DEDIEU¹

Accepted 7/9/2005

¹ Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, CNRS, UJF-Grenoble I,

BP 96, F-38402 Saint-Martin d'Hères Cedex, France

² Centre d'Etudes de la Neige, Météo-France,
F-38402 Saint-Martin d'Hères, France

Corresponding author:

Martin Gerbaux, LGGE

BP 96 38402 Saint Martin d'Hères Cedex, France

Email: gerbaux@lgge.obs.ujf-grenoble.fr

Abstract

A new physically-based distributed surface mass balance model is presented for Alpine glaciers. It is based on the CROCUS prognostic snow model. The model resolves both the temporal (1-hour time-step) and the spatial (200 m grid-step) variability of the energy and mass balance of glaciers. Mass balance reconstructions for the 1981-2004 period are produced using meteorological reconstruction from the SAFRAN meteorological model for St Sorlin and Argentières glaciers (French Alps). Both glaciers lost mass at an accelerated rate in the last 23 years. The spatial distribution of precipitation within the model grid is adjusted using field mass balance measurements. This is the only correction made to the SAFRAN meteorological input to the glacier model, which otherwise also includes surface atmospheric temperature, moisture, wind, and all components of downward radiation. Independent data from satellite imagery and geodetic measurements are used for model validation. With this model, glacier sensitivity to climate change can be separately evaluated with respect to a full range of meteorological parameters, contrary to simpler models like degree-days which only account for temperature and precipitation. We provide results both for mass balance and equilibrium line altitude using a generic Alpine glacier. In particular, the sensitivity of the equilibrium line altitude to air temperature alone is found to be $125 \text{ m.}^{\circ}\text{C}^{-1}$, or $160 \text{ m.}^{\circ}\text{C}^{-1}$ if concurrent (Stefan-Boltzman) long-wave radiation change is taken into account.

1 INTRODUCTION

In the Alps, the retreat of glaciers is now a familiar picture. It is also a clear signature of climate change (Church and Gregory, 2001). While glacier fronts in various Alpine regions have fluctuated in the

course of the XXth century, they have mostly retreated while at the same time temperature has mostly risen (Böhm and others, 2001). Glacier shrinkage has been particularly strong in the last 20 years as global and alpine temperatures have peaked to levels unprecedented in the past century. Glacier fluctuations, and current glacier retreat, have consequences on the local as well as global, natural as well as societal environment: changing water and tourist resources, glacier-related risks, etc. Understanding the recent changes, in order to evaluate whether they are likely to amplify and by how much in the future, requires that the sensitivity of glacier mass balance to climate is well understood and quantified.

Glacier surface mass balance (SMB) has often been modeled only using the most accessible meteorological data: air temperature and precipitation (e.g. degree-days models). More sophisticated models exist (Klok and Oerlemans, 2002), but few of them have been used to simulate glaciers over decades or more while resolving small-scale spatial features. Rather, over long periods of time, glaciers are generally modeled as bulk and distributed mass balance is ignored. Accurate testing of the sensitivity of the glaciers mass balance requests that physically-based and spatially distributed models are developed and used. A physically-based model is desirable to limit ad-hoc adjustments based on present-day measurements and capture processes that determine sensitivity. Spatial distribution at glacier sub-scales is needed to separately and adequately resolve accumulation and ablation and account for different contributions to sensitivity to climate change.

In the present paper, a distributed physically-based snow/ice mass and energy balance model is applied to two test glaciers in the French Alps, calibrated and validated. It is developed based on the snow model CROCUS (Brun and others, 1989), (Brun and others, 1992) and responds to a full range of surface meteorological parameters (2-m air temperature, 10-m wind speed, 2-m air relative moisture, precipitation quantity and phase, incoming direct and diffuse solar radiation, incoming long wave radiation, and cloudiness). Test glaciers are glaciers for which SMB monitoring has been comparatively intensive for both spatial and seasonal aspects and over a significant number of years. There are no meteorological observation available on or next to the glaciers though. Instead, we use synthetic data that combine disaggregated large-scale meteorological analysis and observations nearby. This is provided by the SAFRAN model (Durand and others, 1993) for the period 1981-2004. Once validated, the mass balance model can be used to test the sensitivity of the SMB to the various input meteorological parameters. Sensitivity results are further extended using a generic demonstration glacier, the physical characteristics of which are simplified to be free of local influence (mountain shadow, avalanche accumulation

or snow redeposition).

The structure of the paper is as follows. After the present introduction, we first present the input data for our modeling: Test glacier characteristics, available calibration data and meteorology are described in the section 2. SMB modeling, validation, and reconstruction results are presented in section 3. Based on the validated model, an extensive evaluation of the sensitivity of Alpine glaciers' mass balance to various changes in the climate parameters is provided in section 4.

2 TEST GLACIERS (SAINT SORLIN AND ARGENTIÈRE), GLACIOLOGICAL AND METEOROLOGICAL DATA

2.1 The test glaciers

The longest and densest existing observational dataset of glacier SMB in the French Alps pertains to Saint Sorlin glacier ($45^{\circ}10'N$, $6^{\circ}10'E$) (Vincent, 2002). This glacier is located in the Grandes Rousses range (Figure 1). It is a relatively small glacier (3 km^2) with a north to north-east facing slope. The altitude range is currently 2650-3400 m. Direct observations of the SMB on Saint Sorlin glacier have been performed since 1957 (Vincent and others, 2000) (Figure 2). Since 1994, accumulation and ablation are separately measured on a seasonal basis: measurements are made on all parts of the glacier at least twice a year, in spring (at the end of the accumulation season) and in fall (at the time of the first persistent snow fall). Additional (\sim monthly) measurements are usually performed during the ablation season.

The Argentière glacier, located in the Mont Blanc area ($45^{\circ}55'N$, $6^{\circ}57'E$) (Figure 1) (Vincent, 2002) is an other relatively well monitored glacier in the French Alps. Its surface is 13 km^2 and altitude ranges from 1600 m to 3600 m. It is a valley glacier mainly oriented north-east, but with emissary glaciers oriented south (Améthystes) to north (Rognons). Its mass balance is monitored since 1975 (Figure 2) with the same method as for St Sorlin, but the density of observations is smaller than for St Sorlin due to the greater extent of the glacier.

Maps of the the 2 glaciers and other additional data can be found at <http://www-lgge.ujf-grenoble.fr/ServiceObs/index.htm>. The characteristics of St Sorlin and Argentière differ in various ways, offering somewhat complementary validation potential for mass balance models.

2.2 Glaciological measurements and errors

In spring, winter accumulation is evaluated by coring (about 20 drill sites for St Sorlin) from the surface down to the previous summer snow, which can be identified as transformed, dirty and ice layered, or to the ice in the net ablation zone. A density profile is performed along the core to convert snow depth into water equivalent. Stakes are inserted in the bore holes to monitor the summer ablation of snow. In addition, in the net ablation zone, stakes are inserted in the ice using a steam probe in order to monitor the summer ice ablation. For St Sorlin, there are currently about 30 measurement sites distributed on the whole glacier and the ablation zone (where the largest changes have been observed in the past) is more extensively

monitored. The combination of these 2 types of measurements gives at the end of the ablation season, the annual mass balance.

A detailed evaluation of errors in these field measurements is essential and provided here, since this appears to be seldom done in the literature. Our evaluation of measurements errors is based on extensive field experience gained on St Sorlin, Argentière, and other glaciers monitored by Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement of Grenoble. Similar errors may be expected for work done by others elsewhere when similar methods are used. Main errors are summed in table 2.2. Although seldom explicitly referred to in the following, data in table 2.2 have been used throughout the full model adjustment and validation process. An example is provided Figure 3 which shows how model and observations generally agree within the estimated error bars on observations. The sources of errors used to evaluate the content of Table 2.2 are synthetically presented below for others to use and adapt as necessary and appropriate: (i) An unlevel surface induces uncertainty in stakes readings and drilling depth; (ii) An unlevel bore-hole bottom also results in inaccurate drilling depth evaluation; (iii) For winter mass balance measurement, some of the bottom part of a core can remain in the bore-hole and falsify drill depth measurements; (iv) In the accumulation area, determining the transition between 2 years in a core on the basis of snow color and structure can be somewhat approximate when fall frost crusts are present in snow. On the other hand, such transition in the ablation zone is accurately identified as an ice / snow interface; (v) Measuring the size and weight of snow core samples in the field to evaluate density and thus water equivalent involves errors; (vi) Because drilling is labor intensive, the depth of snow accumulated since the previous summer is sometimes, in the ablation zone, simply evaluated using a snow probe. This is clearly less accurate than drilling a core; (vii) Summer ablation can reach several meters, so stakes longer than 2 m are both unpractical to use and susceptible to break when emerging too high above the surface. Rather, 10-m stakes trains composed of 2-m stakes attached to each other using either metal chain (stronger, in the ablation region) or string (in the accumulation region) are used. When one of the 2-m elements fully emerges from the surface, it simply falls aside. However, the link between 2 stakes cannot be made perfectly tight, and this induces reading errors that accumulate with the number of fallen stakes; (viii) Finally, the ice horizon that marks the end of the summer season in the ablation zone can be unequivocally used to measure winter accumulation. On the other hand, because predicting the real start of the accumulation season is not possible, an underestimation of the annual mass balance is possible in the accumulation zone if significant melting occurs after the last reading of summer ablation stakes and before the first persisting winter snow fall; (ix) Internal accumulation in accumulation area (Lliboutry and Echevin, 1974), that is, refreezing in the snow pack of surface melted snow, affects stake readings but is not in principle a source of errors here because this is also taken into account in our model.

Altogether, errors in SMB determinations from field work are significantly higher in the accumulation area (up to 0.40 meter water equivalent (m w.e.) in annual balance) than in the ablation zone (up to 0.15 m w.e. in annual balance) (Table 2.2). However, these are local errors for each single measurement. They can be sign-biased but are otherwise random and thus decrease when spatially and/or temporally averaged. In addition to field measurement uncertainties, when adjusting or validating the model using a constant digital elevation model, variations of the real surface altitude of the glacier throughout the simulation period (up to 20 m over 1981-

