



HAL
open science

Analyse de la fonte glaciaire et nivale dans les Andes tropicales à partir d'un bilan d'énergie : Glacier de l'Antisana, Equateur (0°28'S)

Luis Maisincho Guagrilla

► **To cite this version:**

Luis Maisincho Guagrilla. Analyse de la fonte glaciaire et nivale dans les Andes tropicales à partir d'un bilan d'énergie : Glacier de l'Antisana, Equateur (0°28'S). Sciences de la Terre. Université Grenoble Alpes; Escuela politécnica nacional (Quito), 2015. Français. NNT : 2015GREAU027 . tel-01561610

HAL Id: tel-01561610

<https://theses.hal.science/tel-01561610v1>

Submitted on 13 Jul 2017

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

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

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ GRENOBLE ALPES

Spécialité : **Terre, Univers, Environnement**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Luis MAISINCHO GUAGRILLA

Thèse dirigée par **Bernard FRANCOU** et
Codirigée par **Vincent FAVIER**

préparée au sein du **Laboratoire d'étude des Transferts en
Hydrologie et Environnement (LTHE, UMR 5564, CNRS - UJF)**
dans l'École Doctorale **Terre Univers Environnement**

Analyse de la fonte glaciaire et nivale dans les Andes tropicales à partir d'un bilan d'énergie: Glacier de l'Antisana, Equateur (0°28'S)

Thèse soutenue publiquement le **9 novembre 2015**,
devant le jury composé de :

M. Pierre RIBSTEIN

Professeur Université P. & M. Curie Paris 6, (Rapporteur) - Président

M. Pierre CHEVALLIER

Directeur de Recherche IRD, (Rapporteur)

M. Emmanuel THIBERT

Ingénieur de Recherche IRSTEA, (Examineur)

M. Marcos VILLACIS

Professeur, EPN-Quito, (Examineur)

M. Bernard FRANCOU

Directeur de Recherche IRD, LTHE, (Directeur de thèse)

M. Vincent FAVIER

Physicien adjoint OSUG, LGGE, (Co-Directeur de thèse)



*Dedicado a mi amada familia: Edith, Jean-Luis y Anabel,
A mi recordado papá (+), a mi querida madre María-Elena,
A mis queridos hermanos Rosana & Francisco.
Gracias por su apoyo y paciencia durante todo este tiempo.*

Remerciements

C'est avec une certaine émotion et beaucoup de sincérité que je voudrais remercier toutes les personnes ayant soutenu mon travail.

J'aimerais tout d'abord remercier mes directeurs de thèse, Bernard Francou et Vincent Favier, pour votre soutien et conseils qui ont été nombreux et importants tout au long de ce travail de recherche. Je tiens tout particulièrement à remercier Vincent Favier pour avoir accepté d'être le directeur scientifique d'un thésard qui a passé la majorité de son temps de l'autre cote de l'Atlantique, ce qui a impliqué une tâche dure, et pour sa disponibilité et sa patience durant les longues et intenses journées au bureau, devant l'ordinateur sur skype. Il a beaucoup œuvré pour la mise en valeur de mon travail, et j'ai apprécié l'ambiance d'amitié qui a régné entre nous, car il ne m'a jamais traité comme son étudiant mais comme un ami. J'ai beaucoup appris à son côté et je lui adresse toute ma reconnaissance pour la qualité scientifique et humaine de nos rapports.

Je tiens à remercier l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) de France pour m'avoir octroyé une bourse d'études à travers le programme des Bourses d'Échanges Scientifiques et Technologiques (BEST). Je remercie aussi l'Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología del Ecuador (INAMHI) pour m'avoir permis de développer ma thèse et pour le soutien administratif qu'il m'a apporté. De la même façon, mes remerciements vont à l'Escuela Politécnica Nacional del Ecuador (EPN) pour m'avoir accueilli dans ses locaux et pour son soutien scientifique.

Je suis également redevable au Laboratoire Mixte International GREAT-ICE (LMI GREAT ICE), au Service d'Observation GLACIOCLIM, aux projets SENESCYT-EPN PIC-08-506, à la JEAI-IMAGE de l'EPN en Equateur. En France mes remerciements vont au Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE) et au Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement (LGEE) pour m'avoir accueilli pendant mes stages et pour le soutien scientifique et administratif, ce qui m'a grandement facilité la vie sur Grenoble. Mes sincères remerciements vont également à Patrick Wagnon et Antoine Rabatel pour les commentaires et corrections très constructives pour la publication soumise et resoumise.

Je voudrais remercier tous les membres du jury, en particulier les rapporteurs Pierre Ribstein et Pierre Chevallier, ainsi que les examinateurs pour avoir accepté d'expertiser cette thèse.

Une thèse n'avance pas sans les doutes du doctorant qu'il confie à son environnement immédiat. Merci à Marcos qui a toujours fait en sorte que mes conditions de travail à l'EPN soient optimales. Jean Carlos et Luis Felipe m'ont aidé à faire tourner le fameux modèle de fusion. Je n'oublie pas les contributions de Marlon, Daniel, Jean Luis, Daniela ainsi que celles de Bolivar, Ruben, et Thomas. Je suis également reconnaissant à tous les amis thésards ceux et celles qui m'ont accordé leur soutien et leur amitié: Déborah, Lise, Hélène, Arsène, Antoine, Ambroise, Christian et Cedric.

“De forma muy especial quiero agradecer a Bernard Francou, quien me conoció desde mis inicios como técnico en el INAMHI y me permitió conocer la glaciología, gracias a su apoyo y confianza llegué a la cumbre del Antisana, Chimborazo, Cotopaxi.....y ahora me ha llevado a la cumbre de la formación académica. Mi gratitud al ingeniero Ramón Chango quien siempre me apoyó en todos mis proyectos de forma desinteresada, Ramón & Bernard han sido fundamentales en mi formación. También mi agradecimiento a una persona excepcional, Vicente Favier “el jefecito” quien siempre me ha demostrado que una amistad sincera trasciende las fronteras del espacio y tiempo mi eterna gratitud para tí y tu familia, querido amigo!. Finalmente debo agradecer el apoyo de Bolívar Cáceres, un gran amigo y compañero en las largas y duras jornadas en el campo”.

Table de matières

Résumé	x
Abstract.....	xii
Resumen	xiv
Chapitre 1	
Introduction: et plan de ce travail	1
1.1. Intérêt général de cette thèse.....	1
1.2. Contexte général sur les glaciers	2
1.3. Les glaciers sous les tropiques.....	4
1.4. Le recul des glaciers tropicaux	6
1.5. Impact du réchauffement global et des phénomènes ENSO	6
1.6. Intérêt du bilan d'énergie de surface dans cette analyse.....	7
1.7. Objectifs et plan de ce travail	8
Chapitre 2	
Zone d'étude, climat et données	9
2.1. Situation géographique	9
2.2. La zone tropicale interne	10
2.3. Réseau d'observation sur le glacier 15 de l'Antisana.....	13
2.3.1 Réseaux installés sur les glaciers 15 et 12.....	15
2.3.2 Mesures glaciologiques	17
2.3.3 Mesure de l'ablation (de surface).....	17
2.3.4 Les mesures d'accumulation.....	18
2.3.5 Evaluation du bilan de masse spécifique.....	19
2.3.6 Les mesures du bilan de masse par photogrammétrie.....	20
2.3.7 Mesures topographiques.....	21
2.3.8 Mesures météorologiques.....	21
2.3.9 Suivi de la ligne de neige	22
2.3.10 Mesures hydrologiques	22

Chapitre 3

Modélisations: philosophie et approche adoptée	25
3.1. Généralités:	25
3.2. Modélisation du bilan de masse de surface	26
3.2.1 Le modèle simplifié basé sur le modèle degré-jour (PDD).....	26
3.2.1.1 Philosophie de l'approche.....	26
3.2.1.2 Equations du modèle degré-jour	27
3.2.1.3 Calcul simplifié de la sublimation	30
3.2.2 Bilan d'énergie de surface.....	31
3.2.2.1 Philosophie de l'approche.....	31
3.2.2.2 Définitions et équations	31
3.2.2.3 Modélisation de l'albédo	34
3.2.3 Spatialisation à l'échelle du glacier 15a de l'Antisana	36
3.2.4 Procédure de calage et de validation du modèle de bilan d'énergie	36
3.3. Importance de la dynamique glaciaire	37

Chapitre 4

Analyse du lien entre température et ablation en utilisant le modèle simplifié	39
4.1. Modélisation de la période 2000-2008	39
4.1.1 Données utilisées.....	39
4.1.1.1 Données de température.....	39
4.1.1.2 Données de précipitations.....	42
4.1.1.3 Données continues de bilan d'énergie de surface.....	44
4.1.1.4 Données utilisées pour calculer la sublimation.....	46
4.1.1.5 Données glaciologiques utilisées pour le PDD et sa validation.....	47
4.1.2 Justification de l'approche consistant à corrélérer flux d'énergie et variables météorologiques	50
4.1.2.1 Corrélation au pas de temps mensuel	50
4.1.2.2 Corrélations au pas de temps journalier.....	52
4.1.3 Estimation des facteurs degré-jour de la neige et de la glace.....	57
4.1.4 Analyse de la précision des facteurs degré-jour sur la période 2002-2003	62
4.1.5 Validation sur la période 2005	65

4.1.6	Modélisation PDD distribuée	66
4.1.6.1	Sensibilité du modèle distribué.....	66
4.1.6.2	Modélisation distribuée du bilan de masse de surface sur 2000 -2008	67
4.1.6.3	Modélisation des variations de la ligne de neige et de la ELA.....	72
4.1.7	Discussion	75
4.2.	Perspectives à plus long terme – modélisation de la fin du 20ème siècle	77
4.2.1	Intérêt de l’approche.....	77
4.2.2	Données utilisées pour la modélisation PDD sur de longues périodes	78
4.2.2.1	Données de la station d’Izobamba.....	78
4.2.2.2	Données des réanalyses	79
4.2.2.3	Données de long terme	79
4.2.2.4	Données de vent.....	81
4.2.3	Résultats du modèle simplifié sur le long terme	81
4.2.4	Discussion	84
4.3.	Conclusions sur le modèle simplifié.....	85

Chapitre 5

Modélisation distribuée du bilan d’énergie..... 86

5.1.	Etat de l’art dans les Andes Tropicales.....	86
5.1.1	Objectif de ce chapitre.....	86
5.1.2	Les travaux de Wagnon (1999) et Sicart (2002) sur le haut bassin du Zongo	87
5.1.3	Les travaux de Favier (2004) sur l’Antisana	89
5.1.4	Les travaux de Lejeune (2009) sur le Zongo.....	90
5.1.5	Les travaux de Wagnon et al. (2009) sur la neige à l’Antisana	91
5.1.6	Travaux de Gurgiser et al. (2013a&b)	92
5.1.7	Analyse des flux turbulents de Litt et al. (2014a&b).....	94
5.1.8	Conclusion et philosophie de notre étude	96
5.2.	Données disponibles	97
5.2.1	Données météorologiques de forçage du modèle.....	97
5.2.2	Mesures de bilan de masse	100

5.3. Modélisation en un point	100
5.3.1 Calage du modèle	100
5.3.1.1 Estimateurs utilisés	100
5.3.1.2 Validation croisée	102
5.3.1.3 Calage initial sur le cycle 2002-03	104
5.3.1.4 Comparaison avec les données des boîtes à fusion.....	105
5.3.1.5 Calage à partir des données d’ablation à 4900 m en 2002-03	106
5.3.1.6 Calage du modèle d’albédo.....	109
5.3.1.7 Incertitude du modèle de bilan d’énergie	114
5.3.2 Sensibilité du modèle d’albédo aux incertitudes des variables d’entrée ..	115
5.3.2.1 Sensibilité à des erreurs aléatoires ou à des biais systématiques	115
5.3.3 Validation du modèle sur la période 2005-2008	116
5.3.4 Discussion	118
5.3.4.1 Variations temporelles de l’albédo en 2002-03	118
5.3.4.2 Variabilité de l’ENSO et impact sur les bilans de masse et d’énergie	119
5.3.4.3 Impact de l’augmentation de 1°C sur le bilan de masse ponctuel ..	122
5.3.5 Conclusion de l’analyse ponctuelle à 4900 m d’altitude.....	123
5.4. Modélisation distribuée à l’échelle du Glacier 15a	126
5.4.1 Evaluation des gradients verticaux de variables météorologiques.....	126
5.4.2 Validation à partir des balises pour diverses tranches d’altitude	127
5.4.3 Analyse de variations de bilan avec l’altitude.....	128
5.4.4 Validation à partir du bilan de masse spécifique.....	131
5.4.5 Evaluation des flux d’énergie et interprétation	133
5.5. Perspectives: Application à l’ensemble des glaciers de l’Antisana.....	134
5.5.1 Tests de sensibilité à l’échelle du glacier	134
5.5.2 Application du modèle sur l’ensemble du volcan	135
5.5.3 Application de l’automate cellulaire - Interprétation	135
5.5.3.1 Dynamique glaciaire – Test de modélisation.....	135

Chapitre 6

Conclusions	138
Références bibliographiques	142
Liste de tableaux	150
Liste de figures	152
Annexes.....	157

Résumé

Ce travail a permis de modéliser le bilan de masse superficiel sur le bassin versant du Glacier 15 du massif Antisana (0.28 km²; 0°28'S, 78°09'W), dans les Andes tropicales d'Equateur. Le bilan de masse superficiel (BMS) entre 2000 et 2008 sur le glacier 15a de l'Antisana a été modélisé en utilisant deux approches parallèles: un modèle empirique de type degré-jour et un modèle physique de type bilan d'énergie.

Dans un premier temps, la fonte a été calculée à l'aide de la température moyenne et des cumuls de précipitations alors que le calcul de la sublimation a été réalisé grâce à la vitesse du vent. Ce modèle a été appliqué au pas de temps journalier et a été calé à 4900 m d'altitude entre mars 2002 et août 2003 et validé entre janvier et novembre 2005. Un lien significatif entre la température et la fonte apparaît lorsqu'une distinction entre neige et glace est effectuée. La relation entre la fusion et la température est expliquée essentiellement par le lien significatif existant entre le bilan radiatif de courtes longueurs d'onde et la température, car le rayonnement solaire est aussi le principal moteur de la fonte. Néanmoins, cette relation disparaît dès lors que le vent devient intense. Ce point a cependant peu de conséquences sur les calculs effectués, car les périodes ventées sont marquées par des températures faibles. Le modèle a été appliqué pour évaluer dans quelle mesure cette approche est appropriée pour modéliser le BMS, l'ablation, et les altitudes de la ligne de neige et de la ligne d'équilibre. Les résultats montrent qu'un modèle empirique de type degré-jour permet une modélisation précise du BMS à l'échelle d'un glacier en Equateur. Néanmoins, ce modèle ne devrait pas être appliqué à d'autres régions tropicales, en particulier là où la sublimation est importante (grâce à une saison sèche prononcée) ou lorsque les glaciers sont situés au-dessus de l'altitude moyenne de l'isotherme 0°C.

Dans un deuxième temps, un modèle de bilan d'énergie superficiel (BES) distribué développé initialement pour des applications en Terre d'Adélie (Antarctique) a été appliqué sur le site du glacier 15a de l'Antisana pour quantifier l'ablation de la glace et de la neige. Ce modèle a été adapté pour les conditions tropicales puis forcé à l'aide des mesures météorologiques obtenues à proximité et sur le glacier 15a. Le modèle a tout d'abord été appliqué à une altitude de référence à 4900 m pour une pente de 28° et avec un azimut NO (45°). La spatialisation du bilan d'énergie a ensuite été effectuée en discrétisant le glacier

par tranches de 50 m d'altitude, puis en calculant la pente et l'azimut moyen de chaque tranche à l'aide de un modèle numérique de terrain (MNT) précis du glacier. Les données d'entrées ont été distribuées sur la langue du glacier 15a en supposant que les forçages météorologiques varient selon des gradients verticaux constants. Ces gradients ont été établis à partir de mesures de terrain. Le modèle a été calé à partir des données de bilan de masse mensuel et d'albédo journalier mesurées sur le glacier 15a entre mars 2002 et août 2003, puis validé à partir de mesures obtenues entre janvier 2005 et décembre 2008. Le modèle reproduit précisément les variations spatiales et temporelles du bilan de masse entre 4850 m et 5700 m d'altitude. Les résultats inédits des bilans d'énergie de surface distribués sur le glacier 15a ont ainsi permis d'analyser les processus physiques à l'origine des variations spatio-temporelles de l'ablation.

Les résultats de modélisation du bilan d'énergie de surface montrent que les approches passées étaient basées sur des hypothèses théoriques imprécises. En particulier ces approches négligeaient les processus de sub-surface qui s'avèrent être fondamentaux. Les deux approches utilisées montrent ainsi que les cumuls de précipitations mesurées au pied du glacier sont largement sous-évalués. Elles démontrent aussi que l'accumulation est sous-estimée, ce qui exigera d'établir de nouveaux protocoles d'estimation de cette variable. Les modèles rappellent le rôle crucial du rayonnement de grandes longueurs d'onde et du contrôle de l'albédo sur la fonte du glacier, mettant en avant l'existence d'un métamorphisme très rapide de la neige par rapport aux autres latitudes, associé à une dégradation accélérée de l'albédo de surface. Enfin, cette étude explique pour la première fois pourquoi les modèles de type degré-jour donnent systématiquement des résultats de bonne qualité dans cette région, venant contredire les résultats d'études antérieures. Cette thèse constitue ainsi une étape importante dans la compréhension de la sensibilité des bilans de masse aux variations de température dans cette région.

Abstract

Antisana Glacier 15 basin surface mass balance (SMB) (0.28 km²; 0°28'S, 78° 09'W, 5750 m), located in the tropical Andes of Ecuador, between 2000 and 2008 has been modeled using two models: an empirical positive degree-day (PDD) and other physical surface energy balance approach..

As a first stage, melting was calculated using daily temperature and the cumulative precipitation while sublimation was computed as wind-speed function. The PDD was applied at daily-time step and calibrated at 4900 m a.s.l. The period time to calibrate was March 2002 - August 2003 and validated was January - November 2005. A significant link between melting rates and temperature was revealed when model discriminates snow and ice surface. This relationship is explained by the link between the short-wave radiation and air temperature. However, this relationship disappears under intense wind-speed events, however this events show low air temperature, therefore they are not affect the final results. The PDD model was applied for modeling SMB, ablation, snow-line position and equilibrium line altitude. The results show this model type fits to SMB measures over Antisana glacier. However, it should not apply to other tropical regions, particularly where there are high sublimation rates (pronounced dry seasons) or where glaciers are located under the isotherm 0 °C.

A second stage, a distributed surface energy balance (DBES) model over glacier 15a of the Antisana was applied to quantify ice and snow ablation. For this task was used a model adapted to tropical conditions from the Adélie Land-Antarctica BES model. Initially, the model was applied at 4900 m.a.s.l., with a slope of 28° and NW (45 °) azimuth. For computing DBES, the glacier was divided in 18 altitude strips (50m/level). The model generated slopes and azimuths from a digital elevation model (DEM). The meteorological vertical gradients were measured in the study zone. These values were used into de model as constants during both periods calibration and validation. The DBES model reproduced the spatial variation and temporal of SMB between 4850 m.a.s.l. and 5700 m.a.s.l., The unpublished results of SEB distributed on the glacier 15a allowed to analyze the physical processes that to generate the spatio-temporal variation of the ablation.

The DBES results show that the model applied in a former research was based on wrong assumptions and inaccurate. The results of DBES and PDD models show that the accumulated precipitation measured at the bottom of the glacier are greatly underestimated. It implies the need for new protocols for improving the precipitation measurement. Both the former research and SEB confirm the crucial role of shortwave radiation and albedo values over glacier melt. It puts also in evidence that snow metamorphism in the study zone occurs faster than other latitudes, associated with accelerated degradation of surface albedo. Finally, this research explains the reason why the PDD model provides good quality results in this region, which contradicted the results of previous study. This research contributes a better understanding about sensibility of SMB with temperature variations in the inner tropics.

Resumen

Esta tesis ha permitido modelizar el balance de masa superficial en la cuenca del Glaciar 15 del nevado Antisana (0.28 km^2 ; $0^\circ 28' \text{ S}$, $78^\circ 09' \text{ W}$, 5750 m), ubicado en los Andes tropicales del Ecuador. El balance de masa superficial (BMS) entre 2000 y 2008 en el glaciar 15a fue modelizado utilizando dos modelos en paralelo: un modelo empírico tipo grado-día y otro con base física tipo balance de energía.

En la primera etapa, la fusión es calculada en función de la temperatura promedio y el acumulado de la precipitación mientras que la sublimación es calculada como en función de la velocidad del viento. Este modelo tipo grado-día fue aplicado a un paso de tiempo diario, calibrado a 4900 m de altitud entre marzo 2002-agosto 2003 y validado entre enero y noviembre 2005. Un vínculo significativo aparece cuando la modelación discrimina una superficie de nieve y hielo. La relación entre la fusión y la temperatura es explicada esencialmente por el vínculo que existe entre el balance radiativo de ondas cortas y la temperatura ya que la radiación solar es el motor principal de la fusión. Sin embargo, esta relación se supone que desaparece cuando la velocidad del viento es intensa pero no repercute de forma significativa en los cálculos porque los periodos de ventosos son marcados por temperaturas bajas. El modelo fue aplicado para evaluar en qué medida es apropiado para modelizar el BMS, la ablación, la posición de la línea de nieve y línea de equilibrio en altitud. Los resultados muestran que un modelo empírico tipo grado-día permite una modelización precisa del BMS a la escala de todo el glaciar en Ecuador. Sin embargo este modelo no debería ser transferido a otras regiones tropicales, en particular donde las tasas de sublimación son importantes (estaciones secas pronunciadas) o donde los glaciares están situados bajo la altitud promedio de la isoterma 0° C .

En la segunda etapa, un modelo de balance de energía superficial (BES) distribuida inicialmente desarrollado para su aplicación en la “Terre d’Adélie” (Antártica) fue aplicado en el glaciar 15a del Antisana para cuantificar la ablación del hielo y la nieve. Este modelo fue adaptado a las condiciones tropicales y aplicado usando como datos de entrada las mediciones meteorológicas medidas in situ. Inicialmente el modelo fue aplicado a una altura de 4900 m de altura con una pendiente de 28° y un azimut NE (45°). Seguidamente la distribución del balance de energía discretiza el glaciar en franjas de 50 m de altitud

calculando sistemáticamente la pendiente y azimut promedio a partir de un modelo numérico de terreno (MNT) preciso del glaciar. Los datos entrada fueron distribuidos en la lengua 15a suponiendo que las variables meteorológicas varían según gradientes verticales constantes. Estos gradientes fueron obtenidos mediante mediciones realizadas en el sitio de estudio. El modelo fue calibrado utilizando datos mensuales de balance de masa y mediciones de albedo diarios medidos en el glaciar 15a entre marzo 2002 – agosto 2003, luego validados a partir de mediciones obtenidas entre enero y diciembre 2008. El modelo reproduce de forma precisa la variación espacial y temporal del balance entre 4850 m y 5700 m de altitud. Los resultados inéditos del SEB distribuidos en el glaciar 15a permitieron analizar los procesos físicos que dan origen a la variación espacio-temporal de la ablación.

Además los resultados del SEB muestran que los modelos aplicados en el pasado estaban basados en hipótesis equivocadas e imprecisas. Los dos modelos aplicados en esta tesis muestran que los acumulados de precipitación medidos en la parte baja del glaciar son enormemente subestimados. También demuestran que la acumulación es subestimada lo que implica la necesidad de nuevos protocolos para estimar esta variable. Los modelos ratifican el rol crucial de la radiación de ondas cortas y el control que ejerce el albedo sobre la fusión en el glaciar, poniendo evidencia que el metamorfismo de la nieve se produce mucho más rápido en comparación a otras latitudes, asociado a una degradación acelerada del albedo de superficie. Finalmente, este estudio explica por primera vez la razón del porque el modelo tipo grado-día ofrece sistemáticamente resultados de buena calidad en esta región, lo que viene a contradecir los resultados de estudios anteriores. Esta investigación contribuye a mejorar la comprensión de la sensibilidad del balance de masa a las variaciones de temperatura en los trópicos internos.

Chapitre 1

Introduction: et plan de ce travail

1.1. Intérêt général de cette thèse

Les glaciers font partie des archives naturelles de l'évolution du climat et de ses variations d'origines naturelles et anthropiques. Les glaciers de haute montagne répondent aussi très rapidement aux changements climatiques. Les variations de masse se traduisent par des changements de taille et de volume très facilement observables. Les pertes de masses correspondent aussi à des variations au point de fusion. Cela se répercute par une augmentation de la fonte mais aussi par une variation du profil thermique en altitude. Moins frappantes que les variations de volume du glacier, les variations du bilan d'énergie ont pourtant leur importance car elles influencent les débits de fonte et la ressource en eau.

L'objectif de cette thèse est d'identifier et de modéliser les principaux processus d'échange d'énergie entre le glacier et son environnement extérieur, tout en considérant les variations de taille du glacier grâce à une approche simplifiée de la dynamique de l'écoulement du glacier. Cette étude se base sur le cas concret du volcan englacé de l'Antisana (on l'orthographe aussi Antizana) en Equateur (zone tropicale interne). Ce travail vise à effectuer la modélisation de la fonte distribuée sur l'ensemble de la calotte pour le climat actuel. Elle contribue aussi à l'analyse et à la compréhension de la réponse du glacier aux changements du climat dans une zone fortement influencée par la variabilité climatique ENSO (El Niño Southern Oscillation). Enfin, cette étude contribue à une meilleure évaluation de la ressource en eau disponible en altitude en Equateur.

1.2. Contexte général sur les glaciers

La glace (l'eau à l'état solide) est un matériau particulier de l'environnement en raison de son point de fusion relativement bas (0°C , soit $273,15\text{ K}$). Aux hautes latitudes ou à haute altitude, la température à la surface du sol oscille en permanence autour de ce seuil, provoquant de perpétuels changements d'état. Ainsi, la neige et la glace recouvrent une part importante de la surface terrestre, mais les variations saisonnières des températures génèrent une variabilité extrême des surfaces enneigées au cours du temps.

Les surfaces englacées (glaciers continentaux) présentent une variabilité annuelle limitée (par rapport aux manteaux neigeux saisonniers et aux glaces de mer), de laquelle il est facile de tirer une tendance d'évolution claire. Actuellement plus de 15 millions Km^2 (10 %) de la surface terrestre est couverte par des masses de glace [IPCC, 2013], la plus grande partie (~ 14 millions km^2) étant occupée par les calottes et les glaciers des zones polaires [Bennett & Glasser, 2011]. Les glaciers dits «de montagne» occupent pour leur part une surface très limitée de la surface terrestre¹, soit 0,5% ($\sim 684 \cdot 10^3 \text{ km}^2$). Cependant, en réponse aux variations du climat, le volume des glaciers a diminué considérablement au cours des 150 dernières années [Lemke et al., 2007; Leclercq et al., 2014], c'est-à-dire depuis le petit âge glaciaire [IPCC, 2013]. A quelques exceptions près, le recul des glaciers est observé à l'échelle globale et s'est particulièrement accéléré depuis les années 1980 [IPCC, 2013; Francou et Vincent, 2007; Marzeion et al., 2014].

En effet, les activités humaines affectent le bilan d'énergie de la Terre et de son atmosphère. L'évolution des concentrations en gaz à effet de serre et en aérosols induit une évolution importante du bilan radiatif de grandes longueurs d'onde au sein de l'atmosphère, provoquant un réchauffement global [Matthews et Weaver, 2010; Seinfeld et Pandis, 2012]. L'augmentation de la température moyenne globale au cours des 100 dernières années a été de l'ordre de 1°C (la tendance a été estimée à $0,101 \pm 0,017^{\circ}\text{C}$ par décennie entre 1901 et

¹ Un glacier est une surface de glace issue de la transformation de la neige, pérenne à l'échelle humaine (Lliboutry 1957). On différencie le glacier de montagne, qui représente une masse de glace s'écoulant gravitairement dans le fond des vallées, des calottes glaciaires (*ice cap*, en anglais) pour lesquelles la masse de glace prend la forme d'un dôme et se propage dans toutes les directions. Les plus grandes calottes ont la taille de continents et recouvrent la quasi-totalité du Groenland et de l'Antarctique: ce sont des inlandsis ou des *ice sheet*, en anglais [Bennett & Glasser, 2011].

2012, avec une accélération depuis 1979 (tendance estimée à $0,254 \pm 0,049$ °C par décennie entre 1979 et 2012) [Rohde et al., 2013; IPCC, 2013].

L'augmentation de la température de l'air engendre une fonte accrue, une diminution de la fréquence d'occurrence des précipitations solides, et par suite, une élévation de l'altitude de la ligne d'équilibre (Equilibrium Line Altitude ou ELA). La réduction de la zone d'accumulation, et l'augmentation des taux d'ablation provoquent une perte de masse. Lorsque la ELA dépasse le point le plus haut du glacier, alors le glacier est amené à disparaître car il ne peut plus accumuler de neige durablement [Rabatel et al., 2013].

Les variations de températures ne sont pas uniformes à l'échelle du globe. Au-delà, le changement climatique est aussi associé à des variations des flux d'humidité provoquant des variations des précipitations au niveau régional et global [Trenberth, 2011]. L'origine des pertes de masse dépend donc fortement de la région climatique considérée [Jomelli et al., 2009; Loibl et al., 2014]. La variabilité des bilans de masse est aussi fortement dépendante de paramètres propres au glacier (distribution altitudinale, taille, pente, orientation, région, présence de couverture de débris ou de la poussière [Paul et Haeberli, 2008; Oerlemans et al., 2009; Scherler et al., 2011; Kulkarni, 2013]. Enfin, les répercussions des variations de bilan de masse sur la taille des glaciers (soit sur la position des fronts) dépendent dans le temps de la dynamique de la glace [Cuffey et Paterson, 2010 ; Adhikari et Marshall, 2012]. Il est donc extrêmement difficile de déterminer l'état de santé des glaciers d'une région donnée à partir d'observations visuelles simples, telles que les variations de longueur/surface ou de vitesse d'écoulement.

Une analyse régionale de l'état de santé des glaciers est donc indispensable. Ici, nous nous proposons d'effectuer ce travail sous les tropiques. Le temps nécessaire à un glacier pour s'ajuster aux variations du climat augmente avec sa taille. C'est pourquoi les petits glaciers de montagne réagissent généralement plus rapidement aux variations climatiques que les grands [Bahr et al., 1998]. Les glaciers tropicaux, en général de petite taille, nous semblent donc particulièrement intéressants à analyser dans un contexte de changement climatique. Que reflètent leurs variations?

1.3. Les glaciers sous les tropiques

Les glaciers sont présents sous pratiquement toutes les latitudes, en particulier dans les zones montagneuses des moyennes et basses latitudes [Figure 1.1; Gärtner-Roer et al. 2014; Milner et al 2009]. Parmi ces glaciers de montagne, environ 5% se trouvent dans la zone tropicale, dont 99 % en Amérique du Sud, le reste en Afrique et en Nouvelle-Guinée [Francou et Vincent, 2007]. Les glaciers tropicaux (Tableau 1.1.) sont exclusivement présents au-dessus de 4500 m d'altitude et représentent environ 0,012% de la couverture de glace mondiale avec une surface évaluée approximativement à 1926 km² au début des années 2000 [Francou et Vincent, 2007; Rabatel et al., 2013].

Tableau 1.1. Pays tropicaux comportant des glaciers, avec estimations de leurs surfaces glaciaires, selon diverses sources compilées par Kaser [1999] et par Francou et Vincent [2007]. En considérant les années d'inventaires, parfois déjà anciennes, la rapidité de l'évolution actuelle, les chiffres des surfaces ont été révisés en 2006 (chiffres entre parenthèses) (d'après Francou et Vincent [2007]).

Région	Surface en Km ²	Pourcentage des glaciers tropicaux	Année d'estimation
Pérou	1,958 (1,370) ¹	71.1	1970 (2006)
Bolivie	562 (393) ²	20.4	1975 (2006)
Equateur	112.8 (79) ³	4.1	1976 (2006)
Colombie	108.5 (76) ¹	3.9	1950 (2006)
Venezuela	2.7 (1.8) ⁴	0.09	1950 (2006)
Amérique du Sud	2744 (1920)	99.68	(2006)
Kilimandjaro	2.2		2000
Ouganda (Ruwenzori)	0.96		2003
Kenya (Mont Kenya)	0.3		2004
Afrique⁵	3.46	0.18	~2000
Irian Jaya	2.3	0.12	2000
~Total probable pour les glaciers tropicaux	~1926 Km²	100	Début des années 2000

¹Selon Kaser [1999], moins 30 % *

²Selon Jordan [1991], données de 1975 moins 30 % *

³Selon Hastenrath [1981] données de 1975 moins 30 % *

⁴Selon Kaser [1999], moins 67 %

⁵Selon Kaser & Omaston [2002], Thompson et al. [2002], Hastenrath [2005], Taylor et al. [2006]

* Les chiffres de moins de 30% comme taux de réduction des glaciers pendant les trois à cinq dernières décennies ont été ajustés à partir de glaciers de taille moyenne (~1 Km²) en Equateur, Pérou et Bolivie, où des mesures de surface ont été réalisées.

Au sens strict, les glaciers tropicaux sont ceux compris entre les tropiques astronomiques. Néanmoins, une dénomination «thermique» de cette zone semble plus appropriée. La zone tropicale correspond à la région au sein de laquelle l'amplitude des

variations annuelles des moyennes journalières de la température (ΔT_a) est inférieure à celle des variations diurnes des températures instantanées (ΔT_d) [Kaser, 1999, 2001]. Kaser [1999], propose de subdiviser cette région en deux zones, car le déplacement des masses d'humidité associées à la zone de convergence intertropicale (ITCZ en anglais) provoque une saisonnalité plus ou moins marquée des précipitations. En *zone tropicale interne*, plus proche de l'Equateur géographique, les conditions d'humidité sont quasi-constantes et les précipitations pratiquement constantes au cours de l'année. Les zones situées à proximité des tropiques astronomiques présentent par contre une saison sèche et une saison humide bien différenciées [Kaser, 1999, 2001; Wagnon, 1999]. Cette différence est fondamentale dans le cadre de l'étude des glaciers tropicaux, car elle conditionne les périodes d'accumulation et d'ablation sur le glacier. Ainsi, en Equateur, en zone tropicale interne, la constance des températures et des apports d'humidité induit des conditions d'accumulation et d'ablation quasi permanentes [Favier et al., 2004a&b; Francou et al., 2004]. Seule la cyclicité marquée du vent, plus fort entre mai et septembre, provoque des variations saisonnières des conditions météorologiques sur le glacier.

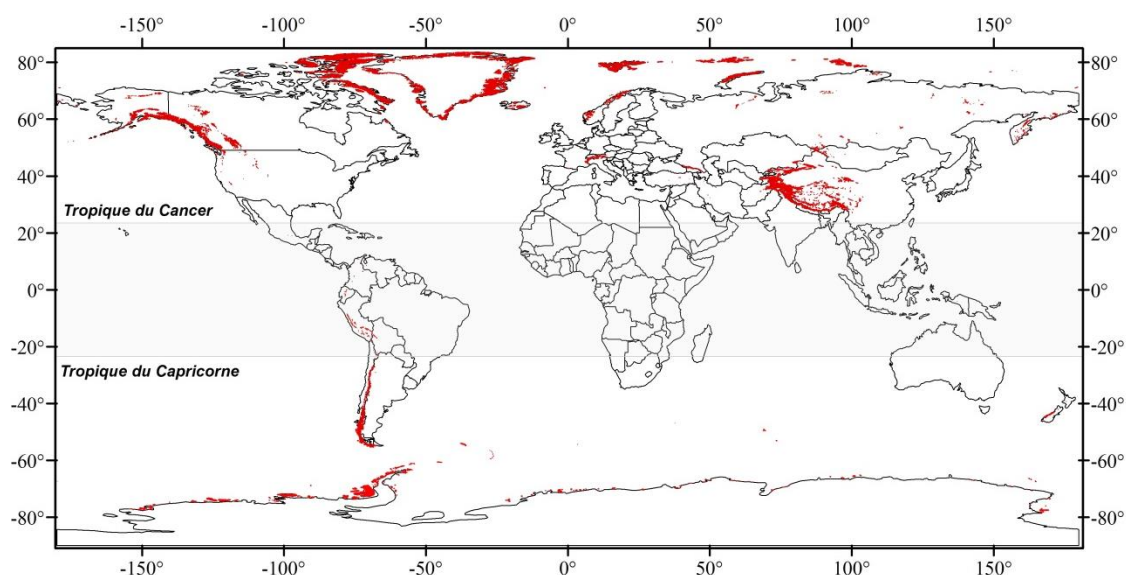


Figure 1.1. Distribution mondiale des glaciers. Glacier contours ont été prises à partir de l'Inventaire Randolph Glacier (<http://glims.org/RGI/>). La carte a été faite l'aide d'ArcGIS (10,0).

Les glaciers tropicaux sont très réactifs aux variations du climat, c'est l'une des raisons pour lesquelles le système d'observation GLACIOCLIM (les Glaciers un Observatoire du CLIMat) a proposé de réaliser la surveillance continue des variations de

glaciers en Equateur et en Bolivie. Même si l'impact de la fonte des glaces concernées est négligeable sur l'augmentation du niveau des mers, le recul des glaces de ces régions pose des questions d'ordre environnemental (réponse des écosystèmes à l'apparition de zones non englacées) et sociétal (augmentation des risques glaciaires, diminution des ressources en eau des zones d'altitude). Ce recul a aussi des répercussions économiques au niveau local et régional [UNEP, 2007]. C'est pourquoi, au-delà du SO-GLACIOCLIM, au cours des dernières décennies, de nombreux programmes de suivi hydro-glacio-météorologiques ont été développés dans les zones de haute altitude des Andes [e.g. Hastenrath, 1981; Hastenrath & Kruss, 1992; Francou et al. 1995; Francou et al. 2000; Kaser & Osmaston, 2002; Rabatel et al., 2013]. En Equateur, les études ont démarré sur le Glacier 15 de l'Antisana en 1994 [Francou et al., 2000; Favier et al., 2004a].

1.4. Le recul des glaciers tropicaux

Selon le cinquième rapport de l'IPCC, le bilan de masse moyen des glaciers pour la période 2003-2009 était compris, selon la région, entre -0.2 ± 0.1 m équivalent en eau par an ($\text{m \acute{e}q.e. a}^{-1}$) pour les hautes montagnes de l'Asie, et -1.6 ± 0.17 m $\text{m \acute{e}q.e. a}^{-1}$ (en Europe centrale). Comme la plupart des glaciers de montagne, les glaciers tropicaux ont connu des pertes de masse importantes pour la période 2003-2009 (-1.08 ± 0.36 m $\text{m \acute{e}q.e. a}^{-1}$) [Rabatel et al., 2013]. La perte de masse observée depuis le petit âge glaciaire (dont le maximum a été atteint au cours de la seconde moitié du 17ème siècle [Rabatel et al., 2008] dans les Andes tropicales) s'est accentuée depuis la fin des années 1970. Au cours des 40 dernières années, la perte de masse est d'environ -0.6 m $\text{m \acute{e}q.e. a}^{-1}$ pour les glaciers dont l'altitude maximale dépasse 5400 m, et d'environ -1.2 m $\text{m \acute{e}q.e. a}^{-1}$ pour les autres, dotés d'une petite zone d'accumulation; [Vuille et al., 2008; Rabatel et al., 2013].

1.5. Impact du réchauffement global et des phénomènes ENSO

Généré dans le Pacifique tropical, l'oscillation australe El Niño (El Niño-Southern oscillation ou ENSO, en anglais) est un cycle du système couplé océan-atmosphère [Bjerknes, 1969] alternant entre deux phases, El Niño (phase chaude) et La Niña (phase froide), selon une fréquence irrégulière d'environ 2 à 7 ans [Markgraf et Diaz, 2000]. L'ENSO a des conséquences au niveau global, mais plus particulièrement sur la région

côtière de l'Equateur et du Pérou, où les effets peuvent être catastrophiques [Rasmusson et Carpenter, 1983].

Situé à une distance d'environ 200 km de l'océan, la région de l'Antisana est fortement influencée par le mode ENSO. L'ENSO modifie surtout les températures atmosphériques au droit des Andes. Les événements de type El Niño induisent un réchauffement d'environ 1°C à 2°C décalé d'environ 3 mois par rapport au déclenchement de l'événement dans la région du Pacifique central (région dite Niño 3-4). Ce réchauffement provoque l'occurrence de précipitations liquides jusqu'à de hautes altitudes au-dessus de 5000 m. La phase chaude de l'ENSO peut être associée à une réduction des apports d'humidité depuis l'Amazonie et des précipitations. Il s'ensuit une réduction de l'albédo sur les glaciers et, par suite, l'occurrence de forts taux d'ablation. Ainsi, les événements de type El Niño sont généralement associés à la remontée marquée en altitude de la ligne d'équilibre des glaciers [Francou et al., 2004].

1.6. Intérêt du bilan d'énergie de surface dans cette analyse

Le réchauffement prévu par les modèles de circulation générale dans les Andes tropicales à l'horizon de 2100 [4 à 5°C, selon Vuille et al., 2008] est plus important que celui observé sur l'ensemble de l'holocène [Jomelli et al., 2011]. Sachant que les variations de l'ablation sont reliés aux températures en Equateur [Francou et al., 2004], une telle évolution des températures pourrait conduire à une disparition quasi-totale des surfaces englacées dans ce pays d'ici à 2100. Pour s'en assurer, il convient de connaître de façon précise les relations existant entre la température et l'ablation sur ce type de glacier.

Au niveau énergétique, la réaction d'un glacier au forçage climatique présente une chaîne complexe de processus [Nye, 1960], impliquant les variations d'état du manteau neigeux (conduction, densité, etc.), de surface (albédo, rugosité, température de surface, etc.), de l'état de l'atmosphère au voisinage immédiat de la surface (au sein de la couche limite de surface) et dans l'ensemble de la couche limite (température de l'air, précipitations, vent, nébulosité, rayonnement de grandes longueurs d'ondes incident, etc.), mais aussi du forçage solaire [Kuhn, 1981; Oerlemans, 2001]. C'est pourquoi, évaluer l'impact du réchauffement climatique sur l'évolution des glaciers est une opération

complexe: l'effet de l'augmentation des températures sur l'ablation n'est pas direct. Une relation entre température et ablation est constatée statistiquement car la température de l'air est en relation avec le rayonnement incident de grandes longueurs d'ondes et les flux turbulents de chaleur et la phase de précipitation [Ohmura, 2001]. Mais qu'en est-il en Equateur? Comment évolueront les glaciers dans cette zone au cours d'un 21^{ème} siècle marqué par un réchauffement? Quel rôle jouera l'évolution d'autres variables climatiques, en particulier les précipitations?

1.7. Objectifs et plan de ce travail

L'évolution des bilans de masse et d'énergie des glaciers sera fortement dépendante de leurs sensibilités aux différents forçages climatiques. Evaluer et interpréter cette sensibilité exige l'analyse des processus physiques mis en jeu dans l'ablation du glacier, donc l'analyse de son bilan d'énergie de surface. Après avoir analysé la zone d'étude et les conditions climatiques rencontrées (Chapitre 2), nous avons tenté de comprendre en quoi la température était reliée à l'ablation en Equateur et étudié l'intérêt de l'application d'un modèle d'ablation simple basé sur une approche de type degré-jour en Equateur (Chapitre 3 et Chapitre 4). Puis nous avons effectué une analyse fine de l'ensemble des processus d'ablation en un point et à l'échelle du glacier à partir d'un modèle de bilan d'énergie et de masse distribué (Chapitre 5). Les principaux résultats de cette étude sont enfin résumés dans le Chapitre 6.

Chapitre 2

Zone d'étude, climat et données

2.1. Situation géographique

Le stratovolcan de l'Antisana est l'un des principaux sommets englacés de la cordillère orientale des Andes équatoriennes (Figure 2.1). Le dernier inventaire des glaciers, réalisé en 2006 a montré que les glaciers y couvrent une surface de 12,2 km² [Basantes-Serrano et al., 2015] avec un total de 17 langues glaciaires [Hastenrath, 1981]. Les études glaciologiques et hydrologiques ont commencé sur le secteur nord-ouest de l'Antisana en 1994. Le Glacier 15 fut le premier glacier étudié et fait maintenant partie des glaciers de référence du service d'Observatoire GLACIOCLIM [Francou et al., 2000, 2004; Favier et al., 2004a, 2008; Rabatel et al., 2013] (<http://www-lgge.ujf-grenoble.fr/ServiceObs/>). Ce glacier s'étend entre 5760 m et 4850 m d'altitude.

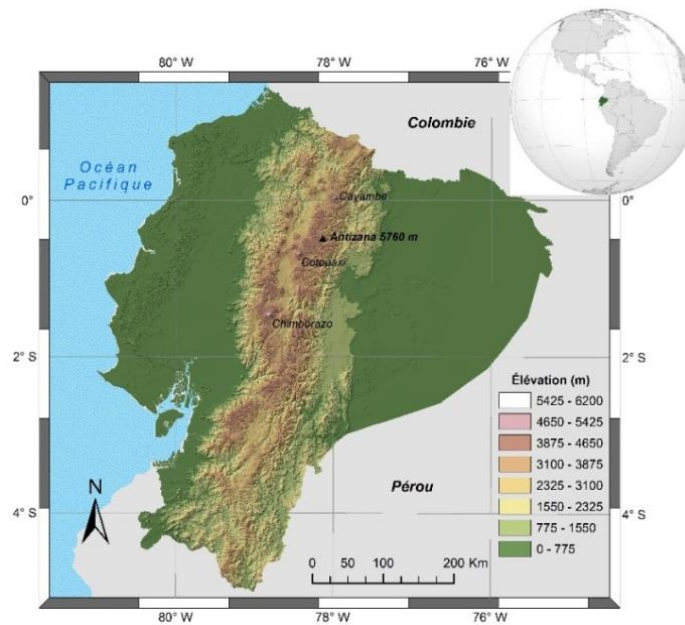


Figure 2.1. Carte de l'Équateur avec les principaux glaciers (triangle noir, Antisana) et la topographie des Andes équatoriennes.

La zone d'étude se trouve dans la zone tropicale interne, caractérisée par de faibles variations saisonnières des températures et de l'humidité [Kaser and Osmaston, 2002; Favier et al., 2004a].

2.2. La zone tropicale interne

Les Andes tropicales correspondent à la partie de la cordillère s'étendant sur 1500 km entre les 11° N et 23° S, de l'ouest du Venezuela au nord du Chili et de l'Argentine. Cette zone englobe l'Équateur, cadre de la présente étude. Cette partie des Andes est caractérisée par la présence d'altiplanos encadrés par deux chaînes de montagnes parallèles (voire trois en Colombie), le plus vaste et plus connu se trouvant au Pérou et en Bolivie [Josse et al., 2011]. Sur ces chaînes de montagnes, de nombreux sommets et volcans enneigés et englacés dépassent 5000 m d'altitude (point culminant à 6768 m d'altitude, sommet du Huascarán au Pérou).

Du point de vue climatique, cette zone est subdivisée en deux: la zone tropicale interne, pour laquelle la saisonnalité des précipitations est très faible, et la région tropicale externe caractérisée par l'alternance d'une saison sèche et d'une saison de pluie mais aussi

par une saisonnalité des températures légèrement plus forte. En Bolivie et au Pérou, la saison sèche est observée de mai à septembre, et la saison des pluies d'octobre à mars. Dans la région tropicale interne, où se trouve le volcan Antisana, le rayonnement solaire incident au sommet de l'atmosphère est peu variable au cours de l'année (417 W m^{-2} ; $\sigma = 12.7$). La température au niveau mensuel montre une faible variabilité (inférieur à $1 \text{ }^\circ\text{C}$) au cours de l'année avec un léger minima entre juin et octobre (Figure 2.2a). L'humidité et la nébulosité restent presque inchangées tout au long de l'année [Rabatel et al., 2013]. Le flux d'est d'humidité depuis le bassin Amazonien donne lieu à des précipitations notables au cours de tous les mois de l'année [Garreaud et al., 2003]. Deux légers maxima sont néanmoins visibles, en avril et octobre entrecoupés de légers minima, en juillet-août et en décembre (Figure 2.2b). Sur le bassin du Glacier 15, à 4550 mètres d'altitude, les précipitations annuelles au cours de la période 2000-2008 montrent par contre une variabilité interannuelle significative, entre 800 et 1300 mm a^{-1} selon les années.

Ces caractéristiques climatiques ont un impact important sur la cyclicité des bilans d'énergie et de masse du glacier, et sur les variations de l'altitude de la ligne de neige [Favier et al., 2004a]. En Equateur, l'accumulation et l'ablation ont lieu sans que se produisent d'interruptions [Favier et al., 2008]. L'occurrence de fonte en continu implique qu'il n'y a pas de couverture de neige permanente en dehors des glaciers. L'altitude de l'isotherme 0°C est toujours proche de celle du front des glaciers [Favier et al., 2004a&b; Francou et al., 2000 & 2004; Vuille et al., 2008; Rabatel et al., 2013]. Ainsi, l'altitude de la ligne d'équilibre (ELA) est toujours très voisine de celle de l'isotherme 0°C sur l'année écoulée.

Sur le glacier 15a à 4900 m d'altitude les variations saisonnières de la vitesse du vent sont par contre marquées. Au cours de la période 2000-2008, nous avons constaté l'occurrence de vents d'Est forts survenant généralement entre juin et octobre (Figure 2.2c). Dans la suite de ce document, cette période sera dénommée la « période 1 » alors que la « période 2 » se réfèrera à la période comprise entre novembre et le mois de mai de l'année suivante (Figure 2.2c). Pour les années 2000-2008, la vitesse moyenne du vent de la période 1 était de $6,1 \text{ m s}^{-1}$ (avec un écart type des valeurs journalière de $2,9 \text{ m s}^{-1}$), alors qu'elle n'était plus que de $3,1 \text{ m s}^{-1}$ pour la période 2 (avec un écart type des valeurs journalière de $2,1 \text{ m s}^{-1}$). Cette différence notable de vitesse du vent a des répercussions

directes sur les pertes de masse par sublimation [Favier et al., 2004a]. Les pertes d'énergie associées jouent aussi un rôle important dans le ralentissement de la fonte au cours de cette période.

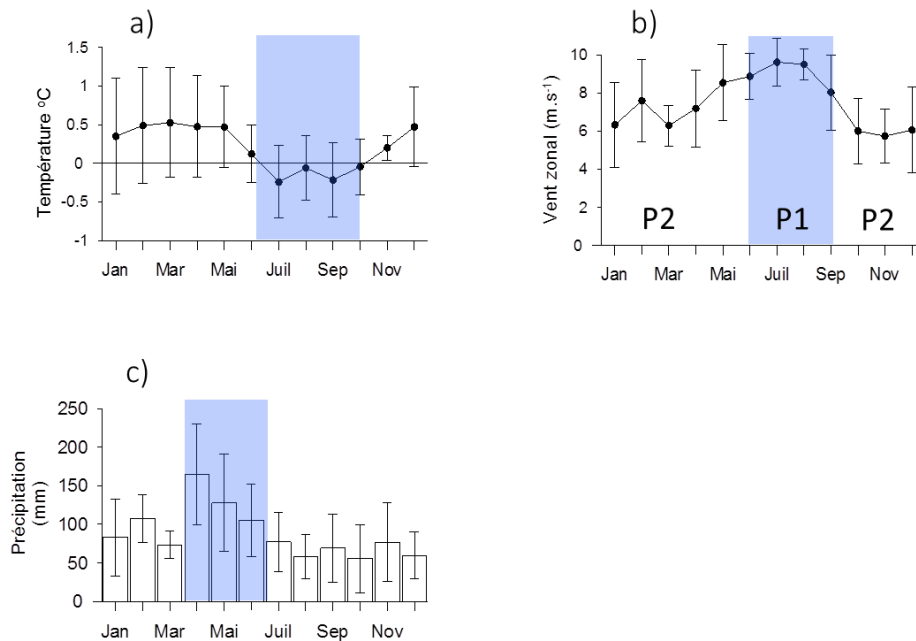


Figure 2.2. Evolution des conditions météorologiques moyennes mensuelles entre 1998 et 2003 sur le bassin versant du glacier 15a. Ici, sont représentées a) la température mesurée à 4900 m d'altitude, b) la précipitation mesurée entre 4500 et 4900 d'altitude et c) la vitesse du vent mesurée à 4900 m d'altitude. La période délimitée en bleu clair correspond au minimum de température, et aux maxima de précipitation et de vitesse du vent.

En définitive, la plus grande partie de la variabilité locale du climat depuis les années 1970 est liée au phénomène El Niño (ENSO) [Francou et al., 2004; Vuille et al., 2008]. On observe un décalage de 3 mois entre la réponse locale de l'atmosphère et le signal ENSO dans le Pacifique. Les phases chaudes (El Niño) de l'ENSO sont associées dans les Andes tropicales à un réchauffement et à un déficit des précipitations (celui-ci n'étant pas systématique), qui conduisent à des bilans de masse fortement négatifs [Francou et al., 2004; Favier et al., 2004b, 2008; Vuille et al., 2008]. A l'inverse, les phases La Niña, plus froides et plus humides, induisent des bilans plus équilibrés, voire positifs [Francou et al., 2004]. En conséquence, Les variations de l'ENSO (El Niño Southern Oscillation) sont particulièrement bien corrélées avec les variations du bilan de masse des glaciers en Equateur [Francou et al., 2004; Favier et al., 2004b, 2008; Vuille et al., 2008; Rabatel et al. 2013]. Les bilans d'énergie de surface montrent que ces variations sont fortement liées aux

variations de l'albédo qui reflètent les changements de phase des précipitations, à leur tour provoqués par les variations de température.

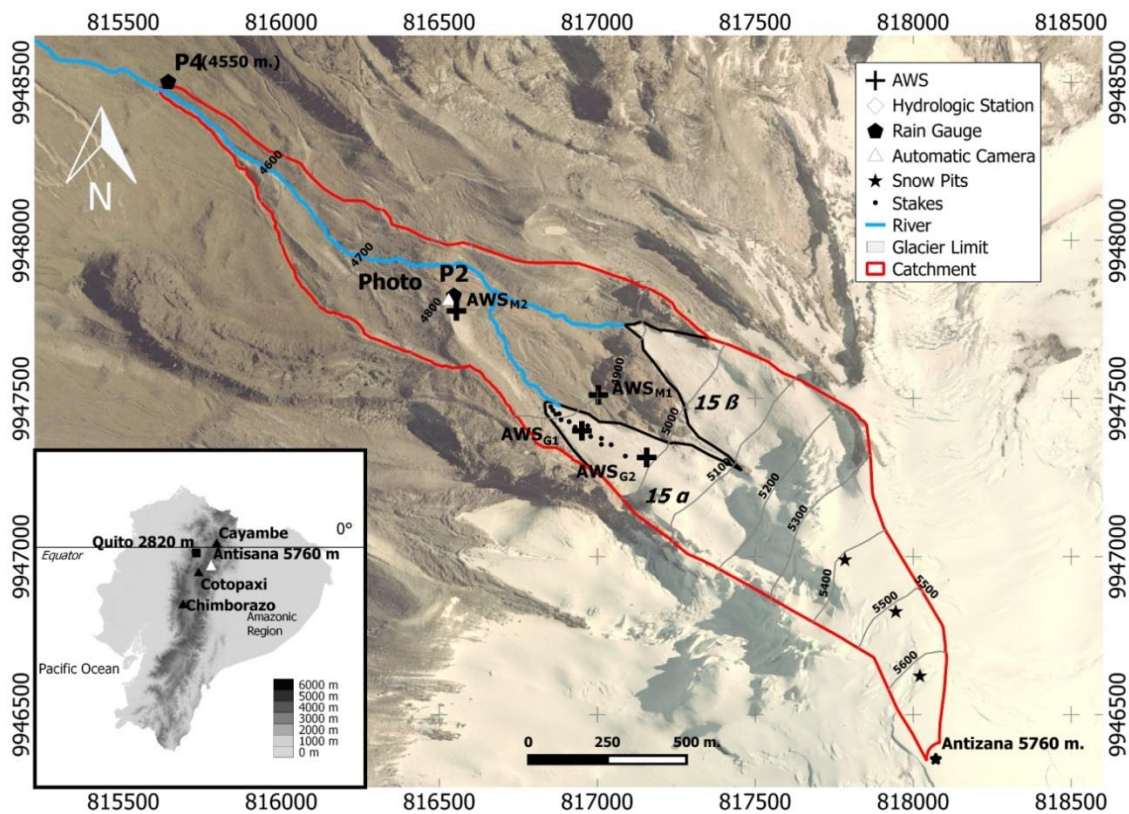


Figure 2.3. Carte avec l'instrumentation des glaciers 1. Le détail des noms des stations et leurs coordonnées géographiques sont présentés dans le tableau 2.1. La station AWS_{G3} n'est pas indiquée sur la figure. L'image de fond est une ortho-photographie du volcan Antisana en 2010 par l'Institut Géographique Militaire de l'Equateur: <http://www.geoportalmg.gob.ec/portal/index.php/catalogo-de-datos/>). Les coordonnées sont données en projection UTM 17, selon le système de coordonnées WGS84.

2.3. Réseau d'observation sur le glacier 15 de l'Antisana

Depuis 1995, l'ORSTOM (Office de la Recherche Scientifique et Technique d'Outre-Mer), devenu l'IRD (Institut de Recherche pour le Développement) développe des recherches dans les Andes afin d'évaluer la ressource en eau d'origine glaciaire. Depuis 2001 et reconduit à partir du mois de mai 2012, des recherches ont été entreprises dans le cadre de projets de coopération internationale de 4 ans entre chercheurs équatoriens, péruviens, boliviens et français: le Laboratoire Mixte International (LMI) GreatIce (Glaciers et Ressource en Eau dans les Andes tropicales: Indicateurs des Changements dans

l'Environnement). Le LMI GreatIce a pour but de documenter l'impact, à haute altitude, du changement climatique dans les Andes tropicales avec l'aide de partenaires locaux et internationaux, afin d'analyser la ressource en eau future.

GLACIOCLIM

Dans le cadre du Service d'Observation (SO) GLACIOCLIM (les GLACIers, un Observatoire du CLIMat), le LGGE étudie l'impact de l'évolution du climat sur les glaciers dans différents contextes climatiques: les Alpes françaises (climat tempéré), les Andes (climats équatorial et tropical), l'Himalaya (climat tropical, soumis à la mousson indienne) et la zone polaire. Ce SO permet de constituer une base de données glacio-météorologiques de qualité afin de comprendre et modéliser le fonctionnement des systèmes glaciaires et leur dynamique de long terme. Le SO a pour responsabilité la mesure des bilans de masse de surface, des vitesses d'écoulement, du suivi météorologique en surface et à proximité du glacier, puis le traitement des données récoltées leur mise à disposition de la communauté scientifique par le biais d'internet (<http://www.lgge.obs.ujf-grenoble.fr/ServiceObs/index.htm>). Dans le cadre de cette thèse nous utiliserons les données de la composante andine de GLACIOCLIM, dont les sites d'étude instrumentés sont le glacier du Zongo en Bolivie et le Glacier 15 de l'Antisana en Équateur (Figure 2.4)



Figure 2.4. Position géographique des glaciers étudiés et localisation des sites de carottage profond réalisés par l'unité de Recherche LMI-Great Ice de l'IRD.

2.3.1 Réseaux installés sur les glaciers 15 et 12

Depuis 1994, un réseau de mesures météorologiques, hydrologiques, glaciologiques et pluviométriques a été progressivement mis en place sur le site du Glacier 15 de l'Antisana. Ces mesures sont effectuées dans le cadre d'une collaboration entre l'IRD et les instituts équatoriens: el Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología (INAMHI), depuis 1994, l'Empresa Pública Metropolitana de Agua Potable y Saneamiento (EPMAPS) depuis 1997, et de l'Escuela Politécnica Nacional (EPN) depuis 2007. Le site de mesures glaciologiques fait partie du réseau du service d'observation GLACIOCLIM depuis 2004. L'ensemble des points de mesure sur le site d'étude est présenté dans le Tableau 2.1

Tableau 2.1. Liste des capteurs et des stations automatiques météorologiques, hydrologiques et pluviométriques installés entre 4000 et 5300 m d'altitude sur le bassin versant des glaciers 15 et 12, pour la période 1999 – 2012.

Id	Station		Bassin Versant			Institution	Coordonnées			Mesure	
	Nombre	Type	Bassin	Sub-Bassin	Rivière	Responsable	Est	Nord	Altitude (m)	Debut	Fin
H00	HUMBOLDT	Hydrologique	Napo	Quijos	Antisana	INAMHI-IRD-EMAAPS	810429	9943630	4010	1999	
H01	CRESPOS	Hydrologique	Napo	Quijos	Antisana	INAMHI-IRD-EMAAPS	814735	9945454	4521	2003	
H02	ANTISANA 15 ALFA	Hydrologique	Napo	Quijos	Tuminguina	INAMHI-IRD	816539	9947818	4799	2003	2005
H03	ESTACION 15	Hydrologique	Napo	Quijos	Tuminguina	INAMHI-IRD	815772	9948892	4525	1997	2007
H04	CRESPOS CHLOE	Hydrologique	Napo	Quijos	Tuminguina	INAMHI-IRD-EMAAPS	814735	9945454	4521	2005	
M00	CAMPBELL	Météorologique	Napo	Quijos	Tuminguina	INAMHI-IRD	817123	9947944	4900	2000	2004
M01	SAMA	Météorologique	Napo	Quijos	Tuminguina	INAMHI-IRD	817123	9947944	4900	2003	2009
M02	ORE	Météorologique	Napo	Quijos	Antisana	INAMHI-IRD	817123	9947944	4850	2005	
M03	SAMAE-2	Météorologique	Napo	Quijos	Antisana	INAMHI-IRD			4753	2011	
M04	SAMA-JR	Météorologique	Napo	Quijos	Antisana	INAMHI-IRD			5100	2012	
M05	SAMA-JS	Météorologique	Napo	Quijos	Antisana	INAMHI-IRD			5300	2012	
P00	GLACIAR	Pluviométrique	Napo	Quijos	Tuminguina	INAMHI-IRD	817123	9947944	4850	1996	
P02	MORRENA	Termo-Pluviométrique	Napo	Quijos	Tuminguina	INAMHI-IRD	816805	9948201	4785	1994	
P03	TOTALIZADOR	Pluviométrique	Napo	Quijos	Antisana	INAMHI-IRD	816271	9948470	4555	1994	
P04	ANTISANA	Pluviométrique	Napo	Quijos	Antisana	INAMHI-IRD	815888	9948851	4455	1996	
P05	MICA	Termo-Pluviométrique	Napo	Quijos	Antisana	INAMHI-IRD-EMAAPS	809054	9942411	3930	1994	
P06	HUMBOLDT	Pluviométrique	Napo	Quijos	Antisana	INAMHI-IRD-EMAAPS	810430	9943645	4059	1995	
P07	CRESPOS	Pluviométrique	Napo	Quijos	Antisana	INAMHI-IRD-EMAAPS	815834	9945610	4730	2005	
P08	CRESPOS MORRENA	Termo-Pluviométrique	Napo	Quijos	Antisana	INAMHI-IRD-EMAAPS	812350	9946318	4269	2005	
P09	PARAMO	Pluviométrique	Napo	Quijos	Antisana	INAMHI-IRD				2002	
P10	CAMINO A LOS CRESPOS	Pluviométrique	Napo	Quijos	Antisana	INAMHI-IRD-EMAAPS				2004	
P11	DESAGUADERO	Pluviométrique	Napo	Quijos	Antisana	INAMHI-IRD-EMAAPS				2010	2011

2.3.2 Mesures glaciologiques

Dans sa partie inférieure, le Glacier 15 se divise en deux langues (Figure 2.3) dénommées 15a et 15b [Sémiond et al., 1998]. Le glacier 15a a aujourd'hui une longueur de 1,8 km et une superficie d'environ 0,3 km². Le glacier s'étend entre le sommet du volcan (5760 m) et un front situé à 4850 m, pour une pente moyenne de 25° [18° dans la zone d'ablation, selon Favier et al., 2004a].

Le Glacier 15 a été instrumenté en juin 1994 avec la mise en place d'un réseau de balises et de pluviomètres qui ont permis le calcul du bilan de masse spécifique du glacier et l'évaluation mensuelle de l'ablation en dessous de 5100 m d'altitude. La mesure du bilan net spécifique du glacier est l'objectif principal des analyses glaciologiques faites sur l'Antisana. Un suivi cartographique de la position des fronts est aussi effectué, ainsi qu'une analyse de l'évolution des variations d'épaisseur du glacier (plus exactement de l'altitude de la surface). Dans cette section nous décrivons les mesures effectuées sur les glaciers 15a et 12.

2.3.3 Mesure de l'ablation (de surface)

L'ablation correspond aux pertes de masse résultant de la fonte, de la sublimation, et de l'érosion associée aux vents (négligeable en Equateur). En zone d'ablation du glacier 15a, un réseau de balises d'ablation est déployé depuis juin 1994 [Sémiond et al., 1998]. Ces balises sont des piquets (en PVC) enfoncés d'une dizaine de mètres dans le glacier (Figure 2.5), et sont implantés par tranches de 50 m d'altitude environ, entre le front du glacier et 5100 m. Elles sont régulièrement remplacées en fin d'année hydrologique (dans les Andes équatoriennes, l'année hydrologique débute le 1^{er} janvier et se termine le 31 décembre). Pour le glacier 12, les mesures d'ablation ont débuté en 2004. L'émergence des balises est relevée mensuellement, permettant d'évaluer les variations de masse (neige + glace) chaque mois. Ces mesures servent aussi pour le calcul du bilan de masse spécifique du glacier, évalué annuellement par comparaison avec les relevés effectués en début et en fin d'année hydrologique.