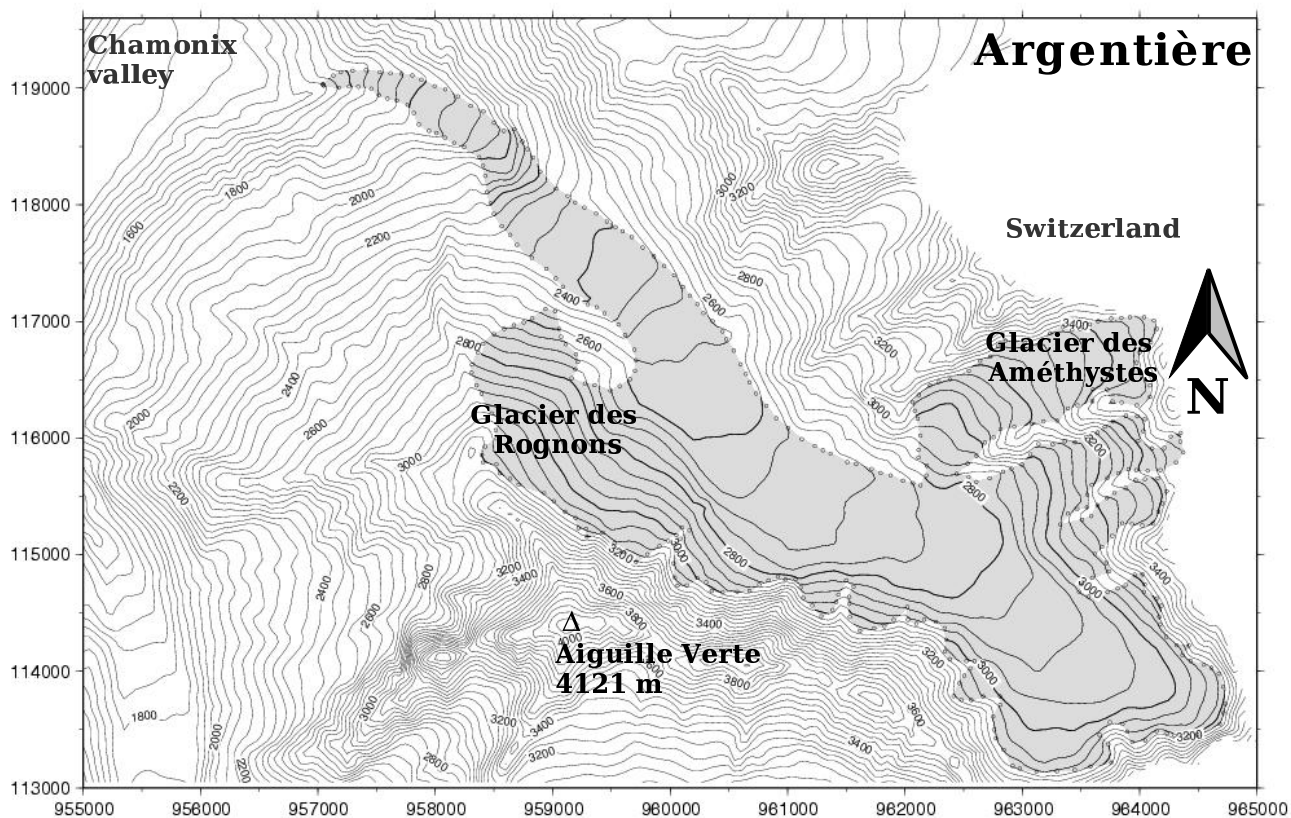
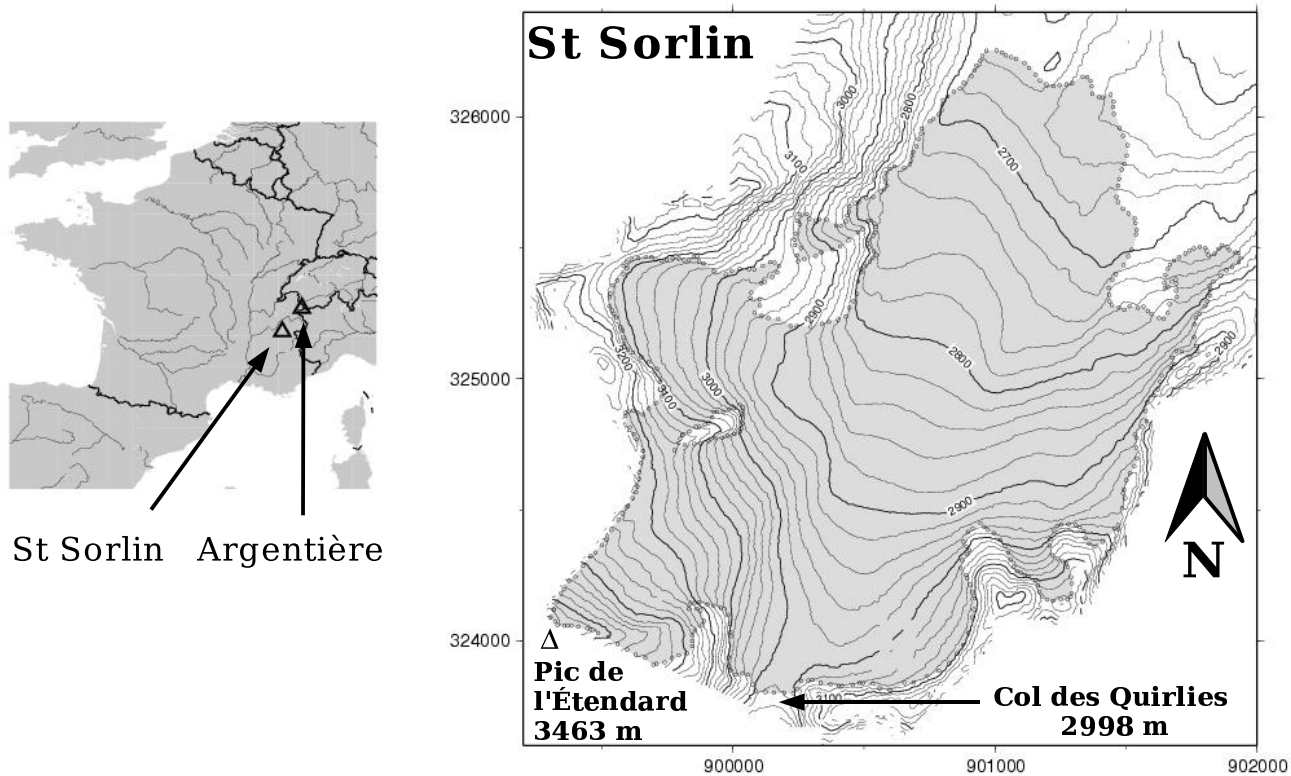


Figure 1: Maps of St Sorlin and Argentière glaciers, with their locations in the French Alps (triangles). For each glacier map, the space between two coordinates (Lambert) is 1 km

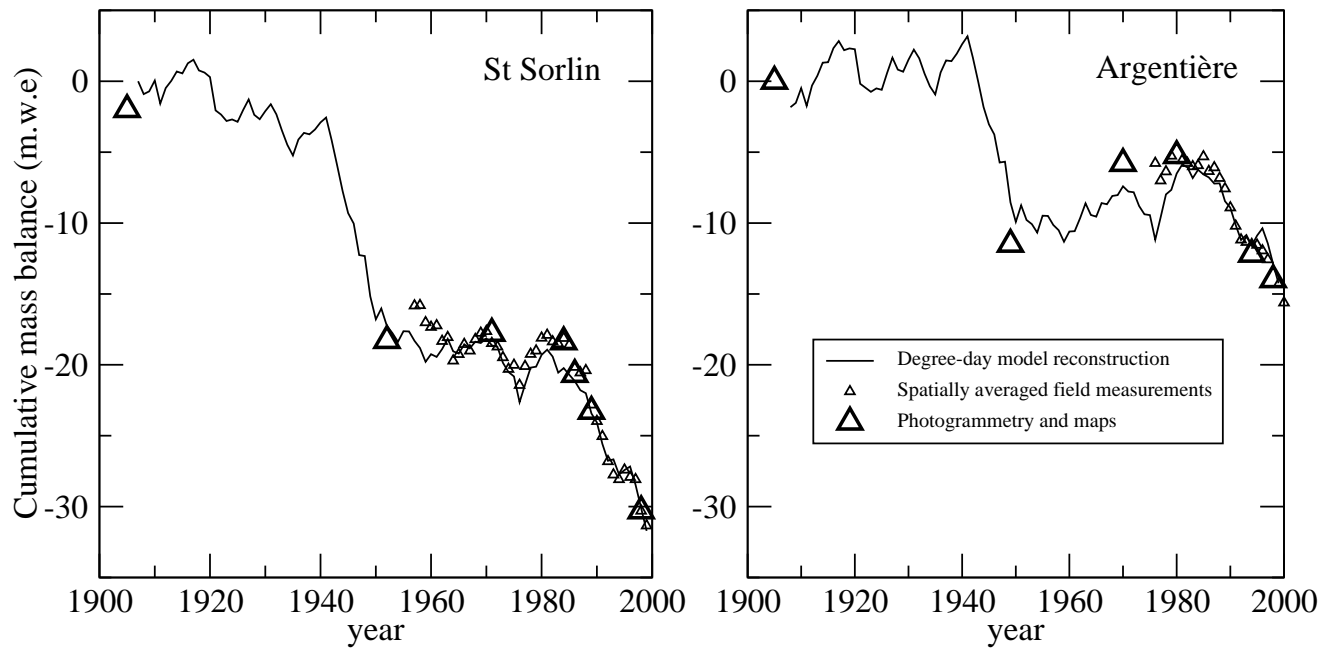


Figure 2: Cumulative specific net balance for St Sorlin and Argentière Glaciers (adapted from Vincent 2002). Solid line is a degree-day model reconstruction, small triangles are spatially averaged field measurements, large triangles are from old maps and photogrammetry

Table 1: Uncertainties in field measurements of SMB, in cm-water-equivalent. See text section 2.2 for details

	Ablation area	Accumulation area
End of accumulation season		
Determination of surface level	± 5	± 5
Determination of transition between 2 consecutive years	0	-20
Determination of effective drilling depth	+ 5	+ 51
Density measurement	± 5	± 5
Snow probing	- 20	
Total	From -10 to + 15, as much as - 30 for snow probing	from - 10 to + 15
End of ablation season / annual mean SMB		
Stake emergence measure	$\pm 2 \times$ number of fallen stakes	$\pm 3 \times$ number of fallen stakes
Determination of surface level	± 5	± 5
Density measurement	± 1	± 3
Determination of end of ablation season (first persistent snow fall)		+ 10
Total	± 10	from - 25 to + 40

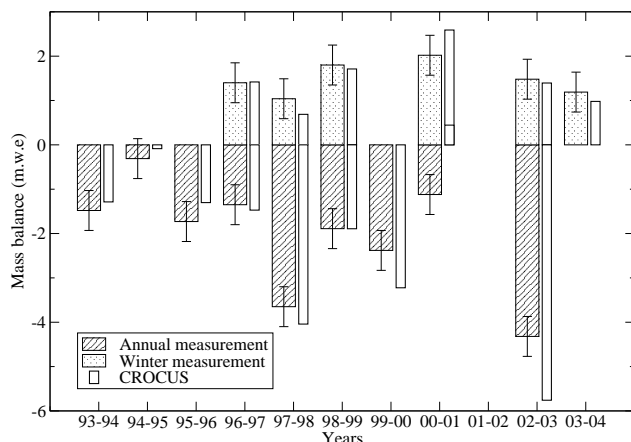


Figure 3: Yearly winter accumulation and annual mass balance as measured and modeled on St Sorlin glacier at 2780 m. Large patterned bars are field measurements with their error bars (Table 1), thin white bars are corresponding CROCUS simulations for the same period (winter or year)

2004) affects comparison with observations. If converted in mass balance errors using an altitudinal mass balance gradient of $0.008 \text{ m w.e.m}^{-1}$, they can reach 0.16 m w.e.

Geodetic measurements of the glaciers using photogrammetry are occasionally performed at the end of the summer and provide alternate and independent quantitative information on glacier SMB (section 3.3). The rms error is estimated to be 0.5 to 1 m w.e. on average over the glacier, depending on photograph resolution. Geodetic measurements are used to monitor overall volumetric changes over several years and verify that they are consistent with the continuously monitored or model SMB variations. Also, using ancient maps and aerial photographs, it is possible to reconstruct the mass balance of the glaciers before the SMB was monitored in the field (Vincent and others, 2000). Figure 2 shows the observed cumulative mass balance of the 2 glaciers since the early 1900s using field data, photogrammetry and maps, along with the degree-day model results of Vincent (2002). This figure shows that the last 20 years of the XXth century, the main validation period in the present paper, is a period of particularly fast shrinking for the 2 glaciers.

In addition to the mass balance, the ice flow is also monitored on the 2 glaciers. Because we are concerned here with the SMB, the ice flow information is not used but the flow can affect the temporal significance of SMB measurements since the stakes move in the course of a year and from year to year. However, the life time of stakes is such that, with ice velocities of a few tens of meters per year at most (Vincent and others, 2000), they need to be replaced before they move across distances larger than the horizontal resolution of our model (200 m).

The albedo of various ice surface types (flat ice, rough ice, crevasses, ice with variable amounts of rock remains and dust deposits) in the ablation zone was measured in July 2003. The results are reported in Table 2 and range from less than 0.20 up to 0.30 . Such low values are not exceptional, and Strasser and others (2004) report albedos ranging from 0.1 to 0.2 on Haut Glacier d'Arolla (Switzerland), depending on the morainic charge of ice surface. The relevant surface characteristics are complex and variable as reported by Brock and others (2000), and our model cannot objectively ac-

Type of surface	albedo	Sky conditions
Blackish (dirty) ice	0.22	sunny
Mixed dirty and whitish ice	0.23	overcast
Dirty ice	0.18	Sunny intervals
Hoarfrost ice	0.30	sunny
Dirty crevasses, old snow	0.22	overcast
Dirty ice + water	0.20	overcast

Table 2: Mean albedo measurement over ice at St Sorlin glacier, depending on type of surface, in July 2003. Each type of surface has been measured on several spots, for each spot, the albedo is averaged over 5 minutes of measurement.

count for these. Rather, the observations in Table 2 are averaged to prescribe a uniform albedo of ice in the model as described in section 3.1.

2.3 Meteorological data

The SMB model we used is based on the snow model CROCUS (section 3.1) which runs with the following hourly meteorological parameters in input : 2-m air temperature, 10-m wind speed, 2-m air relative moisture, precipitation quantity and phase, incoming surface direct and diffuse solar radiation, incoming surface long wave radiation, and cloudiness. None of these parameters are presently observed on or in the vicinity of glaciers in the French Alps, although such observations are planned in the future on St Sorlin and Argentière glaciers. However, the SAFRAN analysis tool, a meteorological disaggregator of the larger scale meteorological information (Durand and others, 1993), provides all meteorological parameters needed for CROCUS, separately for the various mountain ranges in France (each separate range is less than 1000 km^2), depending on slope exposure (N, E, SE, S, SW, W, flat) and altitude (by step of 300 m). SAFRAN assimilates large scale fields from meteorological analysis and local information from automatic weather stations and manual measurements at ski resorts. The SAFRAN/CROCUS system was initially developed by Météo-France for operational avalanche risk evaluation and forecasting.