Figure 2.5. Balise d'ablation installée sur le glacier 12 de l'Antisana.

2.3.4 Les mesures d'accumulation

En zone d'accumulation, entre 5100 m et le sommet, des carottages sont réalisés une fois par an en fin de cycle hydrologique pour estimer l'épaisseur et la densité de la couche de neige accumulée sur l'année. Le protocole de mesures consiste tout d'abord à repérer une couche fine de glace (de plus forte densité) produite un an plus tôt par une fonte intense. Cette couche de glace se crée généralement en fin d'année hydrologique (novembre-décembre) de l'année antérieure, car cette période est marquée par une nébulosité et des précipitations généralement plus faibles qui permettent aux flux d'énergie de surface de provoquer une fonte significative à haute altitude le jour, suivie d'un regel la nuit. Les couches de neige situées au-dessus de cette couche de glace sont donc supposées s'être déposées au cours de l'année hydrologique. L'épaisseur de la neige accumulée et sa densité permettent de retrouver l'équivalent en eau total de la neige accumulée au cours du cycle précédent.

Basantes [2015], a récemment montré dans sa thèse que l'accumulation était sous-évaluée sur le site de l'Antisana d'environ 60%. Il y a plusieurs raisons à ces biais systématique dans l'estimation de l'accumulation, qui se sont reproduites chaque année.

Tout d'abord, la distribution des carottages au-dessus de 5100 m n'est pas assez dense, se limitant le plus souvent à un seul vers 5500 m. Ensuite, tout laisse penser que les précipitations en altitude sont environ deux fois plus importantes que ce qui était déduit des carottages. Une telle erreur est directement reliée au processus de mesure qui se base sur la recherche d'une « couche de glace correspondant au début du cycle hydrologique ». Ce point est très critiquable, car en l'absence de saisonnalité très marquée, cette couche peut être attribuée à une autre période de l'année. Il semble en effet vraisemblable qu'une couche plus dure et plus dense apparaisse lors des mois de juillet et août (*verano*), lorsque le vent important venant de l'est provoque un effet de foehn marqué sur le versant ouest et des conditions de nébulosité plus faible. Des efforts importants ont été effectués depuis 1994 pour confirmer les valeurs d'accumulation au sommet à partir de l'installation de balises d'accumulation. Malheureusement, ces tentatives ont toutes été vouées à l'échec, car les balises ont disparu et n'ont pu être mesurées. Aussi, l'incertitude sur les valeurs obtenues par carottages n'a pu être corrigée que récemment [Basantes-Serrano et al., 2015] à partir d'une analyse photogrammétrique. C'est pourquoi, dans le cadre de ce travail, même si nous utilisons les données issues des carottages, nous les passerons à un examen critique approfondi.

2.3.5 Evaluation du bilan de masse spécifique

Les valeurs annuelles d'ablation mesurées aux balises et celles d'accumulation estimées sur les sites de carottages, converties en m éq.e. sont rapportées à la tranche d'altitude sur laquelle elles sont considérées comme représentatives. Ce calcul permet alors de calculer la perte/gain de volume du glacier (en m éq.e. a⁻¹). En divisant par la surface totale du glacier, on obtient le bilan net spécifique annuel du glacier en m éq.e.. Le Tableau 2.2 permet d'analyser l'évolution des valeurs annuelles de cette variable pour le glacier 15a de l'Antisana entre 1995 et 2009. Nous verrons que les données de photogrammétrie Basantes [2015], permettent de corriger ces valeurs, donnant lieu à des bilans proches de l'équilibre sur la période 1999-2007.

2.3.6 Les mesures du bilan de masse par photogrammétrie

Selon une fréquence irrégulière de l'ordre de la décennie, des restitutions photogrammétriques de clichés aériens ont permis d'établir des modèles numériques de terrain précis. En évaluant la différence d'altitude des points de coordonnées (x, y) pour deux dates différentes, il a été possible de calculer le volume de glace perdu par le glacier sur la période de temps concernée [Basantes-Serrano, 2015, soumise]. Ces valeurs sont un moyen efficace de corriger d'éventuels biais dans les valeurs de bilan de masse obtenues par la méthode glaciologique. Dans sa thèse récente, Basantes, [2015], a démontré que ces corrections sont particulièrement importantes dans le cas du bilan de masse du glacier 15a de l'Antisana (voir Tableau 2.2).

Tableau 2.2. Bilan de masse du glacier 15a, source [Basantes-Serrano et al., 2015].

Année	Bn ¹ m eq.e.a ⁻¹	Bn corrigé ² m eq.e.a ⁻¹	Surface ³ Km ²	Recul cumulé ⁴ m
1995	-1.89	-1.50	0.32	0
1996	-0.57	-0.18	0.32	-28
1997	-0.94	-0.55	0.31	-69
1998	-1.39	-1.00	0.31	-130
1999	0.90	1.29	0.30	-141
2000	0.61	1.00	0.31	-128
2001	-0.79	-0.40	0.31	-140
2002	-1.20	-0.81	0.30	-146
2003	-1.95	-1.56	0.30	-172
2004	-0.72	-0.33	0.29	-205
2005	-0.76	-0.37	0.29	-211
2006	0.03	0.42	0.28	-228
2007	-0.28	0.11	0.28	-239
2008	0.51	0.90	0.28	-236
2009	-1.02	-0.63	0.28	-227
2010	-1.35	-0.97	0.28	-215
2011	0.06	0.45	0.27	-230
2012	-0.84	-0.45	0.27	-235
Moyenne	-0.64	-0.25	0.29	----

¹Bilan de masse spécifique

²Bilan de masse spécifique corrigé par la méthode géodésique par [Basantes-Serrano et al, 2015]

³Surface de la langue 15 a

⁴Recul cumul du front

2.3.7 Mesures topographiques

Des relevés topographiques en surface et au front du glacier ont été effectués chaque année en fin d'année hydrologique. Ces relevés étaient effectués dans le passé par théodolite, et plus récemment par GPS ("Global Positioning System") différentiel. Ces mesures permettent de suivre: 1) l'évolution des vitesses d'écoulement en surface du glacier, 2) l'altitude de la surface selon des profils transversaux dans la zone d'ablation et 3) les fluctuations de la position du front.

2.3.8 Mesures météorologiques

En septembre 1997, une station météorologique (Automatic Weather Station ou AWS), a été installée à 5100 m d'altitude sur le glacier 15a afin d'étudier le bilan d'énergie, mais en raison des avalanches continues et des fortes accumulations de neige sur les capteurs. La station a été déplacée en 1998 dans la zone d'ablation à 4900 m.

En 2002, le réseau des stations météorologiques de l'Antisana a été amélioré. Cette AWS (nommée AWS_{G1} dans la suite de ce document) a été complétée et installée de façon plus robuste. Entre 2002-2008 une autre station météorologique mobile (AWS_{G2}) a aussi été installée à proximité de l' AWS_{G1} à 4900 m. La station AWS_{G2} en 2003 a été réinstallée à 5000 m sur le glacier 15a tandis que pour l'année 2006 la station AWS_{G2} a été déplacée sur le glacier 12 « Los Crespos » à 4900 m et rebaptisée AWS_{G3} . En décembre 2004, dans le cadre du service d'observation GLACIOCLIM, la station AWS_{G1} a été déplacée à 4850 m sur la moraine latérale du glacier 15a afin de pérenniser ce type de suivi et d'améliorer la qualité des données. Cette nouvelle station météorologique (nommée AWS_{M1}) installée sur la moraine latérale du glacier est donc fixe et destinée à fonctionner longtemps. Il est à noter que cette station est la plus haute station fixe installée en Equateur, ce qui la destine à faire partie du réseau national.

Afin d'améliorer le suivi des précipitations sur le bassin versant étudié, plusieurs pluviographes automatiques de marque HOBO ont été installés entre 4000 m et 4900 m d'altitude. Lors de l'installation de l' AWS_{M1} située sur la moraine latérale du glacier 15a à 4900 m d'altitude, un pluviographe à pesée de la marque GEONOR a aussi été installé sur le même site. Ce type de pluviographe permet de diminuer l'incertitude des mesures en cas

de précipitation neigeuse, car il est conçu pour briser les effets de chasse-neige dus au vent. Néanmoins, une correction des mesures en fonction du vent est proposée par le constructeur afin de prendre en considération la sous-estimation des précipitations liées au problème de capture des hydrométéores solides.

2.3.9 Suivi de la ligne de neige

Depuis la fin de l'année 2003, une caméra automatique a été installée à 4750 m sur une vieille moraine frontale du Glacier 15. Les clichés effectués permettent de suivre l'évolution quotidienne de la ligne de neige sur le bassin du glacier 15a. Cette information est essentielle pour observer les variations de l'état de surface, de l'albédo, ainsi que celles de l'altitude de la ligne de neige.

2.3.10 Mesures hydrologiques

Dans les Andes, les eaux de ruissellement provenant des bassins englacés sont un élément important du cycle hydrologique des régions de haute montagne. Bien qu'ils soient de faible étendue, ces glaciers sont essentiels pour approvisionner en eau les populations des vallées en aval [Villacis, 2008]. C'est le cas de l'Antisana, dont les eaux servent à l'approvisionnement en eau du sud de la ville de Quito (2.5 millions d'habitants) avec le captage partant du lac « La Mica ». C'est pourquoi, il est important de connaître le devenir des eaux de fonte des glaciers. Les mesures hydrologiques sur le bassin versant du Glacier 15 (1.37 Km² pour une surface englacée de 0.7 km²) ont commencé en janvier 1996 avec la construction de la première station limnigraphique [Fournier, 1996] (voir Limni15 sur la Figure 2.3). Les mesures ont ensuite été complétées par la construction en 2004 d'une autre station au pied du glacier 12 dit de « Los Crespos ».

La station Limni 15 reçoit les eaux de fonte provenant de la fonte des glaciers 15a et 15b et le débit peut varier de 2 à 200 L s⁻¹ en moins de 2 heures. La quantité de matières solides transportées, le dépôt de sédiments, l'érosion du canal ont conduit à effectuer de nombreuses calibrations (courbes de tarage) pour évaluer le débit issu des glaciers. Malheureusement, la comparaison des mesures hydrologiques (1997-2002), glaciologiques (1995-2005) et la réalisation d'essais de traçage sur le bassin versant du Glacier 15 ont mis en évidence l'existence d'écoulements souterrains qui ne transitent pas par la station de

mesure. En effet, le débit produit par le glacier, équivalent au bilan net masse spécifique moyen durant onze ans, a été pratiquement supérieur de 100% au débit moyen mesuré à la station Limni15 [Favier et al., 2008]. En raison de ces difficultés de mesures et d'interprétation, la station Limni15 a été démantelée à la fin de l'année 2005. Dans le cadre de cette thèse nous avons sélectionné les données météorologiques, glaciologiques et pluviométriques disponibles sur le bassin versant du Glacier 15, ce qui nous a permis de réaliser les modélisations du bilan de masse selon les diverses approches : une partie de ces données sont présentées sur le Tableau 2.3..

Tableau 2.3. Données utilisées dans le cadre de l'étude du modèle degré-jour.

Données mesurées in situ	Période disponible	Station ou appareil	Variable	Pas de temps	Altitude (m)
Météorologique	2000-2004	AWS _{G1}	SW↓, SW↑, LW↓, LW↑, T, HR et u	30 minutes	4900
	2002-2008	AWS _{G2}	SW↓, SW↑, T, HR et u	30 minutes	4900 et 5000
	2006	AWS _{G3}	SW↓, SW↑, LW↓, LW↑	30 minutes	4900 (Glacier 12)
	2005-2008	AWS _{M1}	SW↓, SW↑, LW↓, LW↑, T, HR et u	30 minutes	4900
	2000-2008	AWS _{M2}	Température	30 minutes	4750
Pluviométrique	2000-2012	P4	Précipitation	30 minutes	4500
	2000-2012	P2	Précipitation	30 minutes	4750
Glaciologique	2000-2012	Balises	Ablation et accumulation	Mensuel	Entre 4850 et 5750
	2002-2003	Boîtes à fusion	Fonte	Journalier	4900
Photographies terrestres	2004-2008	Caméra	Ligne de neige	Journalier	4750
Données mesurées à distance					
Météorologique	1963-2008	Izobamba (Quito)	Température & Précipitation	Journalier	3050
	1950-1983	Quito-Observatorio	Température & Précipitation	Mensuel	2750
	1950-2008	NCP1	Température & Précipitation	Journalier	4900 (570 hPa)

SW↓: Rayonnement incident de courtes longueurs d'onde
 SW↑: Rayonnement réfléchi de courtes longueurs d'onde
 LW↓: Rayonnement incident de grandes longueurs d'onde
 LW↑: Rayonnement de grandes longueurs d'onde émis par la surface
 T: Température de l'air
 HR: Humidité relative de l'air
 u: Vitesse du vent

Chapitre 3

Modélisations: philosophie et approche adoptée

3.1. Généralités:

Un glacier est une masse de glace pérenne issue du métamorphisme de la neige accumulée. La zone d'accumulation reçoit des précipitations solides dont la vitesse de transformation en glace dépend principalement de l'accumulation (nature et quantité) et de la température [Paterson, 2001]. En raison de la déstructuration des cristaux de neige par le vent, de processus de fonte et regel en surface, de la superposition et compression des couches de neige accumulée, et de processus de sublimation/re-condensation solide dans le manteau (phénomène de frittage), les pores (espaces entre les cristaux) contenus dans le névé tendent à diminuer. A partir d'une certaine profondeur, les connexions entre les vides disparaissent (le close off), le matériau est alors appelé glace. La masse volumique du névé et de glace augmente avec ce processus. Sous son poids, la glace présente un mouvement vers l'aval. Le flux de glace génère une déformation du matériau, la formation de crevasses à la surface et l'érosion du substratum rocheux (si le glacier glisse sur celui-ci). Cet écoulement permet aussi le transport de matériaux vers l'extrémité de la langue glaciaire et la formation des moraines (Figure 3.1a).

Le flux permet aussi à la glace de passer d'une zone d'accumulation vers une zone où l'ablation l'emporte [Sharp, 1988]. Les glaciers sont ainsi caractérisés par deux zones séparées par la ligne d'équilibre, dont l'altitude (ELA, en anglais) est une variable d'intérêt pour les glaciologues [Figure 3.1a; Cuffey et Paterson, 2010]. La somme de tous les processus d'accumulation et d'ablation conduit à un gain ou une perte de masse du glacier. Le bilan des entrées et sorties permet de déterminer si le volume du glacier

augmente (bilan de masse positif) ou diminue (Figure 3.1b; bilan de masse négatif) [Cuffey et Paterson, 2010].

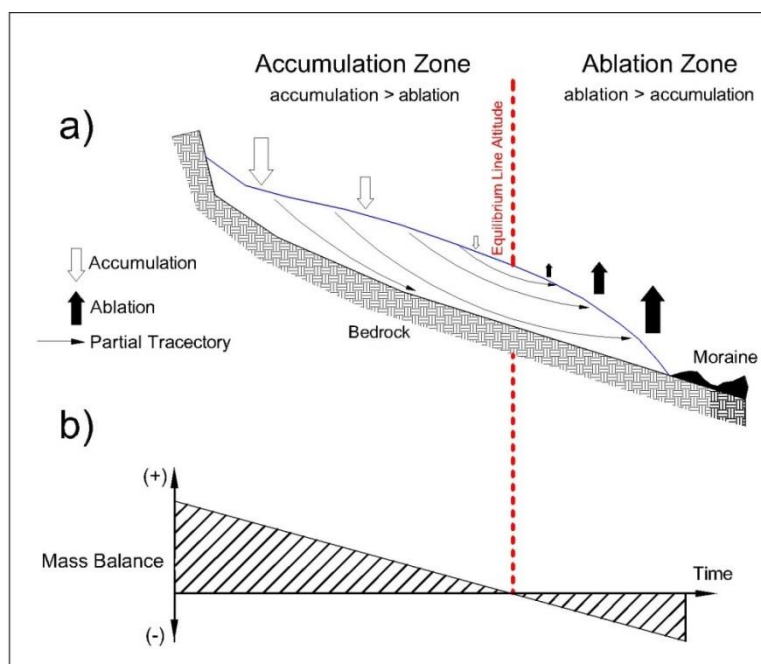


Figure 3.1. a) Schéma d'un glacier indiquant l'emplacement de la zone d'accumulation, la zone d'ablation et de la ligne d'équilibre (ou ELA en anglais), ligne où accumulation et ablation se compensent sur une année donnée). Les lignes de courant sont également illustrées (modifié d'après Bennett & Glasser [2011]) et b) Schéma simplifié et idéalisé du bilan de masse en fonction de la localisation sur le glacier.

3.2. Modélisation du bilan de masse de surface

3.2.1 Le modèle simplifié basé sur le modèle degré-jour (PDD)

Par la suite, le modèle simplifié basé sur le modèle type degré-jour (ou positive degree-day, en anglais) sera appelé modèle PDD ou PDD.

3.2.1.1 Philosophie de l'approche

Dans le cadre de reconstructions climatiques passées ou de prévision d'évolution future des glaciers, l'utilisation des sorties de modèles de climat est incontournable. La qualité des sorties de ces modèles est extrêmement différente en fonction des variables. Plus la variable modélisée présente un caractère aléatoire important, plus celle-ci sera difficile à reproduire. La température est ainsi une variable relativement bien reproduite à l'échelle globale par les modèles de climat. La température de l'air est par la suite la seule variable de sortie des modèles climatiques

suffisamment robuste pour effectuer des études d'impact. C'est pourquoi, l'application d'un modèle reproduisant les variations de bilans de masse des glaciers de l'Antisana à partir seulement des variations de température est a priori intéressante. Le type de modèle qui permet calculer la fonte en fonction de la température, est appelé modèle degré-jour. Son avantage principal réside dans sa simplicité de mise en œuvre: seules les températures et les précipitations journalières sont nécessaires pour calculer le bilan de masse sur la période d'étude.

L'accumulation résulte simplement des précipitations solides, la séparation entre les phases liquide et solide étant effectuée sur la base d'une température seuil. La fonte est ensuite directement proportionnelle à la température de l'air lorsque celle-ci dépasse celle du point de fusion. Malheureusement, ce concept est extrêmement réducteur car la fonte résulte de l'ensemble du bilan d'énergie, c'est-à-dire du bilan des flux radiatifs (grandes et courtes longueurs d'onde) des flux turbulents de chaleur (chaleur sensible et chaleur latente) et de la conduction dans les couches sous-jacentes. Pour justifier l'utilisation d'un modèle de type degré-jour, il est indispensable de montrer l'existence d'un lien physique direct avec la température de l'air et la fonte. Une corrélation significative est alors généralement observée entre la fonte et la température [Braithwaite, 1985; Vincent et al., 2007; Ohmura,2001]. C'est le cas lorsque le rayonnement de grandes longueurs d'onde incident et/ou le flux turbulent de chaleur sensible jouent un rôle important dans la fonte. La relation empirique du modèle PDD fait par contre intervenir des « facteurs degré-jour » distincts pour les surfaces de neige et de glace et afin de considérer l'écart important des taux de fonte de ces deux milieux.

3.2.1.2 Equations du modèle degré-jour

Le modèle utilisé dans ce document permet le calcul de la fonte de la neige et de la glace $m_j(z)$ (en mm éq.e.) à une altitude z donnée (en m), au pas de temps journalier (au jour j (en jours)) à partir de l'équation suivante [Braithwaite, 1995; Hock, 2003]:

$$m_j(z) = -F (T_j(z_{\text{ref}}) + LR (z - z_{\text{ref}}) - T_{\text{threshold}}) \quad \text{si} \quad T_j(z_{\text{ref}}) + LR (z - z_{\text{ref}}) > T_{\text{threshold}} \quad (1)$$

$$m_j(z) = 0 \quad \text{si} \quad T_j(z_{\text{ref}}) + LR (z - z_{\text{ref}}) \leq T_{\text{threshold}} \quad (2)$$

où F est le facteur degré-jour (DDF, mm éq.e. K^{-1} jour $^{-1}$), $T_j(z)$ (en $^{\circ}C$) est la température moyenne journalière, $z_{ref} = 4900$ m d'altitude est l'altitude de référence des calculs lorsque ceux-ci sont effectués de façon distribuée avec l'altitude (z , en m), $T_{threshold}$ (en $^{\circ}C$) est un seuil de température au-dessus duquel la fonte débute, et LR (Lapse Rate, en anglais) est le gradient de température avec l'altitude (en $^{\circ}C$ m $^{-1}$, nous exprimerons cette variable en $^{\circ}C$ km $^{-1}$ dans la suite de ce rapport pour plus de lisibilité).

Le modèle PDD suppose généralement que $T_{threshold} = 0^{\circ}C$, hypothèse qui est généralement vérifiée dans le cas de la fonte instantanée (ou à un pas de temps court, horaire ou demi-horaire). En sommant les valeurs d'ablation sur la journée, l'approche revient alors à multiplier le cumul des valeurs demi-horaires positives de température par un facteur qui dépend de l'état de surface. Toutefois, la disponibilité des données horaires de températures est rare, tout particulièrement lorsque nous nous attachons à analyser des observations météorologiques de long terme. C'est pourquoi ce type de modèle est plus intéressant lorsqu'il est appliqué à des températures moyennes journalières. Dans ce cas, il peut arriver que la fonte se produise pendant de courtes périodes dans la journée, même si la température moyenne journalière reste inférieure à $0^{\circ}C$. Ce type d'observation a été constaté en particulier au Groenland [van den Broeke et al., 2010]. Pour prendre en compte ce type d'événements, et éviter de sous-estimer la fonte totale, le modèle est alors appliqué en utilisant une valeur seuil $T_{threshold}$ négative. Dans le cas de l'Antisana, nous verrons que la prise en compte d'un seuil de température $T_{threshold} = -2.0$ $^{\circ}C$ permet d'améliorer grandement la qualité des résultats (voir section 4.1.3).

Le modèle est alors utilisé en considérant des valeurs des facteurs degrés-jours (par la suite seront appelés comme DDF) différentes selon l'état de surface (présence ou absence de neige à la surface du glacier) au pas de temps précédent. En considérant $S_{j-1}(z)$ la quantité de neige en mm éq.e. au pas de temps j^{-1} , nous pouvons alors écrire :

$$F = F_{snow} \quad \text{si} \quad S_{j-1}(z) > 0 \quad (\text{mm éq.eau } K^{-1} j^{-1}) \quad (3)$$

$$F = F_{ice} \quad \text{si} \quad S_{j-1}(z) = 0 \quad (\text{mm éq.eau } K^{-1} j^{-1}) \quad (4)$$

L'épaisseur du manteau neigeux résulte alors de la différence entre l'ablation et l'accumulation de neige à une altitude z donnée. L'ablation est calculée en supposant que la sublimation peut être obtenue à partir d'une relation simple basée sur les valeurs

journalières d'une variable facile d'accès. Les flux turbulents de chaleur sont difficilement reliés à la température, par contre le flux de chaleur latente LE présente des corrélations significatives au niveau journalier avec la vitesse du vent ($r = -0.74$, $n = 530$, $p = 0.001$). Nous avons ainsi analysé la corrélation existant entre la sublimation et la vitesse du vent (Equation 5, Section 3.2.1.3).

Lorsque la neige a totalement disparu de la surface, alors la fonte concerne la glace sous-jacente. Pour évaluer l'accumulation, l'occurrence des précipitations solides est considérée lorsque température de l'air est inférieure à un seuil $T_{\text{snow/rain}} = 1 \text{ } ^\circ \text{C}$ [Wagnon et al., 2009]. Dans le cas contraire, les précipitations sont liquides. Ce seuil a été choisi à partir de mesures sur le terrain et d'observations directes de la phase de précipitation dans les Andes [e.g., L'Hôte et al., 2005]. Les observations suggèrent qu'en dessous de cette température, plus de 70% des événements précipitants ont lieu sous forme solide.

Dans le cadre de la spatialisation du modèle, nous avons supposé que les cumuls de précipitations sont constants avec l'altitude. La température à une altitude spécifique est calculée en supposant le gradient de température LR constant entre le z_{ref} (altitude de référence où les données météorologiques sont disponibles), et une altitude z donnée. Une valeur de $LR = -6.5 \text{ } ^\circ \text{C km}^{-1}$ [e.g., Rojas, 2006] est généralement admise dans l'atmosphère libre. Cependant, l'analyse de températures demi-horaires effectuées à différentes altitudes sur le glacier 12 de l'Antisana (situé sur le même versant que le Glacier 15) à l'aide de capteurs positionnés dans des abris artificiellement ventilés a permis montrer qu'un gradient moyen de $-8,0 \text{ } ^\circ \text{C km}^{-1}$ (écart type de $3.0 \text{ } ^\circ \text{C km}^{-1}$ pour 18685 valeurs) est plus réaliste dans le cadre de notre étude. Ce gradient vertical de température est plus fort que le gradient dit « adiabatique humide » car les glaciers 12 et 15 de l'Antisana 15 sont situés sous le vent du volcan, et soumis à un effet de foehn accentuant le gradient vertical de température [e.g., Favier et al., 2004a]. Nous utiliserons donc cette valeur dans ce document. Un test de sensibilité du modèle aux variations de ce paramètre sera présenté dans la section 4.1.6.1.

L'élévation de la ligne de neige transitoire ZSL , peut aussi être estimée à partir de ce modèle. La ligne de neige transitoire modélisée correspond au niveau à partir duquel la valeur de l'épaisseur de neige devient positive. Enfin, dans le modèle, la ELA est déterminée comme l'altitude au niveau de laquelle le bilan de masse de surface

annuel est équilibré, soit $b_j(z) = 0$. Ces variables ont ainsi été comparées avec les observations de terrain.

3.2.1.3 Calcul simplifié de la sublimation

Sous les tropiques, la sublimation est connue pour exercer un rôle important dans les processus d'ablation [Winkler et al., 2009], justifiant d'inclure un calcul de sublimation dans le modèle proposé. Entre mars 2002 et août 2003, la sublimation a représenté 3.7 % de l'ablation totale à 4900 m d'altitude sur le glacier 15a [Favier et al., 2004a]. Ce taux est censé augmenter avec l'altitude en raison de la diminution de la fonte. Néanmoins, la sublimation diminue avec la température de l'air [e.g., Bergeron et al., 2006], c'est pourquoi la sublimation semble plus limitée à plus haute altitude. De plus, sur le glacier 15a, la présence fréquente de nuages lenticulaires sur le sommet suggère qu'un dépôt de matière par condensation solide se produit au sommet (présence de givre fréquente en altitude). La forte sublimation observée au front du glacier est donc vraisemblablement à relier à l'important effet foehn sur ce versant [Favier et al., 2004a]. Le signe et la valeur du gradient de sublimation avec l'altitude ne sont donc pas du tout clairs, mais nous pouvons supposer que la sublimation diminue avec l'altitude. Sachant que la valeur de sublimation annuelle à 4900 m (-300 mm éq.e. a^{-1}) est du même ordre de grandeur que le bilan de masse spécifique moyen du glacier sur la période 2000-2008 (-240 mm éq.e. a^{-1}), considérer que la sublimation est constante ou bien qu'elle diminue de façon linéaire avec l'altitude a de très lourdes conséquences sur le bilan final modélisé. La distribution des valeurs de sublimation avec l'altitude sera donc analysée plus loin dans ce rapport à l'aide d'une approche de modélisation distribuée du bilan d'énergie de surface.

Comme abordé dans la section précédente, il existe une corrélation significative entre la vitesse du vent et le flux turbulent de chaleur latente sur le site d'étude (à 4900 m). Cette corrélation a déjà été utilisée par Favier et al., [2008] et Soruco et al., [2009] pour obtenir des valeurs de sublimation sur les glaciers tropicaux. La droite de régression obtenue entre la vitesse du vent journalière et le flux turbulent de chaleur latente donne les moyens de calculer la sublimation à partir de la relation suivante:

$$\textit{Sublimation} = LE * 24 * \frac{3600}{L_s} = -5.73 u \quad (\text{mm éq.e.}) \quad (5)$$

où LE est le flux turbulent de chaleur latente, u est la vitesse du vent journalière et L_s la chaleur latente de sublimation. L'application de cette équation donne un cumul de sublimation de 446 mm éq.e. pour la période allant de mars 2002 à août 2003. Cette valeur doit être comparée à celle donnée par le calcul complet des flux turbulents de chaleur à partir de la méthode *Bulk* (420 mm éq.e.). Pour évaluer la qualité de notre simulation, nous avons calculé un coefficient de Nash (équation (13)) de 0.58 pour 2002-2003.

La validation de l'équation (5) a été effectuée à partir des données de 2005. La corrélation entre les valeurs calculées à l'aide de l'équation (5) et les résultats du calcul complet à l'aide de la méthode *Bulk* (en utilisant l'approche de Favier et al. [2011]) reste significative ($r = -0.78$, $n = 334$, $p = 0.001$), et nous observons que les deux calculs permettent de fournir une sublimation cumulée similaire (250 mm éq.e. avec l'équation (5), contre 284 mm éq.e.). Enfin, la valeur du coefficient de Nash obtenue reste relativement élevée ($E = 0.53$) au vu de la simplicité de la relation utilisée.

Dans notre étude du PDD, nous avons donc utilisé cette relation pour obtenir la sublimation, et avons supposé deux situations très simples pour représenter la distribution des valeurs avec l'altitude. Nous avons supposé que la sublimation 1) était constante ou 2) diminuait de façon linéaire avec l'altitude pour atteindre zéro au sommet. L'incertitude associée à cette hypothèse a été évaluée. L'écart entre ces deux options est de l'ordre de 300 mm éq.e. a^{-1} ce qui est du même ordre de grandeur du bilan moyen du glacier sur plusieurs années. Cela démontre que des analyses complémentaires à l'aide d'une approche par calcul du bilan d'énergie de surface sont nécessaires.

3.2.2 Bilan d'énergie de surface

3.2.2.1 Philosophie de l'approche

3.2.2.2 Définitions et équations

L'ablation peut être calculée à l'aide d'un modèle de bilan d'énergie de surface. En se plaçant dans le cas d'une surface englacée ou enneigée et en négligeant les transferts horizontaux d'énergie, l'étude du bilan d'énergie de surface se ramène à un

problème unidimensionnel. La Figure 3.2 est une illustration de ce bilan d'énergie selon le modèle de Favier et al., [2011].

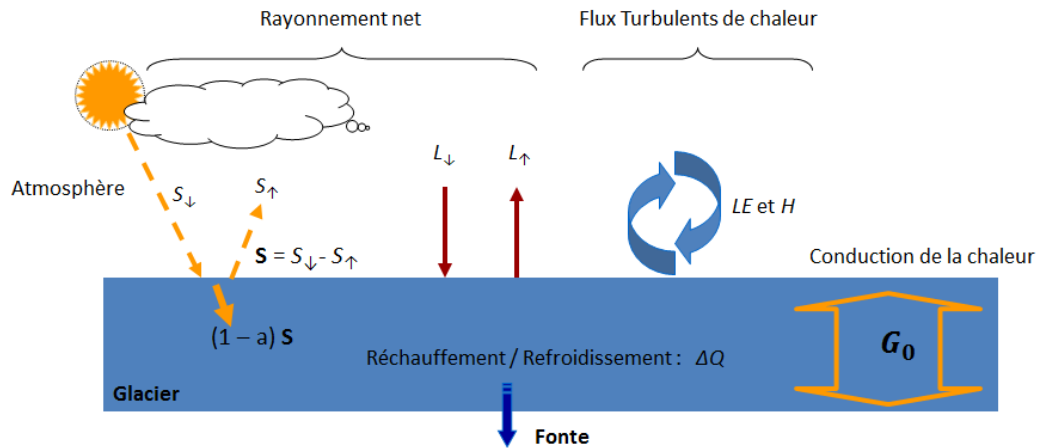


Figure 3.2. Illustration du bilan d'énergie selon le modèle proposé par Favier et al. [2011]. Les transferts énergétiques sont matérialisés par des flèches.

L'énergie disponible à la surface de la glace ($F_{surface}$) s'écrit alors [Favier et al., 2011]:

$$F_{surface} = S \downarrow + S \uparrow + L \downarrow - ((1 - \varepsilon)L \downarrow) + \varepsilon\sigma T_s^4 + LE + H \quad (\text{W m}^{-2}) \quad (6)$$

où $S \downarrow$ et $S \uparrow$ sont respectivement les rayonnements de courtes longueurs d'onde incident et réfléchi (S est le rayonnement net de courtes longueurs d'onde), $L \downarrow$ est le rayonnement de grandes longueurs d'onde incident, ε est l'émissivité de l'atmosphère, σ est la constante de Stefan-Boltzmann ($\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$), T_s est la température de la surface de la neige (en K), et H et LE sont respectivement les flux turbulents de chaleur sensible et latente. Les flux sont comptés positivement lorsqu'ils sont orientés vers la surface. La quantité de chaleur apportée par les précipitations est négligée du fait de leur faible intensité. Les flux turbulents sont calculés en utilisant l'approche aérodynamique *Bulk*, la longueur de rugosité de surface étant calibrée pour reproduire des mesures de sublimation effectuées sur le terrain à partir de lysimètres. Pour ce calcul, des mesures de température, d'humidité et de vitesse du vent sont nécessaires. Les mesures sont effectuées à l'aide d'un capteur Vaisala HMP45 placé dans un abri ventilé artificiellement. La vitesse du vent est mesurée à l'aide d'un anémomètre de type Young 05103.

Dans l'équation précédente, une partie du rayonnement net de courte longueur d'onde est directement transmise dans les couches inférieures et n'est pas disponible pour réchauffer/refroidir la surface ou pour faire fondre la glace [Bintanja et al., 1997]. C'est pourquoi $F_{surface}$ est partagé en deux termes:

$$F_{surface} = G_0 + (1 - a) S \quad (\text{W m}^{-2}) \quad (7)$$

où G_0 est l'excès ou le déficit d'énergie à la surface, a est la fraction du rayonnement courte longueur d'onde incident absorbée par la surface. Quand la température de surface est égale 0°C , les valeurs positives de G_0 correspondent à l'énergie disponible pour la fonte. Dans le cas où la température de surface est strictement négative, G_0 est utilisé pour réchauffer/refroidir la surface et les couches de glace sous-jacentes. Pour cela, le flux de chaleur lié à la conduction dans la neige et la glace est calculé en résolvant l'équation de la diffusion de la chaleur selon un schéma explicite sur une hauteur de 2 m, avec un pas de 5 cm et un pas de temps de 20 s. Ces valeurs permettent assurer la stabilité du schéma explicite. Ce modèle a été développé initialement pour analyser les glaces froides (cas de l'Antarctique) avec insertion d'un module permettant de calculer de façon empirique le flux de neige soufflée en un point. Il a depuis été appliqué avec succès au cas de glaciers tempérés en Himalaya [Azam et al., 2014]. Sur l'Antisana, nous avons comparé cette approche à celle proposée par Favier et al. (2004a&b) dans sa thèse effectuée sur le même site. La différence entre ces approches réside dans la prise en compte des processus de conduction et de transmission du rayonnement de courtes longueurs d'onde dans la neige/glace en sub-surface. Ces flux d'énergie sont indispensables au calcul de la température de surface et à celui du stockage, puis du relargage des frigories accumulées pendant la nuit. Dans le cadre des travaux de Favier et al., [2004a&b], la température de surface était directement mesurée et son évaluation par modélisation n'était donc pas nécessaire (voir section 5.1.3). Dans ce cas, il était proposé de ramener le problème à l'équation suivante [e.g., Oke, 1987; Favier et al., 2004]:

$$\Delta Q = S \downarrow (1 - \alpha) + L \downarrow + L \uparrow + H + LE \quad (\text{W m}^{-2}) \quad (8)$$

où $L \uparrow$ est le rayonnement de grandes longueurs d'onde émis par la surface, α est l'albédo ($S \uparrow / S \downarrow$) et ΔQ est l'énergie stockée dans les couches supérieures du glacier (les flux vers la surface sont positifs). ΔQ représente la fusion ou le stockage de

frigories. La fonte commence dès que le cumul des valeurs négatives de ΔQ (frigories) accumulées durant la nuit est exactement compensé par le cumul des valeurs positives de la journée [Favier et al., 2004]. La somme des valeurs de ΔQ est alors nécessairement égale à la somme des valeurs du terme de droite de cette équation.

Ici, le calcul était considéré comme valable car la fonte apparaît pratiquement tous les jours en Equateur. C'est pourquoi, le stockage de chaleur sur une journée en dessous de la surface est nul. La quantité d'énergie disponible à la surface (i.e. ΔQ si cette valeur est positive sur la journée) est donc supposée faire fondre la glace à la surface ou sous la surface. Ainsi les valeurs de G_0 et de rayonnement solaire pénétrant dans la glace [e.g., Mölg et al., 2008, 2009] sont donc considérés comme inutiles au calcul. Nous verrons que cette approximation est valable sur plusieurs jours ou au niveau annuel mais ne l'est plus au niveau journalier.

Dans le cadre de notre étude, les valeurs de bilan d'énergie ont été calculées pour la période 2002-2003, puis entre 2005 et 2008. Les données calculées entre le 14 mars 2002 et le 31 août 2003 ont été utilisées pour analyser et calibrer le modèle PDD. Le PDD a ensuite été validé à l'aide de données de bilan d'énergie calculées entre le 1^{er} Janvier 2005 et le 30 Novembre 2005.

3.2.2.3 Modélisation de l'albédo

Le bilan radiatif de courtes longueurs d'onde est la principale source d'énergie en surface des glaciers tropicaux, tout particulièrement dans le cas des glaciers de l'Antisana [Favier et al., 2004a&b; Wagon et al., 2009]. La présence de neige à la surface du glacier impacte directement les variations d'albédo, conduisant à une réduction de l'énergie disponible pour la fonte. La modélisation des variations d'albédo est donc cruciale dans notre exercice. Ceci a été effectué en appliquant une approche similaire à celle proposée par *Oerlemans et Knap* (1998) puis *Sicart* (2002). Dans ces études, l'évolution de l'albédo est effectuée à partir des équations suivantes :

$$a_{snow} = a_{firn} + (a_{fr\ snow} - a_{firn}) e^{-n_j/n^*} \quad (9)$$

$$a = a_{snow} + (a_{ice} - a_{snow}) \left(1 + \frac{e_s}{e_s^*}\right)^{-k} \quad (10)$$

où a_{firm} , a_{frsnow} et a_{ice} sont des paramètres caractéristiques de l'albédo de surface du névé, de la neige fraîche et de la glace (respectivement), n_j est le nombre de jours depuis la dernière précipitation neigeuse, e_s est la lame d'eau équivalente correspondant à la couche de neige accumulée sur la glace (en mm éq.e.), n^* représente les effets du métamorphisme de la neige après sa chute, e_s^* représente un seuil d'épaisseur de neige (in mm éq.e.) en dessous duquel les surface sous-jacentes contribuent à la valeur d'albédo mesurée en surface, et k reflète la diminution rapide de l'albédo avec la diminution de l'épaisseur de la neige en surface. Le schéma de modélisation de l'albédo a été appliqué en considérant que le nombre de jours depuis la dernière précipitation neigeuse n_j , augmente selon un incrément demi-horaire. Ce point permet de prendre en considération les changements rapides de la surface dus aux précipitations neigeuse diurnes. Les paramètres proposés par Sicart, [2002] et Lejeune, [2009] ont été testés, mais nous observerons que ces valeurs ne sont pas adaptées sur le site de l'Antisana.

De plus, nous avons inclus une équation supplémentaire afin de prendre en considération la dégradation progressive, sur le long terme, de l'albédo de la glace. En effet, les dépôts de poussière sur le glacier laissent apparaître des trous à cryoconites dont la formation provoque une réduction progressive de l'albédo de surface. Après chaque période d'accumulation significative de neige en surface du glacier, nous constatons que l'albédo reprend une valeur élevée. Nous avons ainsi appliqué l'équation suivante:

$$a_{ice} = a_{old\ ice} + (a_{clean\ ice} - a_{old\ ice}) e^{-\left(n_j_{glace}/n_{ice}^*\right)} \quad (11)$$

où $a_{clean\ ice}$ est la valeur de l'albédo de la glace juste après la disparition de la neige en surface, et $a_{old\ ice}$ est celui correspondant à une glace ancienne, n_j_{glace} représente l'effet du vieillissement de la glace découverte, et n_{ice}^* est l'échelle de temps représentative de ce vieillissement. n_j_{glace} est le nombre de jours depuis la disparition de la neige en surface. La valeur de n_j_{glace} est réinitialisée lorsque l'accumulation de neige est continue pendant une période supérieure à un paramètre $n_{accumulation}$. La neige étant absente de la surface dans le cas de toutes nos simulations (à 4900 m) nous n'avons pas considéré de période de mise à l'équilibre du modèle (spin up) mais avons recherché les valeurs de n_j_{glace} permettant de retrouver un albédo de la glace proche de celui des premières mesures de la période analysée.

3.2.3 Spatialisation à l'échelle du glacier 15a de l'Antisana

Le modèle exige la connaissance de la température, de l'humidité relative, de la vitesse du vent, des précipitations, et des rayonnements incidents de courtes et de grandes longueurs d'onde. La spatialisation des données sur le glacier 15a a été effectuée en supposant des gradients constants de température (LR), d'humidité relative et de vitesse du vent avec l'altitude. Ces gradients ont été déterminés à partir de mesures effectuées sur le glacier 12. Le rayonnement incident de courtes longueurs d'onde est supposé constant sur l'ensemble du glacier. Le rayonnement incident de grandes longueurs d'onde à l'altitude z ($L_{\downarrow}(z)$) est calculé en utilisant la formulation suivante:

$$L_{\downarrow}(z) = \frac{L_{\downarrow}(zref)}{\varepsilon_{atm}(zref) \sigma (T_{air}(zref))^4} * \varepsilon_{atm}(z) \sigma T_{air}^4(z) \quad (12)$$

où $\varepsilon_{atm}(zref)$ est l'émissivité de l'atmosphère à l'altitude de référence ($zref$), obtenue utilisant la formulation proposée par Brutsaert (1975), corrigée des effets de nébulosité comme dans le cas du glacier du Zongo en Bolivie [Sicart, 2002]. La nébulosité est déterminée en comparant les valeurs mesurées de rayonnement incident de courtes longueurs d'onde aux valeurs théoriques au sommet de l'atmosphère [Favier, 2004]. $\varepsilon_{atm}(z)$ est ensuite calculé de la même manière que $\varepsilon_{atm}(zref)$, en considérant que la nébulosité est constante avec l'altitude.

3.2.4 Procédure de calage et de validation du modèle de bilan d'énergie

Dans ce cadre, nous avons effectué un calage et une validation du modèle en plusieurs étapes. Le modèle a d'abord été appliqué et validé en un point quand les données mesures sur le glacier (4900 m d'altitude) sont disponibles. La fraction du rayonnement de courtes longueurs d'onde incident absorbée par la neige et la glace (paramètre a) a été calibrée avec les données du 14 mars 2003 au 31 août 2003, en utilisant les valeurs mesurées d'albédo de surface. Le modèle a ensuite été appliqué en appliquant le modèle d'albédo afin de trouver les paramétrisations permettant de reproduire au mieux les variations du bilan de masse de surface en un point. Ce calage du modèle d'albédo a ensuite été validé à partir des données mesurées entre le 1^{er} janvier 2005 et le 31 novembre 2005. La procédure a ensuite été effectuée en inversant les périodes de calage et de validation de façon à voir dans quelle mesure les

différences de calibration influent sur la qualité des modélisations sur la période de validation. Enfin, le modèle a été calé sur la période 2002-03, puis appliqué sur 2005, et 2006-2008 afin de reproduire les variations mensuelles du bilan de masse de surface en un point. Dans ce cadre, une validation croisée a été effectuée en calant le modèle sur l'année 2005 et en évaluant l'impact de cette nouvelle calibration sur les résultats obtenus pour les autres années.

Pour évaluer la performance des modèles, nous avons utilisé le test statistique proposé par Nash & Sutcliffe [1970]:

$$E = 1 - \left(\frac{RMSE}{s} \right)^2 \quad (13)$$

où s est l'écart type des observations et RMSE est la racine carrée des écarts moyens au carré existant entre le modèle et la mesure.

3.3. Importance de la dynamique glaciaire

Au fur et à mesure des années et des décennies, les bilans de masse non équilibrés produisent des changements d'épaisseur et de volume qui affectent l'écoulement de la glace. Cette réaction dynamique produit des changements de longueur du glacier, en d'autres termes, les avancées ou reculs des langues glaciaires. L'avancée ou le recul des langues glaciaires constituent une réponse indirecte, retardée du bilan de masse, dont traduit un changement climatique [Haeberli & Hoelzle, 1995; Jóhannesson, Raymond, et Waddington, 1989; Oerlemans, 2001]. Au-delà, ces variations sont fondamentales dans le cadre de l'étude de la production des écoulements en provenance des glaciers: plus le glacier est petit, plus la production des écoulements sera faible.

Ici, pour produire un mouvement de la glace vers l'aval, nous avons choisi d'appliquer une routine extrêmement simple: un automate cellulaire [Harper and Humphrey, 2002]. Ce modèle a été couplé tout d'abord au modèle PDD, puis au modèle de bilan d'énergie. Cette méthode a été largement utilisée dans le cadre d'études paléoclimatiques [Blard et al., 2007; Jomelli et al., 2011]. Le modèle considère que la glace se déplace soit par avalanche soit par déformation plastique. L'écoulement se produit en considérant que le frottement basal est constant et égal à 1 bar. Le modèle réalise des mouvements discrets de glace selon un maillage hexagonal, permettant ainsi

des mouvements dans 6 directions différentes. L'écoulement est donc largement contrôlé par la pente locale. Si le produit de la pente par l'épaisseur de glace accumulée en un point dépasse la valeur seuil du frottement basal, alors une déformation ou un glissement est simulé en déplaçant la quantité suffisante de glace vers les noyaux adjacents, de façon à réduire la pente et l'épaisseur de glace et faire repasser le produit épaisseur * pente en dessous de la valeur seuil. Le champ du flux de glace est déterminé par la conservation de la masse et les vitesses dérivées de ce flux sont très largement contrôlées par le bilan de masse de surface. Le modèle reproduit mal les vitesses d'écoulement et n'est pas approprié pour analyser le temps de réponse du glacier ou les régimes transitoires. Les simulations sont effectuées sur une période de 200 ans, de façon à assurer que le glacier a bien atteint un équilibre avec les conditions climatiques.

Ce modèle extrêmement simple a principalement été utilisé pour déterminer dans quelle mesure il permettait de reproduire la position du front actuel à partir des conditions climatiques moyennes. Une étude de sensibilité a été effectuée afin d'évaluer l'incertitude dans la position du front associée à la paramétrisation du modèle.

Chapitre 4

Analyse du lien entre température et ablation en utilisant le modèle simplifié

4.1. Modélisation de la période 2000-2008

Cette section rend compte des résultats d'une publication soumise au journal *The Cryosphere Discussion*. En raison des commentaires des rapporteurs de ce travail, d'importantes modifications ont été produites afin de soumettre une nouvelle version de ce papier. Ce chapitre correspond à l'article amélioré, prenant en compte les commentaires des rapporteurs du papier. Depuis la rédaction de ce chapitre, de nouvelles analyses, basées sur un nouveau calage plus robuste du modèle, sont venues renforcer notre analyse. Une nouvelle version, en anglais, est consultable en annexe. Cette nouvelle version sera (re-)soumise prochainement à *The Cryosphere Discussion*, et n'a pu être insérée dans le lien logique actuel de ce document. Ce chapitre comporte néanmoins de nombreuses informations complémentaires au papier présenté en annexe.

4.1.1 Données utilisées

Dans le cadre du travail effectué sur le PDD, nous avons utilisé des jeux de données journalières continues de températures, précipitations et vitesses du vent, pour la période 2000-2008. Pour ce faire, nous avons collecté et traité les données provenant de quatre stations météorologiques et de deux pluviographes à augets basculeurs (Tableau 4.1). Les données utilisées sont décrites dans la suite de ce chapitre.

4.1.1.1 Données de température

Dans notre analyse nous avons considéré tout d'abord les données de la station nommée AWS_{G1}, installée en 2002 à 4900 m d'altitude sur le glacier 15a, (Tableau

4.1). Dans le nom AWS_{G1} la lettre « G » signifie « Glacier ». Cette altitude a été prise comme référence pour nos analyses et nous avons cherché à transposer systématiquement les données utilisées et à les ramener à cette référence (AWS_{G1}).

Tableau 4.1. Liste des équipements du Glacier 15: Capteurs et leurs spécifications installés à la station AWS_{G1} (pour les calculs du bilan d'énergie de surface) et au AWS_{M1} à 4900 m d'altitude; et thermomètres au AWS_{G2} (5000 m d'altitude) et à la station AWS_{M2} (4785 m d'altitude) et caractéristiques du pluviomètre (4550 m d'altitude) et du albédomètre du AWS_{G3} (4900 m d'altitude, sur le glacier 12).

Données mesurées ¹	Type de capteur	Nom/Altitude ² /Surface	Période avec données	Précision des mesures
Température de l'air, °C	Vaisala HMP 45, aspiré ³	AWS _{G1} / 4900 / Glacier	2000-2005, 2007-2008	±0.2°C
	Vaisala HMP 45, aspiré ³	AWS _{G2} / 5000 / Glacier	2003-2004	±0.2°C
	Vaisala HMP 45, aspiré ³	AWS _{M1} / 4900 / Moraine	2005-2008	±0.2°C
Température de l'air, °C	Automatic HoboPro	AWS _{M2} / 4785 / Moraine	2000-2008	± 0.2°C
Humidité relative, %	Vaisala HMP 45, aspiré ³	AWS _{G1} / 4,900 / Glacier	2000-2005	±2 %
Vitesse du vent, m s ⁻¹	Young 05103	AWS _{G1} / 4,900 / Glacier	2000-2005	±0.3 m s ⁻¹
Direction du vent, degré	Young 05103	AWS _{G1} / 4,900 / Glacier	2000-2005	±3 deg
Rayonnement incident de courtes longueurs d'onde, W m ⁻²	Kipp&Zonen CM3, 0.305<λ<2.8μm	AWS _{G1} / 4,900 / Glacier	1999-2005,2007-2008	±3 %
Rayonnement réfléchi de courtes longueurs d'onde, W m ⁻²	Kipp&Zonen CM3	AWS _{G3} / 4,900 / Glacier 12	2006	±3 %
	Kipp&Zonen CM3, 0.305<λ<2.8μm	AWS _{G1} / 4,900 / Glacier	1999-2005,2007-2008	±3 %
Rayonnement incident de grandes longues longueurs d'onde, W m ⁻²	Kipp&Zonen CM3	AWS _{G3} / 4,900 / Glacier 12	2006	±3 %
	Kipp&Zonen CG3, 5<λ<50 μm	AWS _{G1} / 4,900 / Glacier	2002-2004	±3 %
Rayonnement de grande longueurs d'onde en provenance de la surface, W m ⁻²	Kipp&Zonen CG3	AWS _{M1} / 4,900 / Moraine	2005	±3 %
Précipitation journalière, mm	Pluviographe automatique de type HOBO ⁴	P2 / 4785 / Moraine	2000-2008	Ouverture: 200 cm ² Hauteur: 100 cm
	Pluviographe automatique de type HOBO ⁴	P4 / 4550 / Páramo	2000-2008	Ouverture: 200 cm ² Hauteur : 100 cm

¹Les valeurs utilisées sont les moyennes demi-horaires de mesures réalisées toutes les 15 secondes, à l'exception de la vitesse et de la direction du vent (une mesure unique toutes les 30 minutes).

² Altitude d'installation de la station ou capteur en m.

³Afin de limiter les erreurs de mesure résultant de l'important rayonnement tombant sur les capteurs, les thermohygromètres Vaisala sont protégés à l'aide de dispositifs spéciaux ventilés artificiellement.

⁴ Pluviographe à augets basculeurs, chaque bascule correspondant à 0.124 mm de pluie.

Lorsque les valeurs de température n'étaient pas disponibles à la station AWS_{G1} , nous avons utilisé les données de température en provenance des autres stations météorologiques. Le tableau 4.2 indique le nom des stations qui ont été utilisées pour créer le jeu de données continues pour la période 2000-2008.

Tableau 4.2. Liste de stations utilisées dans cette étude et leurs lacunes pour chaque période.

Modélisation	Période	Données d'entrée pour la modélisation de référence	Lacunes dans la série des données ¹	Données utilisées pour combler les lacunes	Validation du modèle
PDD/Bilan de masse/Line de neige	2000-2008	2000-2001: AWS_{G1}	2000-2001: 41%	AWS_{M2}	Bilan de masse mesuré & Boîtes à fusion
		2002-2004: AWS_{G1}	2002-2004 : 14%	AWS_{G2} sinon AWS_{M2}	
		2005: AWS_{G2}	2005: 21%	AWS_{M1} sinon AWS_{M2}	
		2006: AWS_{M1}	2006: 13%	AWS_{M2}	
		2007-2008: AWS_{G2}	2007-2008: 8%	AWS_{M1} sinon AWS_{M2}	

¹Nombre de jours avec lacunes (en pourcentage)

En 2005, la station AWS_{G1} a été déplacée hors du glacier à une centaine de mètre de distance et repositionnée à la même altitude sur la moraine latérale (voir station AWS_{M1} , section 2). Les données des stations AWS_{G1} ou AWS_{M1} n'ont malheureusement pas pu être obtenues en continu. En cas de lacunes, entre 2002 et 2008, nous avons utilisé les données de la seconde AWS_{G2} installée sur le glacier (voir, Section 2). Cette deuxième station avait été installée en 2002 près de la station AWS_{G1} (4.900 m) pour vérifier la bonne correspondance des valeurs. Cette station est facilement mobile, c'est pourquoi elle a été déplacée pour des périodes courtes en fonction d'objectifs scientifiques spécifiques. En 2003 la station AWS_{G2} a été déplacée à une altitude de 5.000 m sur le glacier 15a, en 2005 elle a ensuite été réinstallée à plusieurs reprises à 4900 m. La station WS_{G2} a été désinstallée en 2004 tandis qu'en 2006 la WS_{G2} fut rebaptisée comme WS_{G3} car installée sur le glacier 12 à 4900 m (WS_{G3} , Section 2). Après 2006, cette station est donc de nouveau sur le glacier 15a à 4900 m d'altitude.

En dehors de ces mesures, entre 2000 et 2008, nous avons utilisé des mesures de température effectuées à 4785 mètres d'altitude avec un capteur HOBOPro installé dans un abri de type Stevenson type « B ». Nous désignerons ici ces données sous le nom de « AWS_{M2} » dans le Tableau 4.2 et sur la Figure 2.3. Les mesures effectuées aux stations « AWS_{M2} » et AWS_{M1} ont été corrigées en utilisant une régression linéaire pour les ramener à l'altitude de 4900 m (celle de l' AWS_{G1}).

La qualité des données de température a été vérifiée au cours de sorties régulières sur le terrain. Ces sorties étaient effectuées à peu près tous les 10 jours pour détecter les dysfonctionnements de la ventilation, de l'alimentation, des capteurs, des systèmes d'acquisition ou de la structure des supports. Nous avons comparé à chaque fois les données de chaque capteur avec celles des capteurs voisins. Nous n'avons pas utilisé les données suspectes, soit 1,2% du total des données.

Les données de toutes les stations ont pu être corrigées grâce aux corrélations que nous avons calculées, lorsque les données étaient simultanément disponibles avec la station de référence (AWS_{G1}, voir Tableau 4.2 & 4.3). Les corrélations entre les températures journalières aux stations AWS_{G1}, AWS_{G2}, AWS_{M1} et le HOBOPro, calculées pour des périodes communes sont significatives (Tableau 4.3). Les équations des droites de régression ont donc été utilisées pour combler les lacunes de la station AWS_{G1} entre 2002 et 2004 (14% des 1096 jours). En 2005, et en 2007-2008, nous avons utilisé les données de la station AWS_{G2} comme entrée du modèle PDD. Les lacunes (respectivement 21% des 365 jours et 8% des 731 jours) ont été comblées avec les données de la station AWS_{M1}. En 2006, les mesures de l'AWS_{M1} ont été utilisées de préférence. Enfin nous avons utilisé les données de la station AWS_{M2} pour combler les lacunes des AWS_{G1}, AWS_{G2} et AWS_{M1} (Tableau 4.2). Ces données nous ont permis de constituer un jeu de données de température homogène entre 2000 et 2008 à 4900 mètres d'altitude.

Tableau 4.3. Description des données journalières de température utilisées et les corrélations avec les données du glacier 15a à 4900 m d'altitude.

Station	AWS _{G1}	AWS _{M1}	AWS _{M2}
Coefficient de détermination (r^2) avec AWS _{G1} durant chaque période ¹		Not available	0.80 (2002-2004)
Coefficient de détermination (r^2) avec AWS _{G2} durant chaque période ¹	0.90 & 0.85 (2002 & 2003)	0.87 & 0.89 (2005 & 2008)	0.75 & 0.86 (2003 & 2007-2008)
Coefficient de détermination (r^2) avec AWS _{M2} durant chaque période ¹	0.80 (2002-2004)	0.89 (2005-2008)	

¹Les périodes sont entre parenthèses.

4.1.1.2 Données de précipitations

Les valeurs journalières des précipitations de référence utilisées pour l'analyse du modèle PDD proviennent du pluviographe à auget basculeur HOBO appelé P4

(Figure 2.3) situé sur les zones herbeuses du « páramo » à 4550 mètres d'altitude. Ces données sont de moins bonne qualité que celles du pluviographe GEONOR installé depuis 2005 au niveau de l'AWS_{M1}, mais elles permettent d'obtenir une plus longue série de données continues. La qualité des données du P4 a été contrôlée et validée à partir des données d'un pluviomètre totalisateur, situé à proximité et à la même altitude. L'écart entre cumuls mensuels de précipitation enregistrés entre le pluviographe et le pluviomètre totalisateur n'a dépassé +20% que pour deux mois seulement. Nous avons écarté les valeurs mesurées pour ces deux mois, et les avons remplacées par les valeurs du pluviographe le plus proche, le pluviographe appelé P2. Ce dernier est situé à 4875 mètres d'altitude (Figure 2.3 et Tableau 4.1). Notons que le coefficient de corrélation de la série des précipitations journalières des pluviographes P2 et P4 n'est pas très élevé ($r^2 = 0.60$, $n = 2378$ $p = 0.001$, entre 2000 et 2008). Cela s'explique principalement par le fait que des précipitations solides (sous forme de neige) surviennent plus fréquemment au P2 qu'au P4 et que la fonte des précipitations dans le pluviographe P2 est retardée. En effet, les capteurs ne peuvent pas être chauffés artificiellement dans ces zones en raison de l'important besoin en énergie. Ceci crée un retard entre l'occurrence de la précipitation et l'enregistrement de celle-ci. Ce retard et la sous-captation sont les principaux biais de mesure que nous avons constaté sur le terrain.

La moyenne annuelle des précipitations pour la période 2000-2008 à 4550m d'altitude était de 1070 mm. Bien que cela ait été recommandé par Wagnon et al. [2009] pour les pluviomètres dédiés à mesurer les précipitations neigeuses, nous n'avons pas appliqué de correction aux données de précipitations enregistrées par ces pluviomètres, car nous souhaitions initialement évaluer l'incertitude des résultats lorsque le modèle est forcé par des données brutes. De plus, en se basant sur des comparaisons effectuées à l'aide des précipitations mesurées avec 4 pluviomètres situés entre 4400 et 5000 mètres d'altitude dans le bassin du glacier 15 de l'Antisana et les mesures d'accumulation réalisées au sommet à 5760 mètres d'altitude, Favier et al. (2008) avait suggéré que les précipitations sur le bassin du Glacier 15 ne présentaient pas de gradient vertical et, par suite, étaient proches de la valeur donnée par le P4. Les travaux de Wagnon et al., [2009] et les résultats récents de Basantes, [2015] laissent penser que cette conclusion serait erronée, les précipitations étant largement sous-estimées sur le site de l'Antisana. La valeur moyenne et l'hypothèse de variation des précipitations en fonction de l'altitude adoptée ont un impact important sur les calculs

et modélisations du bilan de masse de glacier. Pour rendre compte cet impact, nous pouvons analyser les résultats de calculs de bilan de masse à l'aide du PDD, pour lesquels nous avons appliqué un gradient linéaire sur les valeurs de précipitations. En supposant une augmentation linéaire des précipitations de façon à obtenir +50% de précipitations au sommet par rapport au front, le bilan de masse de l'ensemble du glacier augmenterait de 240 mm éq.e. pour la période 2000-2008. Nous verrons que cela est du même ordre de grandeur que la valeur même du bilan de masse. Une augmentation de 50% des précipitations sur l'ensemble du glacier a un impact deux fois plus important encore. Ceci montre bien que le choix de la valeur moyenne et du gradient est crucial pour le calcul du bilan de masse du glacier. Cependant, la valeur de précipitation moyenne mesurée au front du glacier (aux pluviomètres P2 et P4) semble être pertinente pour évaluer la variabilité de l'accumulation au sommet. Néanmoins, nous évaluerons les incertitudes associées à ces hypothèses dans ce document de thèse (voir section 4.1.1.2).

En définitive, nous avons choisi de prendre comme référence de précipitations les valeurs du pluviomètre P4 pour l'ensemble du glacier plutôt que celles du pluviographe P2, plus élevé, car les erreurs de mesure dues aux précipitations solides étaient beaucoup plus fréquentes au niveau du P2. Pour notre période d'étude, les lacunes relevées au niveau du P4 ont été reconstituées à partir du P2, ce qui correspond à 6% du nombre total de données.

4.1.1.3 Données continues de bilan d'énergie de surface

Les données journalières de température et de bilan d'énergie issues de la station AWS_{G1} entre le 14 mars 2002 et le 31 août 2003 ont été utilisées dans le cadre de l'analyse de corrélation au niveau journalier, mais aussi pour le calage du modèle simple d'ablation basé sur l'équation du PDD. Les bilans d'énergie de surface ont été calculés à 4900 m d'altitude, en continu sur 530 jours à l'exception de la période allant du 2 mai 2002 au 6 mai 2002. Cette période est en effet marquée par des lacunes de données.

Un deuxième jeu de données a été utilisé ici pour valider le PDD entre le 1^{er} janvier 2005 et le 31 novembre 2005. En dehors des valeurs de rayonnement incident de grandes longueurs d'onde, disponibles à l'AWS_{M1}, les données utilisées sont celles

de l'AWS_{G2}, installée sur le glacier. Lorsque les données étaient manquantes nous avons utilisées celles de l'AWS_{M1}.

Enfin, les mesures d'albédo effectuées au niveau des stations AWS_{G1} et AWS_{G2} ont été utilisées pour obtenir des informations sur l'état de surface du glacier entre 2002 et 2008 (Table 5). Les données d'albédo de l'année 2006 ont été obtenues à 4900 m sur le glacier 12 situé sur le flanc sud du volcan, à 3 km du Glacier 15. Les capteurs de rayonnement utilisés sur cette station sont les mêmes que ceux installés sur l'AWS_{G1}.

L'ablation journalière en provenance du modèle simplifié a été comparée aux valeurs du bilan d'énergie calculé pour une surface horizontale à l'aide de la méthode proposée par Favier et al. [2011]. Les calculs ont été validés à partir de mesures directes de fonte journalière effectuées à l'aide de 3 boîtes à fusion similaires à celles utilisées par Wagnon et al. [1999] (Figure 4.1) placées à proximité de l'AWS_{G1} (à 4900 m d'altitude) entre mars 2002 et juin 2003 [Favier, 2004].

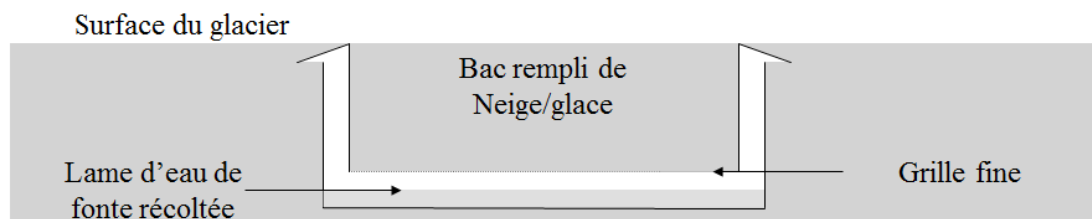


Figure 4.1. Schéma d'une boîte à fusion d'après Favier, [2004].

Les résultats de nos calculs montrent un meilleur accord avec les valeurs de fonte mesurées que les calculs publiés par Favier et al. (2004). Le coefficient de corrélation entre observation et modèle est de $r = 0.91$ au lieu de 0.86 dans le cas de Favier et al. (2004). La droite de régression est aussi plus proche de la ligne $x = y$, et présente une pente de 1.01 (0.89 dans le cas de Favier et al., [2004a]).

Le glacier est tempéré et il n'y a pas de saisonnalité dans l'ablation. C'est pourquoi la température de la surface et en sub-surface atteint la valeur de 0°C pratiquement tous les jours. Le stockage de chaleur sous la surface du glacier 15a sur une période de temps assez longue est donc considéré comme nul. Les apports d'énergie en surface doivent donc être utilisés pour la fonte en surface et sub-surface. En conséquence, la valeur moyenne annuelle d'ablation proposée par Favier et al., [2004a] est pratiquement la même que celle proposée dans notre étude (la différence est

seulement de 0.4% entre les deux méthodes. Cela suggère que le flux de chaleur par conduction (G0) à l'intérieur de la neige/glace peut être négligé sur un an. Par contre, les différences entre les deux approches sont importantes, si l'on se réfère aux valeurs journalières. Dans ce cas, les écarts atteignent 20 mm éq.e. j⁻¹ (écart-type des différence de 5 mm éq.e. j⁻¹) parce que les effets de regel se produisant la nuit peuvent perdurer en subsurface au cours de la journée. Cela démontre que l'utilisation d'un schéma de calcul incluant G0 et la pénétration du rayonnement solaire dans la glace [e.g., Mölg et al., 2008, 2009] est totalement nécessaire si nous souhaitons analyser les processus d'ablation à l'échelle journalière. Cette incertitude provenant des calculs de Favier et al. [2004a] explique en partie pourquoi les résultats de Sicart et al. [2007] ne montraient aucune relation entre ablation et température, alors que cette relation semble faible mais significative ici.