For the present work, the SAFRAN analysis is available for the full 1981-2004 period (1981-2003 on Argentière). With this meteorological dataset, it is possible to evaluate an SMB model over more than 20 years through a period during which glacier evolution in the Alps has been particularly marked (Figure 2). Operational snow modeling and avalanche forecasting in the last decade have demonstrated that the SAFRAN/CROCUS system reproduces well both the intraseasonal and interannual variability of the seasonal snow pack in the Alps (Brun and others, 1992). However, in such application, the snow-pack is periodically re-initialized, once a year before the first autumn snow fall, and the performances of either CROCUS or SAFRAN are not well verified in summer when seasonal snow has melted. For glacier modeling, no re-initialization is possible or wanted, and summer is a critical time during which most of the ablation occurs. Moreover, SAFRAN may have some limitations for our application : there are less field observations in the mountains during summer, and there is no observation at the glacier altitude, especially for a parameter like precipitation. At the high elevation of glaciers, local valley effects are relatively less important and the

large-scale analysis in input to SAFRAN should exert more appropriate control on SAFRAN output than for the lower elevation. On the other hand, glaciers tend to create their own atmospheric conditions close to the surface (section 3.1) and this is not explicitly taken into account. Thus, in spite of a strong operational snow modeling heritage, a careful validation of the SAFRAN/CROCUS system for glacier modeling is necessary before any use for sensitivity analysis.

3 SURFACE MASS BALANCE MODELING

3.1 CROCUS: from snow to glacier modeling

The CROCUS model was initially developed to simulate Alpine seasonal snow and assist in avalanche risk evaluation. In fact, CROCUS is currently in operational use at Météo-France to issue avalanche risk bulletins in the Alps and other mountain regions. CROCUS has also been applied to various uses outside its originally planned domain of application, e.g. to simulate Antarctic (Dang and others, 1997) and Greenland (Genthon and others, 2001) snow. CROCUS is a one-dimensional multi-layer physical model of the snow cover, which explicitly evaluates at the hourly step the surface mass and energy budgets, including turbulent heat and moisture surface exchange with the atmosphere and outgoing radiation, and the internal disposal of mass and energy. There are 50 subsurface layers taken parallel to the slope surface, through which mass and energy are exchanged to account for physical processes such as heat diffusion, radiation transfer, or liquid water percolation. Phase changes are taken into account and snow densification and metamorphism are parameterized, affecting mass and energy transfer and changing the surface albedo. Details of the CROCUS snow model can be found in Brun and others (1989) and Brun and others (1992).

Although CROCUS is initially a snow model, it can be adapted to account for glaciers by considering ice in the model as a particular kind of snow with density, heat and liquid water capacity and conductivity, radiative properties, and surface roughness of ice. A major difference between snow and glacier ice at the surface is albedo and thus the absorption of radiation. While the albedo of snow can be very high (more than 0.9) when fresh, the albedo of an ice surface is much lower (as low as 0.20 or even less, section 2.2), not only because the ice is intrinsically darker, but also because the surface is generally rougher and dirtier (rock remains, dust deposits...) when ice is exposed. In CROCUS, the surface albedo is separately defined in 3 spectral bands. For snow, it is calculated according to grain size and shape and age Brun and others (1992). No modification has been done here. For ice, it is prescribed to 0.23 in the 0.3-0.8 mm band, 0.15 in the 0.8-1.5 mm band, and 0.06 in the 1.5-2.8 mm band, based on observations reported in section 2.2. No dependence to solar angle is presently taken into account, nor to cloudiness as suggested by Jonsell and others (2003).

When ice is exposed at the surface, the turbulent fluxes calculated by CROCUS are increased due to the higher roughness of ice and the exposure of rocks and crevasses to correctly model the melt. The roughness length is then prescribed to $z_0 = 2$ mm, within the wide-range of values found in the literature (Greuell and Smeets, 2001), (Greuell and Genthon, 2003) instead of the original $z_0 = 0.3$ mm for snow. Ablation is thus well reproduced.

Finally, the basal energy flux has been modified. When CROCUS runs for seasonal snow (e.g. not for glacier), the heat accumulated in the soil during the summer snow-free season has to be

released at the base of the snow pack during winter. This is not the case for glaciers for which the bedrock is not exposed. The geothermal heat flux at the bed-ice interface is weak and does not affect the surface: the bulk of the ice is not a significant source or sink of heat since the glaciers we study are temperate, that is, much of the ice remains close to 0°C. Thus, a no-flux condition is used at the base of our simulated snow/ice slab, which is simply initialized at 0°C with a sufficient thickness (200 m) to insure that only a fraction can be melted over the length of the simulations.

During summer, because its surface temperature cannot rise above 0°C, a glacier creates its "own" surface atmospheric layer that differs from the meteorological conditions external to the glacier: surface temperature inversion, depressed diurnal temperature variations, katabatic winds etc., (Greuell and Böhm, 1998), (Strasser and others, 2004). Tentatively adapting CROCUS so that turbulent fluxes account for this effect, using the Greuell and Böhm (1998)'s glacier wind parameterization on St Sorlin with parameters originally derived from Pasterze glacier, leads to a relative warming of the air above the glacier compared to SAFRAN temperature, instead of an expected cooling. Indeed, Strasser and others (2004) show that the adjustment parameters of such transfer function vary with glacier characteristics, but no observation is available to carry out such adjustment on glaciers in the French Alps. The glacier impact on summer surface meteorology is thus ignored here, a possible source of error. However, the fact that summer ablation appears to be reasonably reproduced without any direct adjustment (section 3.3) suggests that this is not an essential model shortcoming.

3.2 Spatially distributed mass balance modeling

Here, the CROCUS model is run on a 200 m resolution grid extending over the full surface of the glaciers. It was verified that finer grids do not bring significant improvement because only aspects that are not taken into account by the model (avalanche accumulation, crevasses...) could significantly benefit from higher resolution. At each grid point, topographical parameters (altitude, slope, orientation) are determined from a digital elevation model. This is used to linearly interpolate the SAFRAN meteorological input (available for different altitude and exposition each hour) in elevation and orientation and to prescribe snow accumulation and adequate solar angles and exposure throughout the day. Impacts of surrounding rises are taken into account for solar radiation (topographic shading) but not for long-wave radiation (radiation emitted by surrounding snow or rock faces are not taken into account).

All simulations start on the 1st of August 1981 which is the start date of the available SAFRAN data. A glacier is initialized as bare ice at all grid points. Once the winter season is reached, snow accumulates and a realistic snow pack quickly builds up. Observations and degree-days modeling (Vincent and others, 2000) indicate that the glaciers are still in approximate equilibrium in 1981, before a period of rapid shrinking later on. Therefore, the influence of partly unrealistic initial conditions is likely to vanish soon after simulations start, although the first few months may be significantly affected. All simulations are carried out over the full period for which the SAFRAN data are available, here August 1981 to July 2004 (2003 for Argentière). There is no observation-based reinitialization of the snow/ice profiles in the course of a simulation.

It is found that using SAFRAN data without adaptation yields an underestimated winter accumulation. This is because SAFRAN provides precipitation for a range of orientation and elevation but

does not account well for the precipitation enhancement effects which are due to topography (valley channeling of the atmospheric flow, gravity driven accumulation, etc). In addition, because the variability of precipitation is observed to be large, even at the scale of a mountain range, the fact that SAFRAN precipitation needs to be corrected at the scales and sub-scales of a glacier is not unexpected. However, precipitation is the only adjusted parameter in the meteorological input to CROCUS. All other data from SAFRAN are used without any correction. The precipitation adjustment is made to reproduce the observed spatial distribution of winter accumulation using ad-hoc distributed multiplication factors. Multiplication factors are determined independently at 31 (Saint Sorlin) and 20 (Argentière) control sites where winter mass balance observations provide sufficient control over several years. The multiplication factor is about 1.5 in most places, resulting in a reasonable reconstruction by CROCUS of both summer and winter mass balance (Figure 3). It is somewhat larger at the foot of steep slopes and lower in area much exposed to wind. Although an altitude dependence of precipitation is already parameterized in SAFRAN (Durand and others, 1993), it appears to be insufficient for glaciers. This can be because SAFRAN precipitation is poorly constrained at these altitudes (section 2.3), or also possibly because topography is more marked in the vicinity of glaciers than on average. Avalanches and wind transport can also contribute to higher accumulation on glaciers than elsewhere at similar elevation. After adjustment on control sites, the precipitation factor distribution is interpolated over the whole model grid and full-scale simulations are carried out. Snap-shot and long-term mean spatial distributions of the calculated SMB can then be obtained (Figure 4 and Figure 5).

3.3 Validation and comparison with other SMB reconstructions

One way to validate the simulated SMB is to use only part of the available field observations to adjust the precipitation factor distribution, then use the other part to check the model results. However, even on Saint Sorlin and Argentière glaciers, the available winter SMB observations provide a barely sufficient control against which precipitation can be adjusted. This is because, although observations are comparatively many compared to other glaciers, we use many control points to adequately capture the spatial distribution of precipitation at model grid resolution. Moreover, the mass balance is intensively measured only since 1994. On the other hand, field measurement of summer and annual mass balance are available for an independent validation, once winter accumulation is adjusted by the precipitation factors. The result of such validation is shown on Figure 3 for one particular altitude on St Sorlin. The model mass balance is in reasonable although not systematic agreement with the measurements within the error bars of observations (section 2.2, Table 2.2), and there is no systematic bias.

There are other independent indicators of the variability of the SMB that may be used to verify model results. In particular, because spatially distributed simulations are produced, it is possible to determine the position of the snow line at any time and to compare with observation. In summer, the snow line delineates the region where the winter snow has not (yet) melted. At the end of the ablation season, the snow line is the equilibrium line that separates the accumulation and ablation zones. The snow line can be identified from ground or aerial photographs, or from satellite imagery. Such data are not used to run or adjust the model and thus provide an independent method of model validation. For the model, the snow

line is calculated as the zero balance line with mass balance calculated since the first persistent snow fall of the past winter. This has been compared with satellite images (SPOT, landsat, ASTER) over the period 1984-2002 (Gerbaux and others, 2004). Satellite images were selected for dates where annual snow lines can be seen (no freshly deposited snow). An example is displayed on Figure 6 which illustrates that the broad position of the snow line is realistic in the model. Figure 7 shows that the interannual variations of the model and satellite-derived mean altitude of snow line correlate quite well ($r^2 = 0.94$). Thus, years with particularly high or low ablation are well reproduced, with only one exception, 1992, for which the modeled accumulation appears underestimated. We have no explanation yet for this deficiency.

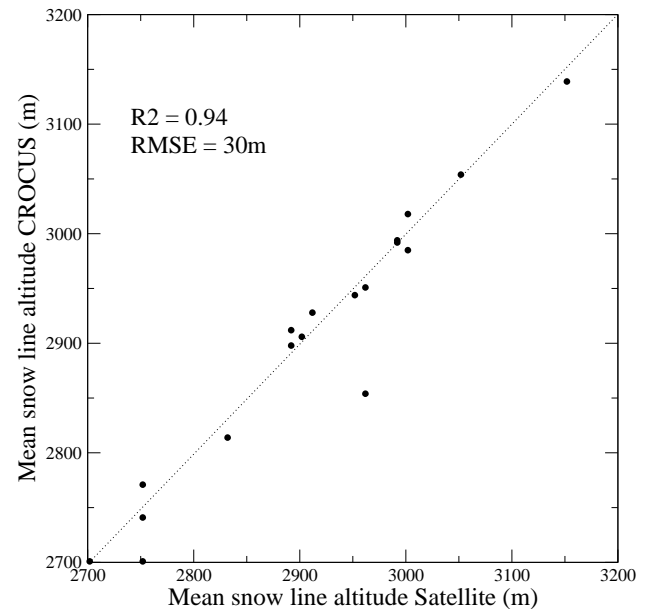


Figure 7: Mean model versus satellite-derived altitude of the snow line on St Sorlin glacier for various dates in the period 1985-2002

An other way to check the model mass balance is to use geodetic reconstructions of the glacier topography which provide volumetric changes of the glacier. This can be done using stereophotographs and, for the more remote past, old topographic maps which, if integrated over the full glacier to be free of the influence of ice flow, provide an integrated SMB change from the previous topographic reconstruction (Vincent and others, 2000). To minimize uncertainties associated with the variable density of snow, photographs are generally taken when the snow cover is minimal, that is at the end of the summer ablation period. On Saint Sorlin (resp. Argentière) glacier, there are 5 (resp. 3) geodetic reconstructions available in the 1981-2004 period. Figure 4 shows that the model results coincide well with the geodetic reconstructions.