4.1.1.4 Données utilisées pour calculer la sublimation

Les valeurs de sublimation pour la période 2000-2008 ont été calculées à partir de la vitesse du vent uniquement. Les données de vitesse du vent utilisées sont celles provenant de la même station que la station ayant produit les mesures de température (voir section 2.3.8). Lorsqu'aucune donnée de vitesse du vent n'était disponible, nous avons utilisé les données en provenance des réanalyses (NCEP1) de NCEP-NCAR (Table 2). Les données utilisées sont celles du point de grille le plus proche de l'Antisana (77° W; 0.2° S). NCEP1 correspond à des réanalyses disponibles de 1948 à nos jours [Kalnay et al., 1996]. Le modèle utilisé dans le cadre de ces réanalyses NCEP1 produit des données toutes les 6 heures selon une grille spectrale T62 et selon 28 niveaux verticaux s'étendant de la surface jusqu'au niveau de pression de 3 hPa [hoteet al., 1996]. Il utilise un schéma d'assimilation de données séquentiel toutes les 6 h (3D variation). Les données de vent utilisées ici sont celles disponibles à 600 hPa. Ces données ont été comparées à celles observées sur le terrain à 4900 mètres d'altitude, permettant ainsi de combler les lacunes (17% sur la période étudiée). Les données de vent des réanalyses présentent un biais de 0.3 ms⁻¹ que nous avons supposé faible dans le cas de notre calcul en comparaison aux autres incertitudes de nos calculs de bilan de masse.

4.1.1.5 Données glaciologiques utilisées pour le PDD et sa validation

Dans cette étude, nous avons utilisé les données glaciologiques présentés sur le Tableau 4.4.

Tableau 4.4. Données utilisées pour le modèle PDD, étalonnage et validation.

Donnée	Modèle/Méthode	Période	Emplacement
Fonte journalière	Calcul de BES	Mars 14, 2002- Août 31, 2003 Jan-Nov 2005	AWS _{G1}
Fonte mesurée	Boîtes à fusion	Mars 12, 2002-Juin 11, 2013 (43 jours): Antisana, (4900 m d'altitude)	AWS _{G1}
Photographies terrestres	Appareil de photo automatique	2004–2008: 712 photos quotidiennes	Antisana Glacier 15 Moraine frontal (4875 m d'altitude)
Albédo journalier	pyranomètres type CM3 Kipp&Zonen	1999-2005: à AWS _{G1} 2006: sur l'Antisana Glacier 12 (4900 m d'altitude) 2007-2008: à AWS _{G2}	Sur les glaciers Antisana 15 et 12
Température de l'air annuelle	NCEP1 résultats	1950-1985	570 hPa
Température historique mensuelle		1950–1985: Quito,	Station Quito Observatoire (2820 m d'altitude.)

1) Fonte journalière mesurée

Nous avons utilisé des mesures de fonte journalière (pour 43 jours en 2002-2003) obtenues à partir de boîtes de fusion (Figure 4.1), décrites par Favier et al., [2004a]. Ces boîtes à fusion sont semblables à celles décrites par Wagnon et al., [1999]. Il s'agit d'une boîte cylindrique (50cm de rayon et 20cm de hauteur) remplie de neige ou de glace, avec un fond grillagé. Cette boîte est placée à l'intérieur d'une autre boîte, légèrement plus grande qui permet de recueillir l'eau de fonte. La boîte à fusion était enfoncée dans la glace ou la neige pour reproduire le plus fidèlement possible les conditions de surface du glacier. Le poids du volume d'eau recueilli par chaque boîte était mesuré à intervalles réguliers avec une précision de ± 1 g. En cas de surface découverte de neige, pour évaluer la fonte de la glace, nous avons essayé d'introduire le morceau de glace le plus gros possible dans la boîte, puis de remplir les trous avec des morceaux plus petits, jusqu'à obtenir une surface semblable à celle de la glace environnante, en faisant attention de conserver la poussière qui recouvrait la glace. Les données utilisées ici ont déjà été utilisées dans le cadre de l'étude présentée par Favier et al., [2004a]. Dans nos études, nous avons pris garde d'écarter toutes les mesures perturbées par des précipitations liquides.

La précision des boîtes à fusion est difficile à estimer. En particulier, les boîtes représentent une épaisseur de glace/neige limitée et ne prennent donc pas en compte l'ensemble de la fonte de sub-surface. En nous basant sur l'application du modèle de bilan d'énergie de surface de Favier et al., [2011], nous avons pu estimer que la fonte survenant en dessous de 20cm de la surface ne représentait que 1,6% du total de la fonte et pouvait donc être considérée comme négligeable. Pour aller plus loin dans l'estimation des incertitudes de mesure des boîtes à fusion, nous avons comparé les valeurs de fonte mesurées dans les boîtes à fusion avec les données de bilan d'énergie calculées avec la méthode de Favier et al. [2011] (voir section 5.2). Cette comparaison suggère que la fonte mesurée est en général inférieure à la fonte calculée. Nous supposons qu'une partie de l'eau de fonte est retenue entre les petits morceaux de glace par capillarité. Ces comparaisons laissent penser que l'incertitude des boîtes est située à entre 5 et 10 mm d'équivalent en eau par jour. Cependant ces différences ne sont pas seulement dues aux biais et aux imprécisions des boîtes à fusion elles-mêmes. En effet, l'albédo des boîtes à fusion n'est pas directement mesuré au-dessus des boîtes. Enfin, la méthode de calcul des bilans d'énergie présente aussi ses propres valeurs d'incertitude.

2) Bilan annuel du glacier 15a de l'Antisana

Les variations du bilan de masse annuel du glacier 15a de l'Antisana avec l'altitude ont été utilisées pour valider nos modélisations. Ces variations, appelées «profil vertical de bilan de masse » seront dénommées $b(z)$ dans la suite de ce document. Les valeurs de $b(z)$ ont été calculées à partir des mesures ponctuelles de bilan de masse annuel et de la détermination de l'altitude de la ligne d'équilibre (ELA) pour la période 2000-2008. Ces données et calculs sont disponibles dans les bases de données de GLACIOCLIM et du WGMS. Les mesures et les méthodes ont été décrites par Francou et al.,[2004] et ne seront pas décrites dans le détail ici.

3) Bilans de masse ponctuels annuels

Les données de bilans de masse ponctuels du glacier 15a de l'Antisana sont disponibles depuis 1995 sur le site du SO GLACIOCLIM. Nous avons utilisé ici les données disponibles entre 2000 et 2008. Nous présentons ici les valeurs proposées par Basantes, [2015]. Les valeurs proposées ont été calculées en utilisant la méthode glaciologique, mais ont été corrigées en prenant en compte une délimitation plus

précise du contour du glacier. Les données ont aussi été corrigées en utilisant des valeurs de bilan de masse obtenues entre 1997 et 2009 à l'aide de la méthode utilisant les restitutions photogrammétriques des images de 1997 et 2009.

Nous avons utilisé ces données car Basantes, [2015] a montré que le bilan de masse cumulé calculé avec la méthode glaciologique était significativement différent de celui obtenu avec la méthode géodétique. Ces résultats montrent que cette dernière méthode était indispensable pour quantifier, de manière plus précise le bilan de masse annuel. Dans le cas présent, nous expliquons ces différences entre les deux approches en raison de la méthode d'interpolation des valeurs d'accumulation au sommet utilisée, mais aussi de la méthode d'interpolation choisie entre 5000 m et 5300 m d'altitude, zone pour laquelle nous ne disposons d'aucune mesure de terrain (difficulté d'accès, présence de crevasses). L'interpolation est effectuée à partir de la mesure d'accumulation effectuée sur le point d'altitude le plus bas (en général 5300 m) et le point de mesure d'ablation le plus élevé (5000 m à 5050 m). Cette zone non documentée représente une surface considérable (60 % de la surface du glacier). Dans cet intervalle, la variation du bilan telle qu'établie par la méthode d'interpolation ($b(z)$) est donc totalement arbitraire.

4) Bilans de masse spécifique annuelle (b_a)

Les valeurs de $b(z)$ ont été interpolées pour définir le modèle du bilan de masse spécifique annuel (b_a) du glacier. Pour ce faire, chaque bilan de masse ponctuel est appliqué sur une zone spécifique pour laquelle il est considéré comme représentatif. Nous avons utilisé ici l'hypsométrie et le calcul des surfaces proposés par Basantes-Serrano [2015]. Les valeurs proposées sont mises à jour annuellement (de 1997 et de 2009) à partir de modèles numériques de terrain (MNT) établis sur la base d'images satellites et de mesures topographiques annuelles effectuées sur le pourtour de la langue glaciaire.

Lorsque nous interpolerons les valeurs de bilans de masse ponctuels modélisés à l'aide du modèle simplifié, nous utiliserons les mêmes surfaces représentatives et la même hypsométrie.

5) Evaluation de l'altitude de la ligne de neige

Au cours des sorties sur le terrain, nous avons réalisé des observations et des photographies de la surface du glacier pour estimer l'altitude de la ligne de neige sur le glacier. L'altitude de la ligne de neige a aussi été estimée à partir de photos prises par un appareil photographique automatique de basse résolution (Fujifilm FinePix 1400) installé sur la moraine frontale à 4785 mètres d'altitude. Ces photographies, prises du point appelé « Photo » sur la Figure 2.3 ont été ensuite géoréférencées à l'aide de la méthode proposée par Corripio (2004). L'examen de la couleur de chaque pixel nous a permis de reconstituer l'altitude pour laquelle l'intensité de la réflexion de la lumière varie brutalement, reflétant le passage entre les surfaces couvertes et découvertes de neige. Nous avons ainsi pu suivre la position et les déplacements en altitude de la ligne de neige pour une période de 5 ans (2004 à 2008). Un total de 712 photos journalières de bonne qualité nous a permis de suivre de manière presque continue les variations de la ligne de neige. Son altitude a été estimée avec une précision de ± 10 m.

4.1.2 Justification de l'approche consistant à corrélérer flux d'énergie et variables météorologiques

L'analyse des corrélations a été effectuée à l'aide de données mensuelles et journalières enregistrées en 2002 et 2003. Ces données sont celles de la station météorologique automatique (AWS_{G1}) située sur le glacier 15a de l'Antisana à 4900 mètres d'altitude (Tableau 4.1). Nous verrons que ces analyses permettent de réaliser un modèle permettant de calculer l'ablation à partir de données journalières de température, vitesse du vent et précipitation.

4.1.2.1 Corrélation au pas de temps mensuel

Afin d'analyser dans quelle mesure la température est reliée au processus d'ablation et au bilan d'énergie, nous avons effectué une étude de corrélation de cette variable avec celles du bilan d'énergie de surface. Nous avons tout d'abord basé notre analyse sur des corrélations calculées entre les flux d'énergie entrants, les précipitations et la température à l'échelle mensuelle entre mars 2002 et août 2003 (tableau 4.3). Les coefficients de corrélation ont été également calculés pour la vitesse du vent, car cette variable a des répercussions importantes sur les processus d'ablation à l'Antisana. Nous avons aussi calculé les cumuls des valeurs positives de température (demi-heure) sur un mois, ces valeurs sont ici notées T₊.

Au niveau de l'AWS_{G1}, les moyennes mensuelles de la température sont généralement mal corrélées avec celles des flux d'énergie entrants ($S \downarrow$, $L \downarrow$, LE, H). Les corrélations avec $L \downarrow$ et $S \downarrow$ sont faiblement significatives ($p = 0,002$). La corrélation avec $S \downarrow$ est négative (Tableau 4.5), ce qui est contre-intuitif. Une explication peut être donnée lorsque l'on regarde de plus près le lien existant entre le vent et la météorologie locale. En effet, les vents forts sont associés à un effet de foehn dans les zones situées sous le vent. Cela induit une diminution de la nébulosité et une forte sublimation dans les zones concernées (voir la corrélation entre u et $L \downarrow$ ou LE). Des valeurs fortement négatives de LE entraînent un léger refroidissement de la glace de surface (corrélation négative entre $L \uparrow$ et la vitesse du vent, mais existence d'une corrélation positive avec la température). Ainsi, nous observons qu'en cas d'existence d'une relation significative entre la température mensuelle (ou la vitesse du vent) et la fusion, alors celle-ci reflèterait principalement l'impact de l'effet de foehn sur les variables météorologiques locales. Cet effet de foehn est un phénomène local, lié à la position du glacier sur les flancs du volcan. La relation existant au niveau mensuel entre le vent et $S \downarrow$ est donc locale et ne pourra pas être extrapolée ailleurs.

En outre, la vitesse du vent présente des corrélations importantes avec les flux entrants (Tableau 4.5). Pourtant, de façon surprenante, la vitesse du vent n'est corrélée ni avec albédo, ni avec le rayonnement net, ni avec la fusion (Tableau 4.5). En fait, les variations des flux entrants ne sont pas en mesure d'expliquer les variations de la fonte (Tableau 4.6). La fusion est presque totalement contrôlée par les variations d'albédo (voir Tableau 4.5, voir également les corrélations entre fusion, S et R). Les précipitations montrent ainsi des corrélations significatives avec S et l'albédo, ce qui suggère que la précipitation est la clé pour la modélisation de bilan de masse en Equateur.

Tableau 4.5. Coefficients de corrélation (r) calculées entre les valeurs mensuelles de la température, la température positive cumulée ($T+$), les précipitations et les différents flux d'énergie entrants mesurés à AWSG1 entre mars 2002 et août 2003. Sont notés en gras les coefficients de corrélation significatifs au niveau $p = 0,001$.

r	ΔQ	$S\downarrow$	$S\uparrow$	S	α	$L\downarrow$	$L\uparrow$	L	R	H	LE	$LE+H$
$T, AWS_{Gl}, ^\circ C$	0,69	-0,55	0,81	0,22	-0,62	0,51	-0,76	0,46	0,54	-0,62	0,68	0,42
$T+, AWS_{Gl}, ^\circ C$	0,73	-0,43	0,76	0,32	-0,67	0,39	-0,67	0,33	0,59	-0,49	0,56	0,40
<i>Precipitation, HOBO, mm</i>	-0,60	-0,21	-0,42	-0,73	0,74	0,32	0,02	0,36	-0,68	-0,10	0,26	0,49
u, AWS_{Gl}, ms^{-1}	-0,17	0,93	-0,76	0,30	0,25	-0,84	0,80	-0,82	-0,12	0,95	-0,87	-0,16
$\Delta Q, mm \text{ eq.e.}$		0,02	0,70	0,80	-0,91	0,05	-0,50	-0,02	0,97	-0,24	0,17	-0,11

Enfin, nous constatons un lien faible mais significatif ($p = 0,004$) entre $T+$ et la fusion. Ce lien a déjà été suggéré par Francou et al., [2004], qui ont proposé, à partir de données relevées entre Janvier 1995 et Décembre 2002, que la température mensuelle et les précipitations solides jouaient un rôle de premier ordre sur les variations d'albédo du glacier 15a et sur son bilan de masse spécifique. Nous proposons ici d'analyser cette relation plus en détail car l'existence de mesures directe de fonte à l'aide de boîtes à fusion permet d'envisager le calage de facteurs de fonte. C'est pourquoi, une analyse des corrélations a été effectuée au pas de temps journalier.

4.1.2.2 Corrélations au pas de temps journalier

Nous avons effectué un exercice de corrélation similaire au précédent mais en passant à un pas de temps journalier sur la période 2002-2003. Au cours de cette période, le bilan radiatif net de courtes longueurs d'onde était de loin la variable la plus fortement impliquée dans les processus de fonte ($r = 0,88$, $n = 530$, $p = 0,001$) (Tableau 4.6), cf. Favier et al. (2004a et b) pour plus de détails). La fusion peut donc être modélisée avec une précision raisonnable à partir de cette variable uniquement. Reproduire les variations d'albédo est donc crucial en Equateur. Ici, nous observons que l'albédo est la seule variable présentant une corrélation significative avec la température au niveau journalier (même si les corrélations sont plutôt faibles avec T ($r = -0,53$), et avec le cumul des valeurs de température demi-horaires positives (notée $T+$, $r = -0,53$) celles-ci sont significatives à $p = 0,001$). Ce point reflète l'impact important de l'altitude de l'isotherme $0^\circ C$ sur la phase de précipitation et explique pourquoi la fusion est également significativement corrélée avec la température ($r = 0,62$ et $0,62$, avec T et $T+$, respectivement). Inversement, les corrélations entre la fusion et la vitesse du vent

ou les précipitations sont inexistantes (Tableau 4.6). La construction d'un modèle de fusion basé sur les valeurs journalières de la température apparaît donc en partie justifiée.

Néanmoins, la faiblesse des corrélations observées ne permet pas de justifier de façon indiscutable l'existence d'une relation entre bilan de masse et température. Ecrire un modèle sur la base de la relation existant entre température et fusion serait donc hasardeux. Nous avons donc décidé d'aller plus loin dans cette analyse et avons examiné si les corrélations entre la température, la fonte ou les valeurs des flux de chaleur entrants étaient stables au cours de l'année.

Tableau 4.6. Coefficients de corrélation (r) calculés entre les valeurs journalières de température, température positive cumulée ($T+$), fusion (ΔQ), la vitesse du vent (u) et les différents flux d'énergie mesurés à AWS_{G1} au cours de la période 2002-2003 ($n = 530$ jours). Les périodes de haute et basse vitesse du vent (période 1 et période 2 (dénommées P1 et P2 dans ce tableau)) représentent 240 et 290 jours, respectivement. Une séparation additionnelle est effectuée pour la période 1 pour garder les observations. Sont notés en gras les coefficients de corrélation significatifs ($p = 0,001$).

r	Significatif à 0.001 si $ r $ est plus élevé que	ΔQ	S_{\downarrow}	S_{\uparrow}	S	α	L_{\downarrow}	L_{\uparrow}	L	R	H	LE	$LE+H$
T , °C, P1+P2	0.15	0.62	0.13	0.37	0.45	-0.53	-0.16	-0.23	-0.21	0.46	0.09	0.14	0.45
P1(P1 & $\bar{u} < 4 \text{ m s}^{-1}$)	0.22(0.45)	0.60(0.48)	0.15(0.43)	0.39 (0.09)	0.47(0.48)	-0.53(-0.44)	-0.28(-0.54)	-0.13(0.22)	-0.32(-0.56)	0.43(0.36)	0.07(0.52)	0.05(-0.25)	0.23 (0.28)
P2	0.20	0.60	0.45	0.11	0.56	-0.50	-0.47	-0.02	-0.51	0.46	0.53	-0.20	0.60
$T+$, °C, P1+P2	0.15	0.62	0.21	0.29	0.49	-0.53	-0.23	-0.10	-0.27	0.47	0.08	0.13	0.43
P1(P1 & $\bar{u} < 4 \text{ m s}^{-1}$)	0.22(0.45)	0.58(0.54)	0.16(0.48)	0.34 (0.10)	0.44(0.53)	-0.49(-0.47)	-0.26(-0.56)	-0.04(0.25)	-0.29(-0.58)	0.41(0.42)	0.04(0.44)	0.08(-0.21)	0.25 (0.24)
P2	0.20	0.61	0.51	0.07	0.60	-0.51	-0.54	0.12	-0.57	0.48	0.44	-0.14	0.54
Precipitation, mm, P1+P2	0.15	-0.28	-0.20	-0.13	-0.34	0.37	0.32	-0.16	0.33	-0.25	-0.19	0.13	-0.09
P1(P1 & $\bar{u} < 4 \text{ m s}^{-1}$)	0.22(0.45)	-0.30 (-0.39)	-0.23(-0.06)	-0.15(-0.44)	-0.36 (-0.40)	0.38(0.47)	0.40 (0.32)	-0.12(-0.07)	0.41 (0.35)	-0.24 (-0.35)	-0.24(-0.07)	0.17(0.15)	-0.07(0.10)
P2	0.20	-0.30	-0.19	-0.17	-0.32	0.39	0.29	-0.22	0.28	-0.27	-0.14	0.06	-0.14
u , m s^{-1} , P1+P2	0.15	0.05	0.66	-0.53	0.32	0.03	-0.53	0.27	-0.54	0.09	0.82	-0.79	-0.04
P1(P1 & $\bar{u} < 4 \text{ m s}^{-1}$)	0.22(0.45)	-0.17(-0.05)	0.62 (0.18)	-0.56 (-0.18)	0.18(0.04)	0.11(0.07)	-0.50 (-0.11)	0.22(-0.19)	-0.50 (-0.17)	-0.06(-0.03)	0.79(0.62)	-0.75(-0.62)	-0.13(-0.01)
P2	0.20	0.43	0.52	-0.17	0.45	-0.22	-0.32	-0.11	-0.36	0.40	0.75	-0.75	0.21
ΔQ , mm eq.e., P1+P2	0.15		0.44	0.46	0.88	-0.86	-0.29	-0.19	-0.34	0.94	0.15	-0.02	0.23
P1(P1 & $\bar{u} < 4 \text{ m s}^{-1}$)	0.22(0.45)		0.34(0.62)	0.62(0.49)	0.85(0.97)	-0.90(-0.92)	-0.33(-0.55)	-0.22 (-0.11)	-0.38(-0.64)	0.91(0.96)	0.01(0.14)	-0.02(-0.33)	-0.03(-0.22)
P2	0.20		0.73	0.26	0.97	-0.83	-0.52	-0.01	-0.56	0.96	0.52	-0.34	0.40

Il apparaît que la vitesse du vent est la seule variable conduisant à une saisonnalité significative des variables météorologiques sur le site du glacier 15a. Forts de ce constat, nous avons analysé les corrélations en fonction de la vitesse du vent. Nous regardons ici les corrélations existant entre $S\downarrow$, $L\downarrow$, LE, H et la fusion, et montrons que celles-ci sont grandement affectées par les épisodes de vents forts. En effet, les choses s'éclairent si nous divisons la période étudiée en fonction de la vitesse du vent [période 1 = période ventée, et période 2 = sans vent, voir [Favier et al., 2004a]. Nous considérons ici la période 1 comme la période allant du 1 juillet au 15 octobre, et la période 2 comme la partie restante de l'année. $S\downarrow$ apparaît alors significativement corrélée avec la fusion pendant la période 2 (Tableau 4.6), alors que ce n'est plus le cas au cours de la période 1. Il arrive aussi que des conditions de vent faible surviennent lors de la période 1 (nous considérons ici une période « sans vent » lorsque la moyenne mobile sur 7 jours de la vitesse du vent est inférieure à 4 m s^{-1}). Dans ce cas, la corrélation redevient significative de façon intermittente. Le vent a donc un rôle important sur la relation existant entre T et les flux d'énergie. Lors des jours « sans vent », les flux turbulents de chaleur sont faibles. La fonte est alors fortement reliée à S. Le brassage de l'air n'est pas non plus suffisant pour altérer la relation existant entre S et le réchauffement de surface. La température de l'air est donc modérément mais significativement corrélée avec $S\downarrow$ ($p = 0,001$). Cependant, cette relation disparaît totalement lorsque les vents sont forts car les flux turbulents jouent un rôle de plus en plus important dans le bilan d'énergie de surface et dans les processus de fusion. Ces observations sont confirmées lorsque nous analysons en détail les relations existant entre $T+$ et les différents flux du bilan d'énergie de surface au cours des jours pour lesquels des mesures directes de fusion ont été effectuées sur le terrain (Figure 4.2). En effet, les valeurs de $T+$ sont alors corrélés significativement ($p = 0,001$) avec le rayonnement incident de courtes longueurs d'onde et avec le rayonnement net de courtes longueurs d'onde uniquement au cours des périodes sans vent. Les corrélations disparaissent là-encore lorsque les flux turbulents deviennent élevés, (en raison des vents forts).

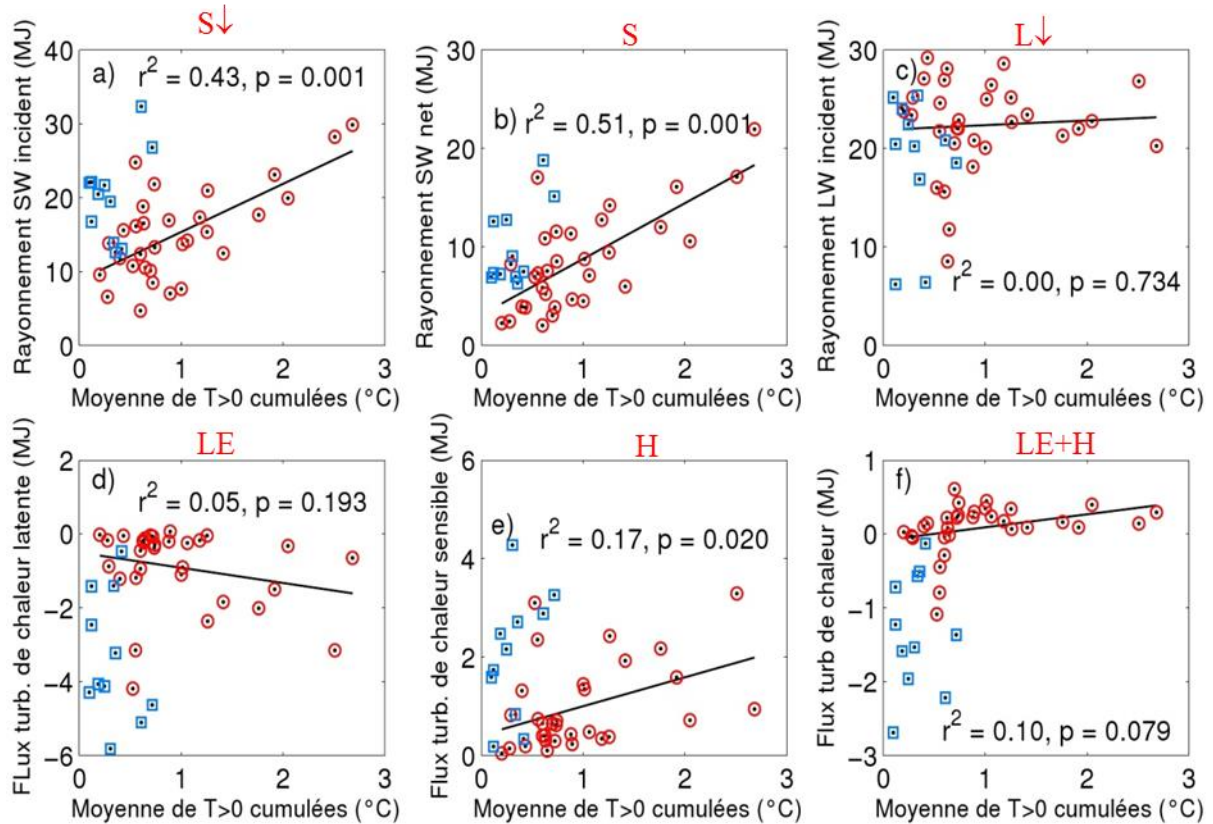


Figure 4.2. Comparaison entre les valeurs de températures cumulées positives sur la journée et la fonte mesurée dans les boîte de fusion et a) rayonnement de courtes longueurs d'onde incident, b) rayonnement net de courtes longueurs d'ondes, c) rayonnement de grandes longueurs d'onde incident, d) flux turbulent de chaleur latente, e) flux turbulent de chaleur sensible, et f) flux turbulents de chaleur (LE + H). Les carrés bleus se réfèrent à la période 1 (période de vent) et des cercles rouges se réfèrent à la période 2 (période « sans vent »). Les droites de régression et les coefficients de corrélation sont effectuées à partir des données de la période 2 seulement.

En conséquence, au cours des périodes de vent faible ou modéré, une corrélation significative apparaît entre la température de l'air et S_{\downarrow} , ainsi qu'entre T et l'albédo. Nous avons calculé que la proportion des volumes de fonte apparaissant au cours des périodes de vent faibles (période 2 et période 1 avec $u < 4 \text{ m s}^{-1}$) représentait 73 % du volume total de fusion au cours de la période étudiée (i.e. 12,0 m éq. e). C'est pourquoi, nous proposons d'écrire l'équation d'un modèle simplifié de fusion à partir de la relation simple existant entre S_{\downarrow} et T , même si la reproduction de la fonte par ce modèle est vouée à l'échec lors des périodes de grand vent. Si nous supposons que le rayonnement de courtes longueurs d'ondes est la variable principale qui régit les processus de fonte de surface, nous pouvons alors écrire la relation suivante :

$$\text{Fusion} = f(T) (1 - \alpha) \quad (\text{mm \u00e9q.e. j}^{-1}) \quad (14)$$

o\u00f9 T est la temp\u00e9rature moyenne journali\u00e8re et f est la fonction int\u00e9grant les variations du rayonnement incident de courtes longueurs d'ondes induites par celles de la temp\u00e9rature journali\u00e8re et α est l'alb\u00e9do. Si nous supposons que $f(T)$ est lin\u00e9aire ($f(T) = S_{\downarrow}$), alors cette relation est \u00e9quivalente \u00e0 celle d'un mod\u00e8le simple de type PDD. Les conditions constamment humides et temp\u00e9r\u00e9es observ\u00e9es en Equateur indiquent que la surface est en permanence susceptible de conna\u00eetre une situation de fonte. Ainsi, une petite augmentation de l'\u00e9nergie incidente peut augmenter fortement la fusion. C'est pourquoi, en d\u00e9pit de la corr\u00e9lation relativement faible existant entre S_{\downarrow} et T , un tout petit changement de temp\u00e9rature peut avoir un impact potentiellement \u00e9lev\u00e9 sur la fusion. Nous avons donc tent\u00e9 de voir dans quelle mesure un mod\u00e8le de type PDD pouvait constituer un mod\u00e8le simplifi\u00e9 pour \u00e9valuer la fonte \u00e0 partir de la temp\u00e9rature journali\u00e8re et des pr\u00e9cipitations en Equateur.

4.1.3 Estimation des facteurs degr\u00e9-jour de la neige et de la glace

Les valeurs de temp\u00e9rature moyenne journali\u00e8re et de T_+ (au pas de temps journalier) ont d'abord \u00e9t\u00e9 compar\u00e9es aux valeurs de fonte mesur\u00e9es \u00e0 partir des bo\u00eetes de fusion plac\u00e9es \u00e0 proximit\u00e9 de l'AWS_{GI} en 2002-2003 (voir section 4.1.1.3). Nous avons distingu\u00e9 trois types de situations en fonction de l'\u00e9tat de la surface de la neige/glace contenue dans la bo\u00eete \u00e0 fusion : neige, glace propre et glace sale. Ces \u00e9tats correspondent \u00e0 l'\u00e9tat de surface du contenu de la bo\u00eete lors des mesures, la glace sale faisant r\u00e9f\u00e9rence \u00e0 une glace recouverte de poussi\u00e8res (Figure 4.3). Nous avons observ\u00e9 qu'il \u00e9tait important de s\u00e9parer les cas correspondant \u00e0 la glace propre de ceux de la glace sale car la fusion est plus forte lorsque la surface est recouverte de poussi\u00e8res, et ce malgr\u00e9 des diff\u00e9rences mineures au niveau des flux incidents et de la temp\u00e9rature de l'air. L'analyse des valeurs d'alb\u00e9do mesur\u00e9es \u00e0 l'AWS sugg\u00e8re que les \u00e9tats correspondant \u00e0 la glace sale et \u00e0 la glace propre peuvent \u00eatre s\u00e9par\u00e9s en supposant une valeur seuil de 0,35 (Figure 4.3).

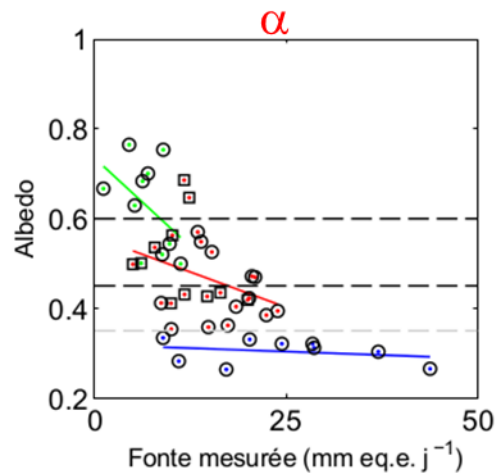


Figure 4.3. Comparaison entre les taux de fonte mesurée dans des boîtes de fusion et la moyenne journalière de l'albédo (mesuré à l'AWS_{GI}) pour la neige (vert), la glace propre (rouge) et la glace sale (bleu). Les cercles représentent les données de la période 1 (période de vent fort) et les carrés celles de la période 2. Les lignes noires horizontales en pointillés sont les seuils optimisés entre la neige et la glace propre et sale. La ligne pointillée grise est le seuil d'albédo original entre les surfaces de glace sale et propre évalués à partir des observations de terrain. La couleur utilisée pour les courbes est la même que celle utilisée pour les cercles.

Il est par contre plus difficile de détecter un seuil pour séparer les situations de neige et de glace propre. En particulier, les situations correspondant à la glace peuvent parfois présenter un albédo plus élevé que celui de la neige. Ceci est principalement lié à la distribution inégale de la neige à la surface du glacier lors des périodes de mesure. En effet, l'AWS_{GI} et la boîte à fusion étaient séparées de quelques mètres lors de nos expériences. Ainsi, de la neige pouvait être présente en dessous du pyranomètre, alors que la surface de la boîte à fusion était découverte de neige (donc caractérisée par une surface de glace). Les mesures d'albédo ne sont donc pas toujours représentatives de l'état de surface de la boîte à fusion. Une valeur seuil d'albédo entre neige et de glace propre a néanmoins arbitrairement été fixée à 0,6. Cependant, malgré cette classification, la température moyenne journalière est faiblement corrélée avec les taux de fonte mesurés, ce qui souligne que les modèles de fonte basés uniquement sur la température doivent être utilisés avec précaution (Figure 4.4a).

Les corrélations sont légèrement plus importantes lorsque l'on considère les valeurs de T_+ calculées à un pas de temps journalier (Figure 4.4b). même si la corrélation reste non significative ($p = 0,05$) dans le cas de la neige. Néanmoins, cette valeur reste plus élevée que celle obtenue entre la valeur de fonte mesurée et la fonte estimée en utilisant une approche à partir du bilan d'énergie de surface (Figure 4.4c). Cela vient probablement des différences d'état de surface observées en dessous du pyranomètre et dans les boîtes de fusion. En effet, la température de l'air est indépendante des disparités dans la couverture neigeuse à petite échelle (patchwork) qui peuvent jouer un rôle important sur les valeurs moyennes d'albédo, alors que l'albédo moyen a un impact majeur sur la valeur du bilan d'énergie de surface. En outre, l'incertitude des mesures et du calcul du bilan d'énergie de surface peut aussi expliquer en partie ce paradoxe. Cependant, le calcul du bilan d'énergie de surface reproduit de façon plus convaincante les valeurs d'ablation mesurées, ce qui démontre que les approches simples basés sur la température seront à privilégier seulement lorsque des mesures précises de flux d'énergie entrants sont inexistantes.

Nous avons supposé que les corrélations entre valeur de fusion mesurée et T_+ étaient suffisamment significatives pour calibrer les facteurs de degrés-jours pour la neige, la glace propre et la glace sale. Nous obtenons respectivement les valeurs suivantes: $F_{\text{snow}} = 4,9 \pm 2,1$ mm éq.e. K^{-1} jour $^{-1}$, $F_{\text{clean_ice}} = 6,5 \pm 1,6$ mm éq.e. K^{-1} jour $^{-1}$ et $F_{\text{dirty_ice}} = 12,7 \pm 4$ mm éq.e. K^{-1} jour $^{-1}$.

Prendre en considération des conditions de glace propre et de glace sale dans le cadre d'une modélisation de type PDD est complexe, car attribuer une présence ou absence de poussière en surface peut s'avérer assez arbitraire. Pour cette raison, nous avons aussi évalué un coefficient pour la glace (de façon générale), en incluant les données des boîtes de fusion lors des conditions de glace sale et propre dans le même jeu de données. Dans ce cas, une corrélation significative est encore observée ($r^2 = 0,57$, $n = 32$, $p = 0,001$) entre T_+ et lames d'eau de fonte, permettant le calcul d'un facteur degré-jour de $F_{\text{ice}} = 10,0 \pm 1,8$ mm éq.e. K^{-1} jour $^{-1}$.

Les facteurs degré-jour présentent une grande incertitude et doivent donc être considérés avec prudence, en particulier dans le cas de la neige. En effet, afin d'évaluer

l'incertitude des valeurs de facteurs degrés-jours due à la faible quantité de données disponibles pour nos calibrations, (i.e. toutes les données d'observation sont ici utilisées pour le calage), nous avons effectué une validation croisée de nos facteurs degrés-jour. Cette validation de type « leave-one-out cross-validation » [Hofer et al., 2010; Marzeion et al., 2012] a été réalisée pour chaque type de surface. Il s'agit ici de recalculer les facteurs degrés-jour initialement obtenues avec l'ensemble des observations (boîtes à fusion), avec de nouveaux jeux de données obtenus en écartant, l'une après l'autre, une des boîte à fusion du jeu complet d'observations. La régression obtenue permet de recalculer la fonte pour la boîte mise à l'écart. Nous pouvons ainsi recalculer (ou modéliser) un jeu de données de fonte, où chaque valeur est estimée par des optimisations basées sur toutes les autres valeurs de fonte, mais pas sur la valeur à reproduire: cette valeur modélisée est donc indépendante de la valeur mesurée. Nous pouvons ainsi calculer une RMSE entre le nouveau jeu calculé et le jeu mesuré de façon à évaluer l'incertitude issue de la faible taille de l'échantillon utilisé pour calculer les facteurs degré-jour. Le Tableau 4.7, résume nos résultats et le degré d'incertitude des facteurs degré-jours.

Tableau 4.7. Résumé des résultats de la validation croisée des facteurs degrés-jours pour les différents états de surface.

Type de surface	Valeur d'étalonnage ¹	Bias ²	RMSE ³
Neige	4.9 ±2.1	0.14±1.12	6.6
Glace	10.0 ± 1.8	0.01±0.4	17.9

¹Les chiffres représentent les pentes de régression linéaire, en mm éq.e. K⁻¹ j⁻¹, entre le cumul de fonte mesuré et le cumul des températures positives pour chaque état de surface, 95% confiance

²Les chiffres représentent l'erreur systématique

³ RMSE entre l'estimation de la validation croisée et la mesure en mm éq.e.

Ces analyses nous permettent de constater que l'incertitude des facteurs degrés-jour est importante. Toutefois, les valeurs obtenues sont similaires à celles observées sur d'autres glaciers, comme par exemple dans le cas de la rivière Ram au Canada (51.85°N 116,18°W), au Djankuat en Russie (43.20°N 42.77°E) ou au Bondhusbreen en Norvège (60.03°N, 6.33°E) (Radic et Hock, 2011), même si l'hypothèse de conditions de glace sale conduit à un coefficient légèrement plus élevé pour Antisana glacier 15a que pour les autres glaciers. Ces

résultats sont également proches de ceux obtenus par Azam et al. (2014) sur le glacier du Chhota Shigri en Inde.

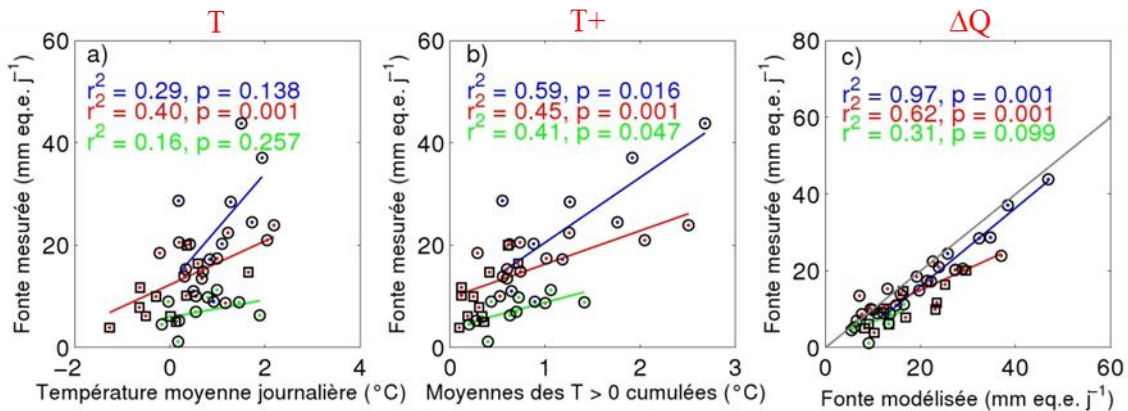


Figure 4.4. Comparaison entre les taux de fonte journalière dans des boîtes à fusion et (a) les valeurs moyennes journalières de température (T); (b) les valeurs de température positive horaire cumulée (T+) sur la journée (obtenues en additionnant toutes les valeurs positives demi-horaires, puis en divisant le résultat par 48 (48 valeurs demi-horaires par jour) ; et (c) les valeurs de fonte (ΔQ) obtenues à partir du BES. Les points représentent les valeurs de la neige (vert), de la glace propre (rouge) et de la glace sale (bleu). Les cercles se réfèrent à la période 1 (période de vent fort) et les carrés de la période 2 (période sans vent). Les couleurs des droites de régression et des coefficients sont les mêmes que celles utilisées pour les points.

Un autre élément apparaît dans ces données de boîtes à fusion. Nous observons que la fonte commence souvent lorsque la température moyenne journalière de l'air est inférieure à 0 °C. En effet, parmi les 43 journées d'observations directes sur le terrain, nous avons observé que, pour 9 journées, une fonte significative avait été observée alors que la température moyenne journalière de l'air était restée inférieure à 0 °C. Par exemple, une fonte journalière de 3,8 mm eq. e. j⁻¹ a été observée le 31 juillet 2002 alors que la température moyenne journalière de l'air était de - 1.3 °C. Ce type de situation a déjà été observé au Groenland [van den Broeke et al., 2010], où la fonte apparaissait à partir d'un seuil de - 5°C. Ce seuil était alors nécessaire pour éliminer des biais de modélisation causés par l'apparition de courtes périodes de fusion en cas de regel nocturne marqué, en raison d'un fort rayonnement solaire incident. En effet, ces périodes sont caractérisées par des moyennes journalières de la température de l'air inférieures à 0 °C en raison notamment d'une distribution nyctémérale asymétrique des bilans radiatifs de grandes longueurs d'onde. Le rayonnement de courtes longueurs d'onde incident élevé autour de midi entraînerait une fonte diurne malgré des nuits froides.

Enfin, nous avons constaté que les valeurs des coefficients degrés-jours ont été calculées à partir des cumuls de valeurs positives de température sur la journée. Nous avons donc essayé de voir si ces valeurs pouvaient être valables pour une analyse basée sur des données de température journalières (voir sections 5.3 et 5.4). Les valeurs de fonte données par les boîtes à fusion ont donc été comparées aux valeurs journalières de température, et nous avons recherché la droite offrant le meilleur calage entre ces 2 variables selon le critère des moindres carrés. En raison de ce qui a été dit dans le paragraphe précédent, nous avons contraint la droite de passer par le 0 lorsque la température moyenne journalière était de -2°C . Les pentes des droites obtenues sont de $2.8 \text{ mm éq.e. K}^{-1} \text{ d}^{-1}$ pour la neige, $5.3 \text{ mm éq.e. K}^{-1} \text{ d}^{-1}$ pour la glace propre et $8.6 \text{ mm éq.e. K}^{-1} \text{ d}^{-1}$ pour la glace sale. Ces valeurs sont proches, mais relativement plus faibles que les paramètres F_{snow} , $F_{\text{clean_ice}}$ and $F_{\text{dirty_ice}}$ obtenus précédemment. Néanmoins, la faible significativité des relations utilisées pour évaluer ces nouvelles valeurs suggère que les F_{snow} , $F_{\text{clean_ice}}$ and $F_{\text{dirty_ice}}$ sont plus précis et mieux adaptés pour une étude à l'aide des valeurs de température moyenne journalière. Dans la suite de ce document, nous avons utilisé le modèle de type PDD en le forçant à l'aide de données de température moyennes journalières et en utilisant les valeurs F_{snow} , $F_{\text{clean_ice}}$ and $F_{\text{dirty_ice}}$. En raison des incertitudes associées en particulier à notre procédure de calage (basée sur T+) nous analyserons en détail les incertitudes du modèle dans la suite de ce manuscrit.

4.1.4 Analyse de la précision des facteurs degré-jour sur la période 2002-2003

Pour évaluer l'incertitude des facteurs degrés-jours dérivés de la section précédente, nous avons calculé la fusion journalière de la période 2002-2003 en utilisant le modèle PDD et avons comparé les résultats avec ceux obtenus à partir de calculs de bilan d'énergie de surface. Nous cherchons à savoir si les valeurs journalières de température et de vitesse du vent permettaient d'apporter suffisamment d'information pour modéliser l'ablation lorsque les conditions de surface étaient relativement bien connues (avec un albédo mesuré). Pour ce faire, nous avons séparé les journées en fonction de l'état de surface (neige, glace propre et glace sale). Nous avons ensuite multiplié la température moyenne journalière par la valeur de F correspondant à l'état de surface de chaque journée. Les valeurs de la lame d'eau de

fonte obtenue ont ensuite été ajoutées à la sublimation calculée à l'aide de l'équation simplifiée (Equation 5) afin de calculer l'ablation journalière. Nous avons appelé ces valeurs « ablation_T » dans la suite du document. Ces valeurs ont été comparées à celles issues de l'équation du bilan d'énergie de surface, que nous appellerons par la suite « ablation_BES ».

Pour classer les journées nous avons d'abord supposé que 1) la neige était présente au niveau de la station AWSG1 lorsque l'albédo était supérieur à 0,6, que 2) la glace était sale lorsque l'albédo était inférieur à 0,35, et que 3) les conditions de glace propre correspondaient aux valeurs d'albédo situées entre ces deux limites. Cette séparation conduit à une corrélation entre valeurs de ablation_T et valeurs de ablation_BES de $r = 0,72$ (pour 530 jours, $p = 0,001$). Nous avons tenté d'optimiser les valeurs de seuils (valeurs d'albédo) permettant de séparer les cas de glace propre et glace sale, et celui permettant de séparer les conditions de glace propre de celles de neige. Nous observons que le seuil de la glace sale est plutôt de 0,45 (au lieu de 0,35). Nous observons par contre que le seuil correspondant à la neige est inchangé (0,6). La valeur seuil d'albédo optimal entre les surfaces de glace propre et sale (0,45) est assez élevée par rapport aux valeurs de la littérature [e.g., Oerlemans et al., 2009]. La fréquence des chutes de neige en Equateur peut en partie expliquer ce constat car la glace est probablement relativement propre par rapport au cas général des glaciers de montagne à l'échelle du globe. En effet, nos mesures effectuées entre 2000 et 2008 montrent que l'albédo n'est jamais descendu en dessous de 0,25 sur les glaciers 15a et 12 de l'Antisana (Figure 4.7), et que les valeurs étaient généralement situées autour de 0,35 même lorsque la glace était couverte de trous à cryoconites. En outre, ce seuil dépend de la composition et de la concentration de poussières. Or, nous constatons que les valeurs les plus basses ont été atteintes en 2002-2003, particulièrement après l'éruption en novembre 2002 du volcan Reventador, un volcan actif situé à environ 60 km au NE de l'Antisana.

Cette optimisation permet alors d'améliorer sensiblement la corrélation entre ablation_T et ablation_BES ($r = 0,78$; $n = 530$ jours ; $p = 0,001$; Figure 4.5a). En changeant ces seuils, nous observons que le modèle reproduit bien le cycle annuel de l'ablation (Figure 4.5a). La différence marquée de fonte entre les périodes 1 et 2 est ainsi bien reproduite.

Comme mentionné dans la section précédente, nous avons constaté que la fonte était initiée lorsque la température journalière était inférieure à 0°C. Ce point est important pour que la valeur totale de la fonte calculée sur l'année soit en accord avec la fonte totale observée sur le terrain. Au cours de la période 2002-2003, nous avons supposé que la fusion commençait pour une valeur de température seuil négative. Nous avons calibré cette valeur de façon à ce que les cumuls des valeurs d'ablation issues du BES soient égaux à ceux issus du modèle simplifié (ablation_T). Nous avons ainsi obtenu une valeur seuil de - 2,0°C, comme suggéré dans la section précédente. Nous avons analysé les sorties du modèle de bilan d'énergie de surface et recherché la fréquence des événements pour lesquels la fonte était non négligeable. Ces valeurs ont été comparées à celles de la température moyenne journalière du jour correspondant. Nous montrons que près de 3 % des événements de fonte significative en 2002-2003 ont eu lieu alors que la température moyenne journalière était inférieure à - 2,0°C. Ce point laisse penser que la valeur issue de notre optimisation est cohérente avec le terrain. En considérant cette valeur seuil et les optimisations effectuées sur les seuils d'albédo, nous observons que le modèle et les valeurs de d'ablation données par le bilan d'énergie sont en bon accord (coefficient de Nash E = 0.46, RMSE = 7.4 mm éq.e. d⁻¹, Figure 4.5a).

Nous avons analysé plus en détails les raisons permettant d'expliquer le bon accord entre le modèle de bilan d'énergie et le modèle simplifié. Nous avons analysé la fonte issue du modèle PDD (appelée dans la suite Fonte_T) et celles provenant du BES (appelées dans la suite fonte_BES). En comparant les valeurs de fonte_T avec celles de l'ensemble des flux d'énergie incidents enregistrés par la station AWSG1, nous avons constaté qu'une corrélation significative apparaissait entre la fonte_T et le bilan radiatif de courtes longueurs d'onde (S) ($r = 0,61$, $n = 530$ jours, $p = 0,001$). Les valeurs glissantes sur 30 jours du coefficient de détermination (r^2) ont été calculées entre S et fonte_T pour analyser l'évolution de cette relation au cours du temps. Les valeurs atteignent généralement 0,8 lorsque la température présente des variations significatives sur une période d'un mois. Cependant, nous observons que la corrélation diminue fortement lorsque la variation de la température est très faible sur une longue période.

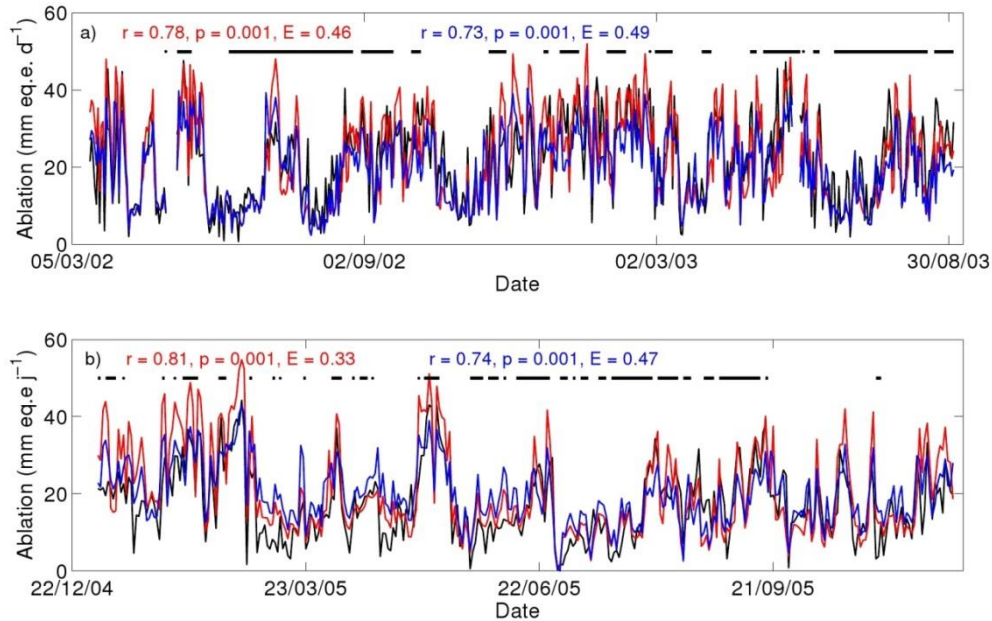


Figure 4.5. a) Comparaison entre les taux journaliers de fonte calculés avec le modèle BES (noir) et avec le modèle PDD. La courbe bleue [rouge] montre les résultats obtenus en utilisant notre estimation initiale [optimisée] de l'albédo seuil, entre glace sale et propre (0,35) [0,45] et entre la glace et la neige propre (0,6) [0,6]. La fonte est calculée en supposant qu'elle commence lorsque la température journalière dépasse la valeur $T_{seuil} = -2.0 \text{ } ^\circ\text{C}$. La figure b) est identique à la figure (a) mais pour l'année 2005. Les couleurs des coefficients de corrélation correspondent à celles des courbes. La ligne horizontale noire épaisse se réfère aux périodes marquées par une moyenne mobile sur 7 jours de la vitesse du vent supérieure à 4 m s^{-1} .

En conclusion, nous avons testé les performances du modèle simplifié en ne représentant que deux catégories de surface, c'est-à-dire la glace et la neige. La fusion a été recalculée par un modèle de type PDD, en utilisant les valeurs F_{ice} lorsque l'albédo était inférieur à 0.6 et F_{snow} lorsque l'albédo était supérieur à cette valeur. Cet exercice conduit à des résultats de bonne qualité ($r = 0.73$, $n = 530$, $p = 0.001$, $RMSE = 8.4 \text{ mm } \acute{e}q.e. \text{ d}^{-1}$, $E=0.49$). Néanmoins, notre analyse permet de constater qu'en cas de distinction correcte entre glace et neige, la connaissance des facteurs de degrés-jours et de variations de la température journalière permet de reproduire correctement les variations de la fonte, même si la température en Equateur présente des variations de faible ampleur.

4.1.5 Validation sur la période 2005

Certains paramètres ayant été calés sur la période 2002-03, nous avons appliqué la méthode sur l'année 2005 de façon à voir si le calage était robuste. Les résultats sont

présentés sur la Figure 4.5b. Les valeurs cumulées d'ablation_T (6.4 m éq.e) et d'ablation issues du BES (5.7 m éq.e.) sont là encore assez proches au vue de la simplicité du modèle. Le modèle reproduit encore précisément la variabilité de l'ablation si 3 types d'état de surface (F_{snow} , F_{cleanice} et F_{dirtyice}) sont considérés ($r = 0,81$, $n = 334$, $p = 0,001$, $\text{RMSE} = 7,5$ mm éq.e. d^{-1} , $E=0,33$). Les résultats restent de bonne qualité si nous considérons seulement deux états de surface différents (F_{snow} et F_{ice}) ($r = 0,74$, $n = 334$, $p = 0,001$, $\text{RMSE} = 6,7$ mm éq.e. d^{-1} , $E=0,47$).

4.1.6 Modélisation PDD distribuée

4.1.6.1 Sensibilité du modèle distribué

Le modèle PDD a été appliqué à l'échelle du glacier, par tranches d'altitude de 25 m, et testé en utilisant les moyennes et cumuls journaliers de températures et de précipitations enregistrés entre 2000 et 2008 à 4900 m d'altitude (cf. description des données utilisées, section 4.2.2). Pour évaluer la précision du modèle et discuter de la qualité des paramétrisations effectuées, un test de sensibilité a été effectué sur les valeurs de bilan de masse spécifique en fonction des principaux paramètres du modèle (Tableau 4.8): la température seuil (pour l'initiation de la fonte), les facteurs degrés-jours pour la glace et la neige, les gradients de température, de sublimation et de précipitations avec l'altitude. Ces essais ont montré que le modèle est particulièrement sensible à la température seuil, et à l'hypothèse effectuée pour les gradients de sublimation et de précipitation avec l'altitude. Nous montrons que, sans validation supplémentaire des facteurs de degrés-jours, l'incertitude du modèle PDD est très élevée (environ $\pm 100\%$). Ceci suggère que le modèle doit être utilisé avec précaution en particulier lorsque les facteurs de degrés-jours sont susceptibles d'être très différents des valeurs obtenues dans notre étude. Dans ce cas, l'utilisation d'un modèle complet du bilan d'énergie de surface devra être préférée dès que les valeurs des flux incidents seront disponibles.

Tableau 4.8. Tests de sensibilité du modèle. Les valeurs (en pourcentage) représentent le rapport entre bilan de masse «original » et bilan de masse obtenu à partir des tests de sensibilité pour la période 2000-2008. Ici, le bilan de masse optimal est le bilan de masse calculé en utilisant les paramètres optimaux. Les tests de sensibilité sont le résultat des calculs de bilan de masse en utilisant des valeurs différentes de ces paramètres optimaux. Pour chaque test, la valeur du paramètre modifié est donnée à gauche de la valeur du rapport entre modélisation optimale et modélisation du test de sensibilité.

T_{seuil}		F_{ice}		F_{snow}		Lapse Rate		Sublimation		Précipitation	
Valeur ¹	Diff.*	Valeur ²	Diff.*	Valeur ²	Diff.*	Valeur ²	Diff.*	Valeur ⁴	Diff.*	Valeur ⁵	Diff.*
0	393%	11	-182%	5.5	-23%	-9	29%	-300 partout	-124%	Augmentation linéaire (+20% au sommet)	40%
-1	253%	10.0	-138%	4.9	0%	-8	0%				
-2	0%	6.5	0%	4	38%	-7	-36%	Augmentation linéaire de -300 à 0 (au sommet)	60%	Diminution linéaire (-20% au sommet)	-38%
-3	-360%	5.5	40%	3.5	59%	-6	-87%				

¹Les chiffres sont exprimés en °C

²Les chiffres sont exprimés en mm éq.e. $K^{-1} j^{-1}$

³Les chiffres sont exprimés en °C km^{-1}

⁴Les chiffres sont exprimés en mm éq.e. a^{-1}

⁵Les chiffres sont exprimés en mm

*Différence exprimé en pourcentage (%)

4.1.6.2 Modélisation distribuée du bilan de masse de surface sur 2000 -2008

En raison de l'incertitude associée aux facteurs degrés-jours du modèle PDD (voir section 4.1.3), nous avons essayé d'effectuer une validation supplémentaire et vérifié que 1) notre calibration des paramètres du modèle permettait de prendre en considération les causes des variations interannuelles du bilan de masse du glacier 15a de l'Antisana et que 2) un modèle PDD peut offrir une estimation au premier ordre du bilan de masse du glacier et de ses variations. Le modèle a été appliqué en utilisant 1) les valeurs journalières de la température, de vitesse du vent et de précipitation enregistrées de 2000 à 2008 à 4900 m d'altitude sur le glacier et dans son voisinage, 2) les facteurs degrés-jours obtenus pour la glace (F_{ice}) et pour la neige (F_{snow}), et 3) la température seuil déterminée dans la section précédente. Nous avons supposé que la sublimation diminue linéairement avec l'altitude pour atteindre zéro au sommet de l'Antisana. Les calculs ont été effectués pour chaque tranche de 25 m d'altitude puis intégrés à l'échelle du glacier. Dans ce cadre, les tranches d'altitude et les surfaces englacées correspondent à celles issues des travaux de Basantes,

[2015]. Les résultats du bilan de masse spécifique (b_a) ont été comparés aux mesures effectuées sur le glacier au cours de la même période.

Dans l'ensemble, les variations du bilan de masse avec l'altitude $b(z)$ modélisées avec le modèle simplifié sont proches des valeurs mesurées (Figure 4.6). L'accumulation observée dans la partie supérieure du glacier et le gradient d'ablation dans la zone inférieure sont correctement modélisés. Néanmoins, nous constatons plusieurs divergences entre nos résultats de modélisation et les observations de terrain. Les différences observées en 2002 sont assez fortes, la tendance des valeurs de $b(z)$ étant mal reproduite au-dessus de 4850 m d'altitude. En 2003, nous constatons que l'ablation mesurée était particulièrement élevée à basse altitude. Inversement, en 2006, l'ablation simulée est plus élevée que l'ablation mesurée à basse altitude. L'accumulation est généralement correctement évaluée, même si le modèle suggère parfois une accumulation plus forte que celle observée (en 2001 et 2002 par exemple). Ce point résulte à la fois de l'incertitude des mesures et de l'incapacité du modèle à reproduire exactement les processus à des altitudes élevées. En outre, les mesures d'accumulation sont aussi « à prendre avec des pincettes ». En particulier, la faiblesse des valeurs d'accumulation est douteuse au vu des résultats de Basantes, [2015]. Le bilan de masse spécifique et la ELA étant très fortement dépendants de l'accumulation, nous pensons que ces valeurs sont peu précises, en particulier en 2008.

Cependant, nous constatons que des différences importantes dans les valeurs de $b(z)$ sont observées entre 5000 et 5300 m d'altitude (Figure 4.6). Cet écart est très probablement lié à l'interpolation des valeurs de bilan entre le haut de la zone d'ablation et le point d'altitude minimale pour lequel nous avons une donnée d'accumulation Basantes, [2015]. Nos modélisations confirment l'existence d'une forte incertitude dans cette zone du glacier (Figure 4.6), montrant que l'hypothèse d'une variation linéaire des valeurs de $b(z)$ est improbable. Nous pouvons observer que les écarts entre bilans de masse ponctuels modélisés et mesurés sont inférieurs lorsque des mesures ont été effectuées à proximité de la ELA (i.e. en 2001). Inversement, nous constatons que l'écart est élevé lorsque l'interpolation linéaire est effectuée sur des écarts d'altitude très grands, englobant la ELA, en raison d'une densité de mesures de terrain insuffisante.

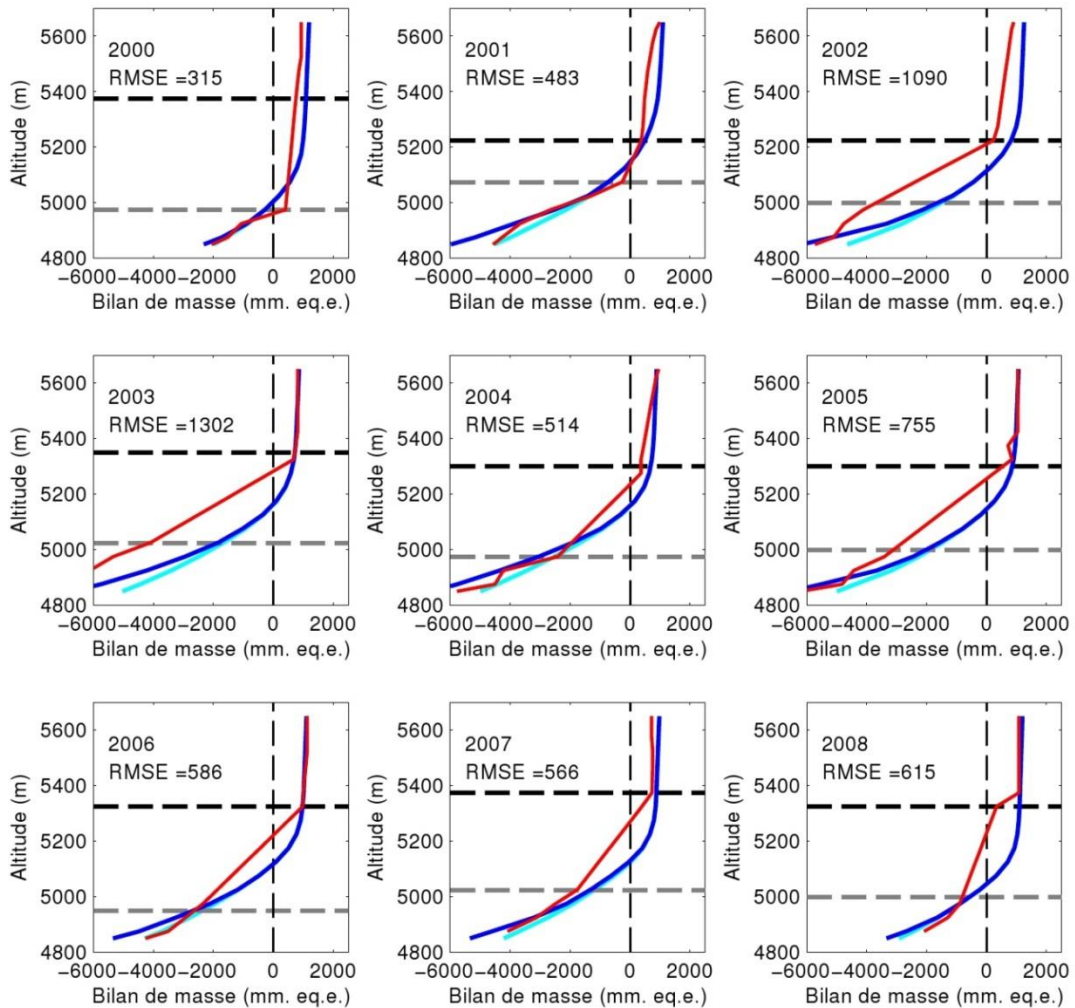


Figure 4.6. Variations du bilan de masse en fonction de l'élévation pour chaque année entre 2000 et 2008. L'année d'étude est indiquée dans le coin supérieur gauche de chaque panneau. La courbe rouge représente le bilan de masse mesuré (et interpolé linéairement entre la droite gris et la droite noire); la courbe bleu clair et sombre représentent le bilan de masse modélisé avec $F_{clean_ice} = 6,5 \text{ mm } \dot{e}q.e \text{ K}^{-1} \text{ j}^{-1}$ et $F_{ice} = 9,8 \text{ mm } \dot{e}q.e \text{ K}^{-1} \text{ j}^{-1}$ respectivement. Les lignes pointillées horizontales représentent l'élévation du point le plus bas où l'accumulation a été mesurée (en noir) et l'altitude de la balise d'ablation la plus haute (en gris) mesurée au cours de l'année correspondante.

L'ablation modélisée en utilisant la valeur F_{ice} , est généralement légèrement surestimée dans la zone d'ablation, sauf en 2002 et 2003. Les mesures d'albédo faites à 4900 m sur les glaciers 15a et 12 de l'Antisana entre 2000 et 2008 le glacier 12 est aussi appelé « Los Crespos » [e.g., Cauvy-Fraunie et al., 2013] montrent que l'albédo était faible au cours du cycle 2002-2003, ce qui suggère que la glace était souvent sale (Figure 4.7). En particulier, les valeurs d'albédo ont été souvent en dessous de 0,3 en 2002 et 2003 (la lacune observée entre le 17 décembre 2001 et le 14 mars 2002 n'est pas prise en compte dans la

Figure 4.7, alors que les valeurs d'albédo étaient probablement faibles, ce qui aurait augmenté le nombre d'occurrence de valeurs faibles d'albédo en 2002). Cette situation est moins fréquente pendant les autres années de notre étude, ce qui suggère que la glace était plus souvent propre. Le modèle simplifié a donc aussi été appliqué en considérant le facteur degré-jour de la glace propre ($F_{\text{clean_ice}} = 6,5 \text{ mm \acute{e}q.e. K}^{-1} \text{ jour}^{-1}$) lorsque l'état de surface correspond à la glace (Figure 4.6). Ce changement entraîne une nette amélioration des modélisations au cours des années présentant un albédo élevé. Cette différence confirme que les facteurs de type degré-jour sont vraisemblablement différents au cours du temps [e.g., Huss et Bauder, 2009], reflétant ainsi les variations de l'albédo au cours du temps. La variabilité de la fonte est, rappelons-le, principalement déterminée par les variations du bilan radiatif de courtes longueurs d'onde, sur lesquelles l'albédo exerce une forte rétroaction. C'est pourquoi, réaliser un modèle utilisant des valeurs de rayonnement incident de courtes longueurs d'onde [e.g., Pellicciotti et al., 2005] pourrait conduire à réduire en partie l'écart observé dans nos modélisations. Toutefois, l'obtention de prévisions futures ou de reconstructions passées précises du rayonnement incident de courtes longueurs d'onde à l'échelle régionale nécessite une approche plus complexe que pour la température, et l'application d'un tel modèle nécessiterait des méthodes de descente d'échelle, ce qui réduirait l'intérêt de l'approche simplifiée que nous présentons ici.

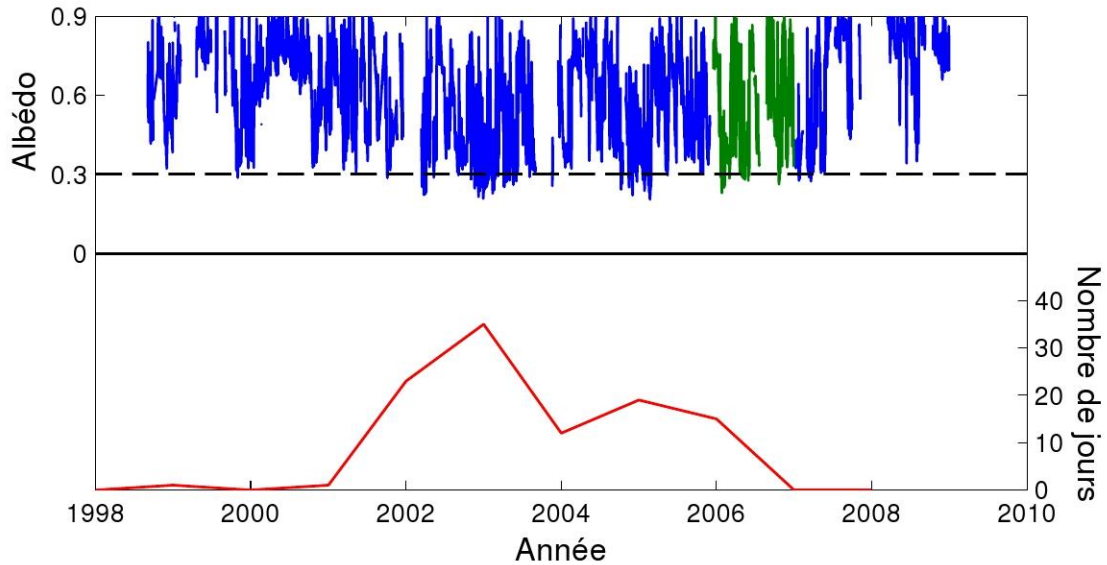


Figure 4.7. Albédo journalier (panneau supérieur) à 4900 m d'altitude en surface du glacier 15a (de 1999 à 2005 et en 2008, en bleu) et à 4900 m d'altitude sur le glacier 12 (2006, vert). La ligne rouge montre le nombre de jours avec des valeurs d'albédo inférieure à 0,3 (panneau inférieur).

Enfin, nous avons intégré les valeurs de bilan de masse ponctuel à l'échelle de la surface du glacier, puis comparé les valeurs obtenues aux valeurs de bilan de masse spécifique annuel du glacier 15a de l'Antisana Basantes, [2015]. En raison des conclusions du paragraphe précédent, l'utilisation du facteur degré-jour $F_{\text{clean_ice}}$ a été préférée ici. La correspondance entre bilans de masse annuels calculés et modélisés est bonne ($r^2 = 0,63$, $n = 9$ années, $p = 0,005$) (Figure 4.8a). Le bilan de masse spécifique simulé pour l'ensemble de la période est très similaire à celui obtenu avec la méthode volumétrique à partir de la photogrammétrie: le bilan de masse modélisé est de $0,08 \text{ m éq.e.a}^{-1}$ plus négatif sur 9 ans, $\text{RMSE} = 0,39 \text{ m éq.e.a}^{-1}$). Ce point résulte probablement de l'absence de l'utilisation du facteur de correction des données de précipitation enregistrées par les pluviomètres, comme le recommandaient Wagon et al.,[2009]. Nous avons calculé ici le facteur de correction des précipitations nécessaire pour que les bilans de masse mesurés est en accord avec les bilans modélisés sur la période 2000-2008 (en utilisant $F_{\text{clean_ice}}$). Pour ce faire, il faudrait que les précipitations mesurées soient sur l'ensemble du bassin versant 20 % plus fortes, que celles mesurées par le pluviomètre P4 (Figure 4.8b). Cette correction reste inférieure à celle proposée par Wagon et al.,[2009], mais confirme, une fois de plus, que les précipitations sont largement sous-estimées sur le bassin étudié.

En outre, nous observons une augmentation significative de la corrélation si nous utilisons un facteur degré-jour $F_{ice} = 10,0 \text{ mm éq.e. K}^{-1} \text{ jour}^{-1}$ (voir paragraphe précédent) au cours des années 2002 et 2003 ($r^2 = 0,78$, $N = 9$ années, $p = 0,001$, $RMSE = 0,31 \text{ m éq.e. a}^{-1}$). La pente des droites de régression observée entre les valeurs du modèle et celles issues des mesures reste supérieure à 1 lorsque la valeur F_{ice} est utilisée pour modéliser les bilans des années 2002 et 2003. Nous constatons que le fait de retirer le résultat de modélisation pour l'année 2003 conduit à une valeur de pente proche de l'unité (pente = 0,98, en supposant F_{clean_ice} pour chaque année, sauf en 2002). Ce point suggère que la valeur élevée de la pente de la droite de régression résulte principalement de la modélisation d'un bilan de masse trop négatif les années où l'albédo est faible.

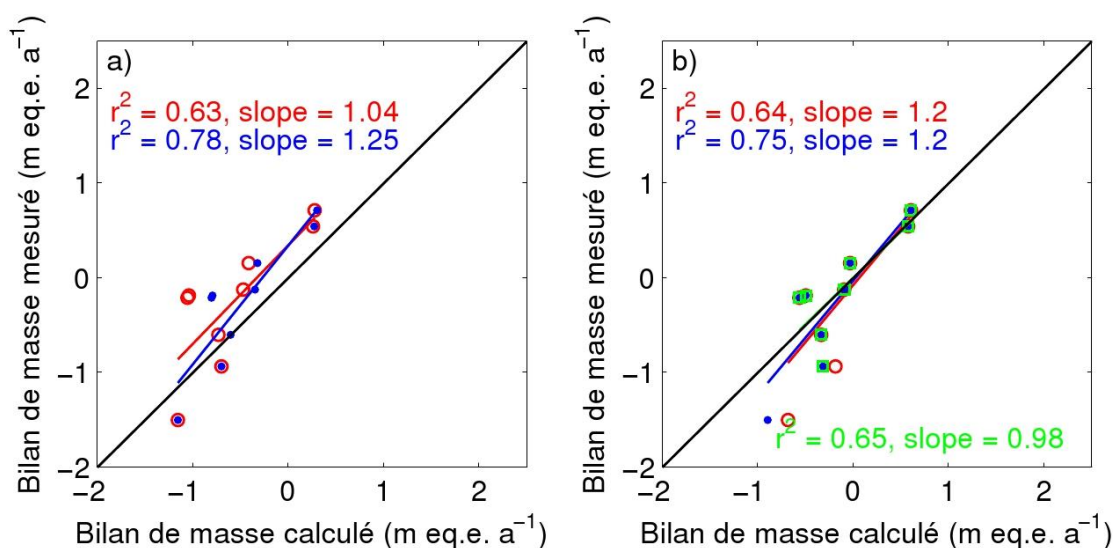


Figure 4.8. Comparaison entre le bilan de masse annuel calculé et mesuré à l'échelle du glacier 15a de l'Antisana. a) les données modélisées sont forcées par les données de température et de précipitation du bassin versant du glacier Antisana 15. Les cercles rouges indiquent les résultats en utilisant le PDD pour la glace propre uniquement, et les points bleus les résultats lors de la combinaison de valeurs de F_{ice} (pour 2002 et 2003) et de F_{clean_ice} (pour toutes les autres années), b) idem à (a) mais en rajoutant 20% de précipitations aux valeurs du P4. Les cercles verts indiquent les résultats lors de la combinaison de F_{clean_ice} et de F_{ice} pour 2002, mais en supprimant l'année.

4.1.6.3 Modélisation des variations de la ligne de neige et de la ELA

Pour aller plus loin dans la validation du modèle simplifié, nous avons comparé les valeurs des ELA modélisées avec celles mesurées sur le terrain. Nous avons aussi comparé

les valeurs des lignes de neige (transitoires) mesurées et modélisées au pas de temps journalier. Les variations transitoires de la ligne de neige modélisées et mesurées ont été moyennées sur 15 jours afin de réduire l'impact de l'incertitude des précipitations sur les résultats du modèle. Cette approximation permet aussi une lecture plus simple des figures. En effet, les pluviographes à augets basculeurs dont nous utilisons les données ne sont pas chauffés artificiellement. C'est pourquoi la neige peut s'accumuler à l'intérieur de l'entonnoir-réceptacle et fondre naturellement plusieurs heures ou même une journée après le moment où la précipitation a eu lieu. Pour le modèle, cela conduit à de légers déphasages dans l'occurrence de la descente rapide de la ligne de neige sur le glacier lors des chutes de neige.

La ligne de neige modélisée est en bon accord avec la ligne de neige transitoire mesurée ($r = 0,75$, $n = 96$, $p = 0,001$, $E = 0.44$ sur la base de périodes de 15 jours entre 2004 et 2008 (Figure 4.9a) et $r = 0,72$, $n = 712$, $p = 0,001$, $E = 0.33$, en se fondant sur les valeurs quotidiennes de 2007-08 (Figure 4.9b)). Ce point démontre que le modèle représente avec précision la distribution altitudinale de l'accumulation et de l'ablation pour une échelle de temps courte. La différence entre valeurs modélisées et mesurées de la ligne de neige transitoire est faible, comme en témoigne l'écart-type observé entre modèle et mesure (STD = 61 m pour la ligne de neige moyenne sur 15 jours et STD = 75 m pour les valeurs journalières (712 observations)). Ce bon accord est en partie dû à la relation directe existant entre la précipitation solide et l'altitude de l'isotherme 0°C [e.g., Favier et al., 2004a&b, Francou et al., 2004]. Les valeurs annuelles de la ELA modélisée et mesurée sont aussi en bon accord ($r^2 = 0,77$, $n = 9$ années, $p = 0,002$, RMSE = 28 m). Cette conclusion est une conséquence directe de la bonne correspondance entre le modèle et la ligne de neige transitoire observée ci-dessus.

Néanmoins, le modèle n'est pas parfait et nous constatons que des différences plus importantes entre modélisation et observation de la ligne de neige transitoire sont visibles pour 2007 et 2008. Ces différences sont en partie dues à de plus grandes incertitudes provenant des mesures de ligne de neige. En effet, au cours de cette période, la caméra automatique a connu plusieurs avaries et les photographies ont été prises manuellement

pendant les sorties sur le terrain. Les sorties sur le terrain étaient effectuées uniquement deux ou trois fois par mois. Les moyennes effectuées sur une durée de 15 jours ont ainsi été calculées avec une ou deux photos seulement. Lors de la réalisation des clichés, la ligne de neige transitoire observée n'était donc pas nécessairement représentative de la moyenne observée sur 15 jours. Dans ce cas, la moyenne des observations sur 15 jours peut ne pas correspondre avec celle du modèle. Une autre explication provient de la très grande variabilité des variations de la ligne de neige au cours de ces deux années (Figure 4.9b). Le modèle montre parfois de très grandes variations qui sont moins marquées dans le cas de la ligne de neige observée. Ces variations modélisées sont dues en partie à l'occurrence de petites chutes de neige, provoquant des variations exagérées de la position de la ligne de neige, en raison de la grande sensibilité du modèle aux faibles valeurs de précipitations. En effet, de petites surestimations des précipitations peuvent, de façon incorrecte, induire une descente rapide et persistante de la position de la ligne de neige simulée. Le cas contraire apparaît si les précipitations mesurées sont sous-estimées.

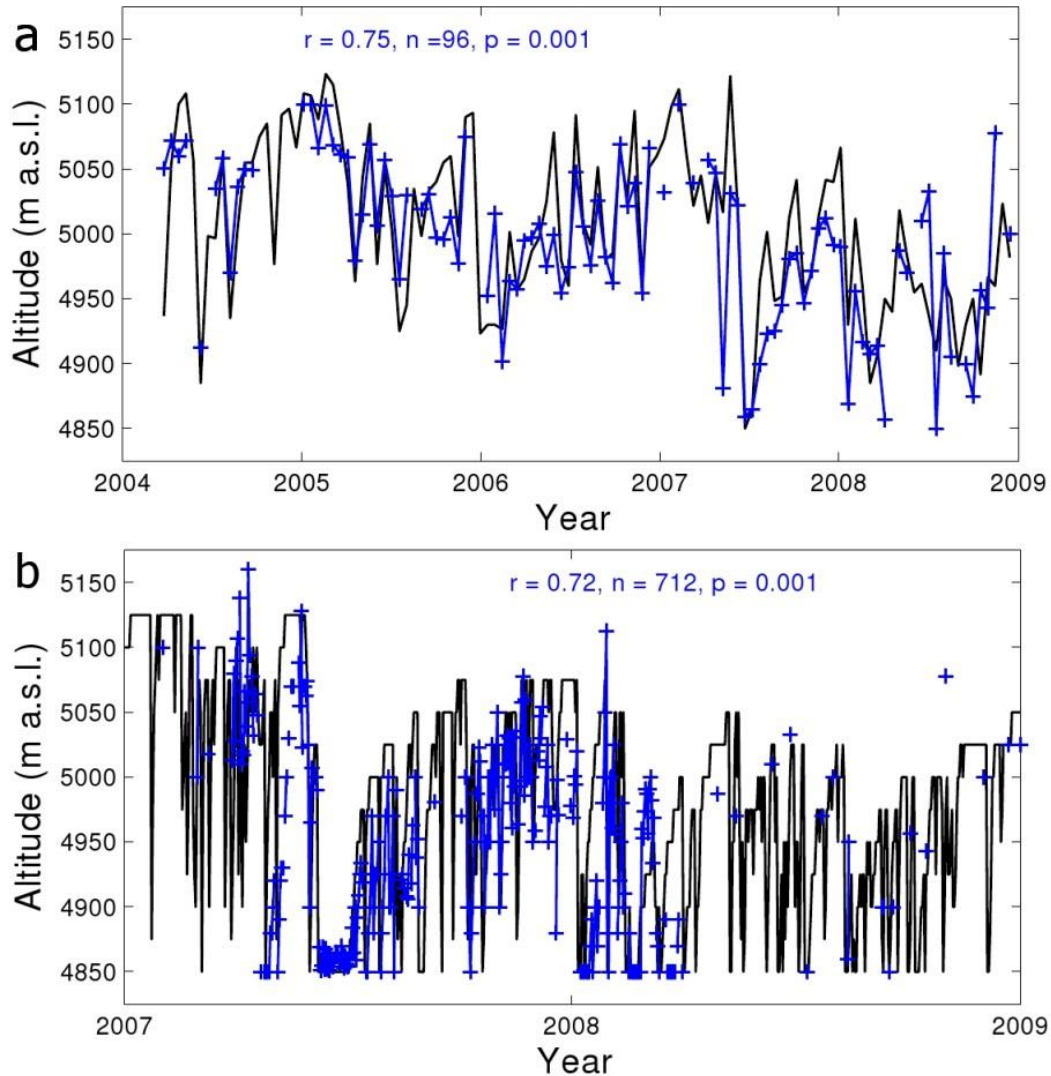


Figure 4.9. Comparaison entre l'élévation des lignes de neige transitoires observées (bleu) et données par le modèle (noir) a) à l'échelle de temps de 15 jours (en moyenne de 15 jours) sur la période 2004-2008, et b) au pas de temps journalier au cours de la période allant de 2007 -2008.

4.1.7 Discussion

Nous avons constaté un accord important entre température et ablation à la surface du glacier, ainsi qu'entre température et bilan de masse. Cet accord est moins marqué que sous d'autres latitudes mais résulte des mêmes processus. Malgré la faiblesse des variations de température annuelles (moins de $3,5^{\circ}\text{C}$, sur la base des moyennes journalières), notre analyse statistique (corrélation) et nos mesures en boîtes de fusion ont révélé l'existence d'un lien entre fonte et $T+$, à partir du moment où une distinction était faite entre la glace et

la neige. La comparaison entre la température journalière et les flux d'énergie a démontré que la température atmosphérique et la fonte de surface étaient liées via le bilan radiatif de courtes longueurs d'onde, l'albédo exerçant une importante rétroaction sur cette relation. Dans cette relation, la phase des précipitations joue un rôle fondamental car elle contrôle totalement l'état de la couverture neigeuse à la surface du glacier. Cependant, nous avons constaté que la relation existant entre la température et $S \downarrow$ disparaît lorsque la vitesse du vent est élevée.

En outre, malgré la faiblesse des corrélations observées entre les flux de d'énergie incidents et la température, nous avons pu appliquer un modèle de type PDD et une relation simple pour estimer la sublimation. Ce modèle simplifié a donné des résultats cohérents sur le glacier 15a. Malheureusement, ce modèle ne fonctionne pas lorsque la vitesse du vent est élevée. C'est pourquoi, un tel modèle ne devrait pas être utilisé en cas de forte sublimation (i.e., au cours des périodes de vent fort). Néanmoins, pour le glacier 15a de l'Antisana, les conséquences sont apparues assez limitées en termes d'ablations mensuelles et annuelles parce que les événements marqués par une sublimation forte sont généralement observés lorsque les températures et l'ablation sur le glacier sont faibles. Cette étude a montré que les variations du bilan de masse annuel sont particulièrement bien reproduites lorsque la température est précisément évaluée et que le modèle reproduit correctement l'état de la surface (i.e., indirectement, l'albédo de la surface).

Les résultats de nos travaux suggèrent que le modèle doit être appliqué en utilisant des facteurs degré-jour adaptés en fonction de l'albédo annuel moyen de la surface, car les surfaces de glace propres et sales ne réagissent pas de la même manière au rayonnement de courtes longueurs d'ondes incident. Ceci suggère que les modèles PDD devraient être utilisés avec prudence, en particulier dans le cadre de reconstructions climatiques passées ou de prévision future. En effet, l'incertitude des valeurs de facteurs degré-jours calculée dans notre étude est importante et a des conséquences notables sur l'incertitude finale de nos modélisations. En ce sens, nous avons démontré que le facteur degré-jour de la glace propre est plus approprié pour modéliser le glacier dans le cadre des conditions générales. Néanmoins, lors des années marquées par un albédo faible, correspondant à un état de

surface très sale, la valeur $F_{\text{dirty_ice}}$ est plus adaptée. Ainsi, en fonction des phases de l'ENSO [e.g., Francou et al., 2004], il serait intéressant d'adapter le facteur degré-jour utilisé. Le facteur degré-jour de la glace sale devrait être utilisé pendant les événements El Niño, tandis que celui de la glace propre serait plus approprié au cours des événements de type La Niña. En conséquence, en cas de reconstruction de la variabilité ENSO à partir des positions passées du glacier, ou pour prévoir l'évolution future du glacier, l'utilisation différentielle des coefficients peut rendre les estimations de bilans de masse particulièrement approximatives.

Nos résultats suggèrent également que la fusion commence lorsque la température moyenne journalière de l'air à 2 m au-dessus de la surface du glacier est encore en dessous de 0°C. Si une modélisation est effectuée en considérant un seuil de 0°C, alors nous ne prenons pas en compte toutes les situations de fonte. Effectuer une telle hypothèse demanderait donc d'étalonner de nouveau les facteurs degrés-jours. Pour compenser le manque de fonte, cette calibration conduirait à des valeurs plus élevées de facteurs degrés-jours. Enfin, nous avons démontré tout l'intérêt d'un modèle simplifié pour estimer l'évolution de la ligne de neige transitoire et celle de la ELA. La qualité de nos modélisations est en partie liée au rôle joué par l'altitude de l'isotherme 0°C sur la phase des précipitations solides. Néanmoins, cet élément ne peut expliquer à lui seul la qualité de ces résultats, et nous pouvons dire qu'une des raisons primordiales de la qualité de nos calculs provient de la bonne représentation de l'ablation par le modèle simplifié.

4.2. Perspectives à plus long terme – modélisation de la fin du 20ème siècle

4.2.1 Intérêt de l'approche

Les glaciers de l'Antisana ont perdu plus de 30 % de leur superficie depuis 1950 [Francou et al., 2000; Rabatel et al., 2013; Basantes, 2015]. Parallèlement, la température dans les Andes tropicales a augmenté de près de 0,68 °C depuis 1939, selon les mesures faites dans des stations majoritairement situées à moins de 4000 m d'altitude [Vuille et al., 2008]. Sachant que des études basées sur des modèles suggèrent que le réchauffement atmosphérique pourrait s'accélérer à l'avenir pour atteindre une valeur aussi haute que +5°C

à la fin du 21^{ème} siècle dans le cas de scénarios prenant en compte des niveaux élevés d'émissions de gaz à effet de serre au cours du siècle [e.g., Vuille et al., 2008 ; Urrutia et Vuille, 2009], évaluer l'impact de ce réchauffement sur le recul futur des glaciers est primordial. L'application du modèle simplifié montre qu'un tel réchauffement entraînerait une élévation de la ELA de 600 mètres en altitude, laquelle atteindrait alors pratiquement le sommet de l'Antisana. Dans ces conditions, les glaciers pourraient disparaître dans leur plus grande partie des pentes de l'Antisana, avec des conséquences importantes pour l'approvisionnement en eau potable de la ville de Quito. Connaître l'évolution future des températures est donc crucial pour tenter d'évaluer l'impact du retrait glaciaire sur les ressources en eau locales. Dans cette problématique, valider l'application du modèle simplifié à partir de données anciennes prend donc tout son sens.

4.2.2 Données utilisées pour la modélisation PDD sur de longues périodes

Nous avons utilisé le modèle simplifié afin d'analyser les variations du bilan de masse sur le long terme. Pour ce faire, nous avons analysé les biais du modèle lorsque nous utilisons des données météorologiques d'entrée issues de stations éloignées de l'Antisana ou provenant des réanalyses climatiques. Cette étape vise à vérifier l'ampleur de la dégradation de la qualité des modélisations de bilan de masse provenant de la faible qualité des données d'entrée.

4.2.2.1 Données de la station d'Izobamba

Nous avons tout d'abord utilisé les données de la station météorologique d'Izobamba, située à 3058 mètres d'altitude (Tableau 4.9) à 40 km à l'ouest de l'Antisana. Située à quelques kilomètres au sud de Quito, cette station est l'une des plus anciennes d'Equateur. C'est aussi une station de référence de l'OMM. Pour utiliser ces données en entrée du modèle, nous avons commencé par effectuer un ajustement des données de température et de précipitation de la période 2000-2008 pour éliminer les biais par rapport aux températures et précipitations moyennes observées sur le site de l'Antisana. Pour ce faire, nous avons appliqué un gradient négatif de température de $-6^{\circ}\text{C km}^{-1}$ d'altitude et nous avons multiplié les précipitations d'Izobamba par un coefficient de 0,74. Cette réduction des

précipitations s'explique principalement par la situation du Glacier 15 sur le flanc ouest du volcan. Ce flanc est situé sous le vent des principaux flux d'air humide provenant de l'est (bassin amazonien) qui fournissent la grande majorité des précipitations. Ce versant ouest de l'Antisana subit donc un effet de foehn important [Favier et al., 2004a]. Ces effets ne sont plus perceptibles à la station d'Izobamba, qui est située à une altitude moins élevée et qui est éloignée du versant amazonien des Andes

4.2.2.2 *Données des réanalyses*

Pour effectuer des simulations sur le long terme, nous avons tenté d'analyser les données de la station d'Izobamba. Malheureusement, ces données n'étant pas disponibles avant 1964, nous avons donc dû utiliser les données des réanalyses NCEP1 pour la période antérieure.

Les valeurs de précipitations et de températures des réanalyses NCEP-NCAR (NCEP1) proviennent du point de la grille le plus proche du site de l'Antisana (77° W; 0.2° S). Nous avons utilisé ici les données NCEP1 de 2000 à 2008 afin de vérifier dans quelle mesure ces données fournissaient des informations pertinentes pour une modélisation régionale des glaciers. Les valeurs de température des réanalyses à 570 hPa (4900 mètres) ont été obtenues par interpolation linéaire des données entre les niveaux 600 et 500 hPa, tandis que nous avons dû réduire les précipitations en les multipliant par un facteur de 0,50 pour qu'elles correspondent à la moyenne des précipitations observées dans le bassin de l'Antisana entre 2000 et 2008. Malgré cette correction, d'importantes incohérences subsistent dans les données de précipitation mensuelles des réanalyses et ces données doivent être considérées avec précaution.

4.2.2.3 *Données de long terme*

Pour effectuer une modélisation de plus long terme, nous avons comparé les données NCEP1 de 1964 à 2008 avec celles d'Izobamba pour obtenir un jeu de données journalières de précipitation et de température. Le rapport entre les valeurs de précipitation décennales d'Izobamba et de NCEP1 entre 1964 et 2008 est de 0,83, mais ce rapport a varié au cours du

temps (Tableau 4.9). Il était proche de l'unité (1,10) dans les années 60, alors qu'il a diminué considérablement après 1976 pour atteindre 0,67 entre 2000 et 2008. Cela suggère que l'on ne peut pas utiliser directement les données de précipitation issues des réanalyses pour effectuer une étude des bilans de masse sur le long terme.

Tableau 4.9. Variation temporelle des taux de précipitations entre les données NCEP1 et Izobamba.

	Période I 1964-1976	Période II 1977-1999	Période II' 1977-2008	Période III 2000-2008	Période totale 1964-2008
Nombre total d'années	13	23	35	9	45
Rapport $P_{Izobamba}/P_{NCEP1}$	110%	80%	75%	67%	83%

Dans notre étude, nous avons donc utilisé les données de température et de précipitation des réanalyses avant 1964, puis les données d'Izobamba lorsque celles-ci sont devenues disponibles.

Pour cela, les précipitations de la base NCEP1 utilisées de 1950 à 1963 ont été corrigées par le facteur de correction calculé pour les années 1960 (c'est-à-dire 1,10) afin de retrouver les précipitations observées à Izobamba. Ensuite, de la même façon que pour les précipitations d'Izobamba, ces données ont été multipliées par un facteur de 0,74 pour les ajuster aux précipitations observées sur l'Antisana (voir plus haut).

En ce qui concerne les températures, afin de vérifier que les tendances sur le long terme avaient un sens, nous avons analysé les séries des données mensuelles de température enregistrées à la station de Quito Observatorio entre 1950 à 1985. Cette station est située à Quito, à 2820 mètres d'altitude. Les données sont disponibles depuis le début du siècle (c'est la plus ancienne série d'Equateur), mais seulement à l'échelle mensuelle. Malheureusement les données journalières de la station de Quito Observatorio ne sont pas disponibles, et ne peuvent donc pas être utilisées comme données d'entrée de notre modèle simplifié.

4.2.2.4 Données de vent

Pour le calcul de la sublimation, nous avons utilisé ici les données de journalières de vitesse du vent issues des réanalyses NCEP1, à 600 hPa pour le point de grille le plus proches de l'Antisana.

4.2.3 Résultats du modèle simplifié sur le long terme

Les bilans de masse spécifiques annuels à l'échelle du glacier ont été calculés pour la période 2000-2008, en utilisant les facteurs degré-jour $F_{\text{snow}} = 4,9 \text{ mm \acute{e}q.e. K}^{-1} \text{ jour}^{-1}$ et $F_{\text{clean_ice}} = 6,5 \text{ mm \acute{e}q.e. K}^{-1} \text{ jour}^{-1}$. Les données de forçage correspondent aux valeurs mesurées à la station météorologique d'Izobamba. Ces données sont corrigées pour retomber sur les valeurs moyennes observées à 4900 m d'altitude au cours de la même période (voir section 3.2).

Le modèle a tout d'abord été appliqué en utilisant les données de température d'Izobamba, mais en conservant les précipitations de l'Antisana. L'expérience révèle une corrélation significative entre les bilans de masse spécifiques annuels modélisés et mesurés ($r^2 = 0,69$, $n = 9$ années, $p = 0,006$, $\text{RMSE} = 0,39 \text{ m \acute{e}q.e. a}^{-1}$, Figure 4.10b). Ce point suggère que les variations de température à Izobamba étaient représentatives des variations régionales ayant provoqué le recul du glacier observé au cours de la dernière décennie [e.g., Mancinati et al., 2014]. Dans un second temps, nous avons appliqué le modèle avec les données de température et de précipitation d'Izobamba. Les résultats sont de qualité inférieure ($r^2 = 0,59$, $n = 9$ années, $p = 0,015$, $\text{RMSE} = 0,46 \text{ m \acute{e}q.e. a}^{-1}$, Figure 4.10b) en raison de différences d'occurrence entre les précipitations à Izobamba et sur les glaciers de l'Antisana. Cependant, la qualité reste raisonnable même si cette comparaison montre que la représentativité des données de précipitation est un élément important de cette approche de modélisation.

Nous avons ensuite appliqué le modèle en utilisant les données des réanalyses NCEP1. Les précipitations des réanalyses sont connues pour être de qualité médiocre, mais le pixel utilisé se trouvant à proximité du glacier, il est possible de penser que la faible

saisonnalité des précipitations sur le glacier soit mieux représentée. Les résultats de cette expérience sont en bon accord avec les valeurs mesurées ($r^2 = 0,71$, $N = 9$ ans, $p = 0,005$, $RMSE = 0,39$ m éq.e. a^{-1} , Figure 4.10a). Cependant, nous observons que la ligne de neige est moins bien représentée (données non présentées dans ce document) démontrant que l'occurrence et la quantité de précipitation doivent être précisément décrites pour analyser cette variable.

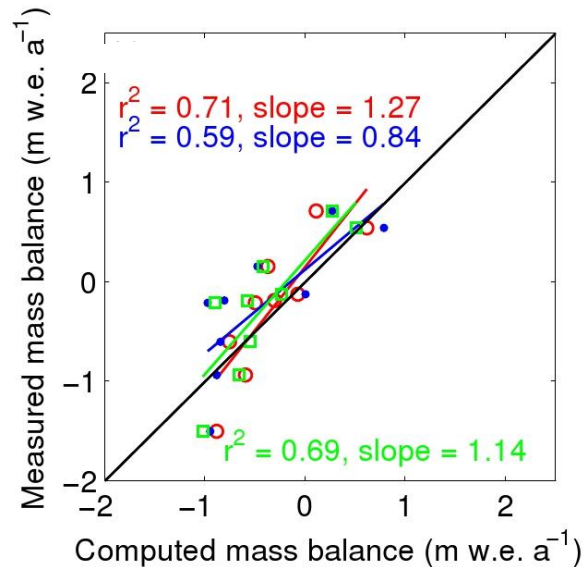


Figure 4.10. Comparaison entre le bilan de masse annuel calculé et mesuré à l'échelle du glacier 15a de l'Antisana entre 2000-2008. Les données modélisées sont contraintes par des données (température et précipitation) mesurées dans et dehors du bassin versant du glacier Antisana 15. Les points bleus les résultats lors de la combinaison de la Fclean_ice ou Fice (pour 2002 et 2003). Les cercles rouges indiquent les résultats en utilisant la température d'Izobamba avec la précipitation du glacier Antisana 15 et avec la précipitation de réanalyses NCEP1 (carrés verts). Les couleurs des coefficients de corrélation correspondent à celles des figures. La ligne 1:1 est indiquée en trait continue noire.

Nous avons cherché à exploiter la qualité des modélisations précédentes pour analyser la relation étroite existant entre température et ablation sur le long terme. Nous cherchons ici à voir dans quelle mesure la température a pu jouer sur la mise en place de bilans de masse presque équilibrés en Equateur entre 1956 et 1976 comme le suggèrent certaines études effectuées sur l'Antisana [e.g., Francou et al., 2000] et sur le volcan du Cotopaxi [Jordan et al., 2005]. À cette fin, nous avons analysé la température mesurée à long terme à Izobamba, celle donnée dans les réanalyses NCEP1, ainsi que la température

mensuelle mesurée à la station météorologique de Quito-Observatorio. Nous observons que les données de température d'Izobamba et des réanalyses sont en bon accord avec celles de Quito-Observatorio. Par contre, les données de précipitations de NCEP1 montrent une augmentation excessive après 1976 comparée à celle des observations. C'est pourquoi nous avons préféré utiliser les précipitations mesurées à Izobamba lorsqu'elles existaient. Les données suggèrent qu'un léger refroidissement est survenu au cours des années 1960 à 1970 (Figure 4.11a), puis qu'un important réchauffement atmosphérique a eu lieu depuis la fin des années 1970 [Vuille et Bradley, 2000; Vuille et al., 2008]. La modélisation faite avec le modèle simplifié a été effectuée pour évaluer les répercussions de cette observation sur les variations de la ELA. Le modèle PDD a ainsi été forcé par la température des réanalyses et les précipitations d'Izobamba pour la période entre 1964 et 2008. Néanmoins, pour la période antérieure à 1964, nous avons été obligés d'utiliser les précipitations des réanalyses 1964 en raison de l'absence de mesures de précipitation journalière à Izobamba.

Ne disposant pas de modèle numérique précis du glacier de terrain avant 1997, nous n'avons pas pu calculer le bilan de masse spécifique du glacier avant cette date. C'est pourquoi, nous nous sommes concentrés sur la modélisation des variations de la ELA. Nous constatons que la ELA modélisée pour la période 2000-2008 était en très bon accord avec la ELA mesurée ($r^2 = 0,86$, $n = 9$, $p = 0,001$, $RMSE = 51$ m, données non présentées), suggérant que le modèle PDD est suffisamment précis pour analyser les variations passées de la ELA. Les variations antérieures de la ELA peuvent alors être analysées. Nous montrons qu'il existe une nette descente de la ELA dans les années 1960 et les années 1970 (Figure 4.11b), compatible avec l'avancée du glacier mentionnée ci-dessus [Rabatel et al., 2013]. Ce point confirme que l'apparition d'une période de refroidissement explique la pause dans le recul des glaciers.

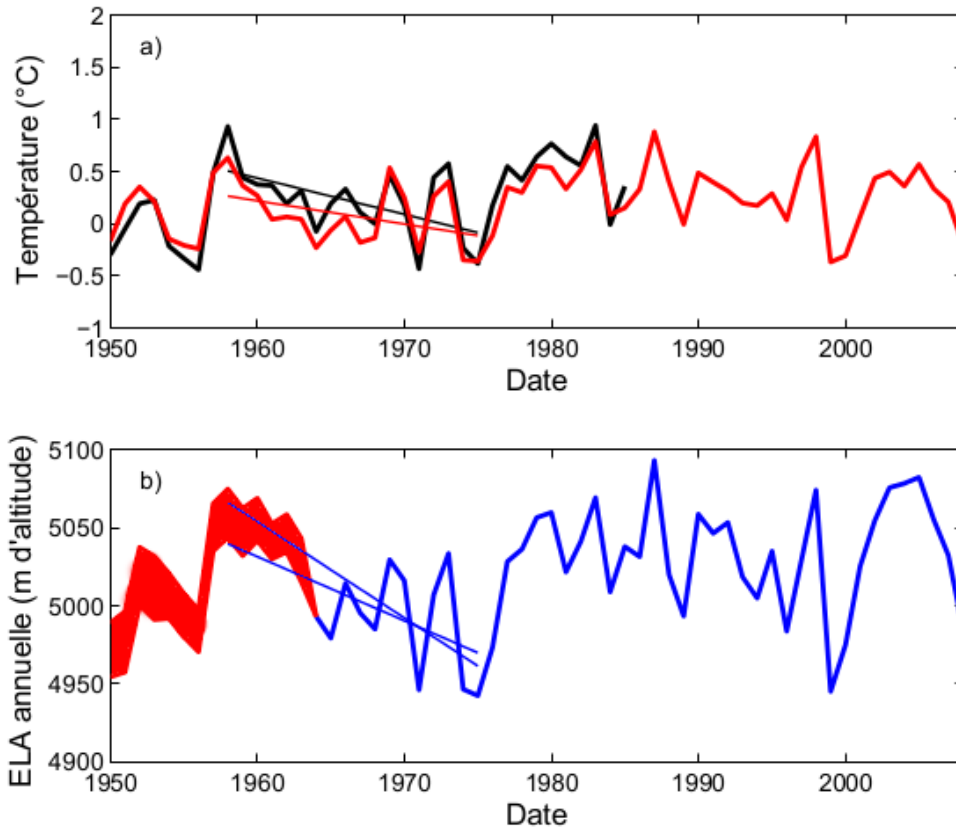


Figure 4.11. a) Variations temporelles de la température de l'air moyenne annuelle à Quito (noir) et résultats des réanalyses (grille 77° W; 0,2° S) pour le niveau 700 hPa (rouge). Pour une comparaison plus facile, la température à Quito a été décalée de - 13,3°C. Les droites de régression pour la période 1958-1976 avec leurs couleurs correspondant à leurs ensembles de données respectifs sont également représentées. b) Variations temporelles de la ELA modélisée en utilisant les précipitations d'Izobamba de 1964 à 2008 (en bleu) et les précipitations corrigées réanalysées (rouge) avant 1964 ; les précipitations ont été corrigées en fonction de deux ratios possibles (1 et 1.1) (voir section 4.2.2) pour les ajuster aux données d'Izobamba. La largeur de la courbe rouge englobée les deux scénarios. La modélisation PDD été réalisée en utilisant la température de réanalyses.

4.2.4 Discussion

Nous avons pu constater que malgré l'utilisation de données de précipitation de faible qualité, la qualité des modélisations restait raisonnable à partir du moment où les températures étaient de qualité raisonnable. Ce point suggère que les précipitations sont de moindre importance (par rapport à T) pour expliquer la variabilité du bilan de masse spécifique du glacier. Ce point est assez contre-intuitif lorsqu'on prend en considération le

rôle important de l'albédo sur l'ablation, mais cela reflète le rôle crucial joué par l'altitude de l'isotherme 0°C sur la phase des précipitations et sur l'albédo.

4.3. Conclusions sur le modèle simplifié

Il est fondamental de juger de l'utilité d'un modèle simplifié dans la région tropicale interne car ce type de modèle exige très peu de données en entrée. Valider ses possibilités d'application permettrait d'utiliser une telle méthode pour estimer l'ablation dans des zones avec peu de données, disposant seulement des températures et des précipitations. Un modèle simplifié permettrait aussi la reconstruction des conditions climatiques passées car la température est la seule variable robuste produite par les modèles climatiques. Néanmoins, en dépit d'assez bons résultats à chaque étape de notre étude, étant donné la grande incertitude des valeurs des coefficients de type degré jour, la faiblesse de la corrélation observée entre la température et le rayonnement de courtes longueurs d'onde incident et net, on doit utiliser le modèle simplifié avec prudence. Sans validation supplémentaire, et lorsque la vitesse du vent est forte, il faudra systématiquement lui préférer une approche plus « physique », c'est-à-dire plus proche des processus d'ablation déterminés à partir du calcul d'un bilan d'énergie de surface. Cependant, notre étude du modèle de type PDD constitue une étape supplémentaire pour comprendre la grande sensibilité des glaciers d'Equateur aux variations de la température.

Nous avons depuis tenté d'améliorer la qualité du calage de ce modèle en prenant le problème selon un autre angle de vue. Nous avons en effet effectué un calage des coefficients du modèle en comparant les résultats du modèle simplifié avec ceux du modèle de bilan d'énergie. Ce calage concerne les facteurs degré-jour, la température seuil et le seuil d'albédo séparant la neige et la glace. Le calage a été effectué selon une approche de type Monte-Carlo, en effectuant 100000 simulations en 2002-03 et 100000 simulations en 2005. La qualité du modèle est largement améliorée par cette méthode montrant que, conformément aux remarques effectuées dans ce chapitre, une calibration plus avant des paramètres du modèle était nécessaire. Le travail résultant sera resoumis au plus tôt à la revue *The Cryosphere Discussion*. L'article peut être consulté en annexe de ce travail.

Chapitre 5

Modélisation distribuée du bilan d'énergie

5.1. Etat de l'art dans les Andes Tropicales

5.1.1 Objectif de ce chapitre

La plupart des analyses des processus d'ablation et leur mise en relation avec le climat à ce jour ont été réalisées sur les glaciers andins de la région tropicale externe, principalement sur le glacier du Zongo situé en Cordillère Royale de Bolivie [Wagnon, 1999; Sicart, 2002, 2005 & 2014; Lejeune, 2009; Litt et al., 2015a]. En Équateur, [Favier et al., 2004 a&b et Wagnon et al., 2009] se sont inspirés de la base technique et théorique développée sur le Zongo pour étudier le lien entre bilan d'énergie superficiel et la dynamique climatique régionale.

L'objectif de cette thèse était de reprendre les hypothèses émises dans les publications précédemment citées pour voir dans quelle mesure celles-ci étaient robustes. Nous verrons que les hypothèses relatives au transfert d'énergie sous la surface, son stockage et son utilisation pour la fonte en sub-surface doivent être améliorées. Mes travaux renforcent encore l'idée que l'albédo est la variable centrale du bilan d'énergie. Un regard critique sur sa modélisation a donc été nécessaire. Nous améliorerons les hypothèses relatives à la dégradation de l'albédo tirées d'autres glaciers et qui sont totalement inadaptées car la neige se dégrade très vite sur le site d'étude. Nous montrerons qu'une fois calibré avec rigueur en un point, le modèle est correctement distribué sur la zone d'ablation.

Les nombreuses incertitudes de mesure dans la zone d'accumulation nous limiteront dans l'estimation de la qualité du modèle au-dessus de la ligne d'équilibre. Néanmoins, nos modélisations ponctuelles ainsi que distribuées confirmeront que l'estimation des précipitations est largement sous-estimée sur le bassin versant, et que les corrections proposées par Wagnon et al., [2009] sont adaptées pour retrouver des cumuls corrects. Dans ce dernier résultat, la correction des bilans de masse spécifiques proposée par Basantes, [2015], sera d'un grand intérêt, car elle permettra de contraindre nos valeurs de intégré sur plusieurs années.

5.1.2 Les travaux de Wagnon (1999) et Sicart (2002) sur le haut bassin du Zongo

Initiés par [Rigaudière et al., 1995], l'analyse du bilan d'énergie sur le glacier du Zongo (16°15'S, 68°10'W, entre 4900 m et 6100 m) a été largement approfondie par P. Wagnon lors de sa thèse de doctorat. Son étude de bilan d'énergie de surface en un point a montré l'importance jouée par les variations de l'albédo de surface et de la sublimation dans les variations saisonnière de l'ablation [Wagnon et al., 1999a] et des débits du torrent émissaire [Wagnon et al., 1999b]. La diminution du bilan radiatif net au cours de la saison sèche et l'occurrence d'une forte sublimation (air plus sec) provoque des différences importantes d'ablation avec la saison humide. Ses travaux démontrent l'occurrence d'une ablation plus forte au cours des événements de type El Niño [Wagnon et al., 2001] en raison d'une diminution des précipitations et de l'augmentation des températures, provoquant une forte diminution de l'albédo lors de la saison de fonte (au cours de la saison des pluies). En cas de faibles valeurs d'albédo, l'importance du rayonnement solaire potentiel permet l'occurrence d'une forte ablation. Lors des phases froides de l'ENSO, l'ablation est plus faible car les précipitations neigeuses plus fréquentes permettent une augmentation notable de l'albédo [Wagnon et al., 2009; Francou et al., 2003].

Par la suite, J-E Sicart a approfondi ces conclusions en analysant de manière critique les méthodes et les incertitudes de mesure et en modélisant le bilan d'énergie et la fusion à l'échelle du glacier du Zongo. Ces travaux ont permis de mieux cerner le rôle clé de la période de Décembre – Janvier – Février (DJF) dans la mise en place de bilans de masse très négatifs, et d'en analyser les raisons. Au cours de cette période le rayonnement de grandes

longueurs d'onde incident et la présence des nuages jouent un rôle crucial dans la mise en place des cycles de regel nocturne. L'amplitude de la fonte diurne est ensuite fortement contrôlée par la présence ou l'absence de frigos [Sicart, 2002; Sicart et al., 2005]. J-E Sicart a aussi approfondi la connaissance des pertes par flux turbulent de chaleur latente, montrant que les valeurs fournies par [Wagnon, 1999] étaient probablement surévaluées [Sicart, 2002; Sicart et al., 2005, 2011, 2014; Litt et al., 2015a].

Sicart et al., [2011] présentent aussi une modélisation distribuée à l'échelle du glacier du Zongo basée sur le modèle de bilan d'énergie distribué de Hock [Hock, 1999]. Le modèle calcule au pas de temps horaire chacun des flux du bilan d'énergie en chaque maille du glacier. Les changements d'énergie interne de la glace et la densité de la neige ne sont pas calculés. Dans ces modélisations, l'accent a été mis sur le calcul de l'albédo et sur une limitation du nombre de paramètres en entrée du modèle. Afin de simuler les processus d'écoulement de l'eau dans le glacier, le modèle utilise le concept de modèles réservoirs. L'utilisation d'un temps de résidence moyen différent pour la fusion de la neige, du névé ou de la glace permet de différencier les eaux de fonte provenant de ces 3 états de surface distincts. Sicart choisit de calculer l'albédo selon une méthode basée sur l'épaisseur du manteau neigeux [US corps Engineering, 1957], permettant de représenter les processus de rétroactions fonte/albédo. En l'absence de précipitations, deux formules successives sont utilisées pour simuler la décroissance de l'albédo, selon l'épaisseur du manteau neigeux. Les résultats montrent alors l'existence d'une surestimation systématique de la production d'eau des régions les plus hautes due au fait que le modèle considère que toute l'eau de fusion atteint l'exutoire (pas de regel). Inversement, le modèle surestime l'albédo de la neige, entraînant une sous-estimation de la fusion. Au final, les erreurs se compensent pour le calcul du débit, mais le modèle ne rend pas parfaitement compte des processus à l'origine des écoulements. L'estimation du stock de froid nocturne est donc problématique. Le changement d'énergie interne de la couche de surface la nuit étant négligée dans les simulations, la température de surface est calculée par itérations afin d'annuler la somme des flux radiatifs et turbulents. De plus, pour quantifier l'effet du refroidissement nocturne sur le débit de fonte du glacier, la fusion diurne est retardée dans le modèle jusqu'à ce que le stock de froid nocturne soit compensé. Pour finir, Sicart montre que l'absence de prise en compte

des effets de bord liés à l'advection d'air chaud par le vent de vallée peut causer une sous-estimation des flux turbulents dans le bilan d'énergie de l'ensemble du glacier. L'erreur relative du modèle semble être de 25% en prenant en compte les erreurs de mesure sur l'établissement des conclusions.

5.1.3 Les travaux de Favier (2004) sur l'Antisana

La thèse de V. Favier s'inspire de la base technique et théorique développée sur le Zongo par Wagnon et Sicart. L'étude ne sera effectuée qu'en un seul point, au cours d'une année de mesure : du 14 mars 2002 au 14 mars 2003 [Favier et al., 2004 a&b]. L'analyse montre le rôle clé de la phase solide des précipitations neigeuse dans l'atténuation ultérieure de l'ablation. Un lien étroit apparaît entre la température de l'air au-dessus du glacier, la phase de précipitations et la fonte. La température seuil de 0.5°C apparaît adaptée pour séparer les précipitations solides et liquides. La comparaison entre flux turbulents calculés et mesurés indique qu'en choisissant des rugosités égales, une valeur de calage de $z_0 = 0.29$ cm est adaptée pour l'Antisana.

Afin de développer l'analyse pour une période plus longue Favier et al, [2004a] comparent données de certaines variables météorologiques issues des réanalyses météorologique (NCEP1) avec des données d'ablation de la partie basse du glacier entre les mois de janvier 1995 au mois d'août 2003, pour montrer le rôle clé joué par la phase des précipitations dans la concordance observée entre les phases de l'ENSO et la fonte du glacier [Francou et al., 2004]. Avec un retard de 3 mois, l'élévation des températures dans la région Niño 3-4 est associée à un réchauffement atmosphérique au-dessus du glacier [Francou et al., 2004]. Une diminution des précipitations est aussi constatée lors des phases chaudes de l'ENSO en raison d'une diminution de l'advection d'humidité depuis l'Amazonie. Ce lien justifie une forte réduction de l'albédo et augmentation de l'ablation au cours des événements de type El Niño. Une comparaison des bilans d'énergie locaux des zones d'ablation du glacier 15a de l'Antisana et du Zongo montre aussi que les deux glaciers ont une réponse commune à l'évolution du climat en zone tropicale, et notamment aux phases chaudes de l'ENSO. Par contre, les causes de cette réponse diffèrent. Le glacier 15a est principalement sensible à l'impact des températures élevées au cours des événements de

type El Niño, alors que dans le cas du glacier du Zongo, le rôle du déficit de précipitations au cours de la période DJF est plus fondamental.

Pour spatialiser ses résultats de bilan d'énergie, Favier appliqua une méthode de spatialisation de l'albédo basé sur le géo-référencement de photographies terrestres développée par Corripio, [2003]. Une des limites de cette méthode est que certains points du MNT ne sont pas visibles sur les photographies. La précision de cette méthode est aussi assez limitée car la présence de nuage est très fréquente sur les clichés utilisés. Par contre, cette méthode sera par la suite utilisée pour effectuer un suivi de la ligne de neige.

5.1.4 Les travaux de Lejeune (2009) sur le Zongo

La thèse de Lejeune s'intéresse non seulement aux parties glaciaires du Zongo, mais aussi aux couvertures neigeuses situées sur les zones non englacées du bassin versant. Le but est donc de réaliser une simulation du bilan d'énergie et de masse du glacier, doublée de la simulation fine de l'évolution hydro-nivale des surfaces morainiques. Pour se faire, Lejeune utilise la chaîne de modélisation CROCUS-ISBA. ISBA (Interaction Soil-Biosphere-Atmosphere) est un schéma de surface multicouche simulant les échanges énergétiques et massiques entre les basses couches de l'atmosphère, le sol, la couverture neigeuse et la végétation (négligée dans la haute montagne andine car extrêmement rare). Le couplage CROCUS-ISBA permet de simuler explicitement les transferts thermiques et hydriques entre le sol et le manteau neigeux. C'est un outil bien adapté pour traiter la problématique des manteaux neigeux éphémères et peu épais se formant sur les zones non englacées de la haute montagne andine.

Le modèle CROCUS-ISBA évalue de manière satisfaisante les flux d'eau produits sur l'ensemble des zones morainiques du haut bassin, et leur répartition en eau de ruissellement/drainage et évaporation. Le modèle simule la percolation des lames d'eau de couche en couche, s'écoulant à la base du profil de sol avant d'être transférées à l'exutoire. Lejeune observe un décalage temporel du transfert de cette eau, dépendant des caractéristiques du couvert neigeux et de l'état de saturation du sol.

Les résultats de modélisation reproduisent correctement le caractère éphémère du manteau neigeux en Bolivie. Ce n'est pas le cas en Equateur, certainement en raison du fort vent présent dans le bassin versant étudié. Le vent peut redistribuer la neige et créer des différences significatives d'accumulation à quelques mètres de distance. Il en résulte un patchwork de zones enneigées et déneigées conduisant à l'établissement de transferts horizontaux d'énergie. Ce modèle donne de bons résultats, mais présente aussi certains inconvénients. Il y a, par exemple, une mauvaise appréciation de la phase des précipitations, de la valeur de l'albédo de la glace nue, de l'évaluation des flux turbulents. Ces défauts induisent une mauvaise estimation des débits de crues à l'émissaire du glacier du Zongo.

5.1.5 Les travaux de Wagnon et al. (2009) sur la neige à l'Antisana

Wagnon et al., [2009] ont proposé une modélisation de l'évolution du manteau neigeux au niveau de la moraine frontale du glacier 15a pour les années entre le 16 Juin 2005 et le 30 Juin 2006. Comme dans le cas de l'étude effectuée sur le glacier du Zongo, cette modélisation a été effectuée avec le modèle CROCUS-ISBA. L'étude permet de mettre en évidence les spécificités du site de l'Antisana par rapport à celui du Zongo.

L'étude a montré que la vitesse du vent, plus intense sur le site de l'Antisana est une première différence avec la Bolivie. L'intensité du vent crée un biais important dans la mesure des précipitations. Lorsque Wagnon et al., [2009] effectuent des simulations à l'aide des précipitations réelles sur le bassin les résultats sont alors incohérents (cf. section 3 3.4.1. Model Run 7: Sensitivity to Precipitation, en Wagnon et al., [2009]). Le vent joue aussi sur la redistribution des précipitations neigeuses et la mise en place d'une surface de type Patchwork. Ce point est important car en raison du rayonnement solaire intense, les zones découvertes de glace sont responsables de la fonte rapide de la neige de surface et d'un important stockage d'énergie par les surfaces découvertes. Les gradients horizontaux provoquent des transferts d'énergie horizontaux par conduction dans la couche supérieure de sol de la moraine et par advection de chaleur dans l'air [Lejeune et al., 2007a].

Les particularités de la neige à l'Antisana sont aussi très importantes. Wagnon et al, [2009] avaient noté que les précipitations neigeuses se produisent toujours pour des

températures proches du point de fusion, provoquant un métamorphisme déjà avancé des précipitations au moment de leur chute. Ce point avait amené [Lejeune et al., 2007a] à proposer une paramétrisation spécifique de l'albédo de la neige pour la zone tropicale externe de Bolivie. Néanmoins, ils ont montré que la neige fraîchement tombée en Equateur a des caractéristiques plus proches de celles des Alpes que des Andes de Bolivie. Pour justifier cette différence, ils proposaient que les précipitations neigeuses en Bolivie sont souvent convectives, résultant dans l'apparition de neige roulée d'environ 1 mm de diamètre, conduisant l'albédo à dépasser rarement les 0.8 juste après la précipitation [Lejeune et al., 2007a]. En Equateur, ils supposaient que l'occurrence de précipitations neigeuses présentant des cristaux de forme dendritique était plus régulièrement observée (albédo plus élevé) , suggérant que la paramétrisation de CROCUS des Alpes était mieux adaptée. Enfin, concernant les flux turbulents, ils préconisent une rugosité de surface de $z_{0m} = 1 \text{ cm}$; $z_{0T} = z_{0q} = 0.01 \text{ cm}$.

Cette étude avait mis en évidence une très forte sensibilité de l'ablation à la paramétrisation de la neige fraîche, élément qui est amplifié par le fait que dans les Andes tropicales, le rayonnement solaire domine les échanges d'énergie, en raison de son intensité. La paramétrisation de l'albédo est donc fondamentale.

5.1.6 Travaux de Gurgiser et al. (2013a&b)

Les travaux de Gurgiser et al., [2013a&b] portent sur le glacier Shallap, en Cordillère Blanche au Pérou (9°S , 77°W , 4700–5700 m d'altitude, $\sim 7 \text{ km}^2$). Ce glacier est situé dans les Andes tropicales externes. Sur ce glacier, une étude de modélisation du bilan d'énergie a été effectuée entre septembre 2006 et aout 2008 (2 ans). Le calcul des bilans de masse et d'énergie a été réalisé à l'échelle du glacier (approche distribuée) utilisant un modèle à base physique [Mölg et al., 2008] incluant les effets de la conduction et de la pénétration du flux d'énergétique durayonnement solaire dans la neige et la glace. L'intérêt de cette approche est donc de considérer les flux de chaleur dans le sol.

L'optimisation des paramètres et l'évaluation de l'incertitude du modèle ont été effectuées en utilisant une approche par validation croisée de type « leave-one out » [Hofer

et al. 2010; Marzeion et al., 2012]. En effet, le modèle est calibré et validé à partir de 21 balises réparties sur la zone d'ablation et accumulation. L'étude vise à voir si cette calibration est robuste, mais ne disposant pas d'autres jeux de validation (autres balises et autres périodes), les auteurs de l'étude ont analysé cela à partir d'une étude originale par validation croisée. L'approche statistique est basée sur une technique d'échantillonnage, qui découpe l'échantillon de données disponibles en un échantillon de calibration et un échantillon de validation indépendants. La technique propose de diviser l'échantillon original en k échantillons, puis de sélectionner un des k échantillons comme ensemble de calage et les $(k-1)$ autres échantillons comme ensemble de validation. La technique la plus classique ($k = 2$) revient à utiliser une partie de l'échantillon pour caler le modèle et une autre pour le valider, puis d'invertir les échantillons de calage et de validation afin de reproduire l'expérience (voir nouvelle calibration du modèle simplifié proposée en annexe). La technique proposée ici, dite « leave-one-out », correspond à $k = n$ ou n est la taille de l'échantillon. Le modèle est donc calé sur $n-1$ valeurs et validé sur 1 valeur. La finesse de cette approche est de répéter cette opération n fois en changeant la valeur de validation et donc, logiquement, l'échantillon de calage. Cela permet d'obtenir n échantillons de calage/validation. Les résultats montrent des bilans de masse très contrastés au cours des deux années étudiées. La première (septembre 2006 à août 2007) a été marquée par un bilan de masse négatif, alors que la deuxième a été marquée par des bilans positifs (septembre 2007 et août 2008). La différence entre les bilans de masses analysés est surtout due à des valeurs d'ablation très différentes, tandis que le bilan (accumulation) dans la partie haute du glacier (au-dessus de 5000 m) est resté inchangé. Les différences ont été associées à l'apparition plus fréquente de précipitations liquides à des altitudes élevées en raison de températures plus élevées moyennes de l'air. Ainsi, comme dans le cas du glacier 15a de l'Antisana, la température de l'air joue un rôle important sur l'albédo et la position de la ligne de neige.

La modélisation montre que le rayonnement net de courtes longueurs d'onde est la principale source d'énergie pour l'ablation du glacier Shallap. Les flux turbulents de chaleur se compensent. Le sol perd de l'énergie par conduction, énergie qui est contrebalancée, par la pénétration du rayonnement solaire. Ce dernier terme apporte l'énergie nécessaire à la

fonte de sub-surface. Néanmoins, une analyse minutieuse des tableaux présentés dans ces publications (Tableau 5.1) montre que les apports d'énergie (S+L+LE+H) dépassent ceux correspondant à la fonte de surface et de sub-surface (QM+QMS), laissant supposer qu'un processus n'est pas conservatif dans l'approche. Ce point est aussi visible dans d'autres utilisations du même modèle [Mölg et al., 2008].

Tableau 5.1. Comparaison entre flux de chaleur (en $W m^{-2}$) en surface et fonte (mm éq.e) de surface et de sub-surface données dans le Tableau 2 de la publication [Gurgiser et al., 2013a] et le Tableau 3 de la publication de Gurgiser et al. [2013b].

	SH11 [Gurgiser et al., 2013b]	YEAR 1 [Gurgiser et al., 2013a]	YEAR 2 [Gurgiser et al., 2013a]
S = S↓ + S↑	125	76	59
L = L↓ + L↑	-37	-25	-29
H	13	10	10
LE	-13	-4	-5
S+L+LE+H	88	57	35
G	-17	-10	-6
S+L+LE+H+G	71	47	29
QM ¹	-66	-45	-26
QMS ²		-7	-4
QMS+QM	-66	-52	-30

¹fonte de surface

²fonte de sub-surface

Cette étude est importante pour nous car nous utiliserons une approche similaire de modélisation du bilan d'énergie, dans laquelle nous prendrons garde à vérifier la conservation de l'énergie. De plus nous utiliserons la méthode de validation croisée pour évaluer les incertitudes de nos modèles.

5.1.7 Analyse des flux turbulents de Litt et al. (2014a&b)

Dans le cadre de la thèse de Litt, (2014), une analyse fine des flux turbulents de chaleur a été effectuée afin de mieux comprendre l'évolution temporelle des flux turbulents, et d'analyser les incertitudes associées aux hypothèses sous-jacentes de la méthode *Bulk*, méthode de calcul couramment utilisée sur les glaciers. Ces travaux se concentrent sur un glacier tropical (le glacier du Zongo, en Bolivie) et un glacier alpin (glacier de Saint-Sorlin). Les données du Zongo proviennent de la zone d'ablation durant la saison sèche (hiver

austral). L'analyse se base sur la mesure des profils verticaux de vitesse de vent et de température de l'air, en parallèle à des mesures directes des flux par la méthode des covariances turbulentes.

L'objectif de ce travail est donc de mieux cerner les domaines d'applicabilité de la méthode aérodynamique des profils en terrain glaciaire. L'étude montre que cette méthode présente des incertitudes importantes, qui dépendent du régime de vent observé, dont les conséquences diffèrent sur les caractéristiques de la turbulence. Sur le glacier du Zongo, trois régimes de vent apparaissent: 1) lorsque les forçages synoptiques sont faibles, un flux catabatique apparaît de la fin d'après-midi au début du matin, avec un maximum de vitesse à environ 2 m de hauteur, 2) quand le forçage synoptique est fort, le vent s'aligne avec l'axe du glacier, provoquant écoulement descendant intense sans maximum de vitesse de vent observable dans les 6 premiers mètres de la couche limite de surface, 3) enfin, la plupart du temps, des vents ascendants sont observés autour de midi.

La couche de surface se limite généralement à 2 m ce qui est une forte limitation pour l'application de la méthode *Bulk*. En effet, Denby and Greuell (2000) a montré que cette méthode n'était applicable que jusqu'à 1/3 de la hauteur du maximum de vent observé. En particulier, si l'écoulement catabatique est dominant, alors ses oscillations lentes perturbent l'état de la couche limite et les calculs de flux. De plus lorsque le forçage synoptique est intense, la couche limite de surface est perturbée par des tourbillons de la couche externe.

Litt, (2014) montre que les erreurs aléatoires sur les flux évalués avec la méthode aérodynamique des profils sont principalement dues à l'estimation de la hauteur de rugosité et à des incertitudes de mesure de la température de l'air et de la surface. Les erreurs peuvent être importantes à court pas de temps, mais se compensent généralement sur de longues périodes. Néanmoins, comme l'épaisseur de la couche de surface est faible, les flux évalués par la méthode aérodynamique sont sous-estimés, même avec des mesures effectuées à deux mètres. Lorsque la méthode est appliquée au-dessus de 2 m la sous-estimation des flux est de 20% à 70% selon les conditions. Dans le cas de forçage externe important, les perturbations occasionnées dans la couche de surface ne sont pas capturées par la méthode

aérodynamique des profils, donnant lieu à des flux inférieurs d'environ 40% aux flux mesurés par covariance turbulente. Ceci étant, les flux mesurés par covariance turbulente sont eux aussi affectés par d'importantes erreurs aléatoires.

Les conséquences sur le bilan d'énergie sont non négligeables durant la saison sèche, car l'air est alors très sec et la sublimation devient un important puits d'énergie pour la surface. En cas d'écoulements descendants intenses, le flux de chaleur sensible de la nuit vient compenser cette perte par un apport important d'énergie (de 30 à 50W m⁻² en moyenne). Quand le forçage est principalement d'origine catabatique, les flux turbulents LE et H sont faibles (de 5 à 20 W m⁻² en moyenne) car le vent est faible. Dans ces deux cas, la somme des flux turbulents est généralement petite car les flux sont opposés et les erreurs systématiques se compensent. En revanche, en cas de vent ascendant, le flux de chaleur sensible est faible (< 5 W m⁻²) car la stratification est presque neutre, mais le flux de chaleur latente reste important (de -25 à -35 W m⁻² en moyenne), le flux net est alors important et les erreurs systématiques ne se compensent plus.

Dans le cas de l'Antisana, il est fort probable que ces analyses soient aussi applicables, et que la méthode *Bulk* utilisée présente d'importants biais.

5.1.8 Conclusion et philosophie de notre étude

Nous avons tenté ici de tirer profit des études antérieures [Favier et al., 2004a&b; Wagnon et al., 1999; Sicart et al., 2011; Litt, 2015] mais avons pu constater qu'elles présentaient des incertitudes théoriques. C'est pourquoi nous avons utilisé une approche de bilan d'énergie complet afin de se confronter à ces approches. Nous souhaitions avoir accès facilement à l'ensemble des paramétrisations et voulions garder un modèle avec un nombre limité de paramètres pour effectuer un calage classique de type Monte-Carlo, mais permettant d'obtenir un calage précis des paramètres avec un nombre limité de simulations (ici 1000 à chaque étape).