The SAFRAN/CROCUS results, degree-days results and measured specific mass balance (using the Llibouty (1974)'s linear model) agree with each other as to the general trend in the evolution of St Sorlin SMB through 1981-2004 (Figure 4). Some discrepancies can be identified though. SAFRAN/CROCUS appears to overestimate the SMB, but it is better in agreement with geodetic reconstructions than degree-days results or spatially averaged mass balance, particu-

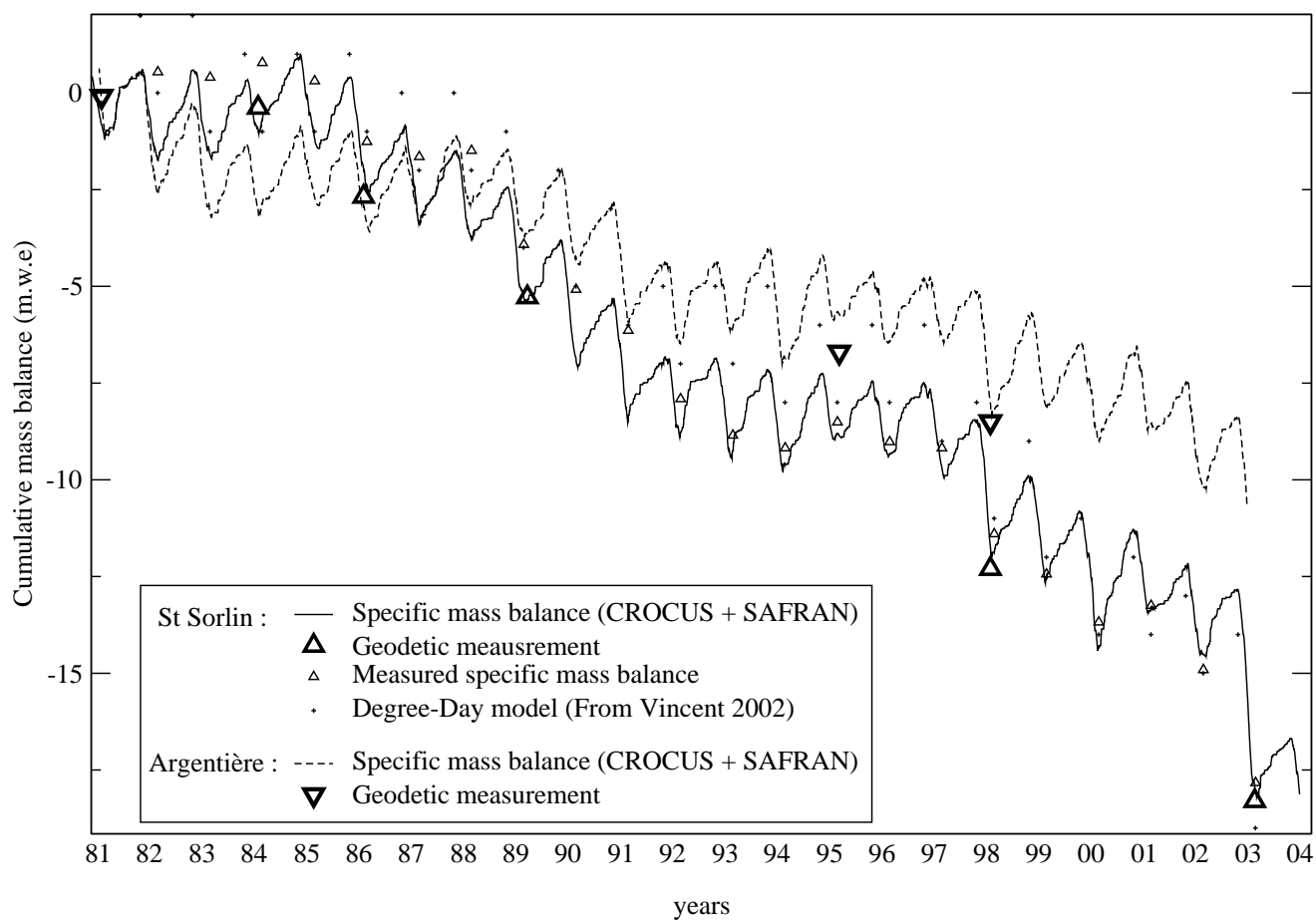


Figure 4: Cumulative specific net balance on St Sorlin and Argentière glacier (m w.e.) for the period 1981-2004 (2003 for Argentière). The solid line is the model mass balance for St Sorlin, the dashed line is the model mass balance for Argentière. The large triangles are the geodetic reconstructions. For St Sorlin, small triangles are measured specific mass balance (averaged with the Lliboutry linear model), small crosses are mass balance reconstruction using a degree-days model (Vincent 2002, winter accumulations are calculated on 1st of June, summer ablations are calculated on 1st of October)

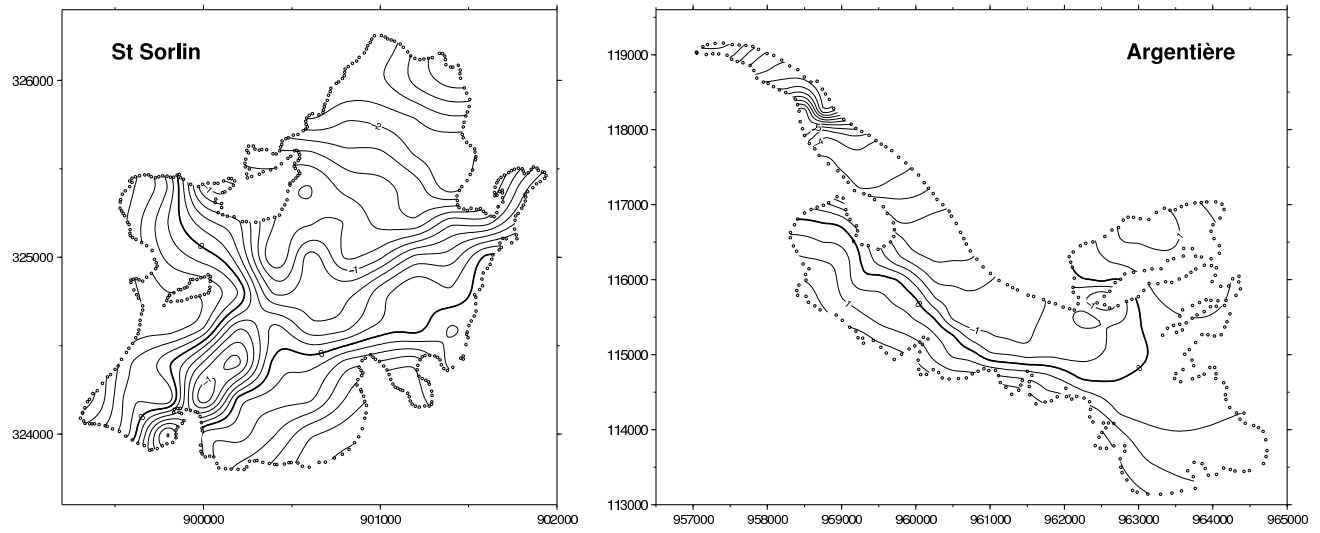


Figure 5: Model mean annual mass balance for St Sorlin and Argentiére glacier for the period 1981-2003. The equilibrium line is in thick line. Mass balance is expressed in m w.e.

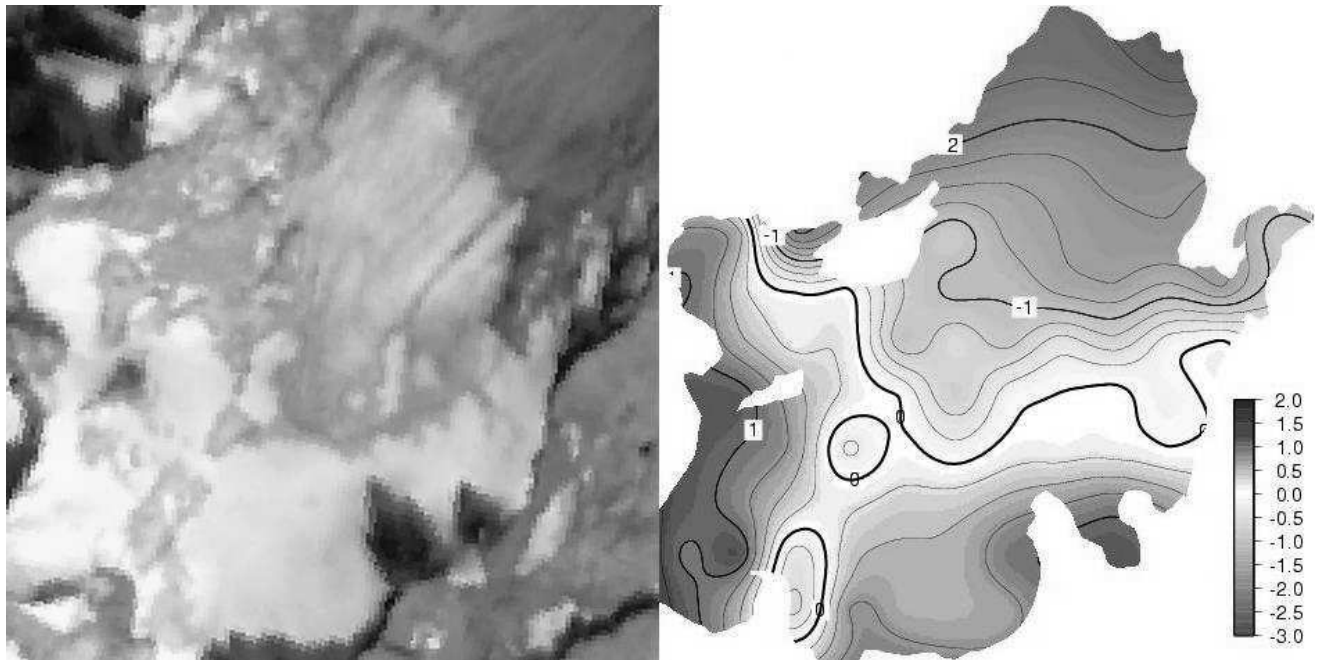


Figure 6: Comparison of the snow line position between satellite imagery (© Spot-Image) (left) and CROCUS model (right) for the 30th of September, 1997 on St Sorlin glacier. The mass balance is expressed in meter water equivalent, and it is calculated since the beginning of the previous winter in the model

larly before 1993, possibly because there were less field observation then. It should be kept in mind that because cumulative SMB are shown here, any error for one particular year will propagate through time until errors of opposite sign compensates. All sources of information appear to agree relatively well with each other in the latest part of the record. Strong melt is well reproduced during the extremely hot summer of 2003.

In summary, CROCUS with SAFRAN data as meteorological input successfully reproduces most aspects of the mass balance of the test glaciers as known from observations. Ignoring the possible glacier control on surface meteorology and relatively limited information to set albedo or roughness characteristics of ice (section 3.1) thus appear to have relatively minor consequences on model capabilities.

3.4 Discussion of model results

Although largely determined by elevation, the spatial distribution of the SMB on the glaciers (Figure 5) is also affected by slope exposure. For instance, an ablation area on the slope facing East between Col des Quiries and Pic de l'Etendard on St Sorlin Glacier is reproduced, although accumulation dominates at similar and higher elevations elsewhere with more northern surface orientation. Obviously, a model that only takes into account the altitudinal component of the mass balance cannot reproduce such patterns. For St Sorlin, the mean SMB ranges from ~ -2.5 m w.e.yr⁻¹ (ablation) at the snout to ~ 1 m w.e.yr⁻¹ (accumulation) in the higher parts, in good agreement with the observations where available. On Argentière, a ~ 11 m w.e.yr⁻¹ mean net ablation at the snout of the glacier is probably an overestimation due to the fact that the model does not account that the glacier is partly rock-covered there. The mean accumulation reaches 2 m w.e.yr⁻¹ on the highest part of the emissaries, a result which is probably reasonable but cannot be accurately verified with available field data. For the period 1981-2004, the mean ELA is 3005 m on the St Sorlin glacier. According to Vincent and others (2004), the mean ELA was ~ 100 m lower on average in the 1957-1997 period. This is consistent with the last 23 years being a period of accelerated glacier shrinking (Figure 2).

In fact, model results indicate that the St Sorlin glacier has lost ~ 19 m of water (averaged over the full glacier) between 1981 and 2004, i.e. ~ 0.83 m per year on average (Figure 4), while over 1957-1997 the mean mass loss was only 0.31 m w.e.yr⁻¹ (Vincent and others, 2000). According to SAFRAN data, this melting increase in the last 22 years can primary be associated with a mean temperature increase of 1.3 °C over the period 1981-2003 between 2600 m and 3100 m of altitude. For the same period, snow fall has increased by 7 % at 3000 m and decreased by 2 % at 2700 m only. The role of precipitation in the mass balance trend is thus negligible.

The Argentière glacier has lost on average 12 m w.e.e. from 1981 to 2003, or about 40% less than St Sorlin. There are 7 years of positive mass balance in the period, compared to only 4 for St Sorlin. This is because the temperature increase through 1981-2003 is weaker for Argentière (0.7 °C only). Another reason why the SMB change is weaker on Argentière than St Sorlin is probably that the surface of the accumulation area, relative to the ablation area, is wider on the former glacier. Because of the albedo feedback when the surface changes from snow to ice in the melting season, the SMB is less sensitive to climate change in the accumulation than in the ablation part of the glaciers (see also section 4.2 and Figure 10). However, the general climate information recorded by the evolution of the 2 glaciers is essentially the same, since when

detrended the 2 series are very similar (Figure 8). Likewise, Vincent and others (2004) have shown from observations that 4 glaciers in the Alps (including St Sorlin) have similar evolution in time when the long term trends are adjusted.