Nous avons opté pour l'approche proposée par Favier et al., [2011] pour la Terre Adélie. L'albédo étant la variable centrale du bilan d'énergie, nous avons optimisé un

modèle d'albédo simple et classique, puis comparé les paramètres obtenus avec ceux disponibles pour d'autres régions. L'utilisation de CROCUS était envisageable, mais la complexité des processus modélisés (métamorphisme de la neige et albédo) rendait difficile une optimisation du modèle par une approche de type Monte-Carlo. En effet, en raison du trop grand nombre de paramètres utilisés dans ce modèle, il aurait fallu effectuer un nombre incalculable de modélisations pour s'assurer d'avoir obtenu un optimum absolu (et non simplement un optimum local). Il ne s'agissait donc pas ici de tester la paramétrisation de l'albédo utilisée dans les Alpes ou en Bolivie puis de l'améliorer, mais de chercher à optimiser un modèle simple et de voir dans quelle mesure ce modèle était transposable d'une année sur l'autre. L'approche proposée est donc plus proche de celle [Gürgiser et al., 2013a&b], permettant ainsi une comparaison avec le Pérou.

5.2. Données disponibles

5.2.1 Données météorologiques de forçage du modèle

Le modèle utilise comme données d'entrée les rayonnements incidents de courtes et grandes longueurs d'onde, la température, l'humidité relative, la vitesse du vent et les précipitations (sans distinction de phase). Les données utilisées sont les moyennes sur une demi-heure de mesures effectuées toutes les 15 secondes. Nous nous plaçons ainsi dans la zone du « spectral gap » du spectre d'énergie typique de la turbulence atmosphérique, située entre les fluctuations associées aux phénomènes d'échelle synoptique et ceux de petite échelle. De cette façon, nous pouvons intégrer l'ensemble des tourbillons de petite échelle impliqués dans les processus de turbulence de la couche de surface, et appliquer les relations typiques de calculs de flux turbulents basés sur des mesures moyennes (en terme temporel) [e.g., Garratt, 1992].

Pour forcer le modèle, nous avons utilisé les données météorologiques collectées par trois stations météorologiques automatiques (AWS) et 3 pluviographes installés sur le bassin versant du glacier 15a (Tableau 4.1). Les données de référence utilisées ici sont celles de la station AWS_{G1} décrite dans les chapitres précédents. Les données du 14 mars 2002 au 31

Août 2003 ont été utilisées pour un premier calage des modèles d'albédo et de bilan d'énergie de surface.

Nous avons ensuite utilisé les données de la station appelée AWS_{M1} (Figure 2.3). Cette station est implantée sur la moraine latérale et ne présente donc pas de mesures d'albédo de surface. Nous avons utilisé les données du 1^{er} janvier 2005 au 31 décembre 2008.

Entre le 1^{er} janvier 2005 et le 31 novembre 2005, les données en provenance d'une station mobile placée à l'emplacement de l'ancienne station AWS_{G1} (voir chapitres précédents), ont été utilisées pour valider le modèle d'albédo et de bilan d'énergie. Cette station est appelée AWS_{G2} . Les données étant obtenues sur le glacier, nous avons ainsi eu accès à des données de validation du modèle d'albédo. Par la suite, les données de l' AWS_{G2} étaient aussi disponibles. Cette station étant installée sur le glacier, nous avons ainsi eu accès à des mesures d'albédo. Par contre, la station AWS_{G2} ne dispose pas de mesures de rayonnement de grandes longueurs d'onde (Tableau 4.1), ce qui nous a imposé d'utiliser les données en provenance de l' AWS_{M1} . En cas de lacunes au niveau de l' AWS_{M1} , cette variable a été recalculée à l'aide des données de température, d'humidité [Brutsaert, 1975] et d'une estimation de la nébulosité calculée à partir des valeurs de rayonnement de courtes longueurs d'onde incident [Sicart, 2002; Favier, 2004].

Entre 2005 et 2008, le modèle de bilan d'énergie a été forcé à l'aide d'un jeu de données continues issues de la station AWS_{M1} . En cas de lacunes de données, nous avons utilisé celles de l' AWS_{G2} lorsque celles-ci étaient disponibles. Les lacunes des données de rayonnement incident de grandes longueurs d'onde ont été comblées à l'aide de la formulation évoquée précédemment. Dans sa thèse, Favier (2004), a montré qu'il existait un bon accord entre nébulosité observée et calculée à partir du rayonnement de courtes longueurs d'onde au pas de temps de la demi-heure. Il a aussi montré que le rayonnement de grandes longueurs d'onde était précisément reproduit à partir de T, Rh et de la nébulosité calculée. Malheureusement, cette approche ne permet pas de retrouver les valeurs de nébulosité la nuit (pas de rayonnement solaire). Dans ce cas, les valeurs du rayonnement de grandes longueurs d'onde incident ont été interpolées linéairement en utilisant la dernière

valeur disponible (mesurée ou modélisée) avant la nuit et la première disponible le matin. Même si cette hypothèse est simple, elle a un impact négligeable sur la variabilité de LW_{\downarrow} et sur les résultats de la modélisation car les lacunes de cette variable sont restées assez rares.

Pour forcer le modèle, nous avons aussi utilisé des données de précipitations enregistrées par les pluviomètres installés à proximité du glacier. Nous avons utilisé dans un premier temps les données du pluviographe à augets HOBOPRO installé à 4500 m d'altitude (P4), et celles du pluviographe P2 installé à 4785 m pour les périodes 2002-2003 et entre 2005 et 2008. Après 2005, nous avons aussi utilisé les données d'un pluviographe de type GEONOR dédié à la mesure de précipitations solides. Malheureusement, nous ne disposons pas de données de GEONOR avant 2005, c'est pourquoi nous n'avons pas pu caler le modèle à partir de ces données et avons préféré celles du P4.

Ces données nous ont par contre servi à retrouver les valeurs de correction des précipitations à appliquer sur le terrain, Wagnon et al. [2009] ayant proposé un facteur correctif pour ce capteur, en fonction du vent et de la température. Ce facteur correctif a donc été appliqué entre 2005 et 2008. La correction à apporter aux valeurs mesurées est très élevée sur le site de l'Antisana, de l'ordre de 51% pour l'année 2005-06 étudiée par Wagnon et al. [2009]. En comparant les valeurs du P4 et les valeurs du GEONOR au cours des périodes communes de données entre 2005 et 2012, nous avons pu observer que le P4 sous-estimait de 25% les précipitations du GEONOR (avant correction des données pour corriger des problèmes de collecte des précipitations neigeuses). Bien que très élevée, cette correction a été confirmée par des modélisations du manteau neigeux effectuées à l'aide du modèle CROCUS-ISBA pour le site de l'AWS_{M1} [Wagnon et al., 2009]. Enfin, les pluviomètres à augets ne sont pas chauffés artificiellement, ce qui peut créer un déphasage entre l'occurrence de la précipitation neigeuse et son enregistrement par le capteur (l'enregistrement a lieu lorsque la neige accumulée se met à fondre naturellement). Ce biais n'existe pas dans le cas du GEONOR. Par contre, la mesure du GEONOR étant basée sur des pesées, les valeurs sont très sensibles aux vibrations causées par le vent. Un post traitement des données [Lejeune, 2009] est donc crucial pour retirer les erreurs de mesure.

5.2.2 Mesures de bilan de masse

Une partie des données utilisées ici a déjà été présentée dans le cadre du chapitre sur le modèle simplifié. Il s'agit:

1) des mesures quotidiennes directes de fonte obtenues pendant 43 jours en 2002-2003 à l'aides des 'boîtes de fusion [Favier et al., 2004a],

2) des bilans de masse spécifiques annuels à l'échelle du glacier (ba) pour la période 2002-2008, corrigés à partir des mesures géodésiques par Basantes-Serrano [2015] pour la période 1997 à 2009. Comme dans le cas du modèle simplifié, lors de l'estimation du bilan de masse du glacier modélisé, nous interpolerons les valeurs de bilan de masse ponctuels à l'échelle du glacier et calculerons le bilan spécifique en nous servant des valeurs de surface et d'hypsométrie proposées par Basantes-Serrano [2015].

3) Enfin, pour calibrer le modèle dans la zone d'ablation, nous avons utilisé les valeurs d'ablation mensuelle estimées entre 2002 et 2008 à partir des données de balises situées en dessous de 5000 m d'altitude. Les mesures des balises ont été décrites par Francou et al., [2004] et Favier, [2004]. Nous notons simplement que les données des balises sont moyennées par tranche de 50m. Lorsque la neige était présente à la surface, nous avons supposé que sa masse volumique était de 200 kg m^{-3} , alors que celle de la glace est supposée de 900 kg m^{-3} . Au-delà de 2008, un grand nombre de lacunes rend ces données plus incertaines, c'est pourquoi les données ultérieures ne sont pas utilisées ici.

5.3. Modélisation en un point

5.3.1 Calage du modèle

5.3.1.1 Estimateurs utilisés

Pour effectuer nos calages, nous avons effectué 1000 simulations pour lesquelles les paramètres d'entrée du modèle ont été pris aléatoirement (voir section 5.3.1.5). Pour évaluer la performance des modèles, nous rappelons que nous avons utilisé le test statistique proposé par Nash & Sutcliffe (1970):

$$E = 1 - \left(\frac{RMSE}{s}\right)^2 \quad (15)$$

où s est l'écart type des observations et RMSE est la racine carrée des écarts moyens au carré existant entre le modèle et la mesure

a) Coefficient de Nash calculé à partir du bilan de masse mensuel

Dans un premier temps, nous avons calculé un coefficient E_{BM} à partir des valeurs de bilans de masse mensuels mesurés et calculés. Dans ce cadre la valeur de $RMSE_{MB}$ est d'écart type (s_{MB}) en 2002-2003 sont obtenues sur 18 valeurs.

b) Coefficient de Nash calculé à partir de l'albédo

Nous avons été amenés à adapter la méthode d'optimisation en calculant les valeurs du coefficient de Nash à partir des valeurs journalières d'albédo. Cela nous a conduits à définir un second estimateur (E_{alb}). Cela revient à calculer les valeurs de $RMSE_{alb}$ et d'écart type s_{alb} sur 535 valeurs.

c) Nouvel estimateur

Nous avons été amenés à définir un autre test statistique inspiré du coefficient de [Nash & Sutcliffe, 1970], mais permettant de prendre en considération une optimisation des valeurs d'albédo et des valeurs de bilan de masse :

$$E_{BM-alb} = 1 - \left(\frac{RMSE_{alb}}{s_{alb}}\right)^2 * \left(RMSE_{\frac{BM}{SBM}}\right)^2 \quad (16)$$

Cet estimateur propose néanmoins des valeurs beaucoup plus élevées que celles proposées par les autres estimateurs. Les valeurs des estimateurs ne sont donc pas comparables. Par contre, la valeur maximale permet d'effectuer une optimisation commune de l'albédo et du bilan de masse de surface.

5.3.1.2 Validation croisée

Il s'agit d'analyser dans quelle mesure la paramétrisation optimale effectuée est dépendante des valeurs mensuelles du bilan de masse (ou d'albédo) utilisées lors du calage. Cette étape permet donc de vérifier que le nombre de mesures n'était pas trop faible pour effectuer un calage de qualité. Cela permet de s'assurer indirectement que les paramètres du modèle sont transférables dans le temps (puisque l'utilisation de nouvelles données de bilan de masse n'est pas censée changer fondamentalement nos résultats de modélisation). Ce type d'analyse est appelé une validation croisée de type « leave-one-out » [e.g., Wilks, 2011; Hofer et al., 2010].

a) Validation croisée à partir du calage du bilan de masse

Pour se faire, pour la période 2002-03, nous avons analysé les 1000 simulations effectuées dans le cadre de l'optimisation des paramètres du modèle. Nous avons évalué l'erreur quadratique moyenne (RMSE) et le coefficient de Nash entre les valeurs de bilan de masse mensuelles modélisées et mesurées en 2002-2003, soit pour 18 mois. Puis, nous avons retiré une valeur de bilan de masse mensuel (m) et recherché parmi les 1000 runs, celui permettant d'obtenir la valeur du coefficient de Nash maximum à partir des 17 valeurs de bilan restantes (donc sans le mois (m)). Cette simulation permet alors de calculer une valeur de bilan pour le mois (m): cette valeur est celle que nous obtenons avec le modèle pour ce mois (m) si la calibration est effectuée sur un jeu de donnée de bilan de masse de 17 valeurs autres que celle du mois (m), elle est donc obtenue indépendamment de la valeur mesurée pour le mois (m). En changeant chaque fois le mois écarté, et en effectuant cela pour les 18 mois, il est alors possible de calculer une série de 18 bilans de masse, chaque valeur mensuelle étant calculée de façon indépendante de la mesure du mois. Ces valeurs permettent alors de calculer une RMSE par rapport aux valeurs mesurées. Elles permettent aussi un calcul de RMSE par rapport aux valeurs modélisées optimales obtenues en utilisant 18 mois pour la calibration. Ce calcul donne donc une estimation de l'erreur de modèle conséquence de l'échantillonnage. En d'autres termes, ceci permet de voir si le calage avec 18 valeurs est sensiblement différent de celui avec 17 valeurs, donc de savoir s'il est robuste.

b) Validation croisée à partir du calage de l'albédo

Dans une seconde étape nous avons choisi de nous baser sur l'étude du coefficient de Nash calculé sur les valeurs journalières d'albédo, puis d'évaluer l'incertitude du modèle de bilan de masse à partir d'une validation croisée adaptée. Les valeurs journalières d'albédo ne sont pas indépendantes. Le calage est donc effectué sur un grand nombre de valeurs, laissant penser que notre calage est robuste. Ce n'est pas le cas car le calage est effectué sur des valeurs d'albédo qui sont fortement auto-corrélées (lorsque qu'aucune précipitation ne vient faire remonter brutalement sa valeur). Le calage serait donc robuste s'il était effectué à partir d'un grand nombre de données dénuées d'autocorrélation. Nous avons supposé que l'absence d'autocorrélation était acceptable à l'échelle mensuelle. Le calage dépend donc de 18 valeurs mensuelles plutôt que de 535 valeurs journalières. C'est pourquoi une estimation de l'incertitude conséquente de notre optimisation a été effectuée. Nous avons adapté la méthode d'optimisation en calculant les valeurs du coefficient de Nash à partir des valeurs journalières (E_{albedo}). Néanmoins, dans le cadre du calcul d'incertitude obtenu par validation croisée, nous considérons que les valeurs journalières d'albédo correspondant à un même mois sont supprimées, chaque mois étant supprimé l'un après l'autre. Cela revient à calculer une valeur de coefficient de Nash sur 535 valeurs moins les 30 valeurs du mois supprimé, puis à sélectionner une nouvelle simulation optimale. De cette façon nous faisons le calcul pour évaluer le bilan de masse que nous aurions obtenu si les données d'albédo du mois considéré n'avait pas été disponible pour la calibration. En effectuant cela pour les 18 mois, 18 meilleures simulations peuvent alors aussi être retrouvées et utilisées pour évaluer la valeur du bilan de masse modélisé. De cette façon, nous pouvons effectuer, comme dans la section précédente, un jeu de 18 valeurs de bilan de masse modélisé, qui peut être comparé aux valeurs optimales.

c) Validation croisée à partir du nouvel estimateur

La méthode précédente est appliquée ici pour le nouvel estimateur. Nous effectuons une validation croisée en calculant l'estimateur sur 535 valeurs d'albédo moins les 30 valeurs du mois supprimé, et en supprimant la valeur de bilan de masse du même mois.

L'opération est répétée pour les 18 mois. Nous pouvons alors calculer une RMSE permettant d'évaluer l'incertitude du modèle.

5.3.1.3 Calage initial sur le cycle 2002-03

Le modèle a tout d'abord été appliqué sur l'année 2002-03, à 4900 m, pour une surface horizontale. Les valeurs de fonte obtenues ont été comparées à celles des boîtes à fusion implantées à la surface du glacier. Les données d'albédo sont ici mesurées. Les valeurs de la part du rayonnement solaire net pénétrant dans la glace et la neige sont prises de 20% et 10% respectivement, soit $a_{ice} = 0.8$ et $a_{snow} = 0.9$ respectivement [Bintanja et al., 1997]. La masse volumique de la neige utilisée ici (210 kg m^{-3}). Nous verrons que ces valeurs sont les valeurs optimales issues d'un calage présenté dans la section 5.3.1.5.

La modélisation effectuée donne accès en sortie à la température de la surface de la neige/glace. Comparées aux valeurs déduites des données de rayonnement de grandes longueurs d'onde émises par la surface (émissivité de 0.99), cette valeur permet de juger de la qualité des modélisations. La température modélisée et mesurée diffèrent seulement de 0.01°C en moyenne sur l'année (écart type des différences entre mesure et modèle calculées sur les valeurs demi-horaires = 1.26°C). Le faible écart constaté entre la mesure et la modélisation permet d'avoir confiance dans la valeur de rayonnement de grandes longueurs d'onde émises par la surface, mais aussi dans le calcul des flux turbulents de chaleur (Tableau 5.2). Les flux turbulents peuvent en effet être calculés en utilisant la mesure de température de surface. Ces valeurs correspondent aux calculs proposés par Favier et al., [2004a]. Nous observons que les valeurs de flux turbulents obtenues en modélisant la température de surface ($LE = -30 \text{ W m}^{-2}$ et $H = 34 \text{ W m}^{-2}$) diffèrent peu des flux évalués à l'aide de la température de surface mesurée ($LE = -29 \text{ W m}^{-2}$ et $H = 36 \text{ W m}^{-2}$).

Tableau 5.2. Flux d'énergie moyens annuels (en W m^{-2}), Température de surface modélisée ($^\circ\text{C}$) et précipitation totale (calibrée, en mm) pour la période 2002-03.

H	LE	S↓	S↑	L↓	L↑	Tsurface	Précipitation corrigée
34	-30	226	123	272	311	-1,35	2407

5.3.1.4 Comparaison avec les données des boîtes à fusion

Nous observons que les valeurs de fonte calculées présentent un accord particulièrement bon avec les valeurs mesurées à partir des boîtes à fusion. Le coefficient de corrélation entre modèle et mesure est élevé ($r = 0,91$), ceci malgré les incertitudes de calcul et de mesure. La pente de la droite de régression est aussi proche 1 (pente de 1,01) pour une ordonnée à l'origine proche de 0.

Nous avons comparé l'accord entre notre modélisation et les mesures avec celui des résultats présentés par Favier et al., [2004a]. Même si les valeurs cumulées d'ablation diffèrent peu sur l'ensemble de la période (seulement 0,4%), les résultats issus de notre modélisation sont en meilleur accord avec les quantités de fonte mesurées dans les boîtes à fusion que dans le cas de l'étude de Favier et al., [2004a]. Cette conclusion est visible à travers la valeur du coefficient de corrélation ($r = 0,91$ au lieu de 0,86) mais aussi à travers la valeur de la pente de la droite de régression (pente de 1,01 au lieu de 0,89) existants entre mesure et modèle. Ce résultat démontre que l'utilisation d'un modèle complet de bilan d'énergie de surface comprenant les processus de sub-surface est indispensable [e.g., Mölg et al., 2008, 2009], même lorsque le glacier est tempéré et voit sa température de surface atteindre 0°C tous les jours (Figure 5.1).

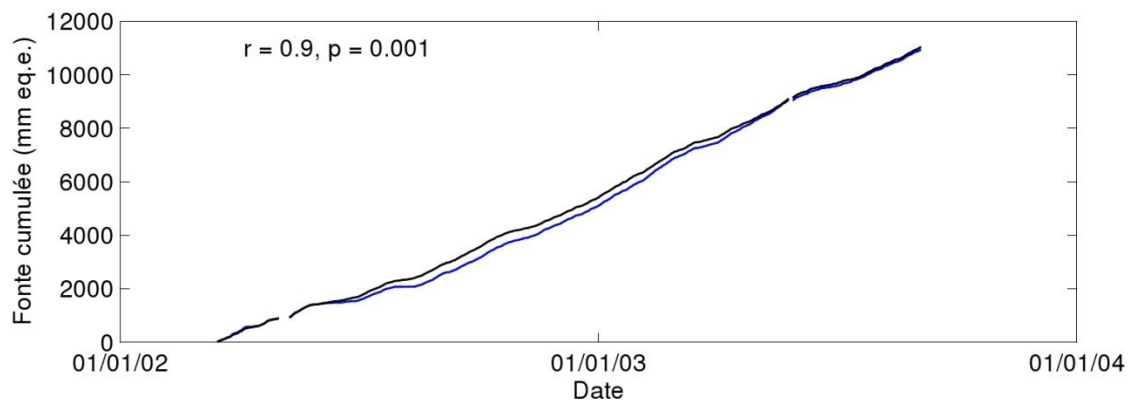


Figure 5.1. Comparaison entre fonte cumulée à partir de l'approche de Favier et al., [2004a], ligne noire et à partir de celle de Favier et al. [2011] ligne bleu. Le coefficient de corrélation est calculé entre les valeurs journalières de fonte provenant des deux méthodes.

Les valeurs de G_0 et de la pénétration du rayonnement solaire dans la glace sont donc totalement indispensables au calcul pour étudier les processus d'ablation à une échelle de temps journalière. Les écarts journaliers existants entre les deux méthodes (Favier et al., [2004a] et Favier et al., [2011]) atteignent 20 mm d^{-1} (écart-type de 5 mm d^{-1}). Ceci est lié à l'occurrence de fonte de surface même lorsque le regel nocturne n'a pas été totalement compensé en sub-surface. Cela peut se produire en particulier lorsque la sublimation est élevée (au cours de la période 1). Néanmoins, les incertitudes théoriques de l'étude de Favier et al., [2004a] n'en changent pas les conclusions:

- 1) la cyclicité de l'ablation et son lien avec l'albédo restent vérifiés,
- 2) le vent plus fort lors de période 1 reste un élément crucial pour expliquer une limitation de l'ablation lors de cette période, malgré un ensoleillement plus fort (faible nébulosité) (voir section 2.2).

Néanmoins, nos résultats démontrent qu'une approche plus physique était nécessaire pour préciser les processus mis en jeu au niveau journalier et infra-journalier.

5.3.1.5 *Calage à partir des données d'ablation à 4900 m en 2002-03*

Le calage du modèle a été effectué à partir des données d'ablation provenant des balises situées entre 4875 m et 4925 m d'altitude. Nous avons appliqué le modèle pour une pente de 28° et un azimut (NW) de 45° par rapport au nord, en considérant l'albédo mesuré par l' AWS_{G1} . Cette pente est la moyenne obtenue à partir d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT) précis ayant une résolution de $10 \text{ m} \times 10 \text{ m}$ pour la tranche d'altitude étudiée. Cette valeur est plus importante que celle proposée par Favier (2004), soit 18° , qui correspondait à une valeur obtenue à partir de l'altitude des balises entourant la station AWS_{G1} .

Nous avons ensuite calé les paramètres a_{ice} et a_{snow} , la masse volumique de la neige, le facteur de correction des précipitations, et la méthode de distinction de la phase des précipitations. Nous avons tout d'abord analysé la méthode de séparation basée sur la température seuil. Un calage de ces valeurs a été effectué à partir de 1000 simulations, de

façon à obtenir les meilleures valeurs de coefficient de Nash calculé entre valeurs mensuelles du bilan de masse mesuré et modélisé. Nous obtenons ainsi des valeurs de $a_{ice} = 0.8$ et $a_{snow} = 0.9$, une valeur de masse volumique de la neige de 210 kg m^{-3} , et un facteur de correction des précipitations du P4 de 83%, pour une température seuil (de changement de phase) de 1°C . La Figure 5.2 montre les résultats de la modélisation du bilan de masse aux variations de a_{ice} comprises entre 0.75 et 0.85, de a_{snow} (entre 0.85 et 0.95), et de r_{snow} (entre 100 et 500 kg m^{-3}) avec l'albédo mesuré.

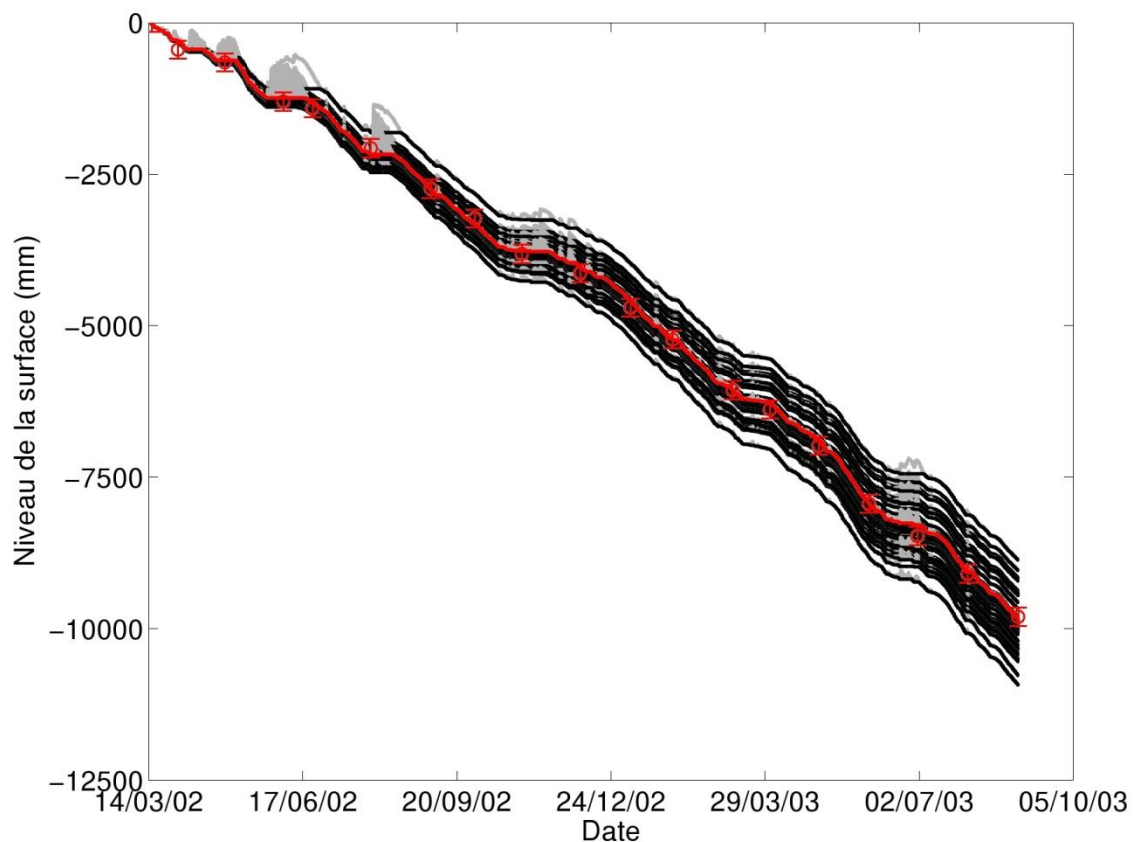


Figure 5.2. Valeurs de bilan de masse liée au calage de a_{ice} et a_{snow} , de la masse volumique de la neige, et du facteur de correction des précipitations du P4. Les courbes en noir correspondent au niveau de la surface de glace pour l'ensemble des 200 simulations effectuées, les courbes grises correspondent à la surface de la neige, la courbe rouge correspond à la courbe idéale. Les points rouges correspondent aux mesures, les tirets permettant de représenter l'incertitude de mesure des balises.

Notre calage montre qu'une mauvaise estimation des cumuls de précipitations solides a des conséquences immédiates sur la dégradation des simulations, même lorsque

l'albédo (donc l'état de surface) n'est pas modélisé mais tiré des mesures. La correction obtenue pour le pluviographe P4 (83%) est très proche de celle à apporter si nous suivons les propositions de Wagnon et al., [2009]. En effet, en comparant sur l'ensemble de la période étudiée (2002-2008) les valeurs du P4 et celles GEONOR corrigé des sous-estimations liées au vent, nous observons un facteur de correction de 76%. La correction des précipitations est cruciale pour obtenir la valeur maximale de Nash ($r = 0.9$, $E_{BM} = 0.79$) entre bilans de masse mensuels observés et modélisés. Nous proposons donc d'appliquer la correction des précipitations proposée par Wagnon et al., [2009], ainsi qu'un facteur de correction du biais entre P4 et GEONOR égal à 0.40% calculé entre juin 2005 et juin 2006 pour coïncider avec la même période d'étude de Wagnon et al., [2009].

La phase de précipitation (séparation des précipitations solides et liquides) est aussi totalement fondamentale dans nos calculs (même avec une valeur d'albédo mesurée) car cette étape conditionne elle aussi l'accumulation de neige. Nous avons testé ici la méthode du polynôme (en effectuant 200 simulations) proposé par Wagnon et al., [2009] pour la zone de l'Antisana. Nous constatons que le Nash optimum obtenu est légèrement plus faible qu'avec la température seuil ($E_{BM} = 0.73$), alors que cette méthode est censée décrire plus précisément les changements progressifs entre neige et pluie. De plus, lorsque nous considérons la séparation des précipitations à partir du polynôme, nous observons qu'il est nécessaire d'augmenter le facteur de correction des précipitations. En effet, la méthode du polynôme a tendance à générer plus de précipitations liquides que l'approche à seuil. Il faut donc, en amont, disposer de valeurs de précipitations plus importantes pour compenser le manque de précipitations solides conséquent de cette formulation. Nous avons donc préféré la méthode à seuil dans la suite de ce document.

Enfin, il est important de noter qu'en cas de prise en compte des précipitations mesurées, sans correction, alors les bilans annuels et mensuels sont mal évalués et obtenons une différence de plus de 1 m éq.e. sur le cycle étudié. Corriger les précipitations est donc indispensable, comme suggéré par Wagnon et al., [2009].

5.3.1.6 Calage du modèle d'albédo

La routine de calcul de l'albédo a été calée à partir des mesures de 2002-2003. Ce calage a été effectué en utilisant les paramètres optimaux proposés dans la section précédente.

Nous avons tout d'abord calé le modèle en optimisant les valeurs du coefficient de Nash obtenu entre les valeurs de bilan de masse mensuel mesurées et modélisées. Nous verrons que cette méthode permet de reproduire parfaitement le bilan de masse de surface sur le cycle étudié, mais donne des valeurs incohérentes pour l'albédo. Nous avons donc choisi d'effectuer une optimisation de l'albédo journalier calculé. Nous observerons que cette méthode permet de calculer un albédo de qualité mais reproduit assez mal les bilans de masse de surface. Nous avons finalement créé un nouvel estimateur à l'aide de l'équation (16) en prenant garde d'optimiser les valeurs d'albédo et de bilan de masse de surface. Nous verrons que cet estimateur est plus satisfaisant dans notre cas.

a) Calibration initiale, critique de l'approche précédente et adaptation

Le calage du modèle est effectué de façon à obtenir la meilleure correspondance entre bilans de masse mensuels mesurés et modélisés. Cette approche présente le désavantage de reproduire avec précision les variations du bilan de masse moyenne sur un mois (Figure 5.3, courbe noire), sans se soucier vraiment de la qualité de la reproduction des variations journalières. Cette méthode conduit donc à reproduire correctement l'albédo moyen mais pas les variations brutales d'albédo (Figure 5.4). Il en résulte une reproduction assez correcte du bilan radiatif de courtes longueurs d'onde sur un mois mais pas des variations brutales de l'albédo. Plus précisément, les valeurs d'albédo élevées sont bien reproduites car une différence d'albédo de 0,05 a des répercussions fortes sur le bilan d'énergie. Par contre, lorsque que l'albédo est proche de 0,2 à 0,4 les variations sont assez mal reproduites, la calibration étant seulement capable de reproduire une valeur moyenne. C'est pourquoi cette approche permet de reproduire précisément les valeurs d'albédo de la neige mais pas celles de la glace.

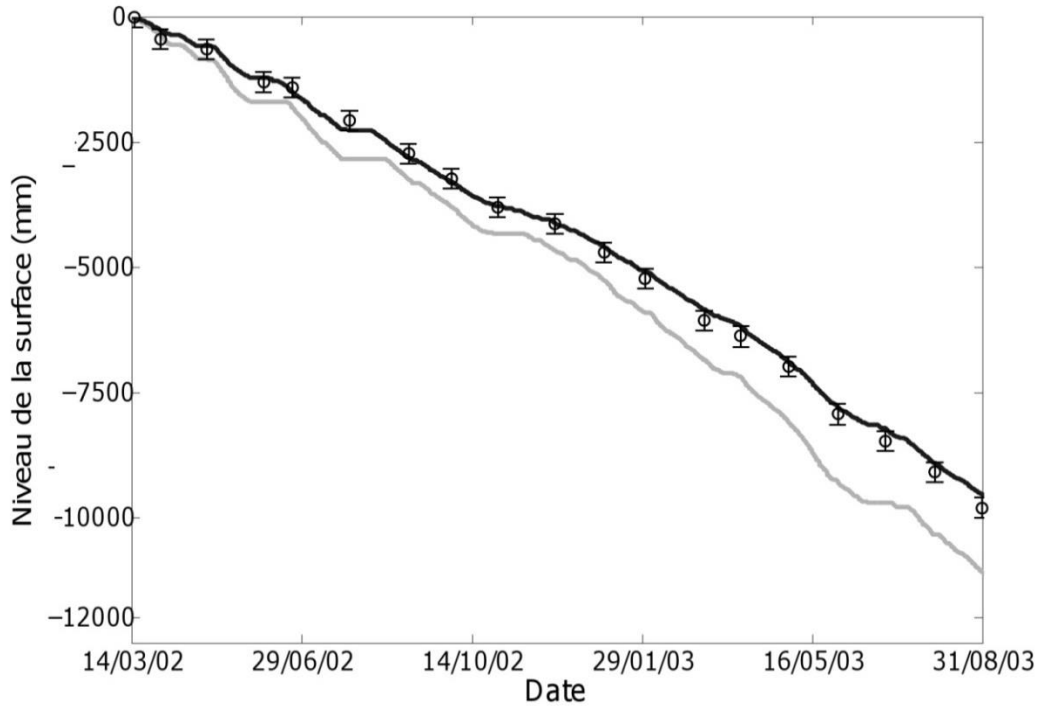


Figure 5.3. Valeurs de bilan de masse de surface observées (cercles) et calculées dans le cadre de l'optimisation de l'albédo (courbe grise, les valeurs du coefficient obtenues avec les valeurs d'albédo $E_{albedo} = 0.50$, avec le bilan de masse $EMB = 0.32$) et de l'optimisation du bilan de masse (courbe noire, $E_{albedo} = 0.45$ et $EMB = 0.79$). Les barres au-dessus et en dessous des cercles représentent l'erreur de mesure des balises.

Une analyse des paramètres optimaux (voir Tableau 5.3) du modèle d'albédo montre que le problème concerne principalement les valeurs d'albédo de la glace sale et propre qui sont élevées et pratiquement identiques, empêchant une décroissance rapide de l'albédo.

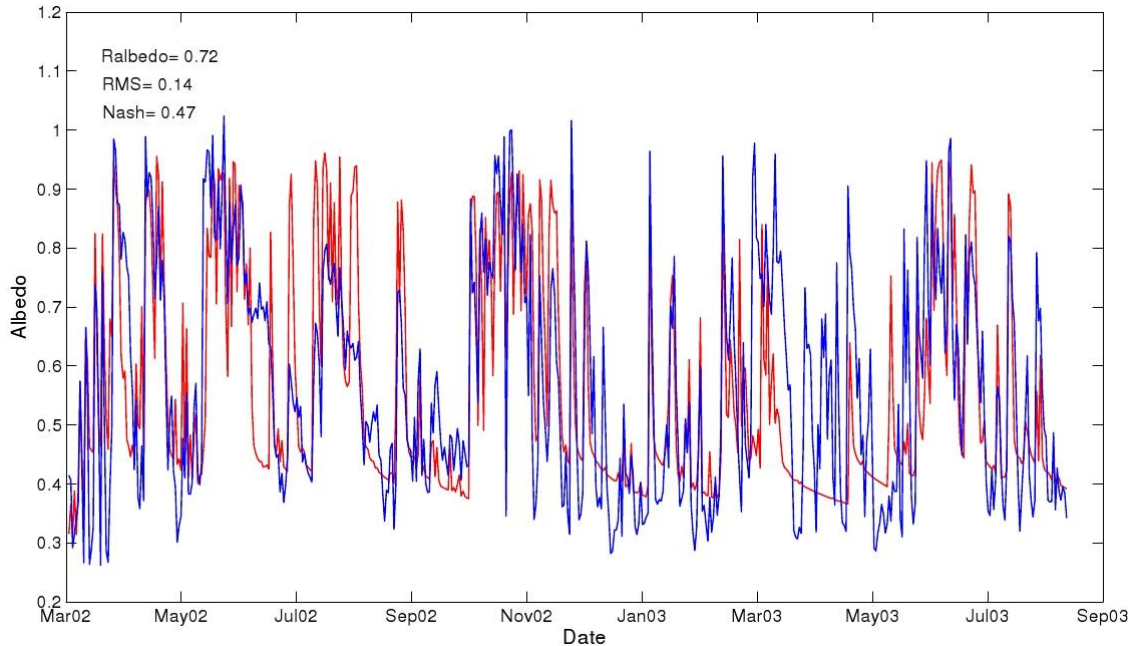


Figure 5.4. Calibration optimale de l'albédo en se basant sur les valeurs du coefficient de Nash calculé à partir des valeurs mensuelles de bilan de masse (Ealbedo). La courbe bleue présente les mesures, la courbe rouge présente la simulation optimale de l'albédo.

Cette modélisation offre donc des résultats de mauvaise qualité en terme d'albédo. Sachant que c'est l'albédo qui contrôle les variations du bilan de masse avec l'altitude, ce point laisse penser que les résultats du modèle à d'autres altitudes seront médiocres.

b) Seconde approche, analyse critique et adaptation

Nous avons donc opté pour un calage sur les valeurs d'albédo. Ce calage permet effectivement de mieux reproduire les variations haute fréquence de l'albédo (Figure 5.5). Par contre, le modèle est incapable de reproduire correctement les variations de bilan de masse mesurées. La valeur du coefficient de Nash entre bilans mensuels mesurés et calculés est assez médiocre (Figure 5.3, courbe grise).

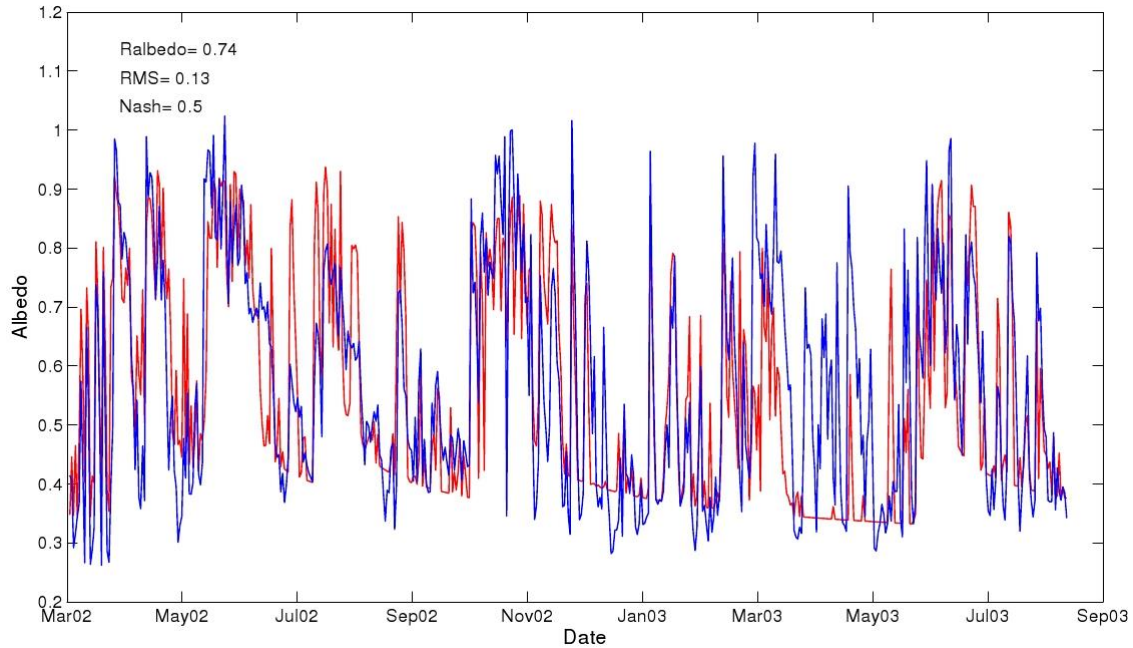


Figure 5.5. Calibration optimale de l'albédo en se basant sur les valeurs du coefficient de Nash calculé à partir des valeurs journalières d'albédo (E_{albedo}). La courbe bleue présente les mesures, la courbe rouge présente la simulation optimale de l'albédo.

Ce calage est donc lui aussi insatisfaisant car il ne permet pas de rendre compte de l'ablation observée. Nous avons donc effectué une troisième optimisation des paramètres.

c) Application du troisième estimateur

L'utilisation du troisième estimateur donne des résultats de qualité en termes de bilan de masse (Figure 5.6), même si les variations d'albédo restent relativement proches de celles observées avec l'estimateur E_{BM} (Figure 5.6).

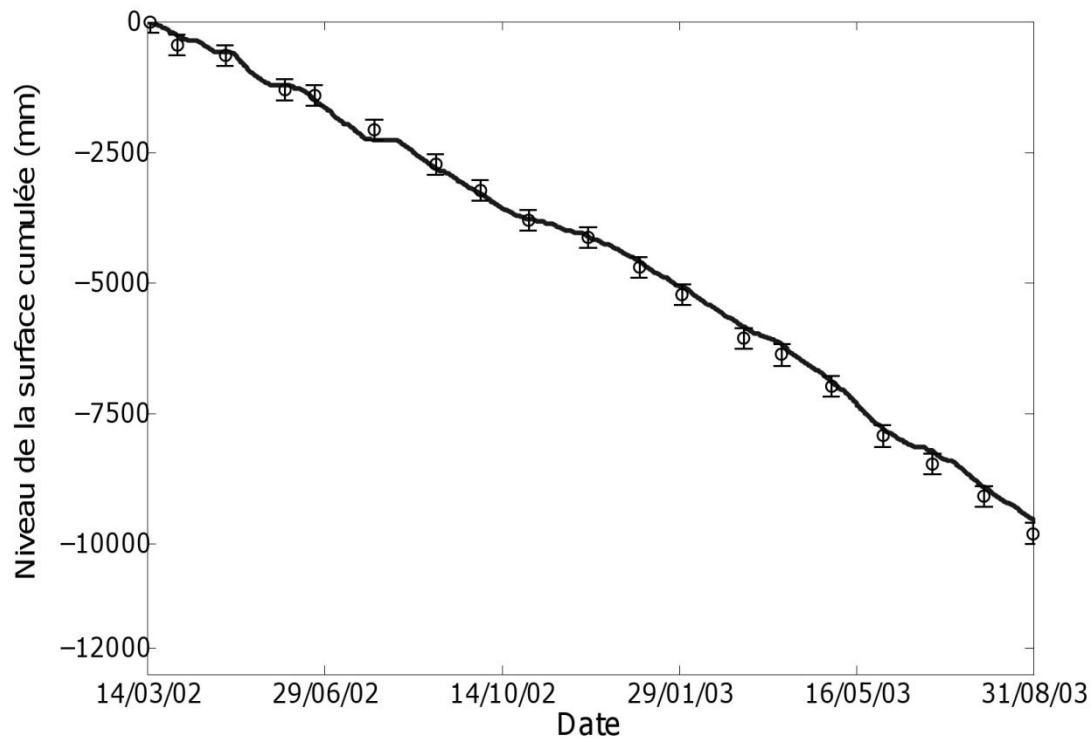


Figure 5.6. Valeurs de bilan de masse de surface observées (cercles) et calculées dans le cadre de l'optimisation à l'aide du troisième estimateur. La courbe en noir représente la simulation optimale. Les barres au-dessus et en-dessous des cercles représentent l'erreur de mesure des balises.

d) Analyse des paramètres optimaux obtenus

Les paramètres optimaux sont présentés dans le Tableau 5.3. Ceux-ci peuvent être comparés à ceux proposés par Sicart et al., [2011] sur le glacier du Zongo ou par Oerlemans et Knap, [1998] dans les Alpes. Nos paramètres sont significativement différents de ceux proposés par Sicart et al., [2011], confirmant les conclusions effectuées par Wagnon et al., [2009], qui avaient montré que le manteau neigeux saisonnier était mieux reproduit lorsque l'albédo était forcé à partir des paramétrisations utilisées dans les Alpes. Néanmoins, nous observons que les paramétrisations des Alpes sont inadaptées dans notre cas, car la dégradation de l'albédo est plus rapide en Equateur. Cela reflète un métamorphisme rapide.

Tableau 5.3. Valeurs des paramètres optimisés de la routine d'albédo comparées à celles provenant de publications de Sicart et al. [2011] en Bolivie Oerlemans et Knap. [1998] pour les Alpes.

	Optimisation 1	Optimisation 2	Optimisation 3	Sicart et al. 2011	Oerlemans and Knap, 1998
seuil précipitation (mm éq.e/ 30mn)	0,00034	0,0002	0.00036		
albédo neige propre	0,97	0.86	0.91	0,9	0,75
albédo névé	0,55	0.62	0.6	0,6	0,53
n* (jours)	0,78	0.87	0.85	10	21,9
e* (mm)	6,8	5.9	6.55	6	32
albedo glace				0,35	0,34
albédo glace propre	0,55	0.47	0.46		
albédo glace sale	0,47	0.22	0.21		
n _{starglace}	97	80	82.6		
n _{sglace}	1,24	0.59	1.52		

L'échelle de temps de la dégradation de la neige après sa chute (n*) est 10 fois plus faible qu'au Zongo et 20 fois plus faible dans les Alpes, reflétant une dégradation extrêmement rapide de la neige. La valeur seuil d'épaisseur de neige à partir de laquelle la surface de la glace sous-jacente est visible (e*) est aussi plus faible que dans les Apes, indiquant la présence fréquente de faibles couches de neige fraîche humide, donc déjà grandement transparente au rayonnement de courtes longueurs d'onde. Enfin, l'introduction d'une dégradation progressive de l'albédo de la glace permet une grande amélioration de nos résultats, bien que nous ne soyons pas capables de reproduire les variations très brutales de l'albédo d'un jour sur l'autre. Après calage, l'albédo est donc bien reproduit en moyenne, mais les variations journalières restent assez mal reproduites. L'albédo journalier est beaucoup plus variable que celui issu des modélisations. Enfin, malgré la mauvaise reproduction des variations journalières brutales de l'albédo, la qualité des modélisations du bilan de masse mensuel est légèrement inférieure à celles obtenue avec l'albédo mesuré ($E_{BM} = 0.64$ au lieu de 0.73).

5.3.1.7 Incertitude du modèle de bilan d'énergie

Les résultats de la validation croisée montrent que la meilleure simulation obtenue avec 18 mois de données reste la simulation optimale pour 14 cas sur 18 dans le cadre de la

validation croisée. Cela signifie qu'en dehors de 4 mois de l'année, la simulation optimale reste stable si les données d'un mois sont supprimées. Ces 4 mois de l'année sont donc plus fondamentaux pour obtenir une simulation optimale. Il s'agit des mois de mars, juin, juillet et août de l'année 2002. La validation croisée permet de constater que l'incertitude (RMSE) du modèle est alors de 27 mm éq.e. mois⁻¹. En effet, en supprimant chaque mois de façon successive, nous avons reproduit 18 valeurs telles qu'elles seraient obtenues si seuls 17 mois de données étaient disponibles. Comparé au vecteur issu de la simulation optimale, le vecteur obtenu permet alors de voir l'augmentation de la précision du modèle consécutive de l'ajout d'un mois de données.

5.3.2 Sensibilité du modèle d'albédo aux incertitudes des variables d'entrée

5.3.2.1 Sensibilité à des erreurs aléatoires ou à des biais systématiques

La sensibilité du modèle aux erreurs de mesure des variables d'entrée a été évaluée en introduisant une erreur aléatoire pour chaque variable. Nous avons effectué 1000 simulations en supposant que chaque variable présente, à chaque pas de temps, d'entrée présente une erreur aléatoire suivant une loi normale de moyenne nulle et d'écart type égal à la valeur d'incertitude fournie par le constructeur du capteur considéré (Tableau 4.1). Les erreurs de mesure sont ajoutées aux données mesurées sur le cycle allant du 14 Mars 2002 et le 31 Août 2003. Les incertitudes concernent T_{air} , R_h (l'humidité relative de l'air à 2 m), S_{\downarrow} , L_{\downarrow} , u et les précipitations. Des simulations ont aussi été exécutées en insérant une erreur systématique égale à la valeur d'incertitude fournie par le fabricant de chaque capteur (Figure 5.7). Pour les précipitations l'incertitude associée à 10% d'erreur est aussi évaluée.

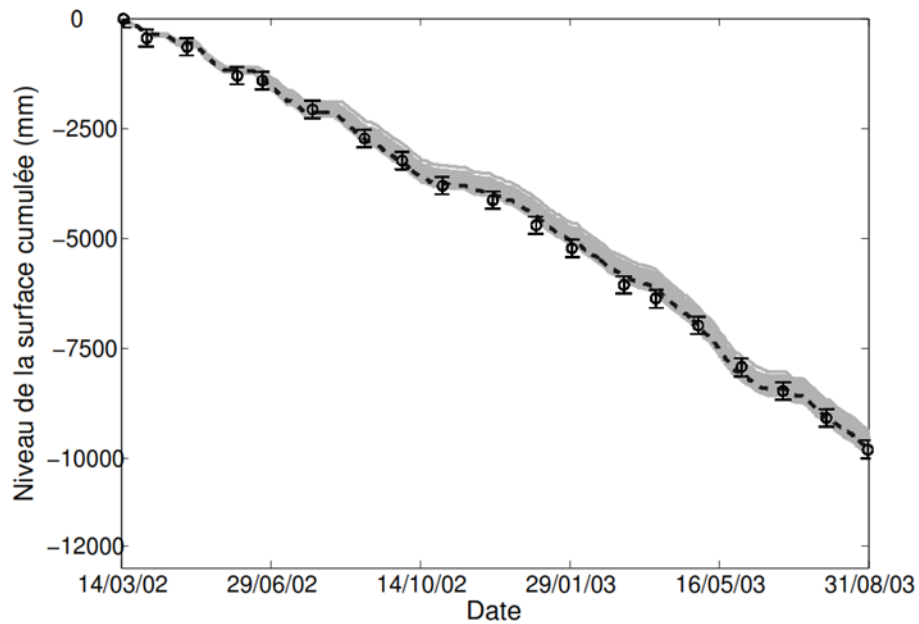


Figure 5.7. Valeurs de bilan de masse de surface observées (cercles) et calculées (ligne gris) en considérant l'incertitude des capteurs de mesure. Dans ce cadre, les valeurs mesurées sont entachées d'une erreur aléatoire suivant une loi normale, avec un écart type équivalent à l'incertitude fournie par le fabriquant. La courbe pointillée noire représente la simulation optimale. Les barres au-dessus et en-dessous des cercles représentent l'incertitude de mesure des balises.

La paramétrisation du modèle est ici celle fournie pour les paramètres d'albédo dans la section 5.3.1.4.

Nous constatons que le modèle est particulièrement sensible aux valeurs de précipitations car celles-ci jouent à la fois sur l'accumulation de neige, et sur l'albédo (donc sur la fonte). Le modèle est aussi très sensible à la température de l'air qui donne la phase des précipitations, et donc directement l'albédo de surface et la fusion. Enfin, le rayonnement ondes courtes incident est aussi une variable clé pour la fusion.

5.3.3 Validation du modèle sur la période 2005-2008

Afin de valider le modèle d'albédo et de bilan de masse sur une période plus longue caractérisée par des situations d'enneigement plus fort, nous avons décidé de valider le modèle sur la période 2005-2008. Les résultats sont présentés dans la Figure 5.8.

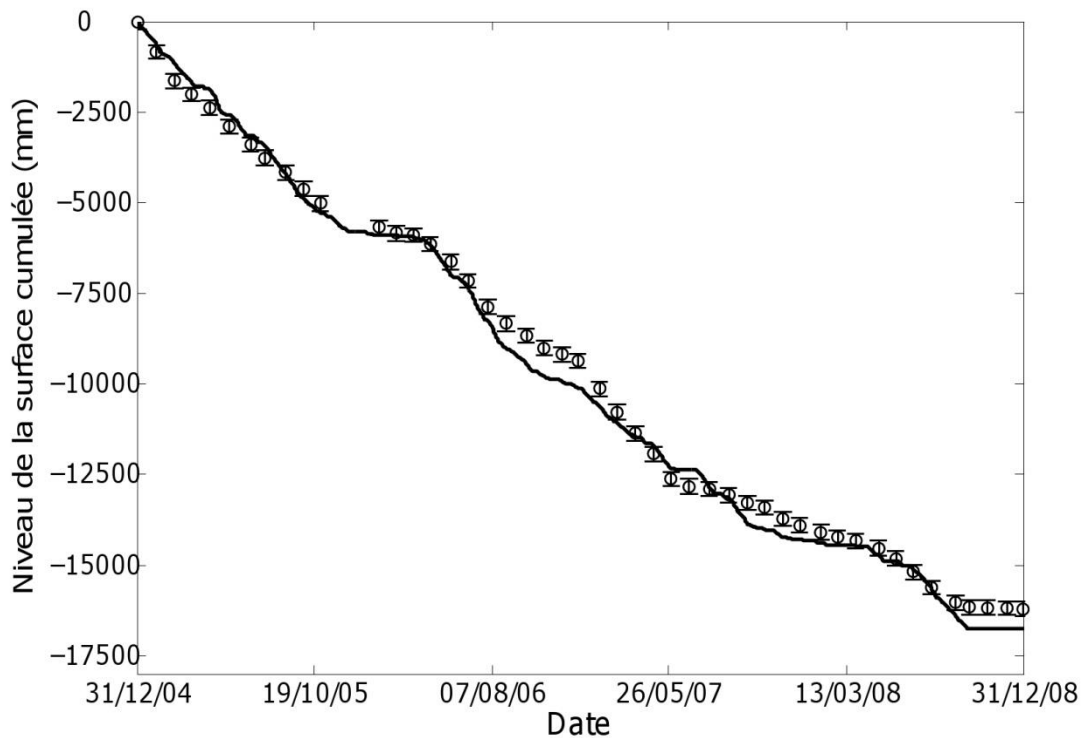


Figure 5.8. Valeurs de bilan de masse de surface observées (cercles) et calculées (trait continu noir) entre 2005 et 2008. Les barres au-dessus et en-dessous des cercles représentent l'erreur de mesure des balises.

Nous observons que le modèle reproduit assez fidèlement les variations du bilan de masse en 2006 et 2007, alors que ces années ont présenté des précipitations neigeuses très différentes. Néanmoins certaines différences. Ces différences sont compensées au cours du temps ce qui laisse penser que les incertitudes de mesure sur le balises participent grandement aux écarts observés. En effet, puisque nous mesurons les ablations sur le même piquet, l'erreur de mesure d'un mois est souvent compensée lors de la mesure du mois suivant. Ces erreurs ne sont donc pas cumulatives. Enfin, constatons que les situations présentant de la neige (replat de la courbe noire) sont effectivement des périodes de faible ablation sur le glacier, donc des périodes pour lesquelles la neige était présente sur le glacier.

5.3.4 Discussion

5.3.4.1 Variations temporelles de l'albédo en 2002-03

Les modélisations montrent que notre modèle reproduit correctement l'évolution moyenne de l'albédo. Les valeurs élevées des périodes marquées par de fortes chutes de neige sont bien reproduites. La disparition de la neige se produit aussi au bon moment de l'année montrant que l'intensité de l'ablation permet une disparition de la neige en accord avec les observations. La connaissance exacte des précipitations neigeuses (intensité et occurrence) est donc fondamentale car elle conditionne la paramétrisation optimale de l'albédo que nous avons obtenue. Elle induit des variations rapides de l'albédo d'un jour sur l'autre reflétant un métamorphisme rapide. Les modélisations montrent aussi que les précipitations doivent être corrigées d'un facteur important confirmant ainsi les conclusions de Wagnon et al., [2009].

Si l'on se réfère aux paramétrisations de l'albédo, la vitesse de dégradation de l'albédo est très différente du cas de la Bolivie [Sicart et al., 2011], avec des albédo de neige pouvant monter jusqu'à 0.95, confirmant la conclusion de Wagnon et al., [2009]. Par contre, la comparaison avec les paramètres dans les Alpes [Oerlemans and Knap, 1998] permet de dégager là aussi des différences notables. Ce point nous semble étonnant car Wagnon et al., [2009] suggérait que le schéma de neige utilisé dans les Alpes était judicieux pour l'Equateur. Certes, notre modèle est difficilement comparable au schéma de métamorphisme de la neige de CROCUS-ISBA. Néanmoins, cette observation suggère que la conclusion de Wagnon et al., [2009] était peut être conséquente du type de manteau neigeux modélisé dans leur étude. En effet, pour effectuer une modélisation hors glacier, il leur était nécessaire de travailler sur des manteaux neigeux épais donc atypiques en Equateur où de faibles précipitations journalières peuvent donner lieu à la présence de neige éphémère (présente pendant quelques heures seulement). Nous pensons donc que la conclusion de Wagnon et al., [2009] ne s'appliquerait que pour les grosses chutes de neige, bien que cela soit à confirmer à l'aide du modèle CROCUS-ISBA.

Cependant, le modèle d'albédo présente des défauts importants. Il est en particulier incapable de reproduire certaines variations brutales. Ces augmentations brutales semblent aléatoires, ce qui permet de penser qu'elles proviennent d'une mauvaise estimation aléatoire d'un processus clé lui aussi aléatoire. Nous pensons donc que la cause principale de ce point est l'existence d'une mauvaise estimation des précipitations lors de ces journées. La nébulosité pourrait aussi jouer un rôle important sur l'évolution de l'albédo, provoquant une élévation de celui-ci par ciel couvert. L'optimisation du modèle a tendance à produire une valeur moyenne, qui surévaluerait l'albédo par ciel clair mais la sous-évaluerait par ciel couvert. Une meilleure prise en compte de ces effets serait donc sûrement à effectuer.

Enfin, de façon plus secondaire, des dépôts de poussière peuvent recouvrir la neige et pourrait expliquer en partie l'existence de variations aléatoires de l'albédo, variations qui ne peuvent pas être reproduites dans le modèle. La modélisation n'est en particulier pas capable de reproduire la chute des valeurs consécutive des dépôts de cendre provenant de l'éruption du volcan voisin El Reventador (éruption du 3 novembre 2002). Corriger un tel défaut est beaucoup plus compliqué.

Dans le cadre de mes travaux à l'INAMHI, en collaboration avec le LMI Great-Ice, d'autres stations météorologiques ont été installées sur le glacier 12 à 4750 m, 5100 et 5300 m d'altitude. Sur cette station, nous disposons d'un appareil photographique permettant de suivre l'évolution de la neige de jour en jour. Il serait intéressant de comparer les photographies obtenues avec les données d'albédo pour voir dans quelle mesure une analyse visuelle peut nous orienter vers les processus à améliorer dans le modèle.

5.3.4.2 Variabilité de l'ENSO et impact sur les bilans de masse et d'énergie

- ENSO et bilans de masse spécifique (ensemble du glacier)

Lorsque nous analysons les variations du bilan de masse spécifique sur toute la période d'étude, nous observons que le bilan de masse corrigé par Basantes, [2015] a été marqué par des variations interannuelles importantes. Les années 2002-2003 ont connu des bilans très négatifs ($-0.94 \text{ m eq.e a}^{-1}$ et $-1.5 \text{ m eq.e a}^{-1}$), 2005 a connu un bilan assez

fortement négatif ($-0.6 \text{ m eq.e a}^{-1}$), 2006 et 2007 ont connu des bilans pratiquement équilibrés ($+0.16$ et $-0.12 \text{ m eq.e a}^{-1}$), enfin 2008 a connu un bilan très positif ($+0.54 \text{ m eq.e a}^{-1}$). Cette diversité de bilan nous permet donc d'analyser les variations des flux pour des périodes très contrastées et rechercher ainsi les différences majeures existantes.

Au cours de la même période (2002 – 2008), nous pouvons constater que l'état de l'ENSO a été très différent. L'indice Niño3-4² a montré des valeurs en accord avec celles du bilan de masse spécifique entre les années 2002 et 2008 ($R = -0.67$; $n = 7$; $p = 0.01$). L'analyse des bilans d'énergie au cours la période analysée permet donc d'avoir une vision des possibilités d'application du modèle sur des situations représentatives de la diversité du climat actuel pour l'Antisana.

Tableau 5.4. Valeur moyenne de l'indice Niño 3-4 et de ses anomalies, comparées aux valeurs de bilan de masse spécifiques annuels (en m eq.e.a^{-1}), et aux valeurs des forçages météorologiques entre 2002 et 2008.

Année	Niño3.4	Anomalie Niño3-4	Bilan de masse	T °C	P mm	u m s^{-1}	S↓ W m^{-2}	L↓ W m^{-2}
2002	27,78	0,74	-0,81	0,24	1250	5,0	109*	272*
2003	27,34	0,30	-1,56	0,31	855	4,7	----	---
2004	27,42	0,38	-0,33	0,33	889	4,6	----	----
2005	27,16	0,12	-0,37	0,36	1064	4,4	88	284
2006	27,21	0,17	0,42	0,23	1106	4,4	63	294
2007	26,51	-0,53	-0,11	0,12	978	4,4	67	283
2008	26,30	-0,74	0,9	-0,25	1194	3,7	54	289

*Les valeurs représentent à la période mars 2002 - août 2003

- ENSO et forçages météorologiques

² Pour rappel, l'index Niño3-4, correspond aux valeurs de SSTA pour le bloc du Pacifique (5°N - 5°S , 160°E - 150°O). Le bloc Niño-3 correspond à la zone (5°N - 5°S , 150°O - 90°O). Les températures des Andes centrales (Altiplano nord Bolivien et sud péruvien), suivent aussi celles des anomalies de SST observées pour les blocs Niño-3+4 avec un retard de 1 à 2 mois [Vuille *et al.*, 2000a]. Bien que ces SSTA concernent une zone très éloignée des Andes, les anomalies de température leur sont mieux corrélées qu'à celles de la zone Niño-1+2 (0°S - 10°S , 90°O - 80°O), proche des côtes Equatoriennes et Péruviennes [e.g. Vuille *et al.*, 2000b]. En effet, les SSTA de la région Niño-4 du Pacifique équatorial (central) concernent une zone vaste et ont beaucoup d'influence sur les changements de circulation atmosphérique de grande échelle. La zone Niño-1+2, très localisée, est plus importante pour la zone côtière ou à proximité [e.g. Rossel, 1997], où l'élévation de la température de la mer favorise l'activité convective et augmente la probabilité des précipitations [Vuille, communication personnelle].

La période d'étude a été marquée par une variabilité notable des forçages météorologiques. Nous nous référons ici aux valeurs du pluviographe P4 non corrigées des effets du vent, de façon à avoir des valeurs pour l'ensemble des années entre 2002 et 2008 (Tableau 5.4). Il est très étonnant de constater que les variations de précipitations (environ 30%) sont importantes sur la période analysée, alors que les variations de température sont relativement faibles (0.6°C). Pourtant, les variations de bilan de masse spécifique ne sont pas corrélées avec les valeurs de précipitations ($r = 0,35$), alors qu'une corrélation modérée apparaît avec les températures ($r = 0.66$). Les températures montrent aussi des variations synchrones avec les variations de l'ENSO ($r = 0.78$), alors qu'aucune relation claire n'apparaît au niveau annuel entre précipitations et ENSO. Enfin, aucune relation n'est constatée entre température et précipitation. Cette analyse rapide est donc en accord avec les conclusions de Francou et al., [2004], indiquant que le bilan de masse est fortement lié à l'ENSO, ce lien étant majoritairement lié aux variations de température associées à la variabilité ENSO.

Les variations des rayonnements incidents de courtes et grandes longueurs d'onde sont en accord avec ces variations des précipitations. En cas de forte nébulosité, le rayonnement solaire incident était donc faible, les apports de grandes longueurs présentant des variations opposées.

- ENSO et bilans d'énergie

En termes de contribution à la fonte interannuelle, à 4900 m d'altitude, les flux sont dominés par le rayonnement de courtes longueurs d'onde (Tableau 5.5). Les flux turbulents présentent une valeur élevée, mais s'opposent, limitant ainsi l'impact sur la fonte sauf en cas de vent violent Période 1, [Favier et al., 2004a]. Nous constatons d'ailleurs que cette période est retrouvée chaque année. La conduction dans la glace (G) compense parfaitement la quantité d'énergie provenant de la pénétration du rayonnement de courtes longueurs d'onde dans la glace/neige. Plus la neige est présente (années humides comme 2008) plus $(1-a)S$ est faible car la neige a_{snow} est plus élevé que a_{ice} et S est plus faible en raison de l'albédo élevé de la neige.

Tableau 5.5. Variabilité du bilan d'énergie. Tous les flux sont exprimés en $W m^{-2}$.

	2002-03	2005	2006	2007	2008
G0	-21	-13	-11	-11	-7
H	31	44	37	37	26
LE	-31	-29	-23	-23	-19
L↓	272	287	294	283	289
L↑	310	312	312	311	310
S	109	88	63	62	54
(1-a) S	21	13	11	11	7

En termes de variabilité interannuelle, le bilan radiatif de courtes longueurs d'onde est là encore primordial, et explique la majeure partie de la variabilité de l'ablation. Ceci est directement la conséquence des variations d'albédo, elles-mêmes conséquentes des différences de précipitations solides entre les années analysées. La température joue grandement car elle permet ici le rayonnement incident de grandes longueurs d'onde est lui aussi fortement relié à l'occurrence de précipitations. La fonte étant limitée lors des années humides (marquées par des flux importants), le rayonnement de grandes longueurs d'onde semble jouer un rôle plus faible qu'en Bolivie. La variabilité des flux turbulents séparément dépendent totalement de celle du vent, avec un maximum de LE pour l'année 2002 et un minimum pour l'année 2008. Par contre la somme LE+H n'est pas constante et a connu une valeur assez positive en 2005, sûrement en raison des températures élevées (année la plus chaude de la période étudiée). Enfin, l'analyse de G permet de constater l'occurrence de valeurs plus faiblement négatives lors des périodes enneigées, ces valeurs étant totalement compensées par les apports par pénétration de courtes longueurs d'onde.

5.3.4.3 Impact de l'augmentation de $1^{\circ}C$ sur le bilan de masse ponctuel

Cette analyse est dans la continuité de l'étude de sensibilité. Le modèle a été appliqué en introduisant une anomalie de $\pm 1^{\circ}C$ sur l'ensemble des années analysées (2002-03, 2005-2008). De la même façon, nous avons effectué un calcul en appliquant une anomalie de précipitations. Nous constatons alors que les valeurs en sont -4 m éq.e. $^{\circ}C^{-1}$ pour un degré de réchauffement, mais $+3$ m éq.e. $^{\circ}C^{-1}$ pour un degré de refroidissement. Ces valeurs sont 75% plus importantes que celles que nous pourrions tirer du coefficient

d'activité du glacier, élément que nous ne savons pas expliquer en l'état actuel de nos recherches. Curieusement, l'application de 1°C en plus ou en moins dans le cadre du modèle PDD donne des résultats extrêmement similaires.

5.3.5 Conclusion de l'analyse ponctuelle à 4900 m d'altitude

Notre modélisation est une nette amélioration de Favier et al., [2004a] car elle prend beaucoup mieux en compte les processus physiques à l'origine de l'ablation. Les processus de sub-surface sont cruciaux, même dans le cas d'un glacier tropical tempéré, où la saisonnalité de l'ablation est pratiquement nulle. Cette modélisation ne remet pas en doute l'incidence de l'albédo sur la fusion [Favier et al., 2004a], ni le rôle joué par la température sur la phase de précipitation et sur la fonte en zone d'ablation [Favier et al., 2004a&b ; Francou et al., 2004]. Elle ne remet pas non plus en cause l'explication du lien existant entre ENSO est ablation du glacier (lien climat/glacier). Par contre, cette nouvelle modélisation est un apport considérable pour l'analyse des glaciers de la région tropicale interne, et cela pour plusieurs raisons:

- 1) La modélisation démontre qu'au niveau journalier les simulations de Favier et al., [2004a&b] sont entachées d'une grande incertitude. Cela permet en particulier d'expliquer en partie pourquoi les conclusions de notre étude sur le modèle PDD et celles de Sicart et al., [2007] sont différentes. En effet, en séparant les états de surface, les corrélations entre T et la fonte sont beaucoup plus significatives avec notre approche que dans le cas de Favier et al., [2004]. L'approche développée en annexe n'avait donc pu être développée dans le passé, car les corrélations étaient peu significatives, alors qu'aujourd'hui des corrélations élevées apparaissent clairement.
- 2) Nous démontrons ici le rôle fondamental de l'eau de fonte sous la surface comme accumulateur de calories. Ces calories doivent être compensées par les bilans négatifs du soir avant de permettre le regel. Ce point induit un retard au refroidissement de la surface qui est indispensable au calcul correct des flux turbulents de surface. Ce processus est généralement considéré dans le cas de la percolation de l'eau liquide dans la neige, car c'est un des processus clés d'advection de chaleur vers le bas du névé et de

la production de glace surimposée. Cependant, ce procédé est en général ignoré dans le cas de surfaces de glace découvertes de neige. Ce processus étant absent de l'ensemble des modèles présentés en introduction de ce chapitre [Mölg et al., 2008; Sicart et al., 2011; Gurgiser et al., 2013a&b], il y a de forte chances pour que les calculs de flux turbulents de chaleur de ces études soient entachés d'un biais lors du regel. Dans notre cas, ce biais est faible (cf. section 5.3.1.3).

- 3) Notre modélisation démontre que la prise en compte complète des processus de sub-surface est indispensable, tout particulièrement de la pénétration du rayonnement solaire. Ces processus sont bien pris en compte dans le cadre des simulations proposées par Gurgiser et al., [2013a&b], mais pas dans le modèle [Hock, 1999] utilisé par Sicart et al., [2011].
- 4) Sur l'année, la fonte de surface de sub-surface doivent donner exactement $R + LE + H$. Nous avons vérifié ce point ici, qui montre que notre schéma est bien conservatif.
- 5) La modélisation actuelle démontre que, sauf dans le cas de Wagnon et al., [2009], la précipitation a été systématiquement sous-estimée dans les études précédentes sur l'Antisana. Ce point est en accord total avec les calculs de bilan spécifique par la méthode géodésique effectués par Basantes, [2015]. Ce point a des conséquences importantes sur le calcul des bilans de masse: les bilans de masse publiés dans le passé [Francou et al., 2000&2004 ; Rabatel et al., 2013] sont trop négatifs par rapport à la réalité. Ce point a aussi des conséquences sur l'estimation de la ressource en eau en altitude en Equateur. En effet, si le calcul de bilan de masse est faux, l'ablation annuelle était correctement estimée, l'existence d'écoulements souterrains proposée par Favier et al., [2008] n'est donc pas remise en cause. Par contre, les surfaces non englacées sont censée produire beaucoup plus d'écoulement que ce que proposaient [Favier et al., 2008]. La différence entre débit mesuré et calculé dans le cadre de Favier et al., [2008] sous-estimait donc les écoulements souterrains.
- 6) Notre approche a aussi permis de modéliser les variations d'albédo. Il est important de voir que les simulations effectuées par [Favier, 2004] avec une approche similaire étaient restée vaines. C'est pour cette raison en partie qu'il a fallu attendre 10 ans pour

obtenir une modélisation distribuée du bilan d'énergie et de masse de l'Antisana. Si l'albédo de la neige, juste après sa chute est proche de 0.9, sa dégradation est très rapide, conduisant à une accélération très brutale de la fonte.

- 7) L'approche montre qu'un calage du modèle sur des données de balises mensuelles n'est pas adapté dans le cadre de l'Antisana. Des simulations parfaites en termes de bilan de masse peuvent refléter un calage correct en termes d'énergie, mais pas en termes d'albédo. Les valeurs maximales sont bien reproduites car les erreurs d'estimation de l'albédo se compensent induisent alors des biais importants sur l'énergie totale absorbée par le glacier. La mauvaise reproduction des valeurs minimales a par contre moins d'importance car les erreurs se compensent dans ce cas. Pour éviter ce biais de la méthode de calage, il est donc indispensable de coupler l'indice d'optimisation utilisé avec un coefficient basé sur les valeurs journalières d'albédo et d'adapter notre méthode de calage.
- 8) L'approche par validation croisée proposée par Gurgiser et al., [2013a&b] a elle aussi été adaptée pour évaluer l'incertitude du modèle de bilan de masse résultant des possibles biais de calage basé sur des valeurs journalières d'albédo qui ne sont pas indépendantes.
- 9) Avant cette étude, en dehors des analyses de type degré-jour et des modélisations de bilan d'énergie de Wagnon et al., [2009] sur la neige, le rôle précis d'une augmentation de température sur la fonte locale n'avait pas été évalué. L'impact des variations de précipitations n'était pas évalué non-plus. Cela est maintenant possible grâce à notre approche. La sensibilité du processus d'ablation aux variations de température suggère qu'un réchauffement de 1°C conduirait à une diminution du bilan de masse de 4 m eq.e. a⁻¹ à 4900 m a.s.l..

Après avoir appliqué le modèle en un point, nous l'avons appliqué à l'échelle du glacier, afin d'analyser si ces conclusions s'étendent à plus haute altitude.

5.4. Modélisation distribuée à l'échelle du Glacier 15a

5.4.1 *Evaluation des gradients verticaux de variables météorologiques*

En raison de la petite taille du glacier étudié, et du fait de son orientation et pente quasi-constante, nous avons considéré une approche de spatialisation très simple. Le bilan d'énergie est distribué en considérant que les gradients de température, de vitesse du vent, d'humidité et de nébulosité sont constants le long du glacier et peuvent être établis à partir de données obtenues par des stations installées sur le glacier étudié ou à proximité. Les mesures ont été réalisées sur le glacier 12 à l'aide de 3 stations météorologiques automatiques localisées à 4870 m, 5100 m et 5300 m d'altitude.

La comparaison des données nous a permis de constater que le gradient de température avec l'altitude est de l'ordre de $8.5^{\circ}\text{C km}^{-1}$. Cette valeur résulte de l'important effet foehn observé sur le site d'étude. Ce gradient est plus fort en Juillet août ($9.2^{\circ}\text{C km}^{-1}$) qu'au du reste de l'année ($8.2^{\circ}\text{C km}^{-1}$). Nous avons aussi constaté que l'humidité relative était similaire pour les 3 sites d'étude. Il en est de même pour le vent. La nébulosité était plus difficile à obtenir, car nous ne disposions pas de capteurs supplémentaires pour des mesures précises de L_{\downarrow} . Nous avons supposé que la nébulosité était relativement similaire à 2 km de distance sur le même versant du volcan. Les valeurs de rayonnement de courtes longueurs d'onde incident sont considérées constantes pour une surface horizontale, et les variations assumées dépendent ici seulement de l'orientation et de la pente de la zone étudiée.

Le rayonnement grande longueur d'onde à des altitudes différentes est calculé à partir de la température, de l'humidité, et de la nébulosité. Pour ce faire, nous retrouvons la nébulosité à l'altitude de référence à partir des valeurs de L_{\downarrow} , T et R_h et la formule proposée par [Brutsaert, 1975] adaptée en Bolivie par [Sicart, 2002] et validée en Equateur par [Favier, 2004]. La même formulation est ensuite transposée à l'altitude de calcul pour évaluer pour y évaluer le rayonnement de grandes longueurs d'onde incident à partir de T et R_h .

Enfin, les précipitations sont supposées constantes sur le glacier, mais sont ici corrigées de l'effet du vent, comme cela a été suggéré dans les chapitres précédents.

5.4.2 Validation à partir des balises pour diverses tranches d'altitude

Les valeurs ponctuelles de bilan de masse de surface pour 4 tranches d'altitude différentes ont été comparées aux valeurs issues des balises (Figure 5.9). Cette comparaison a été effectuée sur la période 2002-03, au pas de temps mensuel permettant d'évaluer la dégradation (ou non) de la modélisation avec l'altitude. Les mesures de bilan de masse du glacier 15a, en provenance des tranches d'altitude de référence situées entre 4850-4900m, 4900-4950m, 4950-5000m et 5000-5050m ont été utilisées ici.

Nous constatons que les résultats sont de bonne qualité, et que les cumuls annuels sont bien reproduits. Cependant, la zone la mieux reproduite est celle où nous avons effectué notre calage (4900 m). Cela vient en partie du processus de calage, mais aussi des incertitudes de mesure des balises. En effet, les valeurs mensuelles sont des moyennes des balises retrouvées d'un mois sur l'autre. Le nombre et le numéro des balises utilisées peuvent varier d'un mois sur l'autre car parfois, certaines balises disparaissent ou bien sont cassées. Cette variabilité diminue au niveau annuel car le bilan correspond alors à celui des balises implantée et retrouvées en fin d'année. L'incertitude est alors seulement celle de la lecture/mesure sur le piquet émergeant. C'est pourquoi les valeurs annuelles sont bien reproduites, malgré quelques incertitudes au niveau mensuel. La tranche la mieux représentée est la tranche de 4900 m, or une attention particulière avait été apportée aux balises situées autour de la station météorologique car ces balises servaient à la validation des calculs de bilan d'énergie de surface utilisés dans le cadre de la thèse de Favier (2004). Cette analyse met donc en évidence que l'incertitude des valeurs mensuelles d'ablation peut jouer sur la qualité de nos calages et validation. Néanmoins, nous constatons que la tranche située à 5000 m est la moins bien reproduite, le modèle produisant des bilans de masse moins déficitaires que dans la réalité (Figure 5.9d).

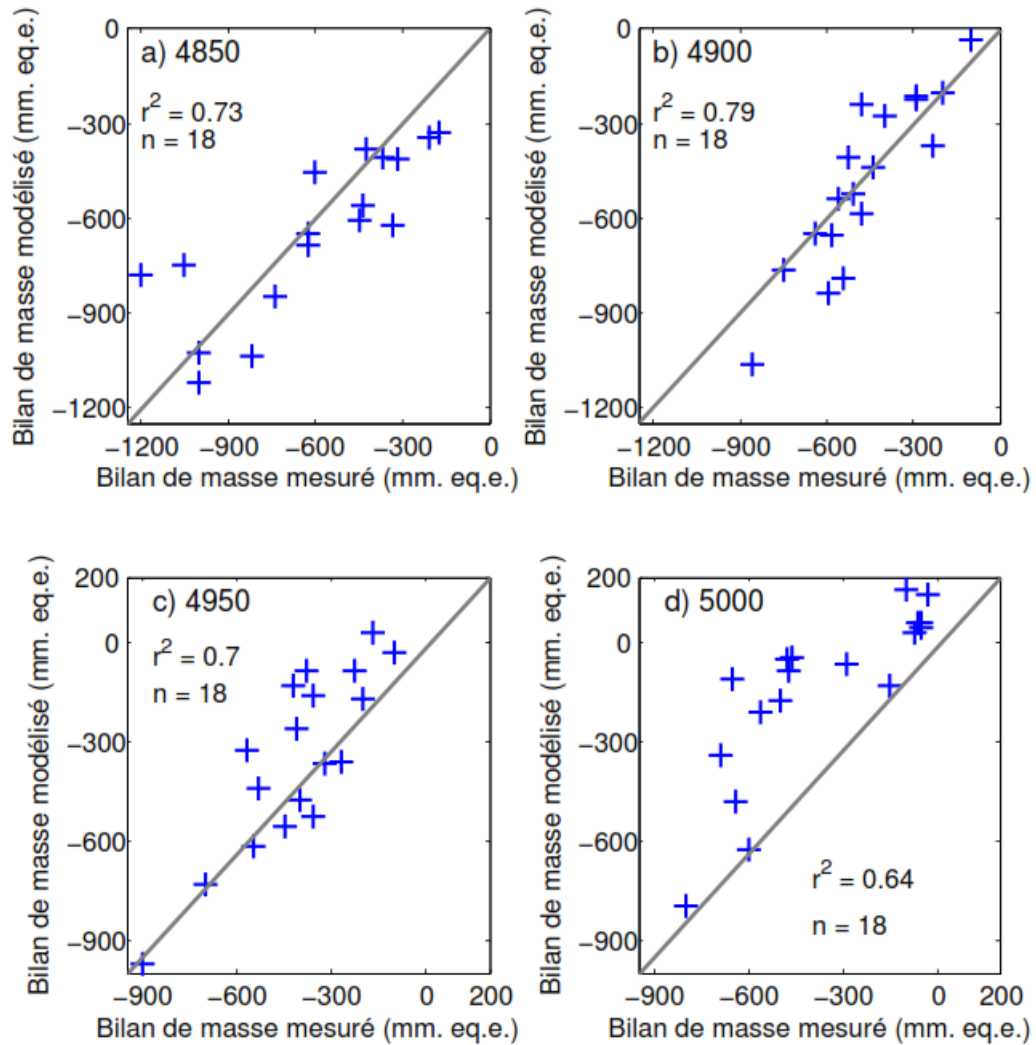


Figure 5.9. Comparaison entre valeurs de bilan de masse mensuel mesurés et modélisés en fonction de l'altitude pour la période mars 2002 - août 2003, pour les altitudes 4850 m (figure a), 4900 m (figure b), 4950 m (figure c), 5000 m (figure d). Les valeurs des coefficients de corrélation entre mesure et modèle sont indiquées sur chaque graphique. La ligne 1:1 est représentée en gris (trait continu).

5.4.3 Analyse de variations de bilan avec l'altitude

Nous avons donc poursuivi notre analyse et comparé les bilans de masse modélisé avec les mesures effectuées jusqu'au sommet et ce pour les années 2002, 2005, 2006, 2007 et 2008 (Figure 5.10). Cette étape permet de voir dans quelle mesure l'approche est stable lorsqu'elle est appliquée pour des conditions météorologiques très différentes. Dans ce cadre, nous avons forcé le modèle à partir des données météorologiques de la station AWS_{G1}

(en 2002 et 2005) et de la station AWS_{M1} (2005 à 2008). La paramétrisation utilisée est là encore celle obtenue dans la section 5.3.1.6.d).

Malgré la simplicité de la spatialisation proposée, nous constatons qu'en dehors de l'année 2008 les variations du bilan de masse avec l'altitude sont très bien reproduites (Figure 5.10). L'altitude de la ligne de neige est retrouvée avec précision. Nous constatons que l'ablation évolue encore grandement en zone d'ablation, montrant ainsi que la fonte est non négligeable au-dessus de la ligne d'équilibre. C'est pourquoi, malgré une valeur élevée de précipitation (environ 2000 mm pour les 5 années modélisées), les accumulations constatées restent de l'ordre de 1000 mm éq.e.

Nous constatons que l'année 2008 est plus difficile à reproduire. L'interpolation du bilan de masse entre la dernière balise d'ablation et le premier puits d'accumulation peut vraisemblablement être remise en question car comme dans le cas du modèle simplifié, la forme de la courbe d'évolution du bilan de masse est totalement différente de la courbe interpolée. L'utilisation d'une interpolation linéaire est donc totalement injustifiée dans cette zone.

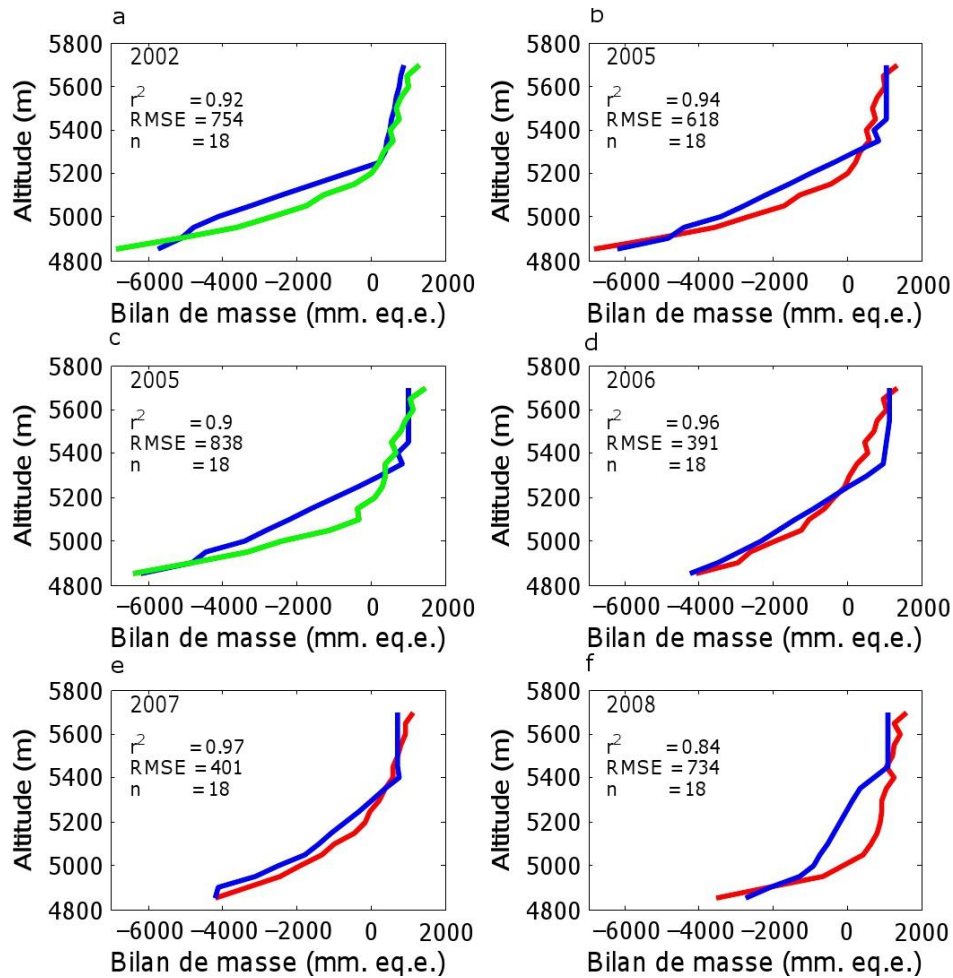


Figure 5.10. Evolution du bilan de masse avec l'altitude en fonction des années. Pour l'année 2005, les bilans ont été calculés à partir des données d'entrée issues de la station AWSG1 (figure c, courbe verte) et de la station AWS_{M1} (figure b, courbe rouge). En 2002, les forçages sont issus de la station AWSG1, après 2005, ils sont issus de la station AWS_{M1}. Les traits en bleu correspondent aux bilans de masse mesurés.

La qualité des modélisations au-dessus de la ligne d'équilibre pose néanmoins question en raison des conclusions récentes de Basantes, [2015]. En effet, nous savons maintenant que les mesures d'accumulation brutes sont sujettes à caution. Le choix de la couche de glace permettant de désigner le début de la saison d'accumulation est sujet à caution. D'après Basantes, [2015], l'accumulation mesurée devrait être 60% plus élevée. En cas de correction des valeurs mesurées le bon accord constaté ici serait perdu.

La prise en compte de la percolation et du regel dans le névé pourrait expliquer ce désaccord. En effet, le modèle considère que l'eau de fonte de surface est perdue. Cette

hypothèse est valable lorsque le névé est totalement saturé en eau liquide, mais est fautive sinon. En raison des taux d'ablation modélisés au sommet (environ 1 m d'eau) il est vraisemblable qu'une grande partie de cette eau de fonte soit effectivement perdue par écoulement en profondeur, car la teneur en eau liquide de la neige dépasse difficilement les 12%. Néanmoins, le regel en profondeur n'est pas à exclure dans la partie haute du glacier. Ce regel est d'autant plus plausible que la glace profonde est sûrement froide (i.e. de température négative) alors que le modèle considère une neige glace tempérée en profondeur (condition de Dirichlet, $T = 0^{\circ}\text{C}$ au fond). Ainsi, la percolation et le regel participent sûrement à changer fortement le profil de température en profondeur.

Enfin, sachant que les conclusions de Basantes, [2015] n'ont toujours pas été validées par une mesure directe de terrain, nous ne sommes pas capables de donner l'incertitude de nos modélisations du bilan de masse liée à l'absence de regel en profondeur.

5.4.4 Validation à partir du bilan de masse spécifique

En intégrant les valeurs ponctuelles de bilan de masse à l'échelle du glacier, nous calculons alors le bilan de masse de surface. Nous avons appliqué le modèle sur les années 2002/03, 2005, 2006, 2007 et 2008. Nous observons que la variabilité interannuelle est bien reproduite, sauf pour l'année 2008. Là encore, l'interpolation des mesures entre 5000 et 5400 m d'altitude est à mettre en doute. Par contre, la valeur moyenne modélisée sur l'ensemble de la période surestime la valeur mesurée d'une valeur de $0.44 \text{ m } \dot{\text{e}}\text{q.e. a}^{-1}$. Les valeurs annuelles mesurées et modélisées présentent un coefficient de corrélation de $r^2 = 0.76$ (Tableau 5.6 et Figure 5.11).

Tableau 5.6. Bilans de masse spécifique du glacier 15a modélisé et mesuré pour les années 2002-03, 2005, 2006, 2007 et 2008.

Année	2002-03	2003	2005	2006	2007	2008
Bilan de masse spécifique modélisé (m éq.e. a ⁻¹)	-1.43 ¹	-----	-1.62	-0.86	-0.83	0.83
Bilan de masse spécifique mesuré (m éq.e. a ⁻¹)	-1.20	-1.95	-0.76	0.03	-0.28	0.51
Bilan de masse spécifique corrigé (m éq.e. a ⁻¹) ²	-0.81	-1.56	-0.37	0.42	-0.11	0.90

¹La valeur de bilan de masse correspond à 12 mois (avril 2002 - mars 2003)

²Bilan de masse spécifique corrigé par la méthode géodésique par Basantes-Serrano et al., [2015]

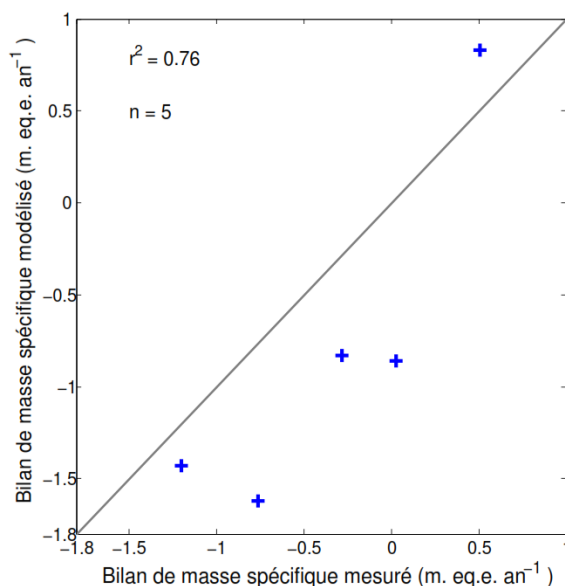


Figure 5.11. Comparaison entre le bilan de masse spécifique mesuré et modélisé pour les années 2002, 2005, 2006, 2007 et 2008. La ligne 1:1 est continue et gris.

Cette analyse permet donc de penser que le modèle reproduit bien l'ablation dans la partie basse du glacier, mais surestime l'ablation dans la partie haute. La prise en compte des phénomènes de regel en profondeur est certainement la cause de cet écart. Cela signifierait que le bilan de masse et d'énergie de surface est correct, mais que les processus sous la

surface sont incorrects. C'est pourquoi, nous avons analysé l'évolution des profils des flux d'énergie avec l'altitude.

5.4.5 Evaluation des flux d'énergie et interprétation

Nous avons donc poursuivi notre analyse et comparé les profils des flux d'énergie modélisés pour les années 2002, 2005, 2006, 2007 et 2008 (Figure 5.12). Les forçages et la paramétrisation utilisée sont les mêmes que dans les parties précédentes.

L'analyse de l'évolution des flux d'énergie avec l'altitude permet de constater que le bilan radiatif de courtes longueurs d'onde diminue fortement avec l'altitude en raison de la diminution de l'albédo. Cette diminution explique la plus grande partie des variations de l'accumulation avec l'altitude. Le flux turbulent de chaleur latente est pratiquement constant avec l'altitude, ce qui confirme l'hypothèse émise pour le modèle simplifié (voir annexe) selon laquelle la sublimation est relativement constante avec l'altitude. Le flux turbulent de chaleur sensible diminue logiquement avec l'altitude (diminution de la température). Les rayonnements de grande longueur d'onde incident et émis diminuent avec l'altitude, mais le bilan radiatif grandes longueurs d'ondes a tendance à être de plus en plus négatif avec l'altitude, montrant une déperdition de chaleur de plus en plus importante à mesure que l'on monte en altitude. Enfin, la conduction vient compenser l'énergie correspondant à la pénétration du rayonnement de courtes longueurs d'onde dans la neige/glace. Sachant que S diminue avec l'altitude et que la neige est de plus en plus présente, G est de moins en moins négatif avec l'altitude. Cependant la prise en considération d'une température nulle au pied du maillage joue sur ce résultat.

Enfin, nous constatons que la variabilité interannuelle des flux est là encore principalement contrôlée par le rayonnement net de courtes longueurs d'onde. La pente de la courbe de variations de S avec l'altitude est totalement contrôlée par l'albédo, et par suite par l'occurrence des précipitations neigeuses à faible altitude.

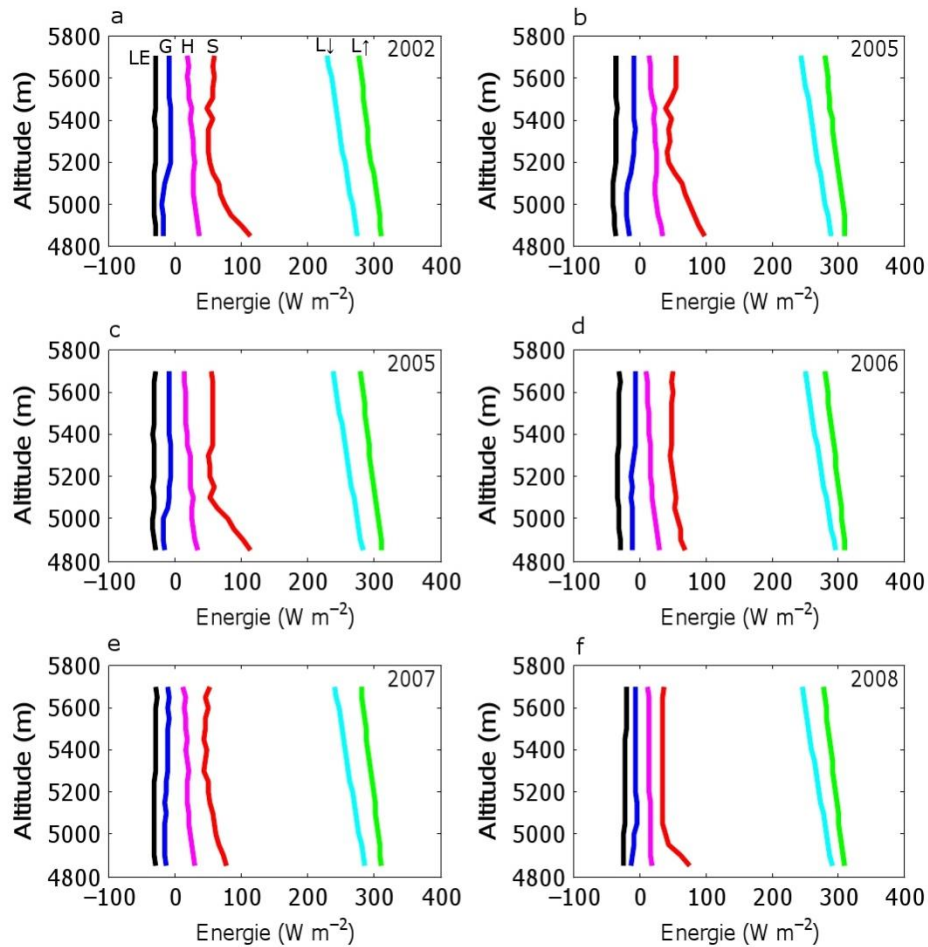


Figure 5.12. Evolution des flux d'énergie avec l'altitude en fonction des années. La correspondance entre couleur des courbes et flux représenté est visible dans la figure a) (année 2002). Pour l'année 2005, les flux ont été calculés à partir des données d'entrée issues de la station AWS_{G2} (figure b) et de la station AWS_{M1} (figure c). En 2002, les forçages sont issus de la station AWS_{G1} , après 2005, ils sont issus de la station AWS_{M1} .

5.5. Perspectives: Application à l'ensemble des glaciers de l'Antisana

5.5.1 Tests de sensibilité à l'échelle du glacier

Des tests de sensibilité du modèle similaires à ceux effectués dans le cadre de l'approche ponctuelle sont à réaliser.

5.5.2 Application du modèle sur l'ensemble du volcan

La routine a été adaptée pour être appliquée à chaque glacier de l'Antisana. Néanmoins, faute de temps nous n'avons pu effectuer cette application. Pour ce faire, il est nécessaire au préalable d'évaluer les gradients des variables météorologiques sur les différents versants du volcan. Cette étape demande un travail important de spatialisation des forçages, qui peut soit de passer par l'obtention de mesures autour du volcan, soit par une analyse par modélisation physique régionale. Un premier essai a été effectué à l'aide du modèle MAR, mais les résultats n'ont pas encore été exploités dans le cadre de cette thèse.

5.5.3 Application de l'automate cellulaire - Interprétation

La routine a été adaptée pour être appliquée en entrée de l'automate cellulaire a été appliquée, sous forme de test, sur le glacier 15a de l'Antisana et les résultats préliminaires extrapolés sur la calotte du glacier Antisana (Figure 5.12). Malheureusement, faute de temps, celle-ci n'a pas pu être calée ni utilisée sur d'autres glaciers. Le calage et la validation de ce modèle ne demande pas énormément de travail, mais la stabilité et le sens physique des paramétrisations et des modélisations issues de ce modèle restent peu robustes. A terme, il serait intéressant d'introduire un couplage avec un modèle avec une base physique, au moins avec une approche de type *Shallow Ice Approximation* (SIA).

5.5.3.1 Dynamique glaciaire – Test de modélisation

Cet essai de modélisation s'inspire du travail réalisé par Lise Mourre [2012] sur le glacier 15a en 2012. Le modèle de dynamique glaciaire permet de modéliser le transfert gravitaire de glace et de neige vers l'aval du glacier. Le modèle de [Harper and Humphrey, 2003] que nous avons utilisé est contraint par la topographie du glacier et forcé à l'aide de la distribution du bilan de masse obtenue précédemment. Tout d'abord, le MNT, initialement sous forme rectangulaire est transformé en mailles hexagonales. Cette transformation permet à chaque point de calcul de se situer au centre de 6 mailles différentes. Les interactions étant seulement prises en compte au voisinage direct du point considéré, le passage à une grille hexagonale permet d'augmenter considérablement les possibilités de mouvement des particules.

La glace, considérée comme un matériau visco-plastique, est mise en mouvement de deux manières. Une quantité de glace peut tout d'abord se déplacer sous forme d'avalanche, si la pente la surface est supérieure à un seuil d'avalanche. D'autre part, si la quantité de glace accumulée sur une zone dépasse une contrainte de friction plastique basale, la masse glaciaire glisse ou se déforme. Chaque mouvement est réalisé vers le nœud adjacent le plus bas en termes d'altitude. L'écoulement est donc largement dirigé par la pente de la surface locale, et le couplage avec les contraintes longitudinales et latitudinales est négligé. Lors de ces mouvements mécaniques, la masse globale du glacier est conservée. La méthode de mise en mouvement de la masse glaciaire est fondée sur une approche d'automate cellulaire, où les cellules évoluent en temps discret, suivant les deux modes de déplacement cités ci-dessus, en lien direct avec l'état des cellules voisines.

Les paramètres réglables de ce modèle sont la valeur seuil de contrainte de friction basale, prise ici égale à 1 bar, ainsi que l'angle de la pente à partir duquel la glace s'écoule par avalanche (on considère une pente seuil de 30 °). Ces valeurs sont celles utilisées par [Harper and Humphrey, 2003] dans leur étude de glaciers himalayens. L'application de la dynamique glaciaire va nous permettre tout d'abord de montrer que couplage entre bilan d'énergie (bilan de masse) distribué et modèle de dynamique glaciaire apparemment fonctionne correctement. De plus, une telle chaîne de modélisation permet de déterminer la morphologie du glacier selon différents scénarios climatiques, futurs ou passés, fondés sur des différences de moyennes de températures ou de cumuls de précipitations. Les simulations sont effectuées sur une période minimum de 300 ans, ce qui permet d'attendre que le glacier soit en équilibre avec les conditions climatiques appliquées pour observer ses variations de longueur et d'épaisseur. En considérant les conditions climatiques pour la période 2002-2003 pour le calcul du bilan de masse de l'Antisana, le modèle complet, avec un bilan de masse calculé sur 18 niveaux différents (entre 4850 et 5700 m d'altitude), simule une altitude de la ligne d'équilibre à 5150 mètres d'altitude. Les résultats préliminaires du test sont indiqués sur la Figure 5.13 pour la période 2002-2003 tandis que pour les années 2005, 2006, 2007 et 2008 sur le Tableau 5.7

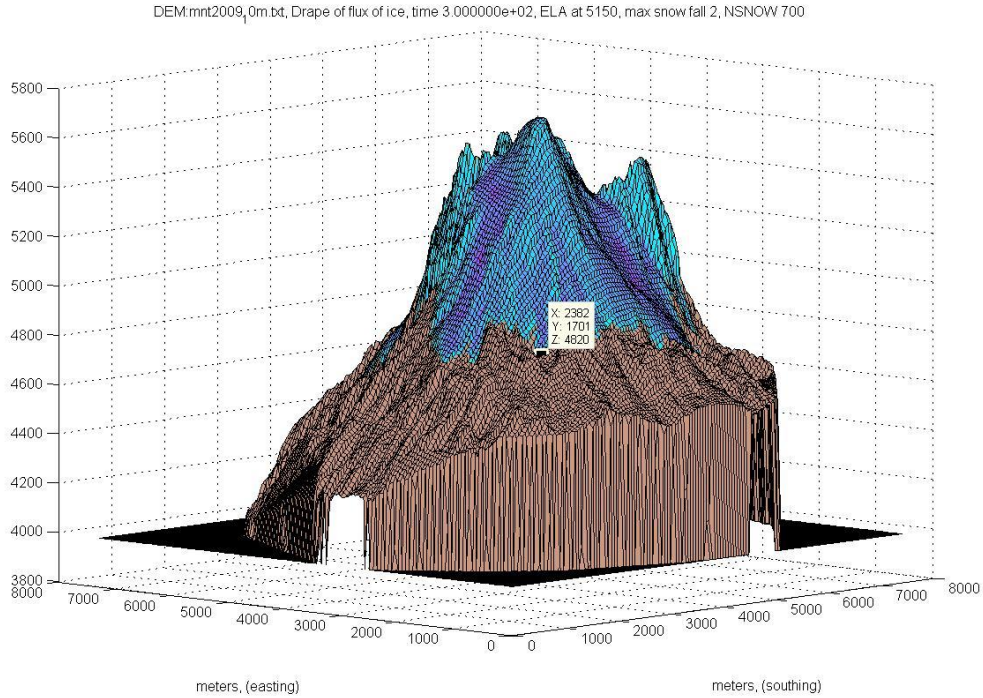


Figure 5.13. Résultat du couplage entre bilan d'énergie et dynamique glaciaire sur l'ensemble du massif Antisana dans les conditions météorologiques de la période 2002-2003. Le socle rocheux est visualisé en marron, la glace est représentée en bleu.

Tableau 5.7. Résultats préliminaires de la position de la ELA et du front glacier 15a à l'aide du modèle couplé entre énergie et dynamique.

Année	ELA _modélisée (m)	Front du glacier modélisé (m)	ELA _mesurée (m)	Front du glacier mesuré (m)
2002	5150	4820	5215	4836
2005	5100	4825	5152	4858
2006	5100	4840	5150	4856
2007	5150	4853	5140	4862
2008	5250	4860	4985	4867

Malgré l'apparent bon accord entre les résultats de la modélisation (altitude de la ELA et position du front du glacier 15a) et les mesures, ils doivent être traités avec précautions parce qu'ils n'ont pas été validés.

Chapitre 6

Conclusions

Après l'étude de Favier (2004), cette thèse constitue la seconde étude approfondie des processus d'accumulation et d'ablation du glacier 15a de l'Antisana. L'amélioration des outils utilisés pour le calcul du bilan d'énergie a permis de progresser grandement dans la qualité des modélisations ponctuelles du bilan d'énergie et de masse, mais aussi d'effectuer des modélisations distribuées, ce qui n'avait pas pu être réalisé avant. Les valeurs de flux obtenues à 4900 m sont aujourd'hui plus précises et ont permis une analyse de corrélation poussée entre flux d'énergie, vitesse du vent, température et précipitation. Cette analyse a apporté des informations cruciales, justifiant une analyse plus poussée afin d'élaborer un modèle d'ablation simplifié. Ce modèle simplifié est très proche du modèle degré jour. La validation du modèle de type degré jours est une conclusion importante car elle vient contredire (ou en tous cas nuancer) les résultats de Sicart et al. (2008). Il est important de noter que les résultats de Sicart et al. (2008) étaient basés sur les bilans d'énergie de Favier et al. (2004), très différents des nôtres. Ces incertitudes permettent sûrement de justifier les divergences relatives à l'application du PDD.

En effet, nous avons constaté un accord important entre température et ablation, permettant l'écriture d'un modèle basé sur une approche de type PDD. Nous montrons ici que cet accord résulte du lien existant entre température et bilan net radiatif. Un rayonnement solaire élevé et un albédo faible sont associés à des températures élevées et par suite à une fonte importante. Nous montrons aussi que la fonte commence lorsque la

température moyenne journalière est significativement négative. En prenant en considération ce point, nous pouvons adapter le modèle PDD et montrer qu'il fonctionne bien dans la zone d'ablation du glacier, mais que son application à haute altitude reste à valider à l'aide du bilan d'énergie. Nous constatons aussi que ce modèle ne devrait pas être applicable là où la sublimation est très forte, donc a priori dans la zone tropicale externe comportant une longue saison sèche. Ce modèle devrait aussi être utilisé avec prudence dans le cadre de reconstructions climatiques passées ou de prévisions futures, car les facteurs degré-jour semblent varier en fonction de l'albédo et donc de la période. Cependant, notre étude du modèle de type PDD a constitué une étape supplémentaire pour comprendre la grande sensibilité des glaciers d'Equateur aux variations de la température, et a permis de constater que l'avancée du glacier observée dans les années 1960-1970 était vraisemblablement à mettre sur le compte du léger refroidissement atmosphérique observé à cette époque.

Après la rédaction du chapitre 4 de cette thèse, nous avons amélioré la qualité du calage de notre modèle en prenant le problème selon un autre angle de vue. En conformité avec les remarques effectuées dans ce chapitre, nous avons pensé qu'une meilleure calibration des paramètres du modèle était nécessaire. Cependant, cette nouvelle approche conforte finalement notre conclusion principale: les modèles de type degré-jours sont adaptés pour analyser l'ablation des glaciers en Equateur. Ce travail sera resoumis sans tarder à la revue *The Cryosphere Discussion*. L'article dans sa nouvelle version peut être consulté en annexe de ce travail.

Cette thèse constitue aussi une amélioration significative de notre connaissance du bilan d'énergie de surface des glaciers d'Equateur. Notre modélisation représente une nette amélioration par rapport à celle de Favier et al. (2004a), car elle prend beaucoup mieux en compte les processus physiques qui sont à l'origine de l'ablation. Les processus de subsurface sont cruciaux, même dans le cas d'un glacier tropical tempéré où la saisonnalité de l'ablation est pratiquement nulle. Cette modélisation ne remet pas en doute le rôle de l'albédo sur la fusion [Favier et al., 2004a], ni celui joué par la température sur la phase des précipitations et sur la fonte en zone d'ablation [Favier et al., 2004a&b; Francou et al., 2004]. Elle ne remet pas non plus en cause l'explication du lien existant entre l'ENSO est

ablation du glacier (lien climat/glacier). Par contre, cette nouvelle modélisation est un apport déterminant pour l'analyse des glaciers dans les régions tropicales internes sans saisonnalité marquée (c'est-à-dire sans saison sèche). Notre modélisation prend en compte des processus mal pris en compte dans les travaux précédents effectués dans cette région et devrait être d'un apport notable à la communauté scientifique travaillant sur les glaciers tropicaux.

Nos travaux démontrent aussi que, sauf dans le cas de Wagon et al., [2009], les précipitations ont été systématiquement sous-estimées dans les études précédentes sur l'Antisana. Ce point a des conséquences sur l'estimation de la ressource en eau en altitude en Equateur. Il est aussi crucial pour la modélisation des variations de l'albédo. Il est important de voir que les simulations effectuées par [Favier, 2004] avec une approche similaire n'avaient pas été couronnées de succès. Aussi, il a fallu attendre 10 ans, avec des données beaucoup plus nombreuses et des expériences plus abouties, pour obtenir une modélisation distribuée du bilan d'énergie et de masse de l'Antisana.

Nous avons profité ici de techniques de calibration et d'estimation des incertitudes plus élaborées permettant d'effectuer un calage précis. Nous montrons néanmoins qu'une attention particulière doit être portée sur la bonne modélisation à la fois de l'albédo et du bilan de masse de surface et que les estimateurs à utiliser lors de la calibration doivent être adaptés au cas d'étude qui a été présenté. L'approche par validation croisée proposée par Gurgiser et al., [2013a&b] a aussi été adaptée pour évaluer l'incertitude du modèle de bilan de masse. Ces approches permettent d'avoir une confiance raisonnable en nos modélisations.

La qualité de nos calibrations est confirmée par la modélisation des bilans ponctuels et distribués à l'échelle du glacier sur plusieurs cycles hydrologiques. Les modélisations montrent que les variations du bilan avec l'altitude sont totalement contrôlées par les variations d'albédo et du rayonnement net de courtes longueurs d'onde. Elles montrent aussi que la sublimation est probablement pratiquement constante avec l'altitude. Les modélisations sont proches des observations, ceci malgré d'importantes variations des forçages d'entrée en raison des variations notables de l'ENSO. Néanmoins, la modélisation des bilans de masse à haute altitude reste à améliorer, car le bilan d'énergie suggère une accumulation faible au vu des résultats proposés par Basantes, [2015]. Une meilleure prise

en compte des processus de regel en profondeur est proposée. Cet élément devrait permettre de valider de façon définitive une conclusion importante des travaux de Basantes, [2015] et de notre thèse, qui remet en question les mesures d'accumulation effectuées jusqu'à présent dans la partie haute des glaciers en Equateur. Pour améliorer ces mesures, il faut travailler sur d'autres protocoles adaptés à ce milieu d'altitude sans saisonnalité marquée, comme par exemple le suivi tous les trimestres de lignes de balises situées entre 5300 m et le sommet du volcan (5750 m).

Références bibliographiques

- Adhikari, S. and S. Marshall. 2012. Glacier volume-area relation for high-order mechanics and transient glacier states. *Geophysical Research Letters* 39: 16, L16505.
- Azam, M.F., Wagnon, P., Vincent, C., Ramanathan, A., Linda, A., Singh, V.B.: Reconstruction of the annual mass balance of Chhota Shigri glacier, Western Himalaya, India, since 1969, *Annals of Glaciology* 55(66) 2014 doi: 10.3189/2014AoG66A104
- Bahr, D. B., W. T. Pfeffer, C. Sassolas, and M. F. Meier. 1998. Response time of glaciers as a function of size and mass balance: 1. Theory. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978-2012) 103:9777-9782.
- Basantes, R.: Contribution à l'étude de l'évolution des glaciers et du changement climatique dans les Andes équatoriennes depuis les années 1950, PhD Thesis, Univ. Grenoble, Grenoble, France, 2015 pp., 191.
- Basantes-Serrano, R., Rabatel, A., Caceres, B., Maisincho, L., and Francou, B.: Mass balance evolution on two benchmark glaciers in the Equator (0°28'S) since the mid-20th century, using geodetic and glaciological methods. *Journal of Glaciology*, submitted.
- Bennett, M. M., & Glasser, N. F. (Eds.). (2011). *Glacial geology: ice sheets and landforms*.
- Bintanja, R., S. Jonsson, and W. Knap (1997), The Annual Cycle of the Surface Energy Balance of Antarctic Blue Ice, *J. Geophys. Res.*, 102(D2), 1867-1881.
- Bjerknes, J. (1969) Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon Weather Rev*97:163–172
- Blard, P.H., Lavé, J., Pik, R., Wagnon, P., and Bourlès, D.: Persistence of full glacial conditions in the central Pacific until 15,000 years ago. *Nature*, 449(7162), 585–591, 2007.
- Braithwaite, R.J.: Positive degree-day factors for ablation on the Greenland ice-sheet studied by energy balance modeling, *J. of Glaciol.*, 41(137), 153-160, 1995.
- Brutsaert, W., On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies, *Water Resour. Res.*, 11 (5), 742-744, 1975.
- Cauvy-Fraunié, S., Condom, T., Rabatel, A., Villacis, M., Jacobsen, D., and Dangles, O.: Glacial influence in tropical mountain hydrosystems evidenced by the diurnal cycle in water levels, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 4803-4816. doi: 10.5194/hess-17-4803-2013.
- Corripio, J. G., Vectorial algebra algorithms for calculating terrain parameters from DEMs and the position of the sun for solar radiation modelling in mountainous terrain, *Int. J. Geograph. Sci.* , 17(1), 1-23, 2003.
- Corripio, J.: Snow surface albedo estimation using terrestrial photography, *Int. J. Remote Sens.*, 25, 5705–5729, doi:10.1080/01431160410001709002, 2004.
- Cuffey, K. M. and W. S. B. Paterson. 2010. *The physics of glaciers*. Access Online via Elsevier.

- Denby, B., et W. Greuell, The Use of Bulk and Profile Methods for Determining Surface Heat Fluxes in the Presence of Glacier Winds, *J. Glaciol.*, 46(154), 445-452, 2000.
- Favier, V. (2004). Etude du bilan d'énergie de surface et de la production des écoulements de fonte d'un glacier des Andes d'Equateur ; relation glacier - climat en zone tropicale. PhD thesis, Université Montpellier II.
- Favier, V., P. Wagnon, et P. Ribstein, Glaciers of the outer and inner tropics : A different behaviour but a common response to climatic forcing, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L16403, 2004a.
- Favier, V., P. Wagnon, J. P. Chazarin, L. Maisincho, et A. Coudrain, One-year measurements of surface heat budget on the ablation zone of Antizana Glacier 15, Ecuadorian Andes, *J. Geophys. Res.*, Vol. 109, No. D18, D18105, 2004b.
- Favier, V., Coudrain, A., Cadier, E., Francou, B., Ayabaca, E., Maisincho, L., Praderio, E., Villacis, M., and Wagnon, P.: Evidence of groundwater flow on Antizana ice-covered volcano, Ecuador, *Hydrolog. Sci. J.*, 53(1), 278-291, 2008.
- Favier, V., Agosta, C., Genthon, C., Arnaud, L., Trouvillez, A., and Gallée, H.: Modeling the mass and surface heat budgets in a coastal blue ice area of Adelie Land, Antarctica, *J. Geophys. Res.*, 116, F03017, doi:10.1029/2010JF001939, 2011.
- Fournier, R., 1996: Informe sobre la construcción de la estación limnimétrica del Antizana. Informe ORSTOM-EMAAP-Q, Quito.
- Francou, B., E. Ramirez, B. Cáceres, and J. Mendoza. 2000. Glacier evolution in the tropical Andes during the last decades of the 20th century: Chacaltaya, Bolivia, and Antisana, Ecuador. *AMBIO: A Journal of the Human Environment* 29:416-422.
- Francou, B., M. Vuille, V. Favier, and B. Cáceres. 2004. New evidence for an ENSO impact on low-latitude glaciers: Antisana 15, Andes of Ecuador, 0 28'S. *Journal of Geophysical Research* 109:D18106.
- Francou, B. and C. Vincent. 2007. *Les glaciers à l'épreuve du climat*. IRD Editions, Editions Belin, Paris, France.
- Francou, B., Ribstein, P., Saravia, R., and Tiriau, E.: Monthly balance and water discharge of an inter-tropical glacier: Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16°S, *J. Glaciol.*, 41(137), 61-67, 1995.
- Garratt, J. R., *The atmospheric boundary layer*, Cambridge, Cambridge University Press, 316 pp., 1992.
- Garreaud, R., M. Vuille, and A. C. Clement. 2003. The climate of the Altiplano: observed current conditions and mechanisms of past changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 194:5-22.
- Gärtner-Roer, I., Naegeli, K., Huss, M., Knecht, T., Machguth, H., & Zemp, M. (2014). A database of worldwide glacier thickness observations. *Global and Planetary Change*, 122, 330-344.
- Gurgiser, W., Mölg, T., Nicholson, L., & Kaser, G. (2013). Mass-balance model parameter transferability on a tropical glacier. *Journal of Glaciology*, 59(217), 845-858.

- Gurgiser, W., Marzeion, B., Nicholson, L., Ortner, M., & Kaser, G. (2013). Modeling energy and mass balance of Shallap Glacier, Peru. *The Cryosphere*, 7(6), 1787-1802.
- Haerberli, W., & Hölzle, M. (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.
- Harper, J. T. and Humphrey, N. F. (2003). High altitude himalayan climate inferred from glacial ice flux. *Geophysical Research Letters*, 30 :1764–1769.
- Hastenrath, S., et P. D. Kruss, The Dramatic Retreat of Mount Kenya's Glaciers between 1963 and 1987 : Greenhouse Forcing, *Ann. Glaciol.*, 16, 127-133, 1992.
- Hastenrath, S., *Climate dynamics of the Tropics*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 488 pp., 1991.
- Hock, R. (1999). A distributed temperature-index ice-and snowmelt model including potential direct solar radiation. *Journal of Glaciology*, 45(149), 101-111.
- Hock, R. (2003). Temperature index melt modelling in mountain areas. *Journal of Hydrology*, 282(1), 104-115.
- Hofer, M., T. Mölg, B. Marzeion, and G. Kaser (2010), Empirical-statistical downscaling of reanalysis data to high resolution air temperature and specific humidity above a glacier surface (Cordillera Blanca, Peru), *J. Geophys. Res.*, 115, D12120, doi:10.1029/2009JD012556.
- Huss M., and Bauder, A.: 20th-century climate change inferred from four long-term point observations of seasonal mass balance. *Ann. Glaciol.*, 50, 207-214, 2009.
- IPCC (2013), Collins, M., R. Knutti, J. Arblaster, J.-L. Dufresne, T. Fichefet, P. Friedlingstein, X. Gao, W.J. Gutowski, T. Johns, G. Krinner, M. Shongwe, C. Tebaldi, A.J. Weaver and M. Wehner, 2013: Long-term Climate Change: Projections, Commitments and Irreversibility. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 1029
- Jomelli, V., V. Favier, A. Rabatel, D. Brunstein, G. Hoffmann, and B. Francou. 2009. Fluctuations of glaciers in the tropical Andes over the last millennium and palaeoclimatic implications: a review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281:269-282.
- Jomelli, V., Khodri, M., Favier, V., Brunstein, D., Ledru, M.P., Wagnon, P., Blard, P.H., Sicart, J.E., Braucher, R., Grancher, D., Bourlès, D., and Vuille, M.: Irregular tropical glacier retreat over the Holocene driven by progressive warming, *Nature*, 474, 196-199, doi:10.1038/nature10150, 2011.
- Jordan, E., Ungerechts, L., Caceres, B., Penafiel, A., and Francou, B.: Estimation by orvanphotogrammetry of the glacier recession on the Cotopaxi Volcano (Ecuador) between 1956 and 1997, *Hydrolog. Sci. J.*, 50(6), 949-961, 2005.

- Josse, C., F. Cuesta, G. Navarro, V. Barrena, M. T. Becerra, E. Cabrera, E. Chacón-Moreno, Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Leetmaa, A., Reynolds, R., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K.C., Ropelewski, C., Wang, J., Roy, J., and Dennis, J.: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437–471, 1996.
- Kaser, G. (1999). A review of the modern fluctuations of tropical glaciers. *Global and Planetary Change*, 22(1), 93-103.
- Kaser, G.: Glacier-Climate Interaction at Low-Latitudes, *J. Glaciol.*, 47(157), 195-204, 2001.
- Kaser, G., and Osmaston, H.A.: *Tropical Glaciers*, 228 pp., Cambridge University Press, New York, 2002.
- Kuhn, M., “Climate and Glaciers” *Sea Level, Ice and Climatic Change (Proceedings of the Canberra Symposium, Dec. 1979)*, IAHS publ., 131, 3-20, 1981.
- Kulkarni, A. 2013. Is rate of glacial retreat accelerated in Indian Himalaya? Page 06 in AGU Fall Meeting Abstracts.
- Leclercq, P., J. Oerlemans, H. Basagic, I. Bushueva, A. Cook, and R. Le Bris. 2014. A data set of worldwide glacier length fluctuations. *The Cryosphere* 8:659-672.
- Lejeune, Y., Bouilloud, L., Etchevers, P., Wagnon, P., Chevallier, P., Sicart, J. E., ... & Habets, F. (2007). Melting of snow cover in a tropical mountain environment in Bolivia: Processes and modeling. *Journal of Hydrometeorology*, 8(4), 922-937.
- Lejeune, Y. (2009). Apports des modèles de neige CROCUS et de sol ISBA à l'étude du bilan glaciologique d'un glacier tropical et du bilan hydrologique de son bassin versant (Doctoral dissertation, Université Joseph-Fourier-Grenoble I).
- Lemke, P., J. Ren, R. B. Alley, I. Allison, J. Carrasco, G. Flato, Y. Fujii, G. Kaser, P. Mote, and R. H. Thomas. 2007. Observations: Changes in snow, ice and frozen ground. *Titel: Climate change 2007: the physical science basis; summary for policymakers, technical summary and frequently asked questions. Part of the Working Group I contribution to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*:337-383
- L'hote, Y., Chevallier, P., Coudrain, A., Lejeune, Y. and Etchevers, P.: Relationship between precipitation phase and air temperature: comparison between the Bolivian Andes and the Swiss Alps : Glacier shrinkage in the Andes and consequences for water resources, *Hydrolog. Sci. J.*, 50(6), 989-997, 2005.
- Litt, M. (2014). Etude de la couche de surface atmosphérique et des flux turbulents sur deux glaciers de montagne dans les Andes tropicales et les Alpes françaises (Doctoral dissertation, Université Joseph-Fourier-Grenoble I).
- Litt, M., J. E. Sicart, W. D. Helgason et P. Wagnon. 2014a, «Turbulence characteristics in the atmospheric surface layer for different wind regimes over the tropical Zongo glacier Bolivia, 16°S», *Boundary-Layer Meteorol.*, doi :10.1007/s10546-014-9975-6, p. 1–25.

- Loibl, D., F. Lehmkuhl, and J. Grießinger. 2014. Reconstructing glacier retreat since the Little Ice Age in SE Tibet by glacier mapping and equilibrium line altitude calculation. *Geomorphology* 214:22-39.
- Manciati, C., Villacis, M., Taupin, J.D., Cadier, E., Galárraga, R., Cáceres, B.: Empirical mass balance modelling of South American tropical glaciers: case study of Antisana volcano, Ecuador, *Hydrolog. Sci. J.*, 2014.
- Mark B. Dyurgerov and Mark F. Meier 2005. *GLACIERS AND THE CHANGING EARTH SYSTEM: A 2004 SNAPSHOT*, Institute of Arctic and Alpine Research University of Colorado, Boulder, Colorado 80309-0450 Occasional Paper 58 2005 INSTAAR/OP-58 ISSN 0069-6145
- Marzeion, B., Jarosch, A. H., and Hofer, M.: Past and future sea-level change from the surface mass balance of glaciers, *The Cryosphere*, 6, 1295-1322, 2012.
- Marzeion, B., Jarosch, A. H., & Gregory, J. M. (2014). Feedbacks and mechanisms affecting the global sensitivity of glaciers to climate change. *The Cryosphere*, 8(1), 59-71.
- Matthews, H. D. and A. J. Weaver. 2010. Committed climate warming. *Nature geoscience*3:142-143.
- Milner, A. M., L. E. Brown, and D. M. Hannah. 2009. Hydroecological response of river systems to shrinking glaciers. *Hydrological Processes* 23:62–77.
- Mölg, T. Cullen, N. J., Hardy, D. R., Kaser, G. and Klok, L.: Mass balance of a slope glacier on Kilimanjaro and its sensitivity to climate, *Int. J. Climatol.*, 28, 881–892, 2008.
- Mölg, T.; Cullen, N. J.; Hardy, D. R.; Winkler, M.; Kaser, G.: Quantifying climate change in the tropical midtroposphere over East Africa from glacier shrinkage on Kilimanjaro, *J. Climate*, 22, 4162–4181, 2009.
- Mourre, L. (2012). Modélisation distribuée du bilan d'énergie et de la dynamique d'un glacier des Andes d'Équateur. Technical report.
- Nash, J., & Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles. *Journal of hydrology*, 10(3), 282-290.
- Oerlemans, J. et W. Knap, A 1 Year Record of Global Radiation and Albedo in the AblationZone of Morteratschgletscher, Switzerland, *J. Glaciol.*, 44(147), 231-238, 1998.
- Oerlemans, J., R. Giesen, and M. Van den Broeke. 2009. Retreating alpine glaciers: increased melt rates due to accumulation of dust (Vadret da Morteratsch, Switzerland). *Journal of Glaciology* 55:729-736.
- Paterson. (2001). *The physics of glaciers*. Butterworth-Heinemann.
- Paul, F. and W. Haeberli. 2008. Spatial variability of glacier elevation changes in the Swiss Alps obtained from two digital elevation models. *Geophysical Research Letters* 35:L21502.
- Pellicciotti, F., Brock, B., Strasser, U., Burlando, P., Funk, M, and Corripio, J.: An enhanced temperature-index glacier melt model including the shortwave radiation balance: development and testing for Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *Journal of Glaciology* 51(175): 573–587, 2005.

- Rabatel, A., B. Francou, V. Jomelli, P. Naveau, and D. Grancher. 2008. A chronology of the Little Ice Age in the tropical Andes of Bolivia (16 S) and its implications for climate reconstruction. *Quaternary Research* 70:198-212.
- Rabatel, A., B. Francou, A. Soruco, J. Gomez, B. Cáceres, J. Ceballos, R. Basantes, M. Vuille, J. Sicart, C. Huggel, C. Huggel, M. Scheel, Y. Lejeune, Y. Arnaud, M. Collet, T. Condom, G. Consoli, V. Favier, V. Jomelli, R. Galarraga, P. Ginot, L. Maisincho, J. Mendoza, M. Ménégos, E. Ramirez, P. Ribstein, W. Suarez, M. Villacis, and P. Wagnon. 2013. Current state of glaciers in the tropical Andes: a multi-century perspective on glacier evolution and climate change. *The Cryosphere* 7:81-102.
- Radić, V., and Hock, R.: Regionally differentiated contribution of mountain glaciers and ice caps to future sea-level rise. *Nature Geoscience*, 4(2), 91–94, 2011.
- Rasmusson E, Carpenter T (1983) The relationship between eastern equatorial Pacific sea surface temperatures and rainfall over India and Sri Lanka. *Mon Weather Rev* 111:517–528
- Rigaudière , P., Ribstein P., Francou, B., Pouayoud, B., & Saravia, R., 1995 – Un modèle hydrologique du Glacier Zongo, 90p. Informe No 44, La Paz, Bolivia ORSTOM
- Rojas, M.: Multiply Nested Regional Climate Simulation for Southern South America: Sensitivity to Model Resolution, *Monthly Weather Review*, 134, 2208-2223, 2006.
- Rohde, R., et al.. 2013. Berkeley Earth temperature averaging process. *Geoinformatics & Geostatistics: An Overview*. 1: 2.
- Rossel, F., Influence du Niño sur les régimes Pluvimétriques de l'Equateur, Thèse de Doctorat, Université de Montpellier II, 289 pp., 1997.
- Scherler, D., B. Bookhagen, and M. R. Strecker. 2011. Spatially variable response of Himalayan glaciers to climate change affected by debris cover. *Nature geoscience* 4:156-159.
- Seinfeld, J. H. and S. N. Pandis. 2012. *Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change*. John Wiley & Sons.
- Sémiond, H., B. Francou, E. Ayabaca, A. de la Cruz, et R. Chango, El Glaciar 15 del Antizana. *Investigaciones glaciológicas 1994-1997, NGT-Ecuador*, ORSTOM EMAAP-Q, 94pp., 1997.
- Sharp R. P. 1988. *Living ice, Understanding Glaciers and Glaciation*. Cambridge university Press. Cambridge, England.
- 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. PhD thesis, Université Paris 6.
- Sicart, J.-E., Hock, R. and Six, D.: Glacier melt, air temperature, and energy balance in different climates: The Bolivian Tropics, the French Alps, and northern Sweden. *J. Geophys. Res.*, 113, D24113, doi:10.1029/2008JD010406, 2008.
- Sicart, J. E., Wagnon, P., & Ribstein, P. (2005). Atmospheric controls of the heat balance of Zongo Glacier (16 S, Bolivia). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 110(D12).

- Sicart, J. E., R. Hock, P. Ribstein, M. Litt et E. Ramirez. 2011, «Analysis of seasonal variations in mass balance and meltwater discharge of the tropical Zongo Glacier by application of a distributed energy balance model», *J. Geophys. Res.*, vol. 116, n D13, p. D13 105.
- Sicart, J. E., M. Litt, W. Helgason, V. B. Tahar et T. Chaperon. 2014a, «A study of the atmospheric surface layer and roughness lengths on the high-altitude tropical Zongo glacier, Bolivia», *J. Geophys. Res. Atmos.*, vol.119, n7, p. 3793–3808.
- Soruco, A., Vincent, C., Francou, B., Gonzalez, J.F., 2009a. Glacier decline between 1963 and 2006 in the Cordillera Real, Bolivia. *Geophys. Res. Lett.* 36, L03502.doi:10.1029/2008GL036238
- Trenberth, K. E. 2011. Changes in precipitation with climate change. *Climate Research* 47:123-138.
- U.S. Army Corps of Engineers, Summary Report of the Snow Investigations, Snow Hydrology , North Pacific Division, Portland Oregon, 1956.
- UNEP, 2007 Global Outlook for Ice & Snow UNEP/GRID-Arendal, Norway (2007)
- Urrutia, R., and Vuille, M.: Climate Change projections for the tropical Andes using a regional climate model: Temperature and precipitation simulations for the end of the 21st century. *J. Geophys. Res.* **114**, D02108, doi:10.1029/2008JD011021, 2009.
- Van den Broeke, M., Bus, C., Ettema, J., and Smeets, P.: Temperature thresholds for degree-day modeling of Greenland ice sheet melt rates, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L18501, doi:10.1029/2010GL044123, 2010
- Villacis, M., Ressources en eau glaciaire dans les Andes d'Equateur en relation avec les variations du climat : Le cas du volcan Antisana, PhD Thesis, Univ. Montpellier II, Montpellier, France, 231pp., 2008.
- Vuille, M., and Bradley, R.S.: Mean Annual Temperature Trends and Their Vertical Structure in the Tropical Andes, *Geophys. Res. Lett.*, 27(23), 3885-3888, 2000.
- Vuille, M., Bradley, R.S., and Keimig, F.: Climate Variability in the Andes of Ecuador and Its Relation to Tropical Pacific and Atlantic Sea Surface Temperature Anomalies, *J. Clim.*, 13, 2520-2535, 2000.
- Vuille, M., Francou, B., Wagnon, P., Juen, I., Kaser, G., Mark, B.G., and Bradley, R.S.: Climate change and tropical Andean glaciers: Past, present and future, *Earth-Sci. Rev.*, 89, 79-96, doi: 1144 10.1016/j.earscirev.2008.04.002, 2008.
- Wagnon, P., Analyse du bilan d'énergie d'un glacier tropical, application à la relation glacier-climat, thèse de doctorat, Laboratoire de Glaciologie et Geophysique de l'Environnement, Université Joseph Fourier, Grenoble I, 199 pp., 1999.
- Wagnon, P., Ribstein, P., Francou, B., and Pouyaud, B.: Annual Cycle of Energy Balance of Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, *J. Geophys. Res.*, 104(D4), 3907-23, 1999.
- Wagnon, P., Lafaysse, M., Lejeune, Y., Maisinsho, L., Rojas, M., and Chazarin, J.P.: Understanding and modelling the physical processes that govern the melting of the snow cover in a tropical mountain environment in Ecuador, *J. Geophys. Res.*, 114, D19113, doi:10.1029/2009JD012292, 2009.