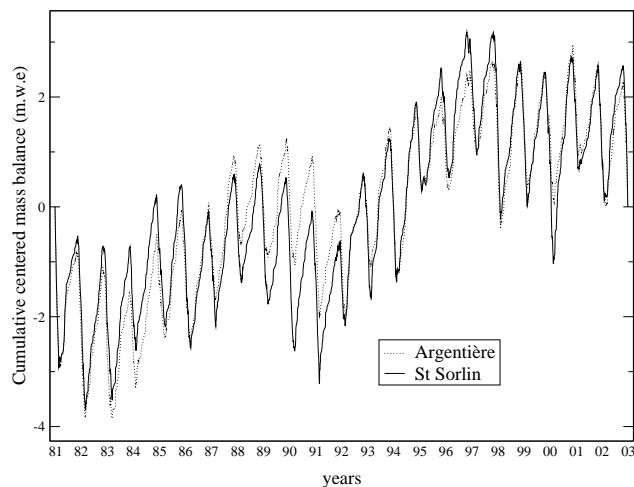


Figure 8: Cumulative centered mass balance for St Sorlin and Argentière Glacier after the 1981-2003 linear trend for each glacier has been subtracted

One may discern 4 distinct periods in the glaciers' evolution through 1981-2003 (Figures 4 and 8). A first, relatively regular and moderate ablation period from 1981 to 1988 is interrupted by a sharp increase in melt for 3 years (2nd period) followed by a near equilibrium plateau (3rd period). At last (4th period), after 1997, the glaciers loose mass again, at a sustained rate compared to the first period.

4 CLIMATE SENSITIVITY OF THE GLACIERS' SMB

4.1 Modeling approach

The surface and internal physical processes of snow and ice energy and mass exchange and transformation are explicitly represented in our modeling approach. Also, the snow/ice model is explicitly and separately driven by the various meteorological terms that determine the SMB. The model is therefore particularly suited to evaluate the impact that climate change has on glaciers beyond periods for which the glaciers have been monitored, either in the past or in the future. Climate models provide scenarii of climate change which may be regionally meaningful, particularly if mesoscale regional models (Schar and others, 2004) or stretched-grid global models (Deque and others, 1998) are used. However, at present, no such model can provide meteorological information at the fine spatial and temporal resolution necessary for physically-based modeling of glacier SMB. Downscaling climate change from large-scale models to the glacier scale is a major issue when considering modeling glacier change in response to climate change.

We avoid this issue here by addressing glacier sensitivity rather than glacier change, which will in turn be the topic of future papers. Sensitivity is evaluated with respect to variations in the various surface meteorology parameters that may occur due to climate change. In the real world, all parameters vary concurrently, so comparing past records for climate and glacier variability have provided estimates of combined sensitivity (Vincent, 2002) but limited understanding of the relative contribution of the various meteorological parameters. Degree-days models can tentatively separate contributions of precipitation and of an integrated energy balance term (Braithwaite and Zhang, 2000). In our approach, the relative influence of temperature, wind, moisture, precipitation or radiation can be evaluated separately by applying anomalies one by one on the original SAFRAN input parameters to CROCUS.

To provide a synthetic picture of the sensitivity of glaciers at different altitudes and with various exposures, a demonstration glacier is defined on an idealized mountain slope. The mountain is a cone culminating at the altitude of 3600 m (maximum altitude of SAFRAN meteorological data), with a constant 20° slope in all directions. We present our results for glaciers located in the Mont Blanc area (Haute Savoie, France). We use the SAFRAN-disaggregated meteorological data for this area over the 1981-2003 period. The reference (unaltered SAFRAN meteorology) and sensitivity simulations all last 23 years to fully preserve interannual variability as sampled in the SAFRAN data. We have done 2 simulations : one where no precipitation adjustment have been done on SAFRAN data, and the second where SAFRAN precipitation have been multiplied by 1.5, which is the mean multiplying factor on St Sorlin and Argentière with little dependence on altitude.

At the beginning of a simulation, the whole cone is covered with glacier ice with sufficient initial thickness to prevent full melting. The topography and surface elevation are unaffected by changes in the ice thickness during the simulations. As expected, the SMB increases with elevation everywhere on the demonstration glacier, and it is higher on the north face and lower on the south face, at a given elevation. The altitudinal distribution of the SMB is shown for the north face on Figure 9. Two aspects of the simulated SMB sensitivity to climate change are presented and discussed below. The first one is the mass balance of the north face because the most common exposure for Alpine glaciers is north. Then, the ELA averaged over all exposures provides a practical single number to synthesize overall changes of the glacier SMB in response to altering the input meteorology.

4.2 Surface mass balance sensitivity

The simulated north surface mass balance (NSMB) profile is shown on Figure 9 for unaltered meteorological data in input of the model, except precipitation for which 2 cases are presented: unaltered, and multiplied by a 1.5 correction factor. In the latter case, the simulated NSMB curve is very similar to the unaltered precipitation case, only shifted 200m down in altitude. The mean mass balance gradient is 9 mm w.e. m^{-1} per meter of elevation in the ablation area (2000-2920 m), $2.5 \text{ mm w.e. m}^{-1}$ in the accumulation area (2920-3600 m) and $5.8 \text{ mm w.e. m}^{-1}$ near the equilibrium line (2920 m), with a rapid change at the ELA. The NSMB sensitivity to the various meteorological parameters is shown on Figure 10 in the case that reference precipitation is uncorrected, although results for corrected ($\times 1.5$) precipitation are also discussed. The range through which sensitivity to each meteorological parameter is tested is typical of the amplitude of XXIst century climate change simulated by

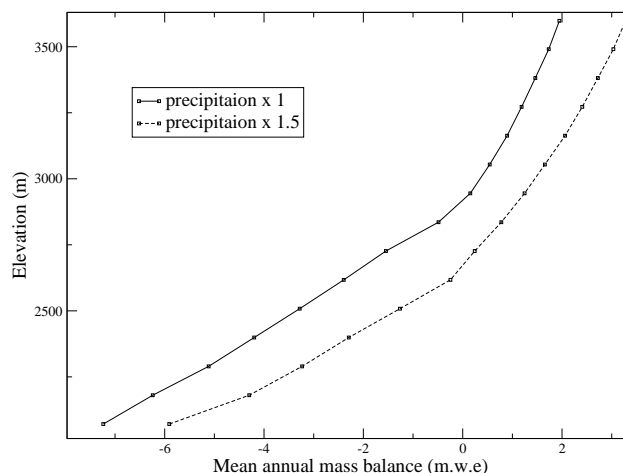


Figure 9: Mass balance profile for a synthetic glacier in Mont Blanc Area. Orientation of the profile is north, slope is 20° . Solid line is for unaltered SAFRAN precipitation, dashed line is for precipitation multiplied by 1.5

global climate models for the Alpine region with A2 scenario from IPCC. The cloudiness parameter in input to the CROCUS model only affects the spectral characteristics of radiation, not the downward radiation intensity which is a separated meteorological input. Sensitivity to the cloudiness parameter is thus hard to interpret and not evaluated here.

Changing surface temperature alone is numerically acceptable but may be meteorologically inconsistent. For instance, precipitation may be prescribed as solid in the original SAFRAN meteorology, consistent with the original temperature but possibly inconsistent if temperatures are increased in a sensitivity experiment. To prevent such inconsistency, the phase of the precipitation is adjusted when the temperature is altered so that no solid precipitation occurs when the air surface temperature is above 1.5°C . One also expects the atmospheric long-wave radiation to increase when temperature is warmer. However, long-wave radiation is not uniquely defined by surface air temperature. It also varies with atmospheric moisture or cloud cover. Thus, the sensitivity to altered temperature is separately evaluated with and without concurrent alteration of the downward long-wave radiation (Figure 10a). A Stefan-Boltzmann temperature dependence of the downward infrared radiation with surface temperature (Greuell and Genthon, 2003) is used in the former case.

The sensitivity of the NSMB is larger in the ablation than in the accumulation area for all meteorological parameters except for precipitation at low elevations. This is due to the albedo feedback when the surface changes from high albedo snow to low albedo ice, a phenomenon that can only occur in the ablation area. In addition, all the sensitivity profiles with altitude are asymmetric with respect to the sign of the meteorological alteration, reflecting that the equilibrium line, and thus the transition between a more sensitive ablation region and a less sensitive accumulation region, descends as the SMB increases. This asymmetry is particularly visible for temperature (Figure 10a) since this is the meteorological variable for which the larger SMB changes are obtained.

Near the equilibrium line, the NSMB sensitivity to precipitation is also higher in the ablation than in the accumulation regions.

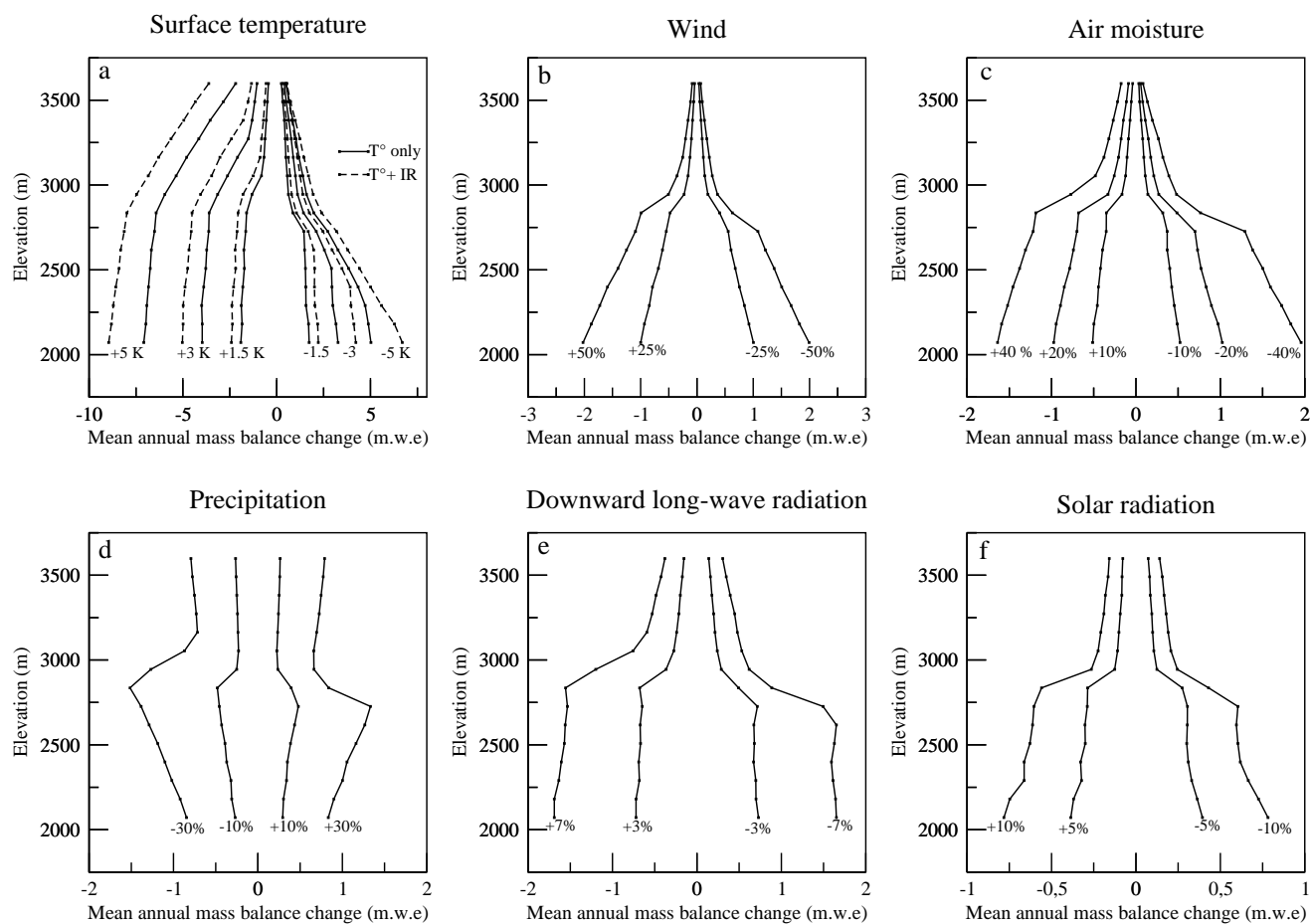


Figure 10: Mass balance sensitivity to various meteorological parameter as function of altitude for: a) Surface temperature, b) Wind, c) Relative air moisture, d) Precipitation, e) Downward long-wave radiation, e) Solar radiation (direct+diffuse). For temperature, dashed line describes mass balance variation due to temperature variation and corresponding long-wave radiation variation. SAFRAN precipitation is here uncorrected

However, further below, the sensitivity decreases with altitude (Figure 10d). This is because it is assumed, in line with all meteorological parameters except temperature, that any change in precipitation is proportionally the same at all elevations. Because precipitation increases with altitude, so does the absolute change in precipitation for a same prescribed relative change. Air moisture, on the other hand, generally decreases with altitude, so the sensitivity with altitude of a proportional moisture change is amplified compared to other meteorological parameters (except wind), as indicated by the steep vertical slopes on Figure 10c. The fact that more moisture induces less SMB may appear surprising. However, when air moisture increases, the vertical gradient of moisture in the surface atmosphere is generally decreased and so is the turbulent latent heat flux. As the surface cools and evaporates less through latent heat transfer to the atmosphere, more heat is available at the surface to melt more snow or ice.