Winkler, M., Juen, I., Mölg, T., Wagnon, P., Gómez, J., and Kaser, G.: Measured and modelled sublimation on the tropical Glaciar Artesonraju. *The Cryosphere*, 3, 21-30, 2009.

Liste de tableaux

Tableau 1.1. Pays tropicaux comportant des glaciers, avec estimations de leurs surfaces glaciaires, selon diverses sources compilées par Kaser [1999] et par Francou et Vincent [2007]. En considérant les années d'inventaires, parfois déjà anciennes, la rapidité de l'évolution actuelle, les chiffres des surfaces ont été révisés en 2006 (chiffres entre parenthèses) (d'après Francou et Vincent [2007]).	4
Tableau 2.1. Liste des capteurs et des stations automatiques météorologiques, hydrologiques et pluviométriques installés entre 4000 et 5300 m sur le bassin versant des glaciers 15 et 12, pour la période 1999 – 2012.	16
Tableau 2.2. Bilan de masse du glacier 15a, source [Basantes-Serrano et al., 2015].	20
Tableau 2.3. Données utilisées dans le cadre de l'étude du modèle degré-jour.	24
Tableau 4.1. Liste des équipements du Glacier 15: Capteurs et leurs spécifications installés à la station AWS _{G1} (pour les calculs du bilan d'énergie de surface) et au AWS _{M1} à 4900 m d'altitude; et thermomètres au AWS _{G2} (5000 m d'altitude) et à la station AWS _{M2} (4785 m d'altitude) et caractéristiques du pluviomètre (4550 m d'altitude) et du albedomètre du AWS _{G3} (4900 m d'altitude, sur le glacier 12).	40
Tableau 4.2. Liste de stations utilisées dans cette étude et leurs lacunes pour chaque période.	41
Tableau 4.3. Description des données journalières de température utilisées et les corrélations avec les données du glacier 15a à 4900 m d'altitude.	42
Tableau 4.4. Données utilisées pour le modèle PDD, étalonnage et validation.	47
Tableau 4.5. Coefficients de corrélation (r) calculées entre les valeurs mensuelles de la température, la température positive cumulée (T +), les précipitations et les différents flux d'énergie entrants mesurés à AWSG1 entre mars 2002 et août 2003. Sont notés en gras les coefficients de corrélation significatifs au niveau $p = 0,001$.	52
Tableau 4.6. Coefficients de corrélation (r) calculés entre les valeurs journalières de température, température positive cumulée (T +), fusion (ΔQ), la vitesse du vent (u) et les différents flux d'énergie mesurés à AWS _{G1} au cours de la période 2002-2003 (n = 530 jours). Les périodes de haute et basse vitesse du vent (période 1 et période 2 (dénommées P1 et P2 dans ce tableau)) représentent 240 et 290 jours, respectivement. Une séparation additionnelle est effectuée pour la période 1 pour garder les observations. Sont notés en gras les coefficients de corrélation significatifs ($p = 0,001$).	54
Tableau 4.7. Résumé des résultats de la validation croisée des facteurs degrés-jours pour les différents états de surface.	60

Tableau 4.8. Tests de sensibilité du modèle. Les valeurs (en pourcentage) représentent le rapport entre bilan de masse «original » et bilan de masse obtenu à partir des tests de sensibilité pour la période 2000-2008. Ici, le bilan de masse optimal est le bilan de masse calculé en utilisant les paramètres optimaux. Les tests de sensibilité sont le résultat des calculs de bilan de masse en utilisant des valeurs différentes de ces paramètres optimaux. Pour chaque test, la valeur du paramètre modifié est donnée à gauche de la valeur du rapport entre modélisation optimale et modélisation du test de sensibilité.	67
Tableau 4.9. Variation temporelle des taux de précipitations entre les données NCEP1 et Izobamba.	80
Tableau 5.1. Comparaison entre flux de chaleur (en $W m^{-2}$) en surface et fonte (mm éq.e) de surface et de sub-surface données dans le Tableau 2 de la publication [Gurgiser et al., 2013a] et le Tableau 3 de la publication de Gurgiser et al. [2013b].....	94
Tableau 5.2. Flux d'énergie moyens annuels (en $W m^{-2}$), Température de surface modélisée ($^{\circ}C$) et précipitation totale (calibrée, en mm) pour la période 2002-03.....	104
Tableau 5.3. Valeurs des paramètres optimisés de la routine d'albédo comparées à celles provenant de publications de Sicart et al. [2011] en Bolivie Oerlemans et Knap. [1998] pour les Alpes.	114
Tableau 5.4. Valeur moyenne de l'indice Niño 3-4 et de ses anomalies, comparées aux valeurs de bilan de masse spécifiques annuels (en $m \text{ éq.e.a}^{-1}$), et aux valeurs des forçages météorologiques entre 2002 et 2008.....	120
Tableau 5.5. Variabilité du bilan d'énergie. Tous les flux sont exprimés en $W m^{-2}$	122
Tableau 5.6. Bilans de masse spécifique du glacier 15a modélisé et mesuré pour les années 2002-03, 2005, 2006, 2007 et 2008.....	132
Tableau 5.7. Résultats préliminaires de la position de la ELA et du front glacier 15a à l'aide du modèle couplé entre énergie et dynamique.	137

Liste de figures

Figure 1.1. Distribution mondiale des glaciers. Glacier contours ont été prises à partir de l'Inventaire Randolph Glacier (http://glims.org/RGI/). La carte a été faite l'aide d'ArcGIS (10,0).	5
Figure 2.1. Carte de l'Equateur avec les principaux glaciers (triangle noir, Antisana) et la topographie des Andes équatoriennes.	10
Figure 2.2. Evolution des conditions météorologiques moyennes mensuelles entre 1998 et 2003 sur le bassin versant du glacier 15a. Ici, sont représentées a) la température mesurée à 4900 m d'altitude, b) la précipitation mesurée entre 4500 et 4900 d'altitude et c) la vitesse du vent mesuré à 4900 m d'altitude. La période délimitée en bleu clair correspond au minimum de température, et aux maxima de précipitation et de vitesse du vent.....	12
Figure 2.3. Carte avec l'instrumentation des glaciers 1. Le détail des noms des stations et leurs coordonnées géographiques sont présentés dans le tableau 2.1. La station AWS _{G3} n'est pas indiquée sur la figure. L'image de fond est une ortho-photographie du volcan Antisana en 2010 par l'Institut Géographique Militaire de l'Equateur: http://www.geoportalmg.gob.ec/portal/index.php/catalogo-de-datos/). Les coordonnées sont données en projection UTM 17, selon le système de coordonnées WGS84.	13
Figure 2.4. Position géographique des glaciers étudiés et localisation des sites de carottage profond réalisés par l'unité de Recherche LMI-Great Ice de l'IRD.	15
Figure 2.5. Balise d'ablation installée sur le glacier 12 de l'Antisana.	18
Figure 3.1. a) Schéma d'un glacier indiquant l'emplacement de la zone d'accumulation, la zone d'ablation et de la ligne d'équilibre (ou ELA en anglais), ligne où accumulation et ablation se compensent sur une année donnée). Les lignes de courant sont également illustrées (modifié d'après Bennett & Glasser [2011]) et b) Schéma simplifié et idéalisé du bilan de masse en fonction de la localisation sur le glacier.	26
Figure 3.2. Illustration du bilan d'énergie selon le modèle proposé par Favier et al. [2011]. Les transferts énergétiques sont matérialisés par des flèches.	32
Figure 4.1. Schéma d'une boîte à fusion d'après Favier, [2004].	45
Figure 4.2. Comparaison entre les valeurs de températures cumulées positives sur la journée et la fonte mesurée dans les boîte de fusion et a) rayonnement de courtes longueur d'onde incident, b) rayonnement net de courtes longueurs d'ondes, c) rayonnement de grandes longueurs d'onde incident, d) flux turbulent de chaleur latente, e) flux turbulent de chaleur sensible, et f) flux turbulents de chaleur (LE + H). Les carrés bleus se réfèrent à la période 1 (période de vent) et des cercles rouges se réfèrent à la période 2 (période « sans vent »). Les droites de régression et les coefficients de corrélation sont effectuées à partir des données de la période 2 seulement.	56

Figure 4.3. Comparaison entre les taux de fonte mesurée dans des boîtes de fusion et la moyenne journalière de l'albédo (mesuré à l'AWSG1) pour la neige (vert), la glace propre (rouge) et la glace sale (bleu). Les cercles représentent les données de la période 1 (période de vent fort) et les carrés celles de la période 2. Les lignes noires horizontales en pointillés sont les seuils optimisés entre la neige et la glace propre et sale. La ligne pointillée grise est le seuil d'albédo original entre les surfaces de glace sale et propre évalués à partir des observations de terrain. La couleur utilisée pour les courbes est la même que celle utilisée pour les cercles.58

Figure 4.4. Comparaison entre les taux de fonte journalière dans des boîtes à fusion et (a) les valeurs moyennes journalières de température(T); (b) les valeurs de température positive horaire cumulée (T+) sur la journée (obtenues en additionnant toutes les valeurs positives demi-horaires, puis en divisant le résultat par 48 (48 valeurs demi-horaires par jour) ; et (c) les valeurs de fonte (ΔQ) obtenues à partir du BES. Les points représentent les valeurs de la neige (vert), de la glace propre (rouge) et de la glace sale (bleu). Les cercles se réfèrent à la période 1 (période de vent fort) et les carrés de la période 2 (période sans vent). Les couleurs des droites de régression et des coefficients sont les mêmes que celles utilisées pour les points.61

Figure 4.5. a) Comparaison entre les taux journaliers de fonte calculés avec le modèle BES (noir) et avec le modèle PDD. La courbe bleue [rouge] montre les résultats obtenus en utilisant notre estimation initiale [optimisée] de l'albédo seuil, entre glace sale et propre (0,35) [0,45] et entre la glace et la neige propre (0,6) [0,6]. La fonte est calculée en supposant qu'elle commence lorsque la température journalière dépasse la valeur $T_{seuil} = -2.0 \text{ } ^\circ \text{C}$. La figure b) est identique à la figure (a) mais pour l'année 2005. Les couleurs des coefficients de corrélation correspondent à celles des courbes. La ligne horizontale noire épaisse se réfère aux périodes marquées par une moyenne mobile sur 7 jours de la vitesse du vent supérieure à 4 m s^{-1} 65

Figure 4.6. Variations du bilan de masse en fonction de l'élévation pour chaque année entre 2000 et 2008. L'année d'étude est indiquée dans le coin supérieur gauche de chaque panneau. La courbe rouge représente le bilan de masse mesuré (et interpole linéairement entre la droite gris et la droite noire); la courbe bleu clair et sombre représentent le bilan de masse modélisé avec $F_{clean_ice} = 6,5 \text{ mm } \text{éq.e K}^{-1} \text{ j}^{-1}$ et $F_{ice} = 9,8 \text{ mm } \text{éq.e K}^{-1} \text{ j}^{-1}$ respectivement. Les lignes pointillées horizontales représentent l'élévation du point le plus bas où l'accumulation a été mesurée (en noir) et l'altitude de la balise d'ablation la plus haute (en gris) mesurée au cours de l'année correspondante.69

Figure 4.7. Albédo journalier (panneau supérieur) à 4900 m d'altitude en surface du glacier 15a (de 1999 à 2005 et en 2008, en bleu) et à 4900 m d'altitude sur le glacier 12 (2006, vert). La ligne rouge montre le nombre de jours avec des valeurs d'albédo inférieur à 0,3 (panneau inférieur).71

Figure 4.8. Comparaison entre le bilan de masse annuel calculé et mesuré à l'échelle du glacier 15a de l'Antisana. a) les données modélisées sont forcées par les données de température et de précipitation du bassin versant du glacier Antisana 15. Les cercles rouges indiquent les résultats en utilisant le PDD pour la glace propre uniquement, et les points bleus les résultats lors de la combinaison de valeurs de Fice (pour 2002 et 2003) et de Fclean_ice (pour toutes les autres années), b) idem à (a) mais en rajoutant 20% de précipitations aux valeurs du P4. Les cercles verts indiquent les résultats lors de la combinaison de Fclean_ice et de Fice pour 2002, mais en supprimant l'année.....72

Figure 4.9. Comparaison entre l'élévation des lignes de neige transitoires observées (bleu) et données par le modèle (noir) a) à l'échelle de temps de 15 jours (en moyenne de 15 jours) sur la période 2004-2008, et b) au pas de temps journalier au cours de la période allant de 2007 -2008.....75

Figure 4.10. Comparaison entre le bilan de masse annuel calculé et mesuré à l'échelle du glacier 15a de l'Antisana entre 2000-2008. Les données modélisées sont contraintes par des données (température et précipitation) mesures dans et dehors du bassin versant du glacier Antisana 15. Les points bleus les résultats lors de la combinaison de la Fclean_ice ou Fice (pour 2002 et 2003). Les cercles rouges indiquent les résultats en utilisant la température d'Izobamba avec la précipitation du glacier Antisana 15 et avec la précipitation de réanalyses NCEP1 (carrés verts). Les couleurs des coefficients de corrélation correspondent à celles des figures. La ligne 1:1 est indiquée en traité continue noire.82

Figure 4.11. a) Variations temporelles de la température de l'air moyenne annuelle à Quito (noir) et résultats des réanalyses (grille 77° W; 0,2° S) pour le niveau 700 hPa (rouge). Pour une comparaison plus facile, la température à Quito a été décalée de - 13,3°C. Les droites de régression pour la période 1958-1976 avec leurs couleurs correspondant à leurs ensembles de données respectifs sont également représentées. b) Variations temporelles de la ELA modélisée en utilisant les précipitations d'Izobamba de 1964 à 2008 (en bleu) et les précipitations corrigées réanalysées (rouge) avant 1964 ; les précipitations ont été corrigées en fonction de deux ratios possibles (1 et 1.1) (voir section 4.2.2) pour les ajuster aux données d'Izobamba. La largeur de la courbe rouge englobée les deux scénarios. La modélisation PDD été réalisée en utilisant la température de réanalyses.....84

Figure 5.1. Comparaison entre fonte cumulée à partir de l'approche de Favier et al., [2004a], ligne noire et à partir de celle de Favier et al. [2011] ligne bleu. Le coefficient de corrélation est calculé entre les valeurs journalières de fonte provenant des deux méthodes.105

Figure 5.2. Valeurs de bilan de masse liée au calage de a_{ice} et a_{snow} , de la masse volumique de la neige, et du facteur de correction des précipitations du P4. Les courbes en noir correspondent au niveau de la surface de glace pour l'ensemble des 200 simulations effectuées, les courbes grises correspondent à la surface de la neige, la courbe rouge correspond à la courbe idéale. Les points rouges correspondent aux mesures, les tirets permettant de représenter l'incertitude de mesure des balises.107

- Figure 5.3. Valeurs de bilan de masse de surface observées (cercles) et calculées dans le cadre de l'optimisation de l'albédo (courbe grise, les valeurs du coefficient obtenues avec les valeurs d'albédo $E_{albedo} = 0.50$, avec le bilan de masse $EMB = 0.32$) et de l'optimisation du bilan de masse (courbe noire, $E_{albedo} = 0.45$ et $EMB = 0.79$). Les barres au-dessus et en dessous des cercles représentent l'erreur de mesure des balises.110
- Figure 5.4. Calibration optimale de l'albédo en se basant sur les valeurs du coefficient de Nash calculé à partir des valeurs mensuelles de bilan de masse (E_{albedo}). La courbe bleue présente les mesures, la courbe rouge présente la simulation optimale de l'albédo.111
- Figure 5.5. Calibration optimale de l'albédo en se basant sur les valeurs du coefficient de Nash calculé à partir des valeurs journalières d'albédo (E_{albedo}). La courbe bleue présente les mesures, la courbe rouge présente la simulation optimale de l'albédo.112
- Figure 5.6. Valeurs de bilan de masse de surface observées (cercles) et calculées dans le cadre de l'optimisation à l'aide du troisième estimateur. La courbe en noir représente la simulation optimale. Les barres au-dessus et en-dessous des cercles représentent l'erreur de mesure des balises.113
- Figure 5.7. Valeurs de bilan de masse de surface observées (cercles) et calculées (ligne gris) en considérant l'incertitude des capteurs de mesure. Dans ce cadre, les valeurs mesurées sont entachées d'une erreur aléatoire suivant une loi normale, avec un écart type équivalent à l'incertitude fournie par le fabricant. La courbe pointillée noire représente la simulation optimale. Les barres au-dessus et en-dessous des cercles représentent l'incertitude de mesure des balises.116
- Figure 5.8. Valeurs de bilan de masse de surface observées (cercles) et calculées (trait continu noir) entre 2005 et 2008. Les barres au-dessus et en-dessous des cercles représentent l'erreur de mesure des balises.117
- Figure 5.9. Comparaison entre valeurs de bilan de masse mensuel mesurés et modélisés en fonction de l'altitude pour la période mars 2002 - août 2003, pour les altitudes 4850 m (figure a), 4900 m (figure b), 4950 m (figure c), 5000 m (figure d). Les valeurs des coefficients de corrélation entre mesure et modèle sont indiquées sur chaque graphique. La ligne 1:1 est représentée en gris (trait continu).128
- Figure 5.10. Evolution du bilan de masse avec l'altitude en fonction des années. Pour l'année 2005, les bilans ont été calculés à partir des données d'entrée issues de la station AWSG1 (figure c, courbe verte) et de la station AWS_{M1} (figure b, courbe rouge). En 2002, les forçages sont issus de la station AWSG1, après 2005, ils sont issus de la station AWS_{M1}. Les traits en bleu correspondent aux bilans de masse mesurés.130
- Figure 5.11. Comparaison entre le bilan de masse spécifique mesuré et modélisé pour les années 2002, 2005, 2006, 2007 et 2008. La ligne 1:1 est continue et gris.132

Figure 5.12. Evolution des flux d'énergie avec l'altitude en fonction des années. La correspondance entre couleur des courbes et flux représenté est visible dans la figure a) (année 2002). Pour l'année 2005, les flux ont été calculés à partir des données d'entrée issues de la station AWS_{G2} (figure b) et de la station AWS_{M1} (figure c). En 2002, les forçages sont issus de la station AWS_{G1} , après 2005, ils sont issus de la station AWS_{M1}134

Figure 5.13. Résultat du couplage entre bilan d'énergie et dynamique glaciaire sur l'ensemble du massif Antisana dans les conditions météorologiques de la période 2002-2003. Le socle rocheux est visualisé en marron, la glace est représentée en bleu.137

Annexes

Article corrigé après une première soumission (2014) et resoumis ensuite (2015).

Mass balance modeling in the inner tropics using a positive degree-day approach

L. Maisincho^{1,2}, V. Favier³, P. Wagnon^{2,4}, V. Jomelli⁵, R. Basantes Serrano^{2,3}, B. Francou², M. Villacis⁶, A. Rabatel³, M. Ménégoz⁷, L. Mourre², B. Cáceres¹

[1] INAMHI, Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología, Iñaquito N36-14 y Corea, Quito, Ecuador.

[2] IRD/Univ. Grenoble Alpes/CNRS/INPG, Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE), UMR5564, Grenoble 38041, France.

[3] Univ. Grenoble Alpes, CNRS LGGE (UMR5183), F-38000 Grenoble, France.

[4] ICIMOD, GPO Box 3226, Kathmandu, Nepal

[5] LGP, Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne-CNRS, 92195 Meudon, France.

[6] EPN, Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253, Quito, Ecuador.

[7] Institut Català de Ciències del Clima (IC3), Doctor Trueta, 203 3a planta 08005 Barcelona (Spain)

Correspondance to: Luis Maisincho, LGGE, 54 rue Molière, BP 96, 38402 Saint Martin d' Hères, France, lmaisincho@inamhi.gob.ec

Abstract

We present a basic ablation model combining a positive degree-day approach to calculate melting and a simple equation based on wind speed to compute sublimation. The model was calibrated at point scale (4,900 m a.s.l.) on Antizana Glacier 15 (0.28 km²; 0°28'S, 78°09'W) with data from March 2002 to August 2003 and validated with data from January to November 2005. Cross validation was performed by interchanging the calibration and validation periods. Optimization of the model based on the calculated surface energy balance allowed degree-day factors to be retrieved for snow and ice, and suggests that melting started when daily air temperature was still below 0 °C, because incoming shortwave radiation was intense around noon and resulted in positive temperatures for a few hours a day. The model was then distributed over the glacier and applied to the 2000-2008 period using meteorological inputs measured on the glacier foreland to assess to what extent this approach is suitable for quantifying glacier surface mass balance in Ecuador. Results showed that a model based on temperature, wind speed, and precipitation is able to reproduce a large part of surface mass-balance variability of Antizana Glacier even though the melting factors for snow and ice may vary with time. The model performed well because temperatures were significantly correlated with albedo and net shortwave radiation. Because this relationship disappeared when strong winds result in mixed air in the surface boundary layer, this model should not be extrapolated to other tropical regions where sublimation increases during a pronounced dry season or where glaciers are located above the mean freezing level.

Keywords: Degree-day, melting, surface mass balance, inner tropics, Antizana.

1 Introduction

Glaciers in Ecuador respond rapidly to climate change, particularly to variations in temperature. The comparison of glacier extents using photogrammetric information available since 1956 (Francou *et al.*, 2000) with local variations in temperature suggests that local warming of the atmosphere (about 0.2 °C/decade (Vuille *et al.*, 2000)) has played an important role in glacier retreat since the 1950s (Francou *et al.*, 2000), with direct consequences for the local water supply to Quito (e.g., Favier *et al.*, 2008; Villacis, 2008). The expected warming in the high-elevation Andes over the 21st century (between 4 °C and 5 °C) (Bradley *et al.*, 2006; Vuille *et al.*, 2008; Urrutia and Vuille, 2009), which is more than estimated warming since the early Holocene (Jomelli *et al.*, 2011), could thus have dramatic consequences for glacial retreat in Ecuador. Understanding and producing long-term models of glacial retreat under local warming is thus crucial.

Surface mass balance models for the tropics using minimum inputs (Kaser, 2001; Juen *et al.*, 2007) have already been built and applied in the outer tropics but never specifically in the Ecuadorian Andes. To date, only one attempt has been made to link the various energy fluxes to two input variables, monthly precipitation and temperature (Juen *et al.*, 2007). Using a similar approach in the inner tropics makes sense because solid precipitation and temperature changes have already been demonstrated to play an important role in the interannual variability of ablation (Francou *et al.*, 2004). Even though the interest of the positive degree day (PDD) model is quite controversial in the tropics, where temperature is generally assumed to have no link with the main local ablation processes (Sicart *et al.*, 2008), a comprehensive test of such a model has still not been performed in the inner tropics and is timely. Indeed, in the Ecuadorian Andes, air temperature is known to be

the main variable involved in glacier mass balance as it controls the 0 °C level, which oscillates continuously within the ablation zone (Kaser, 2001; Favier *et al.*, 2004a&b, Francou *et al.*, 2004; Rabatel *et al.*, 2013). Thus, slight changes in temperature directly modify the ablation processes at the glacier surface due to the precipitation phase and its impact on surface albedo (e.g., Francou *et al.*, 2004; Favier *et al.*, 2004a). As a consequence, during El Niño/La Niña events, atmospheric warming/cooling, or more precisely the rise/drop in the 0 °C level, has major consequences for the precipitation phase over the glacier, leading to high/low melting rates (e.g., Francou *et al.*, 2004; Favier *et al.*, 2004b).

In this study, we developed a basic model based on variations in temperature, precipitation, and wind speed to study the glacier surface mass balance on Antizana Glacier 15 (0.28 km²; 0°28'S, 78°09'W). Melting was assessed using a typical positive degree day approach (e.g., Braithwaite, 1995; Hock, 2003), whereas sublimation was calculated using only daily wind speeds. The model was calibrated and tested on data from Antizana Glacier 15 (see GLACIOCLIM observatory: <http://www-igge.ujf-grenoble.fr/ServiceObs/>) to judge whether such a simple approach can reasonably quantify local glacier mass balance and the transient snowline elevation in Ecuador. The paper is organized as follows: in section 2, we describe the regional climatic conditions; in section 3 we describe the input and validation data. In section 4 we describe the model. In section 5 we explain how the model was calibrated using surface energy balance measurements. In section 6, we describe how the model was validated with various datasets from Antizana Glacier 15, and use model sensitivity to assess model uncertainty. In section 7, we discuss our results and examine when and how the PDD model can be used in Ecuador. In section 8, we present our conclusions.

2 Study site, climatic setting and associated glaciological processes

Antizana stratovolcano is one of the main ice covered summits in the Cordillera Oriental of Ecuador (Figure 1). The most recent glacier inventory performed in 2006 showed that glaciers extended over a total surface area of 12.2 km² (Cáceres *et al.*, 2010) distributed in 17 glacier tongues (Hastenrath, 1981). Glaciological and hydrological studies in the area began on Antizana Glacier 15 in 1994. The glacier is located on the north-western side of the volcano and is a reference site for long-term observations. The surface of the glacier presently extends from 5,760 m above sea level (a.s.l.) down to 4,850 m a.s.l.

The study area belongs to the inner tropics, which are characterized by very low temperature and moisture seasonality (e.g., Kaser and Osmaston, 2002). The low latitude location yields circadian temperature variations largely exceeding those of the daily mean temperature over one year. Between 2000 and 2008, the annual precipitation recorded at 4,550 m a.s.l. in the catchment of Antizana Glacier 15 ranged from 800 to 1,300 mm a⁻¹. Precipitation was significant every month; monthly variations produced two slight maxima in April and October, and slight minima in July-August and December (Favier *et al.*, 2004a). As a consequence of these peculiar climatic settings, accumulation and ablation occur simultaneously and continuously. The mean 0 °C level is generally close to 5,000 m a.s.l., i.e. within the ablation zone. However, this value is subject to year-to-year variability. On the other hand, during the period 2000-2008, wind velocity was subject to pronounced seasonal variations, with intense easterly winds generally occurring between June and October (hereafter referred to as Period 1). Period 2 refers to the period from November to May of the following year, which was associated with marked mass and energy losses through sublimation (Favier *et al.*, 2004a). For instance, between 2000 and 2008, the mean

wind speed was 6.1 m s^{-1} (standard deviation of daily values (STD) = 2.9 m s^{-1}) in Period 1 and 3.1 m s^{-1} (STD = 2.1 m s^{-1}) in Period 2.

Finally, most of the local climate variability since the 1970s has been closely linked to the El Niño–Southern Oscillation (ENSO) (Francou *et al.*, 2004; Vuille *et al.*, 2008). There is a three month delay in the local response of the atmosphere to the ENSO signal. Surface energy balance studies showed that these variations are closely linked with variations in albedo that mirror changes in the precipitation phase at the glacier surface due to variations in temperature.

3 Data

3.1 Basic model input data

3.1.1 Daily temperature and precipitation

In this paper, we used data recorded at five meteorological stations and two tipping bucket rain gauges (Table 1 and Figure 1). We were able to obtain a continuous homogeneous temperature dataset at daily time scale from the temperature sensor of the station (hereafter referred to as AWS_{G1}, 4,900 m a.s.l., see Table 1). We filled the data gaps (Table 2) by applying simple correlations between the daily temperature recorded at 4,900 m and at various neighboring stations when the stations were working simultaneously (r^2 always higher than 0.75, Table 3). The stations used to fill the gaps were in order of descending priority, first AWS_{M1} (installed on the lateral moraine of Glacier 15 at 4,900 m a.s.l.), second AWS_{G2} (installed on Glacier 15, at 5,000 m a.s.l.), when AWS_{M1} was not working, third AWS_{G3} (installed on a nearby glacier, Glacier 12 at 4,900 m a.s.l.) and finally

AWS_{M2} (installed off-glacier at 4,785 m a.s.l.). Figure 1 and Tables 1 and 2 show the location and provide additional information for each station and explain how the continuous dataset from 2000 to 2008 was obtained. For AWS_{M2} and AWS_{G2} data, corrections allowed us to account for the difference in elevation between the two stations and AWS_{G1}. The quality of the temperature data was checked during regular field visits conducted approximately every 10 days to detect any AWS malfunction (i.e. failure of artificial ventilation) and by comparing with data from the closest sensors. When data were considered to be suspicious (1.2% of a total of 3,288 days) they were not used in the present study.

Precipitation between 2000 and 2008 came from an automatic tipping bucket HOBO rain gauge referred to as P4 (Figure 1) located on the moorland (*páramo*) at 4,550 m a.s.l. Data from P4 were quality controlled and validated with monthly total precipitation measurements at 4,550 m a.s.l. in the field using a totalizer rain gauge. When daily precipitation was not available at P4 (6% of the total period), we used data from a similar rain gauge hereafter referred to as P2 (Figure 1), located at 4,875 m a.s.l. The determination coefficient of daily precipitation amounts between P2 and P4 was significant ($r^2 = 0.60$, $n = 2,378$ days, $p = 0.001$, between 2000 and 2008) even if snow precipitation occurred more frequently at P2 than at P4, and snow melt in the rain gauge was delayed from a few hours to maximum one day because the sensors were not artificially heated.

It is well known that precipitation measurements are subject to large systematic errors, especially when a large proportion of precipitation falls in the form of snow in a windy environment and undercatch prevails (e.g. Immerzeel et al., 2012). This is the case on Antizana Glacier 15. Consequently, based on a detailed analysis of measurements made with

a reference gauge suitable for measuring both solid and liquid precipitation (Geonor T-200b, equipped with a weighing device), [Wagnon et al. \(2009\)](#) recommended applying a correction factor of +51% to account for this undercatch. Given that P4 systematically collected 16.5% less precipitation than the Geonor rain gauge between 2005 and 2012 (data not shown), the correction factor to apply to P4 measurements was as high as +76% ($1.76 = 1.165 * 1.51$) Here, we applied this correction to the precipitation at P4 between 2000 and 2008, leading to a mean precipitation of 1,820 mm w.e. a⁻¹ at 4,550 m a.s.l. We assumed that precipitation did not vary with elevation due to the small size of the glacier (only 2 km long) ([Favier et al., 2008](#)). Nevertheless, we did test the impact of correcting precipitation on calculations of the glacier-wide climatic mass balance (Section 6.4).

3.1.2 Wind speed used to compute sublimation

Turbulent heat fluxes are known to be very sensitive to wind velocity ([Garratt, 1992](#)). Since on Antizana Glacier 15, the latent heat (LE) and wind speed are indeed closely correlated at a daily time scale ($r = -0.74$, $n = 530$, $p = 0.001$, see Supplementary Materials, Table S1), like in [Favier et al. \(2008\)](#), sublimation amounts for 2000-2008 were computed using surface wind speed recorded at the same stations as temperature (see Section 3.1). When wind speeds were not available (17% of a total of 3,288 days), we used daily wind speed at 600 hPa available from the NCEP-NCAR Reanalysis1 (NCEP1) dataset closest to Antizana volcano (77° W; 0.2° S) ([Kalnay et al., 1996](#)). A comparison with field data at 4,900 m a.s.l. showed that the reanalyzed wind speed presented a mean bias of 0.3 m s⁻¹, which we assumed to be negligible in our mass balance computation.

3.2 Data used for model calibration and validation

3.2.1 Data used for modeling the surface energy balance

The surface energy balance (SEB) was computed at 4,900 m a.s.l. for 530 days between March 14, 2002 and August 31, 2003. Continuous data were available at the AWS_{G1}, except between May 2 and May 6, 2002. The sensors installed on the AWS_{G1} and the available data are described in [Favier *et al.* \(2004a&b\)](#). A second data set was used to compute the surface mass balance from January 1, 2005 to November 30, 2005. Except for incoming long-wave radiation, which was available only at AWS_{M1}, all the meteorological variables came from AWS_{G1}. These results allowed us to calculate daily ablation, which was then used to train and validate the basic model. The basic model was first trained using data from the period March 2002 to August 2003 and validated using data from January to November 2005. Cross validation was then performed by interchanging the calibration and validation periods.

Finally, the albedo measurements collected at AWS_{G1} and AWS_{G3} were used to get information on surface state between 1999 and 2008 (Table 1&4). The albedo data used in 2006 were collected at 4,900 m a.s.l. on Antizana Glacier 12 located on the south-western flank of the volcano, 3 km from Antizana Glacier 15. The slope and the aspect of the two glaciers are similar and albedo was measured at the same elevation. The sensors used for radiation measurements on the latter AWS were the same as those installed on AWS_{G1}.

3.2.2 Glaciological data used for model validation

In this study we used the following data for model validation (Table 4):

- 1) Daily melting amounts for 43 days in 2002-2003 were obtained using “melting boxes”

similar to those described in [Wagnon *et al.* \(1999\)](#). The values used in this study are those of [Favier *et al.* \(2004a\)](#). Melting box accuracy is hard to assess, but the comparison of melting amounts from melting boxes and from surface energy balance data (see Section 5.2) suggests that measured melting is generally lower, likely because initial liquid water is retained by/between the small ice blocks due to capillarity. The uncertainty of daily melting measured by melting boxes cannot be assessed with accuracy but [Favier *et al.* \(2004a\)](#) observed a 30% difference between measured and computed melting, suggesting the error range is likely in this order of magnitude. Finally, based on the application of the surface energy balance model (Section 4.2), we estimated that melting occurring below 20 cm under the surface represented 1.6 % of total melt and was thus negligible.

- 2) The monthly mass balance and snow accumulation at 4,900 m a.s.l. from 2000 to 2008. These data allowed us to assess the thickness of the snow cover and the changes in the level of the surface due to ablation. Data from 2000 to 2003 were already used and described by [Francou *et al.* \(2004\)](#).
- 3) The annual Antizana Glacier 15 climatic mass-balance profiles (hereafter referred to as $b(z)$) obtained from field measurements and the ELA from 2000 to 2008 (available on the GLACIOCLIM and WGMS databases). All details regarding the glaciological measurements and methods are described in [Francou *et al.* \(2004\)](#).
- 4) The Antizana Glacier 15 glacier-wide climatic annual mass balances (B_a) from 2000 to 2008. Here we present data from [Basantes Serrano *et al.* \(2015\)](#), in which the glacier-wide annual mass balance of Antizana Glacier 15 computed using the glaciological method was recalculated using an updated delineation of the glacier and adjusted with

the geodetic method based on photogrammetric restitution of aerial photographs taken in 1997 and 2009. We also present the mass balance values obtained before the adjustment based on the geodetic method to discuss uncertainty in $b(z)$ measurements from [Francou *et al.* \(2004\)](#).

- 5) The annually updated hypsometry and glacier surface area of Antizana Glacier 15 computed by [Basantes Serrano *et al.*, \(2015\)](#). The glacier-wide mass balance calculated from the basic model accounted for this revised hypsometry and area.
- 6) Intermittent observations and terrestrial photographs (Table 4) of the glacier surface that were made to estimate the elevation of the transient snowline on the glacier during field trips between 2004 and 2008. The daily transient snowline elevation was estimated from photographs obtained with a low resolution automatic camera (Fujifilm FinePix 1400) installed on the frontal moraine at 4,785 m a.s.l. These photographs were taken from the location labelled “Photo” in Figure 1, and were georeferenced ([Corripio, 2004](#)). A total of 712 good quality daily photographs allowed us to almost continuously monitor the transient snowline elevation over time with an accuracy of ± 10 m.

4 Methods

4.1 Statistical test to assess model performance

To test model performance, we used the efficiency statistical test (E) proposed by Nash and Sutcliffe (1970):

$$E = 1 - (\text{RMSE}/s)^2 \quad (1)$$

where s is the standard deviation of the observations and RMSE is the root mean squared error of the simulated variable (perfect agreement for $E=1$). The correlation between

measurements and model was also analyzed. Except when the p value is mentioned, correlations are considered as significant if p is 0.001 or less.

4.2 Surface energy balance computation

At point scale (4,900 m a.s.l.), daily melting was calculated by applying the classical SEB approach described in [Favier et al \(2011\)](#), which includes subglacial processes (see Supplementary Materials for details) not originally accounted for in [Favier et al. \(2004a&b\)](#). Daily melting was quantified from March 14, 2003 to August 31, 2003 and from January 1, 2005 to November 31, 2005. Calculations were validated using melting amounts measured with the melting boxes (see Supplementary Materials, Figure S3c). Results in [Favier et al. \(2011\)](#) agree with measured melting amounts better than results in [Favier et al. \(2004a&b\)](#), with a correlation coefficient of $r = 0.91$ (instead of 0.86). The regression line is also closer to the 1:1 line (slope of 1.01 instead of 0.89). The heat storage below the surface is zero over one year, and the positive energy amount available at the surface (i.e. Q_{surface}) is used to melt the snow/ice at the surface or below. As a consequence, the mean annual computed melting rates only differed by 0.4% (see Supplementary Materials, Figure S2) from those given by [Favier et al. \(2004a&b\)](#), suggesting that heat conduction (G) into the ice/snow over one year can be disregarded. However, daily differences between the results of the present study and the calculations in [Favier et al. \(2004a&b\)](#) are significant (reaching 20 mm w.e d^{-1} with a standard deviation of 5 mm w.e. d^{-1}) because refreezing may occur in particular when sublimation is high (in Period 1) demonstrating that the use of a computation scheme including G and solar radiation penetration into the ice is necessary to study ablation processes at a daily timescale (e.g., [Mölg et al., 2008, 2009](#)).

4.3 The basic model

4.3.1 The positive degree-day model

The positive degree-day model enables calculation of daily snow or ice melt $m_j(z)$ (in mm w.e.) at a given elevation z (in m a.s.l.), and at time step j (in days) (Braithwaite, 1995; Hock, 2003):

$$m_j(z) = F (T_j(z_{\text{ref}}) + LR (z - z_{\text{ref}}) - T_{\text{threshold}}) \quad \text{if} \quad T_j(z_{\text{ref}}) + LR (z - z_{\text{ref}}) > T_{\text{threshold}} \quad (2),$$
$$m_j(z) = 0 \quad \text{if} \quad T_j(z_{\text{ref}}) + LR (z - z_{\text{ref}}) \leq T_{\text{threshold}} \quad (3),$$

where F is the degree-day factor (in mm w.e. °C⁻¹ d⁻¹), $T_j(z)$ (in °C) is the mean daily temperature, $z_{\text{ref}} = 4,900$ m a.s.l. and z (in m a.s.l.) is the reference elevation and the given elevation respectively, $T_{\text{threshold}}$ (in °C) is a threshold temperature above which melting begins, and LR is the lapse rate in the atmosphere (in °C m⁻¹, hereafter expressed in °C km⁻¹ for better readability). The PDD model generally assumes that $T_{\text{threshold}} = 0$ °C (van den Broeke *et al.*, 2010). However, during short periods in the daytime, melting may occur when daily mean is below 0 °C (e.g. Van den Broeke *et al.*, 2010). Here, we used $T_{\text{threshold}}$ as a calibration parameter of the model (See section 5.1).

The model can be run using different F values depending on the presence or absence of snow at the glacier surface at the previous time step, where $S_{j-1}(z)$ is the amount of snow in mm w.e. at the time step $j-1$:

$$F = F_{\text{snow}} \quad \text{if} \quad S_{j-1}(z) > 0 \quad (\text{in mm w.e. °C}^{-1} \text{ d}^{-1}) \quad (4).$$

$$F = F_{\text{ice}} \quad \text{if} \quad S_{j-1}(z) = 0 \quad (\text{in mm w.e. °C}^{-1} \text{ d}^{-1}) \quad (5).$$

Snow cover is the difference between ablation and snow accumulation at a given elevation z . In ablation computations, sublimation was assessed using a simple relationship based on the regression line between wind speed and sublimation (see Equation 7, Section 5.1.3) like in [Favier *et al.* \(2008\)](#). Solid precipitation is assumed if the air temperature is below a threshold ($T_{\text{snow/rain}} = 1 \text{ }^\circ\text{C}$ ([Wagnon *et al.*, 2009](#))), otherwise solid precipitation is zero. This threshold was obtained from field measurements and from direct observations of the precipitation phase in the Andes, which showed that, below this temperature, more than 70% of precipitation is solid (e.g., [L'Hôte *et al.*, 2005](#)). Temperature at a specific elevation z was computed assuming a constant lapse rate (LR) between the reference elevation z_{ref} , where meteorological data are available, and z . Half-hourly field temperature measurements performed in artificially ventilated shelters at three different elevations on Antizana Glacier 12 (3 km south of the Antizana Glacier 15) suggested a mean LR of $-8.5 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$ (standard deviation of $3.0 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$ on half hourly values, for 18,685 values) (data not shown). This vertical temperature gradient is steeper than the moist adiabatic gradient because Antizana Glacier 12 and Antizana Glacier 15 are located on the leeward side of the volcano, where there is a strong foehn effect whose consequence is to steepen LR (e.g., [Favier *et al.*, 2004a](#)). The LR values may present a seasonal cycle, which can strongly impact the modeled glacier-wide mass balance. Over one year (July 2012-July 2013), this gradient was steeper in July-August (around $-9.2 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$) when the wind was stronger than in the rest of the year ($-8.2 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$). We used $-8.5 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$ in the present paper, and a model sensitivity test against this parameter is presented in section 6 to quantify to what extent our results depend on LR seasonality.

The elevation of the transient snowline $z_{SL,j}$, i.e. the elevation above which daily snow accumulation was positive, was an output of the model and was then compared with field observations. Finally, the modeled ELA is the altitude at which the annual surface mass balance $b_j(z)$ is zero.

4.3.2 *Incorporating sublimation in the basic model*

In the tropics, sublimation is known to be an important ablation process (Winkler *et al.*, 2009) which is worth including in a basic model. The regression line between the daily wind speed and turbulent latent heat flux (see Supplementary Materials) provides the equation needed to compute daily sublimation:

$$\text{Sublimation} = LE*24*3600 / L_s = -5.73 u \quad (6)$$

where u is daily mean wind speed and L_s is latent heat of sublimation ($L_s = 2.834 \cdot 10^6$ J kg⁻¹).

Between March 2002 and August 2003, sublimation represented 3.7% of the total ablation at 4,900 m a.s.l. on Antizana Glacier 15 (Favier *et al.*, 2004a). This rate may increase with elevation as melting amounts decrease and wind speed increases. However, because sublimation decreases with a drop in air temperature (e.g., Bergeron *et al.*, 2006), sublimation is still limited at high elevations due to colder temperatures. Moreover, the

frequent presence of lenticular clouds on the summit of Antizana Glacier 15 suggests that water condensation or re-sublimation takes place at the summit (as confirmed by frequent frost deposition) and sublimation at the glacier snout likely results from the notable effect of the foehn (Favier *et al.*, 2004a). The sublimation gradient is thus unclear. Because the mean sublimation at 4,900 m a.s.l. was of the same magnitude ($-300 \text{ mm w.e. a}^{-1}$) as the mean 2000-2008 glacier-wide mass balance ($-240 \text{ mm w.e. a}^{-1}$), assuming that sublimation is constant or decreases rapidly with elevation has major consequences for the final modeled glacier-wide mass balance. Since the gradient of sublimation as a function of altitude is not yet available from SEB modelling, we developed rough hypotheses for its distribution with elevation. In this study, the sublimation gradient was assumed to be equal to 0 (constant sublimation), but a sensitivity test was performed (Section 6.4) using a linear decrease until zero was reached at the summit where frost may result in insignificant sublimation.

5 Model calibration and validation at point scale

5.1 Calibration over the 2002-2003 period

When running the model at point scale (4,900 m a.s.l., i.e. the elevation of the input data), LR can be discarded and only three parameters F_{snow} , F_{ice} and $T_{\text{threshold}}$ need to be calibrated. The basic model was trained over 2002-2003 period using ablation computed from the SEB approach (hereafter referred to as ‘SEB ablation’). We distinguished days with snow at the surface from days without (bare ice) using a separation according to a threshold ($a_{\text{threshold}}$) applied on measured surface albedo. Optimization of this threshold allowed us to calibrate the F_{snow} value only in the presence of snow cover and F_{ice} only in

the case of bare ice. This value is not a parameter of the PDD model, since it is not used when the model computes the surface state (snow or ice).

We then multiplied the mean daily temperature by the corresponding F value and added the daily sublimation computed with Equation (7). The resulting ablation is hereafter referred to as ‘T/ablation’.

Model calibration was performed using a Monte-Carlo approach based on 1,000,000 simulations to obtain the best calibration parameters, i.e. the degree-day factors (F_{ice} and F_{snow}), the threshold temperature ($T_{threshold}$) in equation (2) and the albedo threshold ($a_{threshold}$). The basic model was optimized at a daily time scale and the best score ($r = 0.84$; $RMSE = 6.0$ mm w.e. d^{-1} , $E = 0.70$) was obtained for $F_{snow} = 2.9$ mm w.e. $^{\circ}C^{-1} d^{-1}$, $F_{ice} = 6.33$ mm w.e. $^{\circ}C^{-1} d^{-1}$, $T_{threshold} = -3.88^{\circ}C$ and $a_{threshold} = 0.52$. The latter threshold is consistent with field observations (Figure 2).

Logically, the cumulative ablation obtained with the basic model (11.4 m w.e) is similar to the value given by the full energy balance model (11.4 m w.e.) and the melting obtained with the PDD model was indeed highly correlated with that derived from the SEB equation. More instructively, the annual ablation cycle was accurately reproduced (Figure 3a) with reduced ablation during windy periods and increased ablation when the wind speed is low. As a consequence, assuming that the respective degree day factors and temperature threshold were accurately calibrated, the model was able to correctly reproduce the seasonal variability of ablation, and to correctly distinguish between snow and ice surfaces.

5.2 Validation using the year 2005

To validate the model, we applied it to the year 2005 period using parameters optimized over the 2002-2003 period (Figure 3b). Even though the cumulative ablation obtained with the PDD model (6.7 m w.e from January 1 to November 30 2005) was slightly overestimated compared with that from the full energy balance model (5.8 m w.e.), the scores ($r = 0.83$, $n = 334$, $p = 0.001$, $RMSE = 6.1 \text{ mm w.e. d}^{-1}$, $E=0.62$) were acceptable, which gave us confidence in the ability of the model to reproduce melting and ablation.

5.3 Cross validation of the model

To assess the impact of the choice of the calibration period on the accuracy of model parameters and in turn, on model results, the periods 2002-03 and 2005 were interchanged and used as validation and calibration periods, respectively. This time, the best scores ($r = 0.85$; $RMSE = 5.2 \text{ mm w.e d}^{-1}$, $E = 0.72$) was obtained for $F_{\text{snow}} = 3.10 \text{ mm w.e. } ^{\circ}\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$, $F_{\text{ice}} = 7.31 \text{ mm w.e. } ^{\circ}\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$, $T_{\text{threshold}} = -2.76^{\circ}\text{C}$ and $a_{\text{threshold}} = 0.56$, which is not very different from the original parameters. This time, the cumulative ablation obtained for the validation period with the PDD model (9.9 m w.e from March 14, 2002 to 31 August 31, 2003) was slightly underestimated compared with that from the full energy balance model (11.4 m w.e.). Nevertheless, the scores ($r = 0.82$, $n = 334$, $p = 0.001$, $RMSE = 6.8 \text{ mm w.e. d}^{-1}$, $E=0.61$) remained acceptable which confirmed our confidence in the model. .

5.4 Validation with ablation stakes

An in-depth analysis of the model was performed at 4,900 m a.s.l. The model was run using the mean daily temperature and wind speed recorded from 2000 to 2008 at 4,900

m a.s.l. The separation between snow and ice was not based on albedo values, but directly from the computed presence of snow at the surface. The results were consequently independent of $a_{\text{threshold}}$. Surface ablation was computed using the calibration described in section 5.1 between March 2002 and August 2003, whereas the calibration described in Section 5.3 was preferred in 2005. For the other years, the calibrated parameters in 2002-03 and 2005 were averaged ($F_{\text{snow}} = 3.00 \text{ mm w.e. } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$, $F_{\text{ice}} = 6.82 \text{ mm w.e. } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$, $T_{\text{threshold}} = -3.32^\circ\text{C}$).

The results showed that the model accurately reproduced the cumulative glacier mass balance at 4,900 m a.s.l. (Figure 4). In particular, the moderate ablation from 2000-2001 and 2008 was clearly reproduced. This suggests that the model accurately distinguished the surface states and accurately computed accumulation and ablation. Finally, using the mean calibration described in the previous paragraph, we observed that the model worked perfectly for the period 2000-2008.

5.5 Validation of mean coefficients with melting boxes

The model was applied using the set of mean parameters described in section 5.4, and the resulting daily melting values were compared with the melting amounts collected by the melting boxes over a period of 43 days. The surface states used to calculate melting were those identified in field observations. The correlation between modeled and measured daily melting was significant ($r = 0.75$; $n = 43$; $p = 0.001$), but the mean modeled melting rate was higher ($23 \text{ mm w.e. } \text{d}^{-1}$) than observations ($15 \text{ mm w.e. } \text{d}^{-1}$). This discrepancy is likely explained by the water retained in the melting boxes that leads to underestimation of the

actual melting amounts. Indeed, the mean melting rate computed from the SEB approach (20 mm w.e. d⁻¹) was closer to the results of the PDD model.

5.6 Final validation and model parameterization used in this study

The calibrated parameters in 2002-03 and 2005 were averaged ($F_{\text{snow}} = 3.00$ mm w.e. °C⁻¹ d⁻¹, $F_{\text{ice}} = 6.82$ mm w.e. °C⁻¹ d⁻¹, $T_{\text{threshold}} = -3.32$ °C). Averaging albedo threshold values ($a_{\text{threshold}} = 0.54$), also allowed us to assess the uncertainty of the model compared to the surface energy balance model in 2002-03 and 2005. We observed that the model keeps a good scores while using these averaged parameters (Table 5). The cumulative ablation obtained with the basic model was slightly underestimated for the period 2002-2003 (10.8 m w.e.) and slightly overestimated for 2005 (6.3 m w.e), but logically, the biases were then reduced for both periods.

In the following sections, we describe how the model was applied using this final set of averaged parameters, and how model uncertainty was tested using the parameters obtained by each calibration separately.

6 Model validation at glacier scale

The model was applied at 25 m intervals in the elevation range using the mean daily temperature and wind speed recorded from 2000 to 2008 at 4,900 m a.s.l. To assess the accuracy of the model and review its parameterizations, a sensitivity test of the computed surface mass balance was performed on the main model parameters (Table 6): the temperature threshold, the degree-day factors for ice and snow, and the temperature lapse rate (LR). We tested the uncertainty of the optimal degree-day factors and $T_{\text{threshold}}$ linked to

the choice of $a_{\text{threshold}}$. The assumptions concerning sublimation and precipitation distributions with elevation were also tested.

6.1 Modeling the distributed surface mass balance over the period 2000-2008

We checked whether our basic model was able to properly reproduce 1) the temporal and 2) spatial variability of the surface mass balance of Antizana Glacier 15. The model was run using mean daily temperature, wind speed, and precipitation recorded at 4,900 m a.s.l. on the glacier from 2000 to 2008, using the parameter set described in section 5.4. We assumed that sublimation was constant with elevation. The resulting mass balances were compared with the measurements of the surface mass balance (b_a) made on the glacier.

Overall, simulated and measured vertical mass balance $b(z)$ agreed fairly well in the ablation zone (Figure 5), even though in 2002-2003, the mass balance gradient with elevation was too steep. However, in the upper part of the glacier, the point mass balance was incorrectly modeled. The biggest $b(z)$ discrepancy was also observed between 5,000 and 5,300 m a.s.l. (Figure 5).

Compared with the other years, the performance of the model was rather weak in 2002-2003. One peculiarity of this specific hydrological year was that the albedo was particularly low over both snow covered surfaces and bare ice (Figure 6). This suggests that the snow and ice were frequently dirty. Indeed, albedo measurements made in the ablation zone of Antizana Glaciers 15 and Glacier 12 between 2000 and 2008 were often below 0.3 for the ice and rarely above 0.56 for snow (Figure 6). We consequently decided to re-run the model using the parameters described in section 5.1 for 2002-03. The performance of the

model was improved in the ablation zone suggesting that the parameters described in section 5.1 are suitable for years with dirty ice (i.e. 2002 and 2003) but are likely too high for years when the ice is cleaner.

We also compared our modeled glacier-wide climatic mass balance with mass balance estimates in [Basantes Serrano *et al.* \(2015\)](#) (Figure 7). Results were in good agreement with Basantes Serrano's estimates, and even better ($r^2 = 0.92$, $p = 0.001$, $RMSE = 0.24$ m w.e. a^{-1}) when we used the optimized parameters obtained in section 5.1 for the year 2002-2003. In this case, the mean modeled mass balance between 2000 and 2008 (-0.35 m w.e. a^{-1}) was slightly more negative than the mean observed geodetic mass balance (-0.12 m w.e. a^{-1}) for 2000-2008 (Figure 7a). However, when we only used the parameters given in section 5.4, the mean modeled mass balance between 2000 and 2008 (-0.23 m w.e. a^{-1}) was closer to field observations.

6.2 Modeling the transient snowline and ELA variations

To further validate the model, we compared the modeled vs. measured annual ELA, and the modeled vs. measured transient snowline at a daily time step. The modeled and measured transient snowline elevations were averaged over 15 days to reduce the impact of precipitation uncertainty on model results and to improve the readability of the figure. Indeed, because the tipping bucket rain gauges are not artificially heated, the snow can accumulate inside the funnel and only melt several hours or even a day after the precipitation occurred. This can lead to some shifts in the modeled daily transient snowline time series.

The modeled snowline was in good agreement with the observed measured transient snowline ($r = 0.62$, $n = 96$, $p = 0.001$ for 15-day periods between 2004 and 2008 and $r = 0.64$, $n = 712$, $p = 0.001$, based on daily values in 2007-2008) demonstrating that the model was able to reproduce the altitudinal distribution of accumulation and ablation at a short time scale (Figure 8a&b). The difference between the modeled and the measured transient snowline was small (32 m (standard deviation STD = 53 m) for 15-day average snowlines and 17 m (STD = 67 m) for the daily snowlines (712 observations)). The modeled annual ELA also matched the measured ELA well ($r^2 = 0.79$, $n = 9$ years, $p = 0.003$, RMSE = 18 m), as a direct consequence of the good agreement between the modeled and the observed transient snowlines.

6.3 Model sensitivity

A sensitivity test was performed on every model parameter (F_{ice} , F_{snow} , $T_{threshold}$ and LR), on the gradient of sublimation as a function of altitude as well as of precipitation amounts (Table 6). We also tested the way the degree-day factor and threshold temperature were impacted by the choice of $a_{threshold}$ (Table 5), showing that the model parameters described in Sections 5.1 and 5.2 were close to those obtained with the best calibration of $a_{threshold}$ for both 2002-2003 and 2005. This suggests that calibration is not very sensitive to $a_{threshold}$. As is always the case with PDD models (e.g. [Azam et al., 2014](#)), the results are very sensitive to LR , degree-day factors, and temperature threshold. These parameters are actually inter-dependent and different parameter sets could thus provide similar results. The results are also very sensitive to the amount and distribution of precipitation over the glacier area. This analysis showed that without applying a +76% correction for precipitation, as

suggested by [Wagnon et al. \(2009\)](#), the agreement between simulated and measured mass balance would have been much less good. In conclusion, this basic PDD model is able to properly simulate the mass change and the melting of Antizana Glacier 15 provided that it is thoroughly calibrated using a substantial dataset, which is a prerequisite for such modeling. This study suggests that in-situ measurements tend to underestimate precipitation amounts (strong undercatch of snow, especially when the weather is windy), and a significant correction is needed to assess real precipitation.

7 Discussion and conclusion

7.1 On the existing relationship between T and energy fluxes

To understand which physical processes are responsible for the good performance of this PDD model, we compared the PDD melting amounts (hereafter referred to as T/melting) with the different energy fluxes recorded at AWS_{Gl}. A significant correlation was found between the T/melting and the net shortwave radiation S ($r = 0.71$, $n = 530$ days, $p = 0.001$). A moving correlation coefficient (r) between S and the T /melting over 30 days revealed variations over the annual cycle but the coefficient was generally 0.8 when temperatures underwent significant variations over a period of one month (data not shown). However, the correlation decreased when there were no variations in temperature over a longer period.

An in-depth analysis of correlations between daily energy fluxes and temperature (see Supplementary Materials) revealed moderate but significant (at $p=0.001$) correlations between air temperature, S or albedo, and $S\downarrow$ but only during periods with low speed winds. Since melting amounts during those periods (Period 2 and Period 1 with $u < 4 \text{ m s}^{-1}$)

represented more than 73% of the total melting amounts over the study period (i.e. 11.4 m w.e. between March 14, 2002 and August 31, 2003), the relationship between T and S likely largely explains the link between ablation and T .

The constant temperate conditions are always close to melting, and any slight increase in the incoming energy will enhance melting. As a consequence, any small change in T may have important consequences for precipitation phase, albedo, S and finally for melting. However, the relationship with S_{\downarrow} only exists when the wind speed is low. Consequently, the model performance is likely to decrease when the wind becomes stronger. In our case, this had limited effects on melting on Antizana glacier, since the windy periods were also low-melting periods, and as a consequence, had no significant impact on total melting amounts.

7.2 On the accuracy of model parameterization

7.2.1 Glacier slope and aspect

Several studies have shown that degree-day factors vary according to the slope and aspect of a glacier (e.g., [Vincent et al., 2013](#)). Here, the basic model calibration was performed using results from surface energy balance calculations for a horizontal surface whereas the glacier ablation area presents a mean slope of 28° and is oriented NW. Based on the characteristics of the ablation zone, the best score of the basic model calibration would decrease ($r = 0.56$, $p = 0.001$, $E = 0.31$ for 2002-2003), suggesting that these calibration values at a daily time scale are only suitable for a horizontal surface. However, the impact is

more limited at monthly and annual time scales, because the glacier is located at the latitude of 0° and there are fewer seasonal variations in melting caused by changes in the solar zenith angle than at other latitudes. Thus, the difference between annual ablation for a horizontal surface and for the mean slope and aspect of the ablation zone was less than 7% over 18 months. Nevertheless, it may be preferable to use the basic model to assess glacier ablation for horizontal surfaces.

7.2.2 $T_{threshold}$

Model parameterization suggests that melting began when the daily temperature was below 0°C . First, using results from the surface energy balance model, we analyzed the frequency of melting events that occurred when the mean daily temperature was negative. We found that, (except for 4 days), melting was always significant, even at -2.1°C , which was the lowest temperature recorded in 2002-2003 and 2005, meaning the optimized value below -2.1°C was justified. Observations made with melting boxes also showed that out of the 43 days of direct field observations, melting amounts were always significant, even if the mean daily air temperature was below 0°C on nine days. For example, a daily melt of $3.8\text{ mm w.e. d}^{-1}$ on July 31, 2002 was measured when the mean daily air temperature was -1.3°C .

The same situation has already been observed in Greenland ([Van den Broeke *et al.*, 2010](#)), where a -5°C threshold was necessary to remove modeling biases caused by the occurrence of short periods of melting when significant nocturnal refreezing occurred.

Indeed, these periods were characterized by mean daily air temperatures below 0 °C due in particular to unbalanced longwave budgets at night, but also by major incoming shortwave radiation leading to diurnal melting.

7.2.3 Albedo threshold

The optimal albedo threshold between ice and snow surfaces was rather low compared to values reported in the literature (e.g., [Oerlemans *et al.*, 2009](#)). The snow cover was generally thin because permanent snow is very rare at 4,900 m a.s.l. on Antizana ([Wagon *et al.*, 2009](#)). This suggests that the ice below the surface snow cover may impact albedo measurements. The patchy distribution of snow on the surface of the glacier caused by the high winds on Antizana ([Wagon *et al.*, 2009](#)) may also explain the low values. Indeed, even when thin snow still covers the surface of the glacier, snow may not be present everywhere. In such a case, the exposed ice surfaces may impact the mean albedo values.

7.3 Degree-day factors

When we compared the F values from other regions, we found that our calibrations were similar to those obtained, for instance at Austdalsbreen in Norway (61.8°N 7.35°E), Hellstugubreen in Norway (61.57°N 8.43°E) or Vermuntgletscher (46.85°N, 10.13°E) ([Radić and Hock, 2011](#)).

7.4 Model accuracy in the accumulation zone

Accumulation data on Antizana Glacier 15 are currently poorly reliable. Using the precipitation correction proposed by [Wagnon *et al.* \(2009\)](#), we observed that the simulated and measured vertical mass balance $b(z)$ agreed at low elevations, but not in the accumulation zone.

Nevertheless, [Basantes Serrano *et al.* \(2015\)](#) adjusted the mass balance series of glacier 15 with the 1997-2009 geodetic mass balance. The two matched only if the original accumulation measurements were systematically underestimated by a factor of 60%, due to the difficulty in recognizing a year-to-year reference level inside the snow during field observations. This suggests that a correction factor should be applied to accumulation measurements given by [Francou *et al.* \(2004\)](#). Except for 2002, this assumption yields better agreement between modeled and observed mass balance at any elevation, except between 5,000 and 5,300 m asl (Figure 5). This was partly due to the interpolation of b_a values between the ablation measured at the highest elevation and accumulation measured at the lowest elevation. [Basantes Serrano *et al.* \(2015\)](#) showed that the interpolation method applied where no measurements were available (which represents more than 60% of the total surface area of the glacier) is not accurate. As a consequence, the shape of the $b(z)$ there is conjectural. Modeling confirmed this point (Figure 5) and the $b(z)$ profiles in this area are unlikely to vary linearly.

7.5 Temporal variation in degree-day factors

We observed that the quality of the model in the ablation zone was improved if the model was applied with different parameters in 2002-2003 than the parameters used in other years. This suggests that our optimized parameters may vary depending on the period of time (e.g., [Huss and Bauder, 2009](#)) reflecting variations in albedo (since degree-day factors for ice differ with the state of the surface).

For past or future climate reconstructions, given that degree day factors may vary as a function of time, the uncertainty range of F values should always be taken into consideration when assessing the final uncertainty of the results. El Niño events are characterized by enhanced melting, partly due to low-albedo conditions ([Francou *et al.*, 2004](#)), whereas the opposite situation is observed during La Niña events. Consequently, using different F values for the two events is highly recommended, irrespective of whether the goal of the study is to reconstruct past ablation or to make future projections.

7.6 Accuracy of the modeled transient snow line

Overall, there was good agreement between the modeled and measured transient snow line, suggesting that even though the model is not physically based, it is able to broadly simulate most of the important physical processes controlling the mass balance of the glacier, or the transient snow line, likely because the 0 °C level, which has a direct impact on the precipitation phase (snow or rain) is a key variable governing the mass change of this glacier (e.g., [Favier *et al.*, 2004a&b](#), [Francou *et al.*, 2004](#)). Nevertheless, in 2008, the differences between the 15-day average of the modeled and observed transient snowlines

were larger than during the rest of the study period. These differences are likely due to either inaccurate observations of the snowlines due to some failures of the automatic camera, or the exceptional variability of the snowline in these two years (Figure 8b). Indeed, during camera breakdowns, the 15-day snow line elevation was obtained from photographs taken during field trips. But such trips were conducted once or twice every 15 days, and as a consequence, the 15-day average only corresponded to 1 or 2 observations that were possibly not representative of the 15-day period. In addition, the simulated snow line sometimes varied considerably from day to day, which was less visible for the observed snow line (Figure 8b). This marked variability is probably due to recurrent small snow falls over an icy surface, a situation in which the model is very sensitive to precipitation uncertainties. Indeed, if solid precipitation is underestimated, snowfalls are not large enough to durably cover the glacier surface, leading to large day-to-day variability of the snow line elevation, although in reality, the glacier is mostly snow covered. On the contrary, the glacier may be mostly free of snow but if solid precipitation is overestimated, some simulated snowfalls may artificially shift the snowline to higher elevations than in reality.

8 Conclusion

The good agreement between temperature and glacier ablation or mass balance is not fortuitous but based on similar relationships as those found at other latitudes. Despite the limited variation in annual temperature (less than 3.5 °C, based on daily means), our study revealed a significant correlation between daily temperature and melting if a distinction between ice and snow was made, and provided that the model parameters (F_{ice} , F_{snow} , $T_{threshold}$, LR) were correctly calibrated. The comparison between daily temperature and the

energy fluxes demonstrated that both air temperature and surface melting were closely linked to the net shortwave radiation budget through the impact of the albedo, which is mainly controlled by the precipitation phase (Favier *et al.*, 2004a). However, we observed that the relationship between temperature and S_{\downarrow} disappeared when the wind speed was high.