A wind increase decreases the mass balance through the augmentation of the sensible heat flux, since this flux is positive from air to snow/ice and brings energy to the surface for most of the year. Because air temperature is closer to glacier surface temperature at higher elevation, so does the wind effect (through the decrease of turbulent fluxes). Thus, here again, the vertical gradient of NSBM sensitivity is larger than for other meteorological variables (Figure 10b). Note that wind is a parameter likely to affect a glacier-controlled surface air layer, so ignoring such layer (section 3.1) might bias the estimated sensitivity. As expected, any increase of long- and short-wave radiation decreases the mass balance (Figures 10e and 10f). However, this process is much more efficient for the long waves because the albedo of the surface is much higher in the solar than the thermal wavelength.

Results listed above are essentially preserved if reference precipitation is corrected with a 1.5 multiplication factor. Mainly, all the curves plotted on Figure 10 are shifted down in altitude (not shown) to reflect a larger mean SMB (Figure 9) and thus a lower snow line. A difference is mainly seen for temperature for which a slightly larger sensitivity in the ablation region is found. This difference can be explained by a combination of the amount of snow accumulated during winter (depending of precipitation multiplying factor and temperature change for snow/rain transition) and the fact that turbulent fluxes are larger over ice than snow due to larger roughness length.

An important result of the present study, already suggested by Oerlemans and Hoogendoorn (1989), is that because the SMB sensitivity to any meteorological alteration is altitude dependent, the vertical gradient of mass balance is not conserved in a climate change. Thus, prescribing fixed vertical SMB gradients when studying the impact of climate change on glaciers can result in important errors.

4.3 Equilibrium line altitude sensitivity

The mean ELA is a pertinent and practical synthetic indicator of glacier response to climate change. In particular, a glacier can survive climate warming only if its ELA does not ascend above the glacier upper boundary. On our synthetic glacier with unaltered meteorology, the ELA is at 2920 m on the northern face and 3080 m on the southern face. The ELA averaged over all exposures is at 2988 m. Sensitivity of the mean ELA to the various meteorological parameters is presented Figure 11. Here, the range of variation for temperature is limited to $[-3^{\circ}\text{C}; 3^{\circ}\text{C}]$ because a temperature warming above 3°C places the ELA out of the glacier limits. ELA sensitivity to temperature, either alone or combined with downward

radiation, is linear in this range (Figure 11a). So are sensitivities to wind, moisture and radiation (Figures 11b, c, e, f), while sensitivity to precipitation is almost but not quite linear (Figure 11d).

According to the model, the ELA sensitivity to temperature is $125 \text{ m}^{\circ}\text{C}^{-1}$. Here, sensitivity to temperature, and other sensitivities henceforth, are evaluated with respect to the annual mean SMB, not just the summer ablation as often done in other studies (Vincent, 2002). As a result, the sensitivity accounts for the impact of temperature on, not only the summer ablation, but also the length of the ablation season which increases in a warmer climate. When taking into account an increase in long wave incoming radiation as temperature increases, the sensitivity of the ELA to temperature is substantially increased and reaches $160 \text{ m}^{\circ}\text{C}^{-1}$. These numbers are much larger than those recently reported by Vincent (2002), in the range $60\text{--}70 \text{ m}^{\circ}\text{C}^{-1}$. Other authors (Oerlemans and Hoogendoorn, 1989), (Wallinga and van de Wal, 1998), (Greene and others, 1999) suggest ELA sensitivity ($\sim 120\text{--}140 \text{ m}^{\circ}\text{C}^{-1}$) in closer agreement with ours but Vincent (2002) raises questions about the methods used. There are also differences between our approach and Vincent (2002)'s, which can explain different sensitivities. Vincent (2002) relates the cumulated summer positive degree-days estimated from valley meteorology to the measured summer SMB at various altitudes on various glaciers in the French Alps. However, the variations in the duration of the summer season are not taken into account. This underestimates the sensitivity since a warmer climate is likely to expand the ablation season. In addition, regressing degree-days to ablation integrates the effect on ablation of not only the actual temperature above the glacier, but also of all other meteorological variables that affect ablation and may change along with temperature. For instance, if summer precipitation increases with temperature, it is likely to be liquid, and then to run-off on ice on the bottom part of the glacier (very little influence on ablation), but on the snow-covered parts of the glacier, this precipitation could be stored in the snowpack and contribute to accumulation. This induces lower sensitivities than when temperature alone, or along with induced long-wave radiation, are considered. Also, winter precipitation, if increasing with warmer temperature, can delay melting away in summer and, through albedo feedback, significantly reduce summer ablation. Sensitivity is again decreased. Cloud cover is also likely to change with temperature. Furthermore, Vincent (2002) based his calculation of ELA change with climate assuming a vertical gradient of SMB of 7 to 8 mm w.e. m^{-1} . This is estimated from Haeberli and Hoeszle (1995), who used a fixed altitudinal SMB gradient. This is questionable as mentioned in section 4.2 (Figure 9). In the present study, the present-day vertical gradient at the altitude of the ELA is only $5.8 \text{ mm w.e. m}^{-1}$. As a consequence of this difference, the same SMB change results in a larger ELA change here than in Vincent (2002). However, because the sensitivity to climate change varies with altitude (Figure 10), the vertical gradient of SMB is expected to change in a changing climate. Finally, various estimates of glacier sensitivity to climate found in the literature (Oerlemans and Fortuin, 1992), (Wallinga and van de Wal, 1998), (Greene and others, 1999), (Vincent, 2002) are generally not directly comparable because temperature, precipitation and other climate variables are not always similarly separated.

Our modeling approach makes this separation possible (Figures 10 and 11) and the comparative influence of each meteorological variable on ELA is summarized in Table 3. This table lists, for each variable, the amplitude of change necessary for a 160 m rise of the ELA, that is, the equivalent of a 1°C warming taking into account the associated downward long-wave radiation increase. For surface

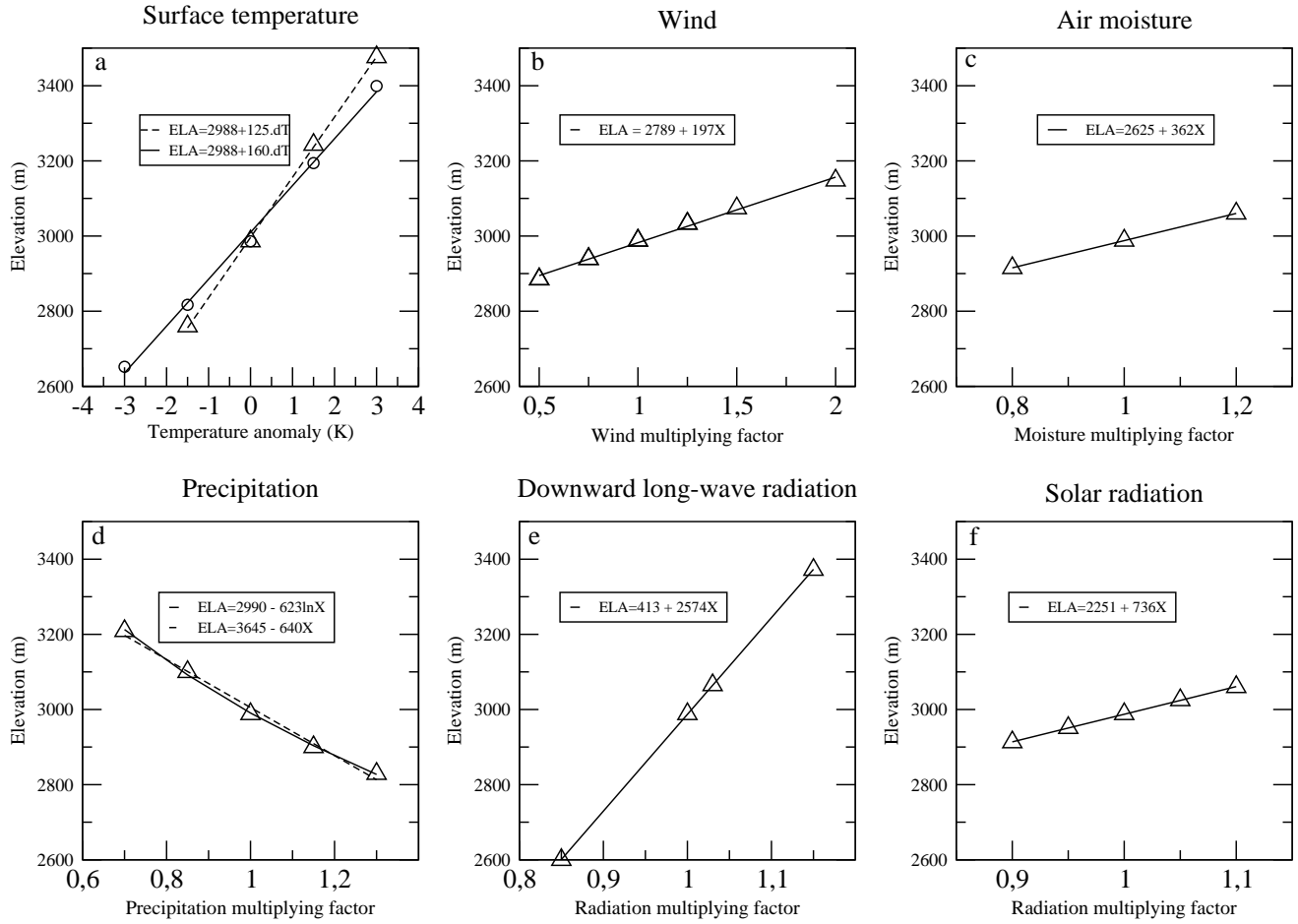


Figure 11: Model sensitivity of ELA (in m) to surface meteorology. The printed mean sensitivity is the equation of a linear fit. Graph (a) is sensitivity to temperature variation in °C, graphs (b), (c), (d), (e), (f) are sensitivities to other parameters with variations expressed in fraction. For temperature, dashed line describes mass balance variation due to temperature variation and corresponding long-wave radiation variation. SAFRAN precipitation is here uncorrected

	Change	%
Air temperature alone	+1.3 K	-
Air temperature with concurrent (Stefan-Boltzman) long-wave	+1 K	-
Surface air moisture	-	+44
Surface Wind	-	+81
Precipitation	-	-28
Downward long-wave radiation	-	+6.2
Downward solar radiation	-	+22

Table 3: Influence of each meteorological variable on the mean SMB on the demonstration glacier, equivalent to a 160 m rise of the ELA.

relative air moisture and wind, a large (44% and 81% respectively) increase is required. It takes a 28% decrease of precipitation to have the same impact as an 1°C increase in surface temperature. This is halfway between Oerlemans (1981) and Raper and others (2000)’s estimates (20% and 35% respectively). The global-average annual mean precipitation is expected to increase by a few % only for each °C of warming (Church and Gregory, 2001). Although regional effects may be important, the future evolution of Alpine glaciers is unlikely to be dominated by precipitation changes. Radiation, which may in particular be affected by cloudiness in a changing climate, also has significant impact on the SMB.

5 CONCLUSIONS

Because the SMB of glaciers is determined not only by temperature and precipitation but also by wind, moisture and radiation which affect the energy budget of the surface, the response of glaciers to climate change may be more complex than overly simplified models can account for. Here, a SMB model that explicitly resolves the various meteorological parameters of importance, the associated processes of mass and energy exchange and disposal, the geometrical aspects (altitude, surface exposure) of the glaciers, and the evolution in time of meteorology and climate at sub-diurnal scales, is described and validated, then applied to evaluate the sensitivity of glacier SMB to changes in climate. The glacier SMB model is based on the CROCUS snow model that was previously developed for seasonal snow analyses and avalanche forecasting. Meteorological input to the model is provided by SAFRAN, an analysis and disaggregating tool also developed in the framework of avalanche forecasting. The model is found to perform well on 2 glaciers in the French Alps, and in particular to reproduce the observed inter-annual variability of the integrated and local SMB and of the ELA. This is obtained without explicit tuning of the model itself, although the spatial distribution of precipitation from SAFRAN at the sub-glacier scales had to be adjusted, and the albedo of ice surfaces had to be prescribed from observations on the field. Alpine glaciers have been retreating in the last century. The test period here, 1981-2004, is found to be a period of accelerated melt, in spite of a temporary recess in the early 1990’s.

Because all components of the mass and energy budget are separated, the SAFRAN/CROCUS modeling tool offers a unique means of evaluating the separate influence of various meteorological parameters on glacier SMB changes. In the range of variation suggested by global models of XXIst century climate, temperature

is confirmed as a main actor. The ELA sensitivity is estimated at 125 m.°C⁻¹, or even 160 m.°C⁻¹ if a concurrent change in the downward long-wave radiation is taken into account. Everything else on hold, a 5°C warming is thus expected to raise the ELA by 800 m, enough for many glaciers to be essentially doomed to extinction. Although precipitation may increase with climate warming, it is very unlikely to fully compensate for the temperature effect. As the quality of climate model predictions on regional scales is unverified, the actual contributions of wind, atmospheric moisture and radiation on the evolution of glacier SMB in the future will be hard to establish, but our results are a quantitative demonstration that they should not be neglected.

The results presented here (Figures 10 and 11, Table 3) may be used by anyone as a tool box for a preliminary estimation of the impact on glacier SMB of any combined change of meteorological parameters associated with climate change. However, this necessarily remains a crude estimation as combined effects between responses to the various meteorological parameters are not taken into account. Running the full model for a range of scenarios detailing the evolution of the various pertinent meteorological parameters will be the only way to fully predict the response of glaciers to climate change. Downscaling from global or even regional models to glacier scales will then be a crucial issue.

ACKNOWLEDGEMENTS

This research is part of the Climate Change and Cryosphere project funded by the French Ministry of Research / INSU (Action Concertée Incitative Changement Climatique). Satellite images were provided by CNES and Spot-Image (ISIS0412-725). Thanks to Y. Durand for help with SAFRAN data. Thanks to the many people that contributed field measurements on the St Sorlin and Argentère glaciers, and those who created and developed free softwares (GNU General Public License) used in our researches, in particular the Generic Mapping Tools (GMT) and xmgrace. We are very grateful for the reviewers, Regine Hock, Ben Brock and Helmut Rott, who significantly help us to improve the quality of this paper.

References

- Braithwaite, R. J. and Y. Zhang. 2000, Sensitivity of mass balance of five Swiss glacier to temperature changes assessed by tuning a degree-day model. *Journal of Glaciology*, **46(152)**, 7–14.
- Brock, B., I. Willis and M. Sharp. 2000, Measurement and parameterisation of albedo variations at Haut Glacier d’Arolla, Switzerland. *Journal of Glaciology*, **46(155)**, 675–688.
- Brun, E., E. Martin, V. Simon, C. Gendre and C. Coleou. 1989, An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, **35(121)**, 333–342.
- Brun, E., P. David, M. Sudul and G. Brunot. 1992, A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, **38(128)**, 13–22.
- Böhm, R., I. Auer, M. Brunetti, T. Maugeri, M. Nanni and W. Schönerv. 2001, Regional temperature variability in the European Alps 1760-1998 from homogenised instrumental time series. *International Journal of Climatology*, **21**, 1779–1801.

- Church, J. and J. Gregory. 2001, Changes in sea level. in *Climate change 2001, the scientific basis*, chapter 11. Cambridge University Press.
- Dang, H., C. Genthon and E. Martin. 1997, Numerical modeling of snow cover over polar ice sheets. *Annals of Glaciology*, **25**, 170–176.
- Deque, M., P. Marquet and R. Jones. 1998, Simulation of climate change over Europe using a global variable resolution general circulation model. *Climate Dynamics*, **14**, 173–189.
- Durand, Y., E. Brun, L. Merindol, G. Guyomarc'h, B. Lesaffre and M. E. 1993, A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *Annals of Glaciology*, **18**, 65–71.
- Genthon, C., M. Fily and E. Martin. 2001, Numerical simulations of Greenland snowpack and comparison with passive microwave spectral signatures. *Annals of Glaciology*, **32**, 109–115.
- Gerbaux, M., J. P. Dedieu, P. Etchevers and C. Vincent. 2004, Validation of a Glacier Surface Mass Balance Model using Remote Sensing. In *proceedings of IGARSS'04 - IEEE Geoscience and Remote Sensing, Alaska, 20-24 Sept*, page 7803/04.
- Greene, A. M., W. S. Broecker and D. Rind. 1999, Swiss glacier recession since the Little Ice Age : reconciliation with climate record. *Geophysical Research Letters*, **26**, 1909–1912.
- Greuell, W. and R. Böhm. 1998, 2m temperatures along melting mid-latitude glaciers, and implications for the sensitivity of the mass balance to variations in temperature. *Journal of Glaciology*, **44(146)**, 9–20.
- Greuell, W. and C. Genthon. 2003, Modelling surface mass balance. In *Mass balance of the cryosphere: observations and modelling of contemporary and future changes*, pages 125–182, Bamber, J.L., ed. Cambridge University Press.
- Greuell, W. and C. Smeets. 2001, Variations with elevation in the surface energy balance on the Pasterze (Austria). *Journal of Geophysical Research*, **106 (D23)**, 31,717–31,727.
- Haeberli, W. and M. Hoeszle. 1995, Application of inventory data for estimating characteristics of and regional climate-change effects on mountain glaciers: a pilot study with the European Alps. *Annals of Glaciology*, **21**, 206–212.
- Jonsell, U., R. Hock and B. Holmgren. 2003, Spatial and temporal variations in albedo on Storglaciären, Sweden. *Journal of Glaciology*, **49(164)**, 59–68.
- Klok, E. J. and J. Oerlemans. 2002, Model study of the spatial distribution of the energy and mass balance of Morteratschgletscher, Switzerland. *Journal of Glaciology*, **48(163)**, 505–518.
- Lliboutry, L. 1974, Multivariate Statistical analysis of glacier annual balances. *Journal of Glaciology*, **13(69)**, 371–392.
- Lliboutry, L. and M. Echevin. 1974, Mesure des bilans annuels en zone d'accumulation. *Zeitschrift. Für Gletscherkunde und Glazialgeologie.*, **Bd X**, 71–88.
- Oerlemans, J. 1981, Effect of irregular fluctuation in Antarctic precipitation on global sea level. *Nature*, **290**, 770–772.
- Oerlemans, J. and J. Fortuin. 1992, sensitivity of glaciers and small ice caps to greenhouse warming. *Science*, **258**, 115–117.
- Oerlemans, J. and N. C. Hoogendoorn. 1989, Mass-balance gradients and climatic change. *Journal of Glaciology*, **35(121)**, 399–405.
- Raper, S., O. Brown and R. Braithwaite. 2000, A geometric glacier model suitable for sea level change calculations. *Journal of Glaciology*, **46(154)**, 357–368.
- Schar, C., P. Vidale, D. Luthi, C. Frei, M. Haberli, C. and Liniger and C. Appenzeller. 2004, The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. *Nature*, **6972(427)**, 332 – 336.
- Strasser, U., J. Corripio, B. Brock, F. Pellicciotti, P. Burlando and M. Funk. 2004, Spatial variability of meteorological variables at Haut Glacier d'Arolla (Switzerland) during the ablation season 2001. *Journal of Geophysical Research*, **109, D03103**, doi:10.1029/2003JD003973.
- Vincent, C. 2002, Influence of climate change over the 20th Century on four French glacier mass balance. *Journal of Geophysical Research*, **107, D19**, 10.1029/2001JD000832.
- Vincent, C., M. Vallon, L. Reynaud and E. Le Meur. 2000, Dynamic behaviour analysis of glacier de Saint Sorlin, France, from 40 years of observations, 1957-97. *Journal of Glaciology*, **46(154)**, 499–506.
- Vincent, C., G. Kappenberger, F. Valla, A. Bauder, M. Funk and E. Le Meur. 2004, Ice ablation as evidence of climate change in the Alps over the 20th Century. *Journal of Geophysical Research*, **109, D10104**, 10.1029/2003JD003857.
- Wallinga, J. and R. S. W. van de Wal. 1998, Sensitivity of Rhone-gletscher, Switzerland, to climate change : experiments with a one-dimensional flowline model. *Journal of Glaciology*, **46(154)**, 383–392.

Table des figures

1	Evolution du bilan de masse de quatre glaciers alpins sur le XX ^{ème} siècle	10
2	Schéma récapitulatif du bilan de masse sur un glacier	12
1.1	Vue aérienne du glacier de St Sorlin	17
1.2	Carte du Glacier de St Sorlin	18
1.3	Vue aérienne du glacier d'Argentièrre	19
1.4	Carte du Glacier d'Argentièrre	20
1.5	Implantation de balises d'ablation	22
1.6	Mesure de l'ablation	23
1.7	Principe du modèle CROCUS	29
1.8	Comparaison de la qualité de SAFRAN selon les modèles d'entrée	32
1.9	Comparaison SAFRAN/station automatique	33
2.1	Rapport entre les accumulations hivernales mesurées sur le glacier de St Sorlin et l'accumulation déduite des précipitations prescrites par SAFRAN	38
2.2	Carte des facteurs multiplicatifs de précipitations issues de SAFRAN	39
2.3	Comparaison des bilans de masse modélisés et mesurés à St Sorlin vers 2800m	40
2.4	Comparaison de la position de la ligne de neige entre les images satellite et le modèle CROCUS pour les dates de la période 1984-2002 disponibles dans le visible.	45
2.5	Comparaison des altitudes de la ligne de neige tirée des images satellite et modélisée par CROCUS sur la période 1984-2002.	46
2.6	Comparaison entre les images satellite et l'albédo calculé par CROCUS	47
2.7	L'appareil photographique automatique installé à St Sorlin	48
2.8	Exemple de photographie automatique	49
2.9	Comparaison de la réflectance entre une photo automatique et CROCUS	49
2.10	Comparaison du bilan spécifique cumulé mesuré et modélisé pour St Sorlin et Argentièrre (1981-2003)	50
3.1	Distribution spatiale du bilan de masse annuel moyen du glacier de St Sorlin, pour la période 1981-2004	54
3.2	Bilan de masse cumulé 1981-2004	55
3.3	Bilan de masse cumulé 1958-2004	56
3.4	Bilans de masse annuels du glacier de St Sorlin, pour la période 1981-2003	57
3.5	Date de début de saison d'accumulation	58
3.6	Date de début de saison d'ablation	58
3.7	Distribution spatiale du bilan de masse annuel moyen du glacier d'Argentièrre, pour la période 1981-2003	59
3.8	Bilan de masse cumulé pour le glacier d'Argentièrre, 1981-2004	60
3.9	Bilan de masse cumulé pour les glaciers de St Sorlin et d'Argentièrre, pour la période 1981-2003	61

3.10	Bilan de masse moyen sur le glacier fictif, pour la période 1981-2004	64
3.11	Profils altitudinaux du bilan de masse	65
3.12	Sensibilité du bilan de masse à différents paramètres météorologiques	67
3.13	Sensibilité du bilan de masse, précipitations multipliées par 1.5	68
3.14	Impact du facteur multiplicateur de précipitation sur la sensibilité du bilan de masse à la température en zone d'ablation	69
3.15	Sensibilité mensuelle du bilan de masse à la température	71
3.16	Sensibilité de la ligne d'équilibre aux différents paramètres météorologiques	72
4.1	Vue de la vallée de Chamonix en 1823	76
4.2	Évolution de la concentration en CO ₂ dans le futur selon les différents scénarii IPCC	81
4.3	Comparaison des moyennes mensuelles de température SAFRAN/réanalyses à grande échelle calculée sur la période 1981-2004	85
4.4	Anomalie de température sur la période 1800-2165	87
4.5	Anomalie de précipitations sur la période 1800-2165	88
4.6	Comparaison du bilan modélisé avec l'année moyenne et les anomalies sur la période 1981-2004 par rapport au bilan de référence	91
4.7	Cartes d'anomalie de bilan de masse en fonction de l'anomalie de température et de précipitations	93
4.8	Comparaison du bilan spécifique cumulé modélisé par SAFRAN et reconstitué à partir des anomalies mensuelles de température et de précipitations	95
4.9	Simulation de l'évolution du bilan de masse cumulé de 1800 à 2165, scénario B1	96
4.10	Simulation de l'évolution du bilan de masse cumulé de 1800 à 2165, scénario A1B	97
4.11	Simulation de l'évolution du bilan de masse cumulé de 1800 à 2165, scénario A2	98
4.12	Reconstruction du bilan de masse sur la période 1818-2004 à partir des séries de température	99
4.13	Disparition du glacier de St Sorlin avec le modèle GFDL-CM2-0, scénario B1	103

Bibliographie

- Beniston, M. (2000), *Environmental Change in Mountains and Uplands*, Arnold/Hodder and Stoughton/Chapman and Hall Publishers, London, UK, and Oxford University Press, New York, USA.
- Bontron, G. (2004), Prévision quantitative des précipitations : adaptation probabiliste par recherches d'analogues. Utilisation des réanalyses NCEP/NCAR et application aux précipitations du Sud-Est de la France, Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique, Grenoble.
- Braithwaite, R. J. (1984), Can the mass balance of a glacier be estimated from its equilibrium-line altitude ?, *Journal of Glaciology*, 30(106), 364–368.
- Brock, B., I. Willis, et M. Sharp (2000), Measurement and parameterisation of albedo variations at Haut Glacier d'Arolla, Switzerland, *Journal of Glaciology*, 46(155), 675–688.
- Brun, E., E. Martin, V. Simon, C. Gendre, et C. Coleou (1989), An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting, *Journal of Glaciology*, 35(121), 333–342.
- Brun, E., P. David, M. Sudul, et G. Brunot (1992), A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting, *Journal of Glaciology*, 38(128), 13–22.
- Böhm, R., I. Auer, M. Brunetti, T. Maugeri, M. Nanni, et W. Sch nerv (2001), Regional temperature variability in the European Alps 1760-1998 from homogenised instrumental time series, *International Journal of Climatology*, 21, 1779–1801.
- Casty, C., H. Wanner, J. Luterbacher, J. Esper, et B. R. (Sous presse), Temperature and precipitation variability in the European Alps since 1500, *International Journal of Climatology*.
- Church, J., et J. Gregory (2001), Changes in sea level, in *Climate change 2001, the scientific basis*, chap. 11, Cambridge University Press.
- Corripio, J. G. (2004), Snow surface albedo estimation using terrestrial photography, *International Journal of Remote Sensing*, 25(24), 5705–5729.
- Corripio, J. G., Y. Durand, G. Guyomarc'h, L. M rindol, D. Lecorps, et P. Pugli se (2004), Land-based remote sensing of snow for the validation of a snow model transport, *Cold Regions Science and Technology*, 39, 93–104.
- Dang, H., C. Genthon, et E. Martin (1997), Numerical modeling of snow cover over polar ice sheets, *Annals of Glaciology*, 25, 170–176.

- Duclos, A. (1998), Etude des conditions de départ des avalanches de plaques. Un outil, une méthode, des enseignements, Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble.
- Durand, Y., E. Brun, L. Merindol, G. Guyomarc'h, B. Lesaffre, et M. E. (1993), A meteorological estimation of relevant parameters for snow models, *Annals of Glaciology*, 18, 65–71.
- Fettweis, X., H. Gallée, L. Lefebvre, et J.-P. van Ypersele (2005), Greenland surface mass balance simulated by a regional climate model and comparison with satellite derived data in 1990-1991, *Climate Dynamics*, 24, 623–640.
- Folland, C., et T. Karl (2001), Observed climate variability and change, in *Climate change 2001, the scientific basis*, chap. 2, Cambridge University Press.
- Gallée, H., et G. Schayes (1994), Development of a Three-Dimensional Meso-gamma Primitive Equations Model, Katabatic Winds Simulation in the area of Terra Nova Bay, Antarctica, *Monthly Weather Review*, 122, 671–685.
- Genthon, C., M. Fily, et E. Martin (2001), Numerical simulations of Greenland snowpack and comparison with passive microwave spectral signatures, *Annals of Glaciology*, 32, 109–115.
- Gerbaux, M., J. P. Dedieu, P. Etchevers, et C. Vincent (2004), Validation of a Glacier Surface Mass Balance Model using Remote Sensing, in *proceedings of IGARSS'04 - IEEE Geoscience and Remote Sensing, Alaska, 20-24 Sept*, pp. 7803–7804.
- Gerbaux, M., C. Genthon, P. Etchevers, C. Vincent, et J. Dedieu (sous presse), Surface mass balance of glaciers in the French Alps : Distributed modeling and sensitivity to climate change, *Journal of Glaciology*.
- Greene, A. M., W. S. Broeker, et D. Rind (1999), Swiss glacier recession since the Little Ice Age : reconciliation with climate record, *Geophysical Research Letters*, 26, 1909–1912.
- Gregory, J. M., et J. Oerlemans (1998), Simulated future sea-level-rise due to glacier melt based on regionally resolved temperature changes, *Nature*, 391, 474–476.
- Greuell, W., et R. Böhm (1998), 2m temperatures along melting mid-latitude glaciers, and implications for the sensitivity of the mass balance to variations in temperature, *Journal of Glaciology*, 44(146), 9–20.
- Greuell, W., et C. Genthon (2003), Modelling surface mass balance, in *Mass balance of the cryosphere : observations and modelling of contemporary and future changes*, pp. 125–182, Bamber, J.L., ed. Cambridge University Press.
- Grove, J. M. (2001), The initiation of the "Little Ice Age" in regions round the North Atlantic, *Climatic Change*, 48, 53–82.
- Haeberli, M., W. and Hoelzle (1993), *Fluctuations of glaciers, 1985-1990*, vol. VI, UNESCO, Paris.

- Haeberli, W. (1995), Glacier fluctuations and climate change detection, *Geogr. Fis. Dinam. Quat*, 18, 191–199.
- Haeberli, W., et M. Hoeszle (1995), Application of inventory data for estimating characteristics of and regional climate-change effects on mountain glaciers : a pilot study with the European Alps, *Annals of Glaciology*, 21, 206–212.
- Haeberli, W., A. Kääb, D. Vonder Mühll, et P. Teyssere (2001), Prevention of outburst floods from periglacial lakes at Grubengletscher, Valais, Swiss Alps, *Journal of Glaciology*.
- Hinkler, J., S. B. Pedersen, M. Rasch, et B. U. Hansen (2002), Automatic snow cover monitoring at high temporal and spatial resolution, using images taken by a standard digital camera, *International Journal of Remote sensing*, 23(21), 4669–4682.
- Hock, R. (1999), A distributed temperature-index ice and snowmelt model including potential direct solar radiations, *Journal of Glaciology*.
- Holmlund, P., et P. Jansson (2002), *Glaciological research at Tarfala research station*, Vetenskapsrådet.
- IPCC (2001), *IPCC Third Assessment Report - Climate Change 2001*, Cambridge University Press.
- Jonsell, U., R. Hock, et B. Holmgren (2003), Spatial and temporal variations in albedo on Storglaciären, Sweden, *Journal of Glaciology*, 49(164), 59–68.
- Klok, E. J., et J. Oerlemans (2002), Model study of the spatial distribution of the energy and mass balance of Morteratschgletscher, Switzerland, *Journal of Glaciology*, 48(163), 505–518.
- Kääb, A., F. Paul, M. Maisch, M. Hoeszle, et W. Haeberli (2002), The new remote-sensing-derived Swiss glacier inventory : II. First Results, *Annals of Glaciology*, 34, 362–366.
- Le Meur, E., et C. Vincent (2003), A two-dimensional shallow ice-flow model of Glacier de Saint-Sorlin, France, *Journal of Glaciology*, 49, (167), 527–538.
- Leonard, K. C., et A. Fountain (2003), Map-based methods for estimating glacier equilibrium-line altitudes, *Journal of Glaciology*, 49(166), 329–336.
- Lliboutry, L. (1974), Multivariate statistical analysis of glacier annual balances, *Journal of Glaciology*, 13(69), 371–392.
- Martin, E. (1995), Modélisation de la climatologie nivale des Alpes françaises, application des techniques de régionalisation à l'étude de l'impact d'un changement climatique sur l'enneigement, Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse.
- Martin, E. (1997), Modélisation hydrométéorologique de l'aléa de crue nivo-pluviale, *rapport Météo France et CEMAGREF*.

- Martin, E., E. Brun, et y. Durand (1994), Sensitivity of the French Alps snow cover to the variations of climatic variables, *Annales Geophysicae*, 12, 469–477.
- McAvaney, B. (2001), Model evaluation, in *Climate change 2001, the scientific basis*, chap. 8, Cambridge University Press.
- Météo-France (1996), *The snow cover model CROCUS, version 2.2*, Météo-France, Centre d'Etude de la Neige.
- Météo-France (2004), *Notice scientifique et technique SAFRAN : vol I*, Météo-France, Centre d'Etude de la Neige.
- Nakicenovic, L. (2000), *IPCC Special Report on Emissions Scenarios*, Cambridge University Press.
- Oerlemans, J. (1981), Effect of irregular fluctuation in Antarctic precipitation on global sea level, *Nature*, 290, 770–772.
- Oerlemans, J. (1986), Glaciers as indicators of carbon dioxide warming, *Nature*, 320, 607–609.
- Oerlemans, J. (2001), Holocene glacier fluctuations : is the current rate of retreat exceptional ?, *Annals of Glaciology*, 31, 39–44.
- Oerlemans, J., et J. Fortuin (1992), sensitivity of glaciers and small ice caps to greenhouse warming, *Science*, 258, 115–117.
- Oerlemans, J., et N. C. Hoogendoorn (1989), Mass-balance gradients and climatic change, *Journal of Glaciology*, 35(121), 399–405.
- Oerlemans, J., et W. H. Knap (1998), A one-year record of global radiation and albedo from the ablation zone of the Morteratschgletscher, Switzerland, *Journal of Glaciology*, 44, 231–238.
- Ohmura, A. (2001), Physical basis for the temperature-based melt index method, *Journal of Applied Meteorology*, 40(4).
- Paterson, W. (1994), *The physics of glaciers*, Pergamon/Elsevier Science Inc.
- Quinn, K., P. Chevallier, et O. planchon (1991), The prediction of hillslope flowpaths for distributed modelling using digital terrain models, *Hydrological Processes*.
- Rabatel, A., J. Dedieu, et C. Vincent (Sous presse), The use of Remote Sensing data to determine Equilibrium Line Altitude and Mass Balance time series, validation on three French glaciers for the 1994-2002 period, *Journal of Glaciology*.
- Raper, S., O. Brown, et R. Braithwaite (2000), A geometric glacier model suitable for sea level change calculations, *Journal of Glaciology*, 46(154), 357–368.
- Rousset, F., F. Habets, E. Gomez, P. Le Moigne, M. Morel, J. Noilhan, et L. E. (2004), Hydrometeorological modeling of the Seine basin using the SAFRAN-ISBA-MODCOU system, *J. Geophys. Res.*, 109, D14105, doi :10.1029/2003JD004403.

- Sainclair, M. R. (1994), A diagnostic model for estimating orographic precipitation, *Journal of Applied Meteorology*.
- Schneeberger, C., O. Albrecht, H. Blatter, M. Wild, et R. Hock (2001), Modelling the response of glaciers to a doubling in atmospheric CO₂ : a case study of Storglaciären, northern Sweden, *Climate Dynamics*, 17, 825–834.
- Sicart, J. E. (2002), Contribution à l'étude des flux d'énergie, du bilan de masse et du débit de fonte d'un glacier tropical : le Zongo, Bolivie, Thèse de doctorat, Université Paris VI - Pierre et Marie Curie.
- Strasser, U., J. Corripio, B. Brock, F. Pellicciotti, P. Burlando, et M. Funk (2004), Spatial variability of meteorological variables at Haut Glacier d'Arolla (Switzerland) during the ablation season 2001, *Journal of Geophysical Research*, 109, D03103, doi :10.1029/2003JD003,973.
- Torinesi, O., A. Letreguilly, et F. Valla (2002), Century reconstruction of the mass balance of glacier de Sarennes (French Alps), *Journal of Glaciology*, 48, 142–148.
- Valla, F., et C. Piedallu (1997), Volumetric variations of the Glacier de Sarennes, French Alps, during the last two centuries, *Annals of Glaciology*, 24, 361–366.
- Vallon, M., C. Vincent, et L. Reynaud (1998), altitudinal gradient of mass-balance sensitivity to climatic change from 18 years of observations on glacier d'Argentière, France, *Journal of Glaciology*.
- Van de Wal, R. S. W., et M. Wild (2001), Modelling the response of glaciers to climate change by applying volume-area scaling in combination with a high resolution GCM, *climate dynamics*, 18, 359–366.
- Vincent, C. (2002), Influence of climate change over the 20th Century on four French glacier mass balance, *Journal of Geophysical Research*, 107, D19, 10.1029/2001JD000,832.
- Vincent, C., M. Vallon, L. Reynaud, et E. Le Meur (2000), Dynamic behaviour analysis of glacier de Saint Sorlin, France, from 40 years of observations, 1957-97, *Journal of Glaciology*, 46(154), 499–506.
- Vincent, C., G. Kappenberger, F. Valla, A. Bauder, M. Funk, et E. Le Meur (2004), Ice ablation as evidence of climate change in the Alps over the 20th Century, *Journal of Geophysical Research*, 109, D10104, 10.1029/2003JD003,857.
- Vincent, C., E. Le Meur, D. Six, et M. Funk (2005), Solving the paradox of the end of the Little Ice Age in the Alps, *Geophysical Research Letters*, 10.1029/2005GL022552), 32, (LXXXXX).
- Von Storch, H., et E. Zorita (1998), The analog method as a simple statistical downscaling technique : comparison with more complicated methods, *Journal of Climate*.
- Von Storch, H., E. Zorita, et U. Cubasch (1993), Downscaling of global climate change estimates to regional scales : an application to Iberian rainfall in wintertime, *Journal of Climate*.

- Wagnon, P. (1999), Analyse du bilan d'énergie d'un glacier tropical. Application à la relation glacier-climat, Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble.
- Wallinga, J., et R. S. W. van de Wal (1998), Sensitivity of Rhonegletscher, Switzerland, to climate change : experiments with a one-dimensional flowline model, *Journal of Glaciology*, 46(154), 383–392.
- Warren, S. G. (1982), Optical properties of snow, *Rev. Geophys. Space Phys*, 20(1), 67–89.
- Winkler, S., et A. Nesje (1999), Moraine Formation at an Advancing Temperate Glacier : Brigsdalsbreen, Western Norway, *Geografiska Annaler : Series A, Physical Geography*.
- Yamazaki, T., J. Kondo, T. Sakuraoka, et T. Nkamura (1993), A one-dimensionnal model of the evolution of the snow-cover characteristics, *Annals of Glaciology*, 18, 22–26.
- Zuo, Z., et J. Oerlemans (1997), Contribution of glacier melt to sea-level rise since AD 1865 : a regionally differentiated calculation, *Climate Dynamics*, 13, 835–845.