Moreover, despite the often weak correlations between incoming heat fluxes and temperature, a basic PDD model including a simple sublimation estimation, applied to local data gave accurate results on Antizana Glacier 15. The model is also suitable for the estimation of the transient snowline and ELA.

Because the correlation between temperature and melting is less significant with high speed winds, this type of model should not be used in the case of high sublimation (i.e. windy periods). However, in the case of Antizana Glacier 15, the consequences were limited for the mean monthly ablation because high sublimation events generally occurred when the temperature and ablation on the glacier were low. This study showed that variations in the annual mass balance were well reproduced when the temperature was accurately assessed and when the model enabled correct estimation of the surface state (i.e. indirect estimation of surface albedo). However, full SEB computation reproduces measured ablation better, demonstrating that a complete surface energy balance model is preferable when accurate incoming fluxes are available (see Supplementary Materials, Figure S3). Several results also suggest that melting began when the daily mean air temperature 2 m above the surface of the glacier was still below 0 °C. If a threshold below 0 °C for temperature is not accounted for, a

new calibration of the degree-day factors and the temperature lapse rate would be needed, which would lead to higher degree-day factors and/or a steeper temperature gradient.

In spite of the fairly good results we obtained, the model should be used with caution at high elevations where ablation is reduced, and when the wind speed is high. However, this study goes one step further in demonstrating the high sensitivity of glaciers to temperature changes in Ecuador. The Antizana glaciers have lost more than 30% of their area since 1950 (Francou *et al.*, 2000; Rabatel *et al.*, 2013), and temperatures in the tropical Andes have increased by up to 0.68 °C since 1939 (Vuille *et al.*, 2008). Because several studies suggest that atmospheric warming will accelerate in the future and may reach 5 °C at the end of the 21st century (e.g., Vuille *et al.*, 2008; Urrutia and Vuille, 2009), the ELA may rise 600 m and reach almost the elevation of the summit of Antizana. In these conditions, Antizana glaciers might almost disappear, which will have major consequences for local water supplies. Knowing the exact range of expected future temperature changes is thus crucial to assess its impact on local water resources.

Acknowledgments

This work was supported by IRD (French Research Institute for Development), in collaboration with the INAMHI (*Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología*), the EPMAPS (*Empresa Pública Metropolitana de Agua Potable y Saneamiento de Quito*), and the EPN (*Escuela Politécnica Nacional de Quito*), the IRD program LMI- GREATICE, the French *Service d'Observation* GLACIOCLIM, JEAI-IMAGE and SENESCYT-EPN PIC-08-506. M.L. Maisincho is grateful to AIRD for providing financial support for his PhD. We thank INAMHI and EPN for providing the meteorological data from Izobamba and Quito station respectively. Reanalyzed data were provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD,

Boulder, Colorado, USA, from their Web site at <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>. Special thanks to Marlon Calispa (EPN), Juan Carvajal and Ricardo Felix (INAMHI) for support in the office and in the field, sometimes in harsh conditions. This work was supported by a grant from LABEX OSUG@2020 (*Investissements d'avenir* – ANR10 LABX56). We also thank the two anonymous reviewers of the first version of this paper and Mauri Pelto for their relevant comments.

References

- Azam, M.F., Wagnon, P., Vincent, C., Ramanathan, A., Linda, A., and Singh, V.B.: Reconstruction of the annual mass balance of Chhota Shigri glacier, Western Himalaya, India, since 1969, *Annals of Glaciology* 55(66), doi: 10.3189/2014AoG66A104, 2014.
- Basantes Serrano, R., Rabatel, A., Francou, B., Vincent, C., Maisincho, L., Cáceres, B., Galarraga, R., and Alvarez, D.: Slight mass loss revealed by reanalyzing glacier mass balance observations on Glaciar Antisana 15 (inner tropics) during the 1995-2012 period, *Journal of Glaciology*, 2015, in press.
- Bergeron, V., Berger, C., and Betterton, M. D.: Controlled irradiative formation of penitents, *Phys. Rev. Lett.*, 96, 098502, doi: 10.1103/PhysRevLett.96.098502, 2006.
- Blard, P.H., Lavé, J., Pik, R., Wagnon, P., and Bourlès, D.: Persistence of full glacial conditions in the central Pacific until 15,000 years ago. *Nature*, 449(7162), 585–591, 2007.
- Bradley, R.S., Vuille, M., Diaz, H.F., and Vergara, W.: Threats to water supplies in the Tropical Andes. *Science*, 312, 5781, 1755-1756, 2006.
- Braithwaite, R.J.: Positive degree-day factors for ablation on the Greenland ice-sheet studied by energy balance modeling, *J. of Glaciol.*, 41(137), 153-160, 1995.
- Cáceres, L. (2010). Actualización del inventario de tres casquetes glaciares del Ecuador, Université de Nice Sofia Antipolis, 78 pag.
- Corripio, J.: Snow surface albedo estimation using terrestrial photography, *Int. J. Remote Sens.*, 25, 5705–5729, doi:10.1080/01431160410001709002, 2004.
- Favier, V., Wagnon, P., and Ribstein, P.: Glaciers of the outer and inner tropics: a different behavior but a common response to climatic forcing. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L16403. doi:10.1029/2004GL020654, 2004a.
- Favier, V., Wagnon, P., Chazarin, J.-P., Maisincho, L., and Coudrain, A.: One-year measurements of surface heat budget on the ablation zone of Antizana glacier 15, Ecuadorian Andes. *J. Geophys. Res.*, 109, D18105. doi:10.1029/ 2003JD004359, 2004b.
- Favier, V., Coudrain, A., Cadier, E., Francou, B., Ayabaca, E., Maisincho, L., Praderio, E., Villacis, M., and Wagnon, P.: Evidence of groundwater flow on Antizana ice-covered volcano, Ecuador, *Hydrolog. Sci. J.*, 53(1), 278-291, 2008.

- Favier, V., Agosta, C., Genthon, C., Arnaud, L., Trouvillez, A., and Gallée, H.: Modeling the mass and surface heat budgets in a coastal blue ice area of Adelie Land, Antarctica, *J. Geophys. Res.*, 116, F03017, doi:10.1029/2010JF001939, 2011.
- Francou, B., Ramírez, E., Cáceres, B., and Mendoza, J.: Glacier Evolution in the Tropical Andes During the Last Decades of the 20th Century: Chacaltaya, Bolivia, and Antizana, Ecuador, *Ambio*, 29, 416-422, 2000.
- Francou, B., Vuille, M., Favier, V., and Cáceres, B.: New evidence for an ENSO impact on low latitude glaciers: Antizana 15, Andes of Ecuador, 0°28'S. *J. Geophys. Res.*, 109, D18106, doi:10.1029/2003JD004484, 2004.
- Garratt, J. R.: The atmospheric boundary layer, Cambridge, Cambridge University Press, 316 pp., 1992.
- Hastenrath, S.: The glaciation of the Ecuadorian Andes, Balkema, 173 pp., 1981.
- Hock, R.: Temperature index melt modelling in mountain areas, *J. Hydrol.*, 282(1-4), 104-115, doi: 10.1016/S0022-1694(03)00257-9, 2003.
- L'hôte, Y., Chevallier, P., Coudrain, A., Lejeune, Y. and Etchevers, P.: Relationship between precipitation phase and air temperature: comparison between the Bolivian Andes and the Swiss Alps : Glacier shrinkage in the Andes and consequences for water resources, *Hydrolog. Sci. J.*, 50(6), 989-997, 2005.
- Huss M., and Bauder, A.: 20th-century climate change inferred from four long-term point observations of seasonal mass balance. *Ann. Glaciol.*, 50, 207-214, 2009.
- Immerzeel, W.W., Pellicciotti, F., and Shrestha, AB: Glaciers as a proxy to quantify the spatial distribution of precipitation in the Hunza basin. *Mt. Res. Dev.*, 32(1), 30-38, doi: 10.1659/MRDJOURNAL- D-11-00097.1, 2012.
- Jomelli, V., Khodri, M., Favier, V., Brunstein, D., Ledru, M.P., Wagnon, P., Blard, P.H., Sicart, J.E., Braucher, R., Grancher, D., Bourlès, D., and Vuille, M.: Irregular tropical glacier retreat over the Holocene driven by progressive warming, *Nature*, 474, 196-199, doi:10.1038/nature10150, 2011.
- Juen, I., Kaser, G., and Georges, C.: Modelling observed and future runoff from a glacierized tropical catchment (Cordillera Blanca, Perú), *Global Planet. Change*, 59, 37-48, 2007.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Leetmaa, A., Reynolds, R., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K.C., Ropelewski, C., Wang, J., Roy, J., and Dennis, J.: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-471, 1996.

- Kaser, G.: Glacier-Climate Interaction at Low-Latitudes, *J. Glaciol.*, 47(157), 195-204, 2001.
- Kaser, G., and Osmaston, H.A.: *Tropical Glaciers*, 228 pp., Cambridge University Press, New York, 2002.
- Mölg, T., Cullen, N. J., Hardy, D. R., Kaser, G. and Klok, L.: Mass balance of a slope glacier on Kilimanjaro and its sensitivity to climate, *Int. J. Climatol.*, 28, 881–892, 2008.
- Mölg, T.; Cullen, N. J.; Hardy, D. R.; Winkler, M.; and Kaser, G.: Quantifying climate change in the tropical midtroposphere over East Africa from glacier shrinkage on Kilimanjaro, *J. Climate*, 22, 4162–4181, 2009.
- Nash, J. E., and Sutcliffe, J. V.: River flow forecasting through conceptual models Part I – A discussion of principles, *J. Hydrol.*, 10, 282–290, 1970.
- Oerlemans, J., Giesen, R. H., and van den Broeke, M. R.: Retreating alpine glaciers: increased melt rates due to accumulation of dust (Vadret da Morteratsch, Switzerland), *J. Glaciol.*, 55, 729-736, 2009.
- Rabatel, A., Francou, B., Soruco, A., Gomez, J., Cáceres, B., Ceballos, J. L., Basantes, R., Vuille, M., Sicart, J.-E., Huggel, C., Scheel, M., Lejeune, Y., Arnaud, Y., Collet, M., Condom, T., Consoli, G., Favier, V., Jomelli, V., Galarraga, R., Ginot, P., Maisincho, L., Mendoza, J., Ménégoz, M., Ramirez, E., Ribstein, P., Suarez, W., Villacis, M., and Wagnon, P.: Current state of glaciers in the tropical Andes: a multi-century perspective on glacier evolution and climate change, *The Cryosphere*, 7, 81–102, doi:10.5194/tc-7-81-2013, 2013.
- Radić, V., and Hock, R.: Regionally differentiated contribution of mountain glaciers and ice caps to future sea-level rise. *Nature Geoscience*, 4(2), 91–94, 2011.
- Sicart, J.-E., Hock, R. and Six, D.: Glacier melt, air temperature, and energy balance in different climates: The Bolivian Tropics, the French Alps, and northern Sweden. *J. Geophys. Res.*, 113, D24113, doi:10.1029/2008JD010406, 2008.
- Urrutia, R., and Vuille, M.: Climate Change projections for the tropical Andes using a regional climate model: Temperature and precipitation simulations for the end of the 21st century. *J. Geophys. Res.* **114**, D02108, doi:10.1029/2008JD011021, 2009.
- Van den Broeke, M., Bus, C., Ettema, J., and Smeets, P.: Temperature thresholds for degree-day modeling of Greenland ice sheet melt rates, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L18501, doi:10.1029/2010GL044123, 2010.
- Villacis, M., Ressources en eau glaciaire dans les Andes d'Equateur en relation avec les variations du climat : Le cas du volcan Antisana, PhD Thesis, Univ. Montpellier II, Montpellier, France, 231pp., 2008.

- Vincent, C. and D. Six. 2013. Relative contribution of solar radiation and temperature in enhanced temperature-index melt models from a case study at Glacier de Saint-Sorlin, France. *Annals Of Glaciology*, **54**(63), 11–17.
- Vuille, M., and Bradley, R.S.: Mean Annual Temperature Trends and Their Vertical Structure in the Tropical Andes, *Geophys. Res. Lett.*, 27(23), 3885-3888, 2000.
- Vuille, M., Bradley, R.S., and Keimig, F.: Climate Variability in the Andes of Ecuador and Its Relation to Tropical Pacific and Atlantic Sea Surface Temperature Anomalies, *J. Clim.*, 13, 2520-2535, 2000.
- Vuille, M., Francou, B., Wagnon, P., Juen, I., Kaser, G., Mark, B.G., and Bradley, R.S.: Climate change and tropical Andean glaciers: Past, present and future, *Earth-Sci. Rev.*, 89, 79-96, doi: 1144 10.1016/j.earscirev.2008.04.002, 2008.
- Wagnon, P., Ribstein, P., Francou, B., and Pouyaud, B.: Annual Cycle of Energy Balance of Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, *J. Geophys. Res.*, 104(D4), 3907-23, 1999.
- Wagnon, P., Lafaysse, M., Lejeune, Y., Maisinsho, L., Rojas, M., and Chazarin, J.P.: Understanding and modelling the physical processes that govern the melting of the snow cover in a tropical mountain environment in Ecuador, *J. Geophys. Res.*, 114, D19113, doi:10.1029/2009JD012292, 2009.
- Winkler, M., Juen, I., Mölg, T., Wagnon, P., Gómez, J., and Kaser, G.: Measured and modelled sublimation on the tropical Glaciar Artesonraju. *The Cryosphere*, 3, 21-30, 2009.

Table 1: Equipment used. Sensors installed at AWSG1 station (for SEB calculations) and at AWSM1 at 4,900 m a.s.l. and their specifications; thermometers at AWSG2 (5,000 m a.s.l.) and at AWSM2 station (4,785 m a.s.l.) and rain gauge characteristics (4,550 m a.s.l.), and albedometer at AWSG3 (4,900 m a.s.l. on Glacier 12).

Data measured ¹	Type of sensor	Station name/elevation ² /type of surface	Period with data	Accuracy ³
Air temperature, °C	Vaisala HMP	45, AWS _{G1} / 4,900 / Glacier	2000-2005, 2007-2008	±0.2°C
	aspirated ⁴	AWS _{G2} / 5,000 / Glacier	2003-2004	±0.2°C
	Vaisala HMP	45, AWS _{M1} / 4,900 / Moraine	2005-2008	±0.2°C
	aspirated ⁴			
Air temperature, °C	Vaisala HMP	45,		
Air temperature, °C	Automatic HoboPro	AWS _{M2} / 4,785 / Moraine	2000-2008	± 0.2°C
Relative humidity, %	Vaisala HMP	45, AWS _{G1} / 4,900 / Glacier	2000-2005	±2 %
	aspirated ⁴			
Wind speed, m s ⁻¹	Young 05103	AWS _{G1} / 4,900 / Glacier	2000-2005	±0.3 m s ⁻¹
Wind direction, deg	Young 05103	AWS _{G1} / 4,900 / Glacier	2000-2005	±3 deg
Incident short-wave radiation, W m ⁻²	Kipp&Zonen	CM3, AWS _{G1} / 4,900 / Glacier	1999-2005,2007-2008	±3 %
	0.305< λ <2.8 μ m			
Reflected short-wave radiation, W m ⁻²	Kipp&Zonen CM3	AWS _{G3} / 4,900 / Glacier 12	2006	±3 %
	Kipp&Zonen	CM3, AWS _{G1} / 4,900 / Glacier	1999-2005,2007-2008	±3 %
	0.305< λ <2.8 μ m			
Incoming long-wave radiation, W m ⁻²	Kipp&Zonen CM3	AWS _{G3} / 4,900 / Glacier 12	2006	±3 %
	Kipp&Zonen	CG3, AWS _{G1} / 4,900 / Glacier	2002-2004	±3 %
	5< λ <50 μ m			
Outgoing long-wave radiation, W m ⁻²	Kipp&Zonen CG3	AWS _{M1} / 4,900 / Moraine	2005	±3 %
	Kipp&Zonen	CG3, AWS _{G1} / 4,900 / Glacier	2002-2004	±3 %
	5< λ <50 μ m			
Daily precipitation, mm	Automatic Gauge ⁵	Rain P2 / 4,785 / Moraine	2000-2008	Opening: 200 cm ² Height: 100 cm
	Automatic Gauge ⁵	Rain P4 / 4,785 / Moorland	2000-2008	Opening: 200 cm ² Height: 100 cm

¹Quantities are half-hourly means of measurements made at 15-s intervals except for wind direction, which are instantaneous values measured at 30-minute intervals.

² m a.s.l.

³according to the manufacturer

⁴artificially aspirated to prevent over heating due to radiation.

⁵Tipping bucket rain gauge, measured precipitation 0.214 mm by tipping.

Table 2: Data used in this study

Modeling	Period	Reference input data for modeling	Data gaps ¹	Data used to fill gaps ²	Model validation
PDD/Mass balance/Transient snowline	2000-2008	2000-2001: AWS _{G1}	2000-2001: 41%	AWS _{M2}	Measured mass balance & Melting boxes
		2002-2004: AWS _{G1}	2002-2004 : 14%	AWS _{G2} (otherwise: AWS _{M2})	
		2005: AWS _{G1}	2005: 21%	AWS _{M1} (otherwise: AWS _{M2})	
		2006: AWS _{M1}	2006: 13%	AWS _{M2}	
		2007-2008: AWS _{G1}	2007-2008: 8%	AWS _{M1} (otherwise: AWS _{M2})	

¹Number of days with missing data (percent)

²for wind speed, when data were missing at every station, we used NCEP1 reanalysis output

Table 3: Description of daily temperature data used and correlations with Antizana Glacier 15 data at 4,900 m a.s.l. All the correlation coefficients are significant at $p = 0.001$.

Station	AWS _{G1}	AWS _{M1}	AWS _{M2}
Determination coefficient (r^2) with AWS _{G1} during each period ¹		Not available	0.80 (2002-2004)
Determination coefficient (r^2) with AWS _{G2} during each period ¹	0.90 & (2002 & 2003)	0.85 (2005 & 2008)	0.87 & (2003 & 2007-2008)
Determination coefficient (r^2) with AWS _{M2} during each period ¹	0.80 (2002-2004)	0.89 (2005-2008)	

¹Periods are in parentheses.

Table 4: Data used for PDD model calibration and validation

Data	Model/method	Period	Location
Daily melting	SEB calculation	March 14, 2002-August 31, 2003 Jan – Nov 2005	AWS _{G1}
Measured melting	Melting boxes	March 12, 2002-June 11, 2003 (43 days): Antizana, (4,900 m a.s.l.)	AWS _{G1}
Terrestrial photographs	Automatic camera	2004–2008: 712 daily photos	Antizana Glacier 15 frontal moraine (4,875 m a.s.l.)
Daily albedo	Kipp & Zonen CM3 pyranometer	1999-2005: at AWS _{G1} 2006: on Antizana Glacier 12 (4,900 m a.s.l.) 2007-2008: at AWS _{G1}	On Antizana Glaciers 15 and 12

Table 5: Summary of the optimized sets of parameters with their respective modeling scores, and sensitivity of parameters to $a_{\text{threshold}}$ variations in 2002-2003 and 2005.

Parameter	F_{ice}^1	F_{snow}^1	$T_{\text{threshold}}^2$	$a_{\text{threshold}}^{\text{ld}}$	Measured ablation ³	Modeled ablation ³	R	RMSE ¹	E
Calibration on 2002-03	6.33	2.90	-3.88	0.52	11.4	11.4	0.84	6.0	0.70
Validation on 2005	6.33	2.90	-3.88	0.52	5.8	6.7	0.83	6.1	0.62
Calibration on 2005	7.31	3.10	-2.76	0.56	5.8	5.8	0.85	5.2	0.72
Validation on 2002-03	7.31	3.10	-2.76	0.56	11.4	9.9	0.82	6.8	0.61
Validation of mean parameters on 2002-03	6.82	3.00	-3.32	0.54	11.4	10.8	0.83	6.2	0.67
Validation of mean parameters on 2005	6.82	3.00	-3.32	0.54	5.8	6.3	0.84	5.6	0.68
Sensitivity in 2002-03	6.22	2.74	-3.81	0.56	11.4	11.3	0.82	6.2	0.68
Sensitivity in 2005	7.13	3.16	-2.88	0.52	5.8	5.8	0.84	5.4	0.70

¹in mm w.e. °C⁻¹ d⁻¹

²in °C

³in m w.e.

Table 6: Model sensitivity tests. Values (relative to a mean mass balance of $-0.23 \text{ m w.e. a}^{-1}$, in percent) are the differences between the “original” mass balance and the mass balance resulting from the sensitivity test over the 2000-2008 period. Here, the “original” mass balance refers to the mass balance obtained with final parameters given in section 5.4, and the sensitivity test mass balance results from computations with the parameter value given in the same cell.

$T_{\text{Threshold}}$		F_{ice}		F_{snow}		<i>Lapse Rate</i>		<i>Sublimation</i>		<i>Precipitation</i>	
Value (°C)	difference	Value (mm w.e. °C ⁻¹ d ⁻¹)	difference	Value (mm w.e. °C ⁻¹ d ⁻¹)	difference	Value (°C km ⁻¹)	difference	Value (mm w.e. a ⁻¹)	difference	Value	difference
-3.88	-263%	7.31	-7%	3.10	-30%	-9.2	-43%	Constant with elevation	0%	-76%	-549%
-3.37	0%	6.82	0%	3.00	0%	-8.5	0%				
-2.76	219%	6.33	7%	2.90	30%	-8.2	20%	Linear decrease to 0 (summit)	-56%	0%	0%

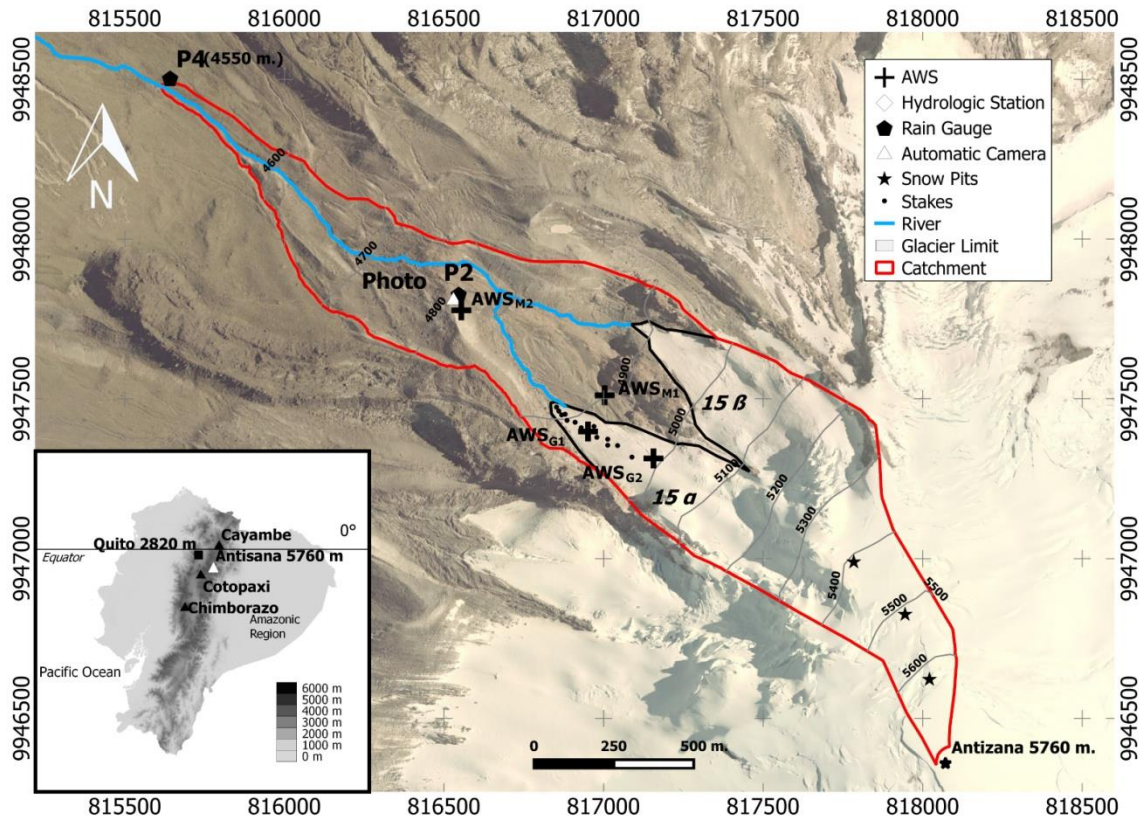


Figure 1: Orientation map of Antizana Glacier 15 showing location of monitoring equipment. Projection is on UTM zone 17, coordinate system is WGS84. Inset is a physical map of Ecuador. In this figure, AWSG3 is not shown. The background image is an orthoimage of Antizana Volcano taken in 2010 by the Instituto Geográfico Militar of Ecuador: <http://www.geoportalligm.gob.ec/portal/index.php/catalogo-de-datos/>

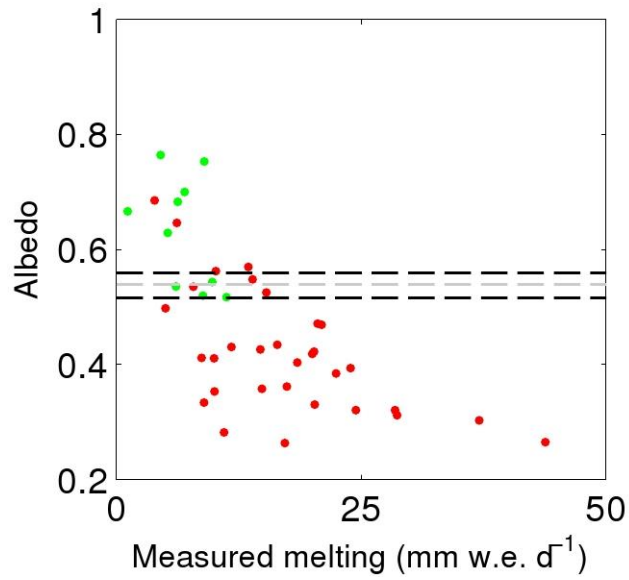


Figure 2: Comparison between measured melting rates in melt boxes and mean daily albedo for snow (green) and ice (red). Dashed horizontal black lines are optimized thresholds between snow, and ice for 2002-2003 ($a_{\text{threshold}} = 0.52$) and 2005 ($a_{\text{threshold}} = 0.56$). The dashed gray line is the mean albedo threshold ($a_{\text{threshold}} = 0.54$).

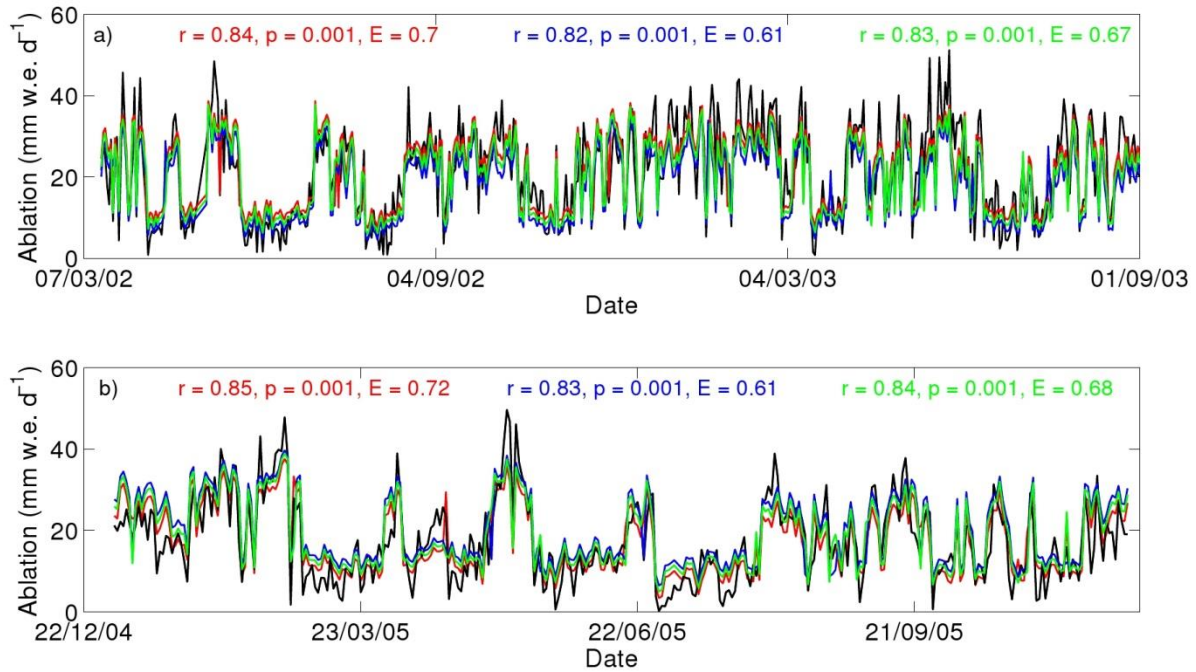


Figure 3: (a) Comparison between computed daily ablation rates obtained with the SEB model (black) and with the basic PDD model. The red curve is the optimized modeling for 2002-2003, i.e. using parameters (F_{ice} , F_{snow} , $T_{\text{threshold}}$ and $a_{\text{threshold}}$) optimized on 2002-2003. The blue curve is the validation curve using parameters optimized using 2005. The green curve is the same as the red curve but accounts for the mean parameters given in section 5.4. (b) Same as (a) but for 2005. The colors of the correlation coefficients correspond to those of the curves.

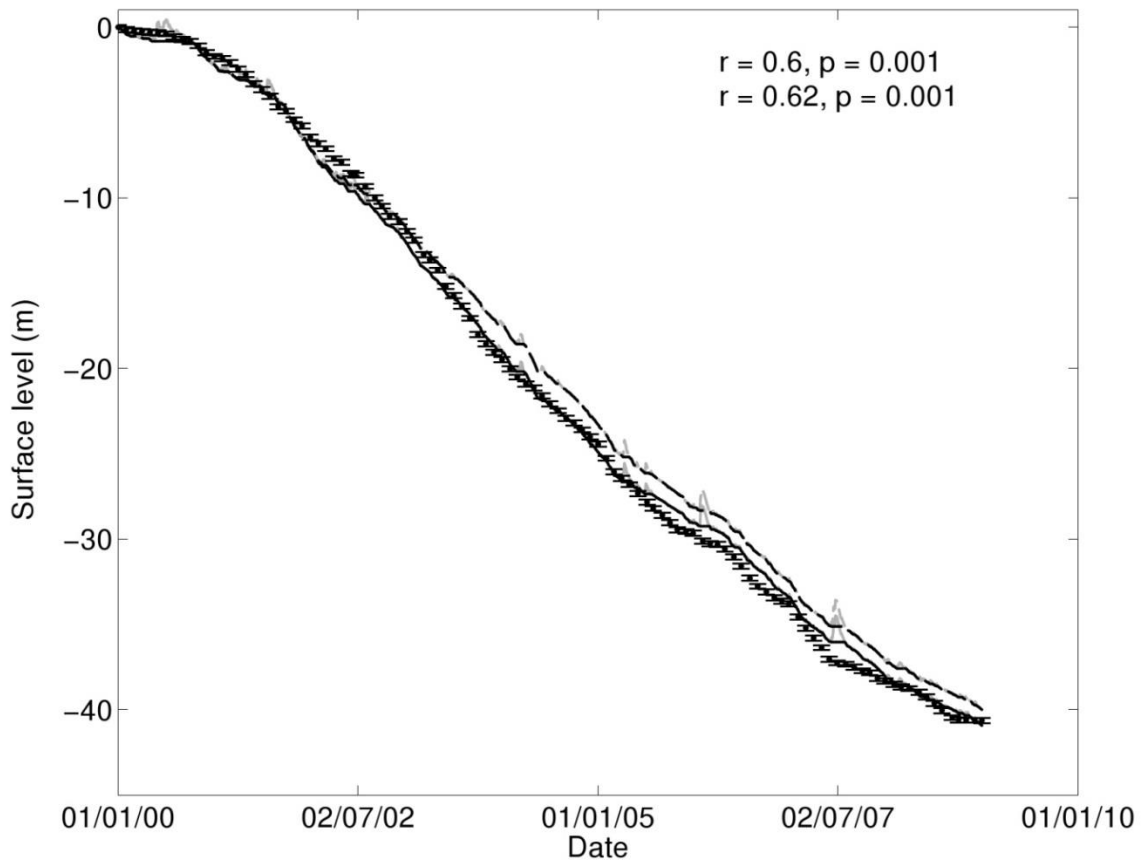


Figure 4: Comparison between modeled (black lines) and measured (dots with error bars) surface mass balance (in m of ice) at 4,900 m a.s.l. between 2000 and 2008. The gray line represents the level of snow assuming a density of 200 kg m^{-3} . The dashed lines are the results of the basic model using the mean parameters given in section 5.4. Continuous lines are results using mean parameters given in section 5.4, except between March 15, 2002 and August 31, 2003, when the parameters given in section 5.1 were preferred, and between January 1, 2005 and November 30, 2005 when the parameters given in section 5.3 were preferred. The correlation coefficient is between observed and modeled monthly mass balance using mean parameters given in section 5.4.

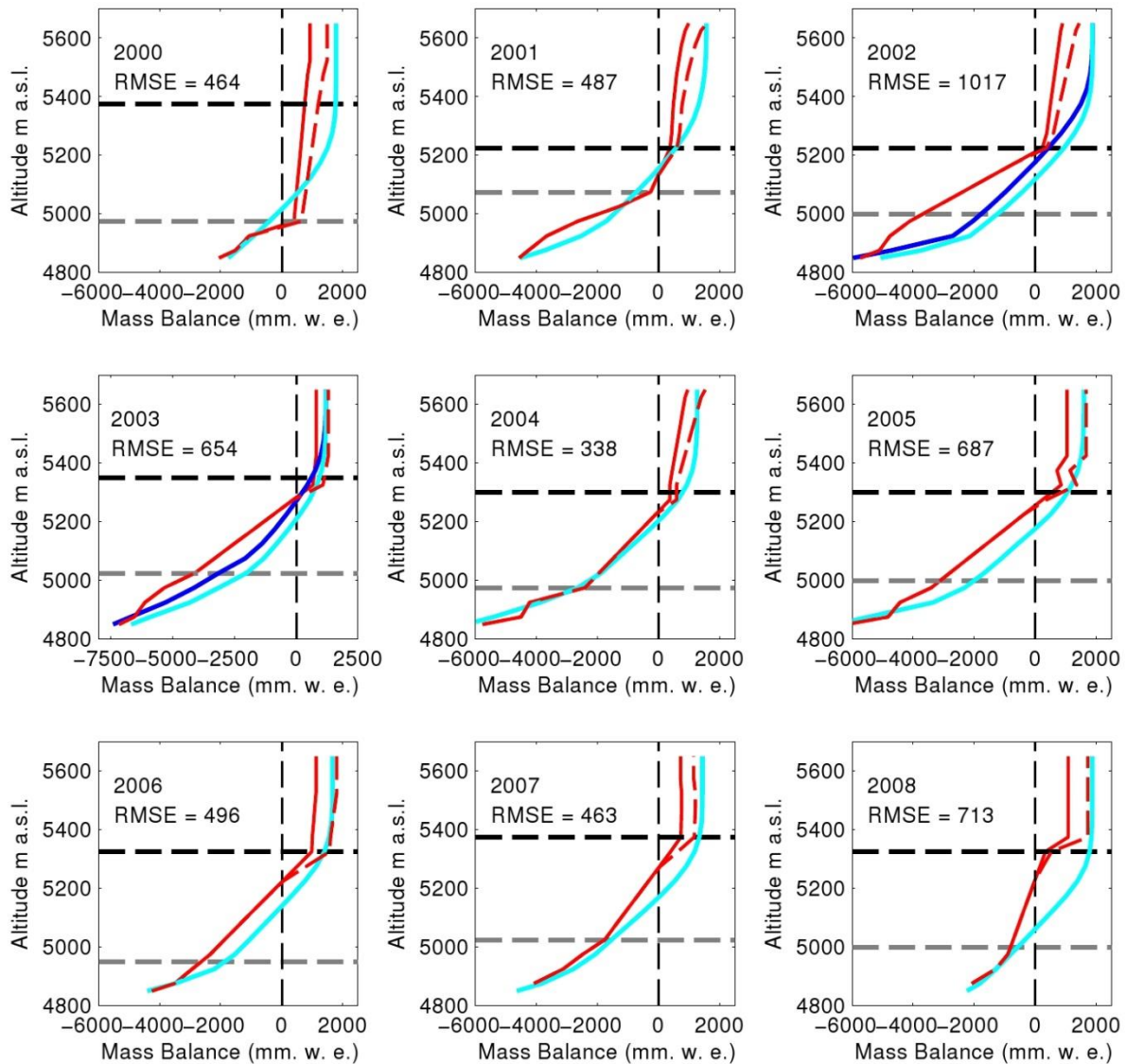


Figure 5: Variations in the point mass balance versus elevation for each year between 2000 and 2008 assuming sublimation remains constant with elevation. The study year is given in the upper left corner of each panel. The continuous red curve is the measured mass balance; the dashed red line is accumulation multiplied by 1.6; the light (dark) blue lines are modeled mass balance assuming model parameters are the mean coefficient given in section 5.4 (in section 5.1, respectively). The horizontal dashed lines represent the elevation of the lowest accumulation measurement (black) and of the highest ablation stake (gray) surveyed during

the corresponding year. RMSE is computed between observed and modeled mass balance at each elevation range.

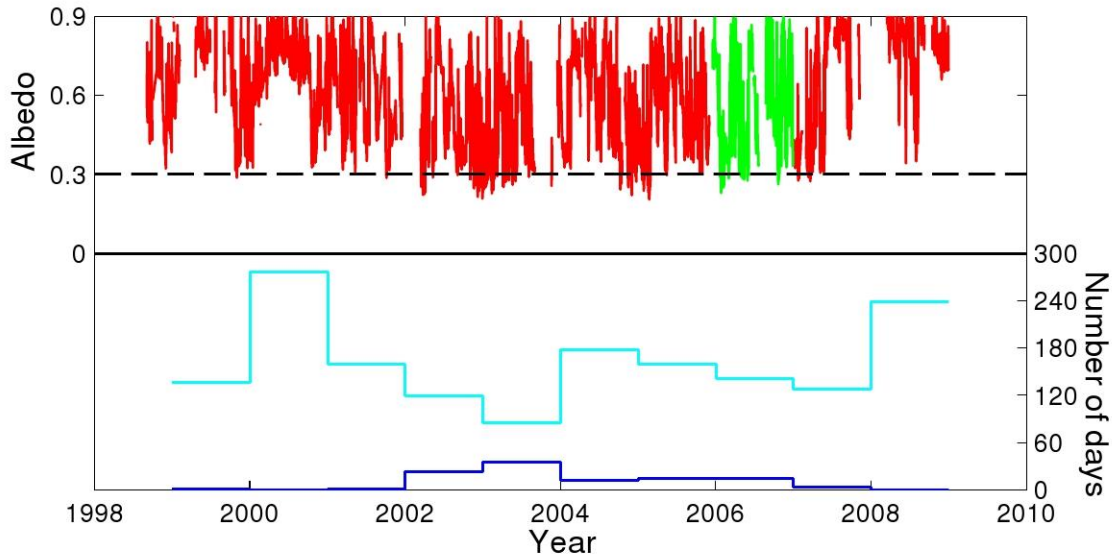


Figure 6: Daily albedo (upper panel) at 4,900 m a.s.l. on Antizana Glacier 15 (from 1999 to 2005 and in 2008, in red) and at 4,900 m a.s.l. on Antizana Glacier 12 (2006, green). Missing data between December 17, 2001 and March 14, 2002 are not accounted for, otherwise it would have increased the number of occurrences in 2002. Lower panel: The dark blue line shows the number of days with albedo values below 0.3, the light blue line shows the days with albedo values above 0.56.

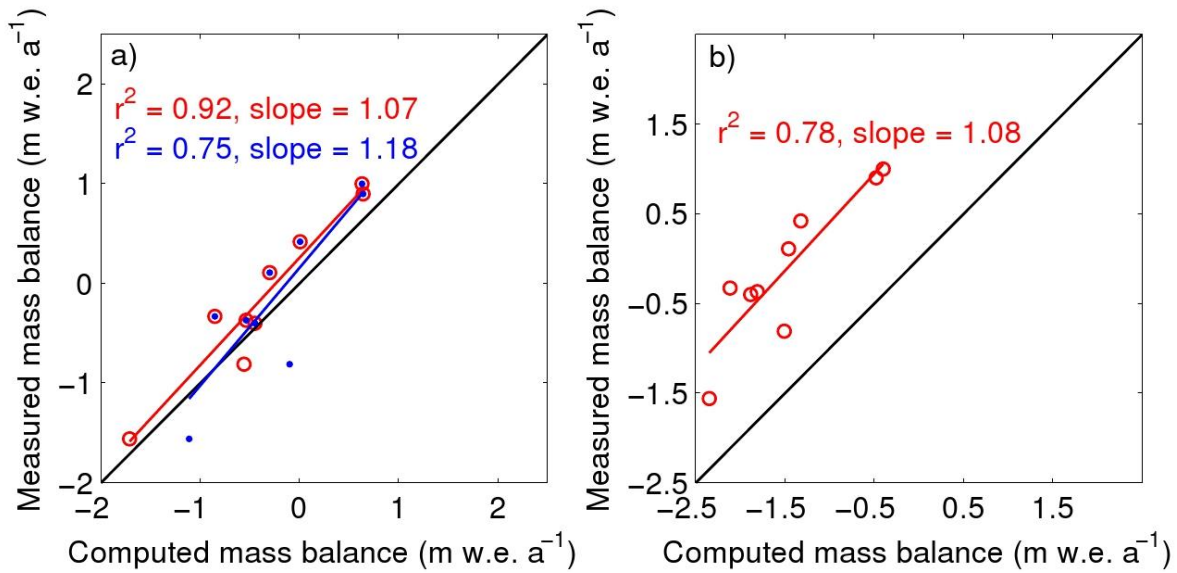


Figure 7: Comparison between the computed and the measured glacier-wide annual mass balance of Antizana Glacier 15. (a) Modeled data are forced with temperature and precipitation data from Antizana Glacier 15 catchment. Blue dots indicate the results using the mean parameters given in section 5.4. Red circles are the results using optimized parameters given in section 5.4 except for 2002-03 where parameters come from section 5.1. (b) same as (a) but measured glacier-wide mass balance do not account for accumulation correction of 60% suggested by [Basantes Serrano et al. \(2015\)](#). The colors of the determination coefficient and slope values correspond to the colors of the symbols. The 1:1 line is also shown in black.

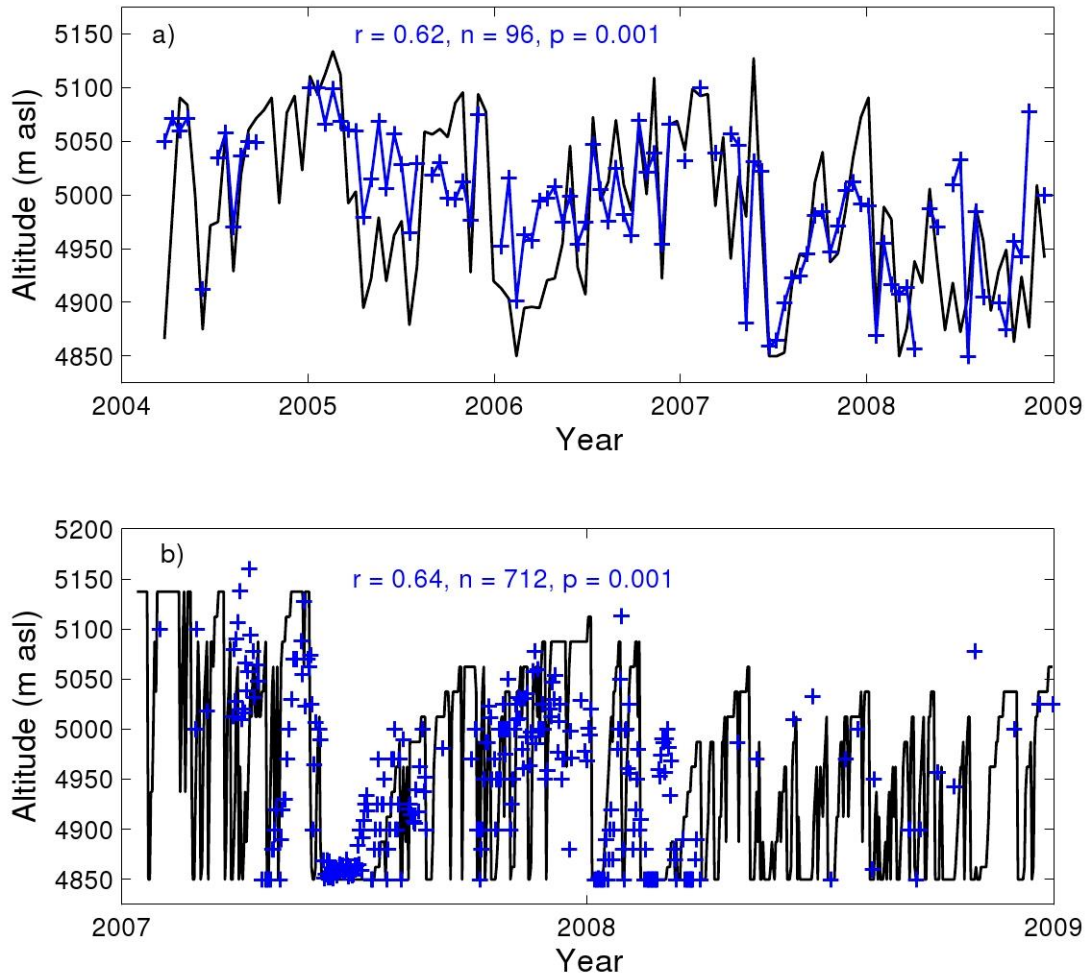


Figure 8: Comparison between the observed (blue) and modeled (black) transient snowline elevations accounting for a 76% increase in precipitation compared with measurements, at (a) a 15-day time scale (15-day averages) over the period 2004-2008, and at (b) a daily time scale over the period 2007-2008.

Supplementary Materials

1 Correlation analysis

The daily and monthly mean values of temperature and of energy fluxes of AWS_{G1} , from March 14, 2002 to August 31, 2003 were used for the correlation analysis presented in Supplementary Section 1.1 and 1.2.

1.1 Correlation at a monthly time scale

We first calculated the correlations between incoming energy fluxes, precipitation, and temperature at a monthly time scale for the period March 2002 to August 2003 for which all surface energy fluxes were available (Table S1). Correlation coefficients were also computed with wind speed because this variable has a marked impact on ablation processes on Antizana Glacier 15. The cumulative half-hourly positive temperature values over one month are noted T_+ .

At the AWS_{G1} monthly mean temperature was usually poorly correlated with the incoming energy fluxes ($S\downarrow$, $L\downarrow$, LE , H). However, correlations with $S\uparrow$ and $L\uparrow$ were more significant than for incoming fluxes, which reflected the impact of low temperature on high albedo values and on reduced melting. Interestingly, wind velocity was also correlated with local incoming fluxes (Table S1), but, surprisingly, wind speed was not correlated with albedo, net radiation, or melting (Table S1). In fact, variations in incoming fluxes were not able to explain the variations in melting (Table S1). Melting was almost totally controlled by variations in albedo (Table S1, see also correlations between melting and S and R).

Significant correlations were found between precipitation and S and albedo, suggesting that precipitation is a key variable when modeling mass balances in Ecuador.

Finally, a significant correlation was found between T_+ and melting. This link was already suggested by results obtained by Francou *et al.* (2004) (between January 1995 and December 2002), who proposed that monthly temperature and solid precipitation had a first order control on albedo variations and on Antizana Glacier 15 specific mass balance.

1.2 Correlation at a daily time scale

Over the 2002-2003 period, net shortwave radiation was by far the most important variable involved in melting processes ($r = 0.88$, $n = 530$, $p = 0.001$) (Table S2, see also Favier *et al.* (2004a&b) for details). Thus, melting may only be quite accurately modeled with this variable. Reproducing albedo variations is thus crucial in Ecuador. Here we observed that daily albedo values were only significantly correlated with daily temperature (even if the correlation was rather poor i.e. $r = -0.53$ with T or with cumulative half-hourly positive temperature over one day, T_+ , at $p = 0.001$), reflecting the important impact of the 0 °C level on the precipitation phase and explaining why melting is also significantly correlated with temperature ($r = 0.62$, with T and T_+). Conversely, no correlations were found between melting and wind speed or precipitation (Table S2). Writing a model based on daily temperature variations thus appears to some extent justified here.

To go a step further in this analysis, we investigated whether the correlations between temperature and melting or incoming heat fluxes remained constant over the year, or depended on meteorological conditions closely related to wind speed.

We observed that the correlations between temperature, S_{\downarrow} , L_{\downarrow} , LE or H and melting were effectively influenced by strong winds. Indeed, when we divided the study period according to wind speed (i.e. windy Period 1 versus calm Period 2), S_{\downarrow} and L_{\downarrow} were significantly correlated with T and with melting in Period 2 (Table S2), and during days with low-speed winds that sometimes occurred during Period 1 (i.e., when the wind speed, \bar{u} , was less than 4 m s^{-1}). Indeed, on calm days, the turbulent heat fluxes and the resulting air mixing were not strong enough to affect the relationship between enhanced S_{\downarrow} , melting, and surface warming. However, this relationship collapsed with strong winds because turbulent heat fluxes played an increasing role in the surface heat budget that controlled the melting processes. These observations were confirmed by a detailed analysis of the relationships between cumulative hourly positive temperatures and the various energy balance fluxes on selected days when direct field melting measurements were available (Figure S1). Indeed, the cumulative hourly positive temperature values were significantly correlated (at $p = 0.001$) only with incident shortwave radiation and with the net shortwave radiation during calm periods. When turbulent fluxes were strong due to strong winds, these correlations disappeared.

In conclusion, during low-speed wind periods, moderate but significant (at $p=0.001$) correlations between air temperature, S_{\downarrow} , or albedo, do exist.

1.3 Correlation between sublimation and wind speed

Turbulent heat fluxes are difficult to estimate with temperature, but LE was significantly correlated with the daily wind speed ($r = -0.74$, $n = 530$, $p = 0.001$, see Table S1). This rather high correlation was already used by [Favier *et al.* \(2008\)](#) and [Soruco *et al.*](#)

(2009) to assess sublimation on glaciers. The regression line between the daily wind speed and turbulent latent heat flux (see Supplementary Materials) enables daily sublimation to be written as follows:

$$\text{Sublimation} = LE*24*3600 / L_s = -5.73 u \quad (7)$$

where u is daily mean wind speed and L_s is latent heat constant for sublimation. Application of this equation gives a cumulative sublimation of 446 mm w.e. in 2002-2003, compared to 420 mm w.e. given by computing the full turbulent heat fluxes. In 2002-2003, this simple model for sublimation presented an efficiency of $E = 0.58$ with sublimation values given by the bulk method. Equation (7) was validated using data from 2005. The correlation between estimated sublimation and the results of the computation of full turbulent heat fluxes was still significant ($r = -0.78$, $n = 334$, $p = 0.001$), and a similar cumulative sublimation amount was observed with the simplified method (250 mm w.e.) and with the bulk method (284 mm w.e.). Finally, the Nash test gave $E=0.53$, which is still acceptable given the simplicity of our relationship.

2 Surface energy balance model

Daily ablation from the basic model based on the PDD approach was calibrated with surface energy balance values computed for a horizontal surface using the [Favier et al. \(2011\)](#) approach from March 14, 2003 to August 31, 2003 (Figure S2) and from January 1, 2005 to November 31, 2005. The energy used for melting or stored in the top layers of the

glacier was calculated as (fluxes toward the surface are positive) (Favier *et al.*, 2011; Azam *et al.*, 2014):

$$S_{\downarrow} + S_{\uparrow} + L_{\downarrow} - ((1 - \varepsilon) L_{\downarrow} + \varepsilon \sigma T_s^4) + LE + H = Q_{\text{surface}} \quad (\text{in W m}^{-2}) \quad (3)$$

where S_{\downarrow} is incoming solar radiation, S_{\uparrow} is reflected short-wave radiation; L_{\downarrow} is incoming long-wave radiation and the term in brackets is outgoing longwave radiation L_{\uparrow} ; H and LE are respectively, turbulent sensible and latent heat fluxes, which were computed using the bulk method including stability corrections based on the bulk Richardson number. We used the surface roughness length given by Favier *et al.* (2004a) considering the equality of values for momentum, moisture, and temperature. Air temperature and humidity were measured using an artificially ventilated HMP45 Vaisala sensor and wind speed was measured using a Young 05103 anemometer. The incoming radiative fluxes and the albedo were measured locally at 4,900 m a.s.l. on Antizana Glacier 15 with a CNR1 Kipp & Zonen net radiometer. L_{\uparrow} was deduced from the modeled surface temperature T_s and Stefan-Boltzmann's equation, where $\varepsilon = 0.99$ is surface emissivity, and $\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ is the Stefan-Boltzmann constant. The heat flux supplied by precipitation was not taken into account because during precipitation the temperature is always close to 0 °C.

Q_{surface} is the energy available at the surface. Part of the shortwave radiation is actually not available for warming/cooling processes at the surface or for melting, because the shortwave flux partly penetrates the ice. Hence, Q_{surface} is separated into two terms:

$$Q_{\text{surface}} = G_0 + (1 - a) S \quad (\text{in W m}^{-2}) \quad (4)$$

where G_0 is energy excess or deficit at the surface. In this equation, a is the fractional amount of shortwave radiation that is absorbed in the top layer of the model (at the surface). We assumed $a = 0.8$ for ice and $a = 0.9$ for snow (e.g., [Bintanja *et al.* 1997](#)). When the surface temperature is $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, the positive G_0 values represent the energy available for melt. Otherwise, this amount is used to cool/warm the frozen surface and underlying snow/ice. For this task, heat conduction within the snow or ice was computed by solving the thermal diffusion equation according to an explicit scheme to a depth of 2 m, with a 5 cm grid resolution and a 20 s time step.

Calculations were validated using the melting amounts measured by the melting boxes (Figure S3c). Our results were in better agreement with measured melting amounts than results from [Favier *et al.* \(2004\)](#), with a correlation coefficient of $r = 0.91$ (instead of 0.86). The regression line was also closer to the 1:1 line (slope of 1.01 instead of 0.89). The model was also validated using mass balance measurements performed on ablation stakes. Because the ablation zone presents a significant slope (28°) and aspect (NW) for this elevation range, the surface energy balance model was run with these settings from March 14, 2002 to August 31, 2003. The computed monthly mass balance values were highly consistent with the mass balance values measured on the stakes ($R = 0.90$, $n = 18$, $p = 0.001$, $E = 0.79$, Figure S3).

Supplementary Tables

Table S1: Correlation coefficients (r) computed between monthly temperature, cumulative positive temperature ($T+$), precipitation, and the different incoming energy fluxes measured at AWS_{G1} between March 2002 and August 2003. Correlation coefficients that are significant at $p=0.001$ level are in bold.

r	ΔQ	S_{\downarrow}	S_{\uparrow}	S	α	L_{\downarrow}	L_{\uparrow}	L	R	H	LE	$LE+H$
$T, AWS_{G1}, ^\circ C$	0,69	-0,55	0,81	0,22	-0,62	0,51	-0,76	0,46	0,54	-0,62	0,68	0,42
$T+, AWS_{G1}, ^\circ C$	0,73	-0,43	0,76	0,32	-0,67	0,39	-0,67	0,33	0,59	-0,49	0,56	0,40
<i>Precipitation, HOBO, mm</i>	-0,60	-0,21	-0,42	-0,73	0,74	0,32	0,02	0,36	-0,68	-0,10	0,26	0,49
$u, AWS_{G1}, m\ s^{-1}$	-0,17	0,93	-0,76	0,30	0,25	-0,84	0,80	-0,82	-0,12	0,95	-0,87	-0,16
$\Delta Q, mm\ eq.e,$		0,02	0,70	0,80	-0,91	0,05	-0,50	-0,02	0,97	-0,24	0,17	-0,11

Table S2: Correlation coefficients (r) computed between daily temperature, cumulative positive temperature ($T+$), melting (ΔQ), wind speed (u) and the different energy fluxes measured at AWS_{G1} during the 2002-2003 period ($n = 530$ days). The period with high speed winds (Period 1) and low speed winds (Period 2) (P1 and P2 in the Table) represent 240 and 290 days, respectively. Additional separation is done for Period 1 to keep observations with low speed winds (see data in brackets). Selected days were when the mean 7-day running mean of wind speed was less than 4 m s^{-1} (51 days). Correlations in bold are significant at $p = 0.001$.

r	Significant at 0.001 if $ r $ higher than	ΔQ^l	S_l	S_\uparrow	S	α	L_l	L_\uparrow	L	R	H	LE	$LE+H^2$
$T, ^\circ\text{C}, \text{ P1+P2}$	0.15	0.62	0.13	0.37	0.45	-0.53	-0.16	-0.23	-0.21	0.46	0.09	0.14	0.45
P1(P1 & $\bar{u} < 4 \text{ m s}^{-1}$)	0.22(0.45)	0.60(0.48)	0.15(0.43)	0.39(0.09)	0.47(0.48)	-0.53(-0.44)	-0.28(-0.54)	-0.13(0.22)	-0.32(-0.56)	0.43(0.36)	0.07(0.52)	0.05(-0.25)	0.23(0.28)
P2	0.20	0.60	0.45	0.11	0.56	-0.50	-0.47	-0.02	-0.51	0.46	0.53	-0.20	0.60
$T+, ^\circ\text{C}, \text{ P1+P2}$	0.15	0.62	0.21	0.29	0.49	-0.53	-0.23	-0.10	-0.27	0.47	0.08	0.13	0.43
P1(P1 & $\bar{u} < 4 \text{ m s}^{-1}$)	0.22(0.45)	0.58(0.54)	0.16(0.48)	0.34(0.10)	0.44(0.53)	-0.49(-0.47)	-0.26(-0.56)	-0.04(0.25)	-0.29(-0.58)	0.41(0.42)	0.04(0.44)	0.08(-0.21)	0.25(0.24)
P2	0.20	0.61	0.51	0.07	0.60	-0.51	-0.54	0.12	-0.57	0.48	0.44	-0.14	0.54
Precipitation, mm, P1+P2	0.15	-0.28	-0.20	-0.13	-0.34	0.37	0.32	-0.16	0.33	-0.25	-0.19	0.13	-0.09
P1(P1 & $\bar{u} < 4 \text{ m s}^{-1}$)	0.22(0.45)	-0.30(-0.39)	-0.23(-0.06)	-0.15(-0.44)	-0.36(-0.40)	0.38(0.47)	0.40(0.32)	-0.12(-0.07)	0.41(0.35)	-0.24(-0.35)	-0.24(-0.07)	0.17(0.15)	-0.07(0.10)
P2	0.20	-0.30	-0.19	-0.17	-0.32	0.39	0.29	-0.22	0.28	-0.27	-0.14	0.06	-0.14
$u, \text{ m s}^{-1}, \text{ P1+P2}$	0.15	0.05	0.66	-0.53	0.32	0.03	-0.53	0.27	-0.54	0.09	0.82	-0.79	-0.04
P1(P1 & $\bar{u} < 4 \text{ m s}^{-1}$)	0.22(0.45)	-0.17(-0.05)	0.62(0.18)	-0.56(-0.18)	0.18(0.04)	0.11(0.07)	-0.50(-0.11)	0.22(-0.19)	-0.50(-0.17)	-0.06(-0.03)	0.79(0.62)	-0.75(-0.62)	-0.13(-0.01)
P2	0.20	0.43	0.52	-0.17	0.45	-0.22	-0.32	-0.11	-0.36	0.40	0.75	-0.75	0.21
$\Delta Q, \text{ mm eq.e.}, \text{ P1+P2}$	0.15		0.44	0.46	0.88	-0.86	-0.29	-0.19	-0.34	0.94	0.15	-0.02	0.23
P1(P1 & $\bar{u} < 4 \text{ m s}^{-1}$)	0.22(0.45)		0.34(0.62)	0.62(0.49)	0.85(0.97)	-0.90(-0.92)	-0.33(-0.55)	-0.22(-0.11)	-0.38(-0.64)	0.91(0.96)	0.01(0.14)	-0.02(-0.33)	-0.03(-0.22)
P2	0.20		0.73	0.26	0.97	-0.83	-0.52	-0.01	-0.56	0.96	0.52	-0.34	0.40

Supplementary Figures

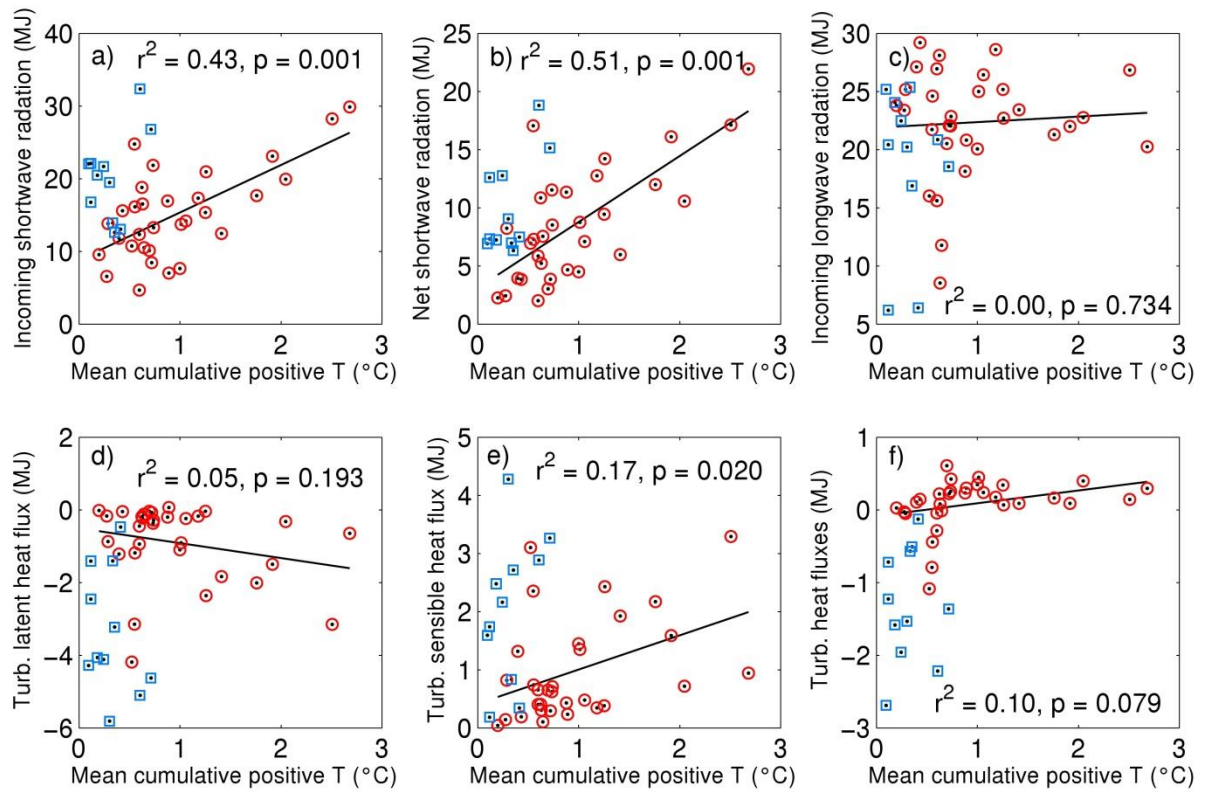


Figure S1: Comparison between the mean cumulative half-hourly positive temperature values in the melting box experiments and a) incoming shortwave radiation, b) net shortwave radiation, c) incoming longwave radiation, d) turbulent latent heat flux, e) turbulent sensible heat flux, and f) turbulent heat fluxes (LE+H). Blue squares refer to Period 1 (windy period) and red circles refer to Period 2. The determination lines and coefficients correspond to data for Period 2 only.

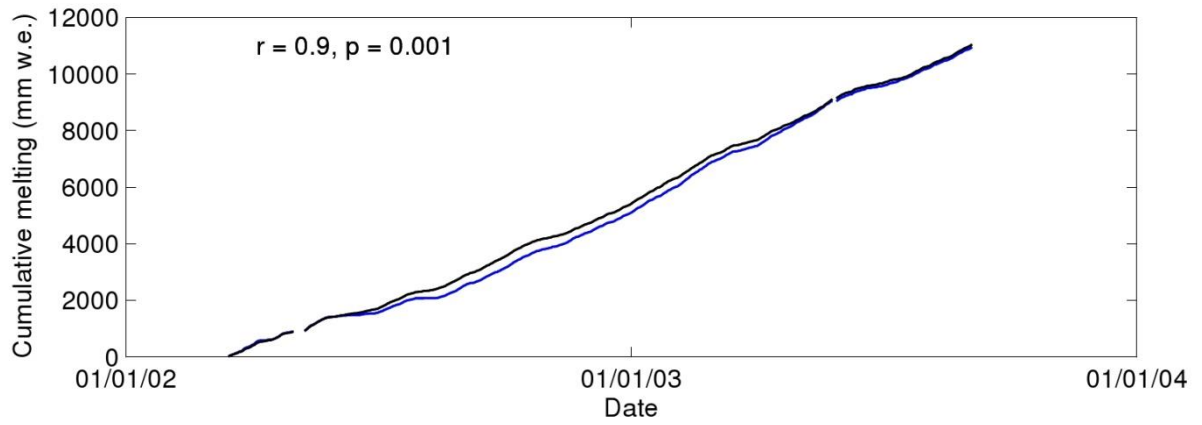


Figure S2: Comparison between cumulative melting rates from Favier et al., (2004) and melting rates computed using Favier et al. (2011) full surface energy balance computation. The correlation coefficient is between daily melting rates of both methods.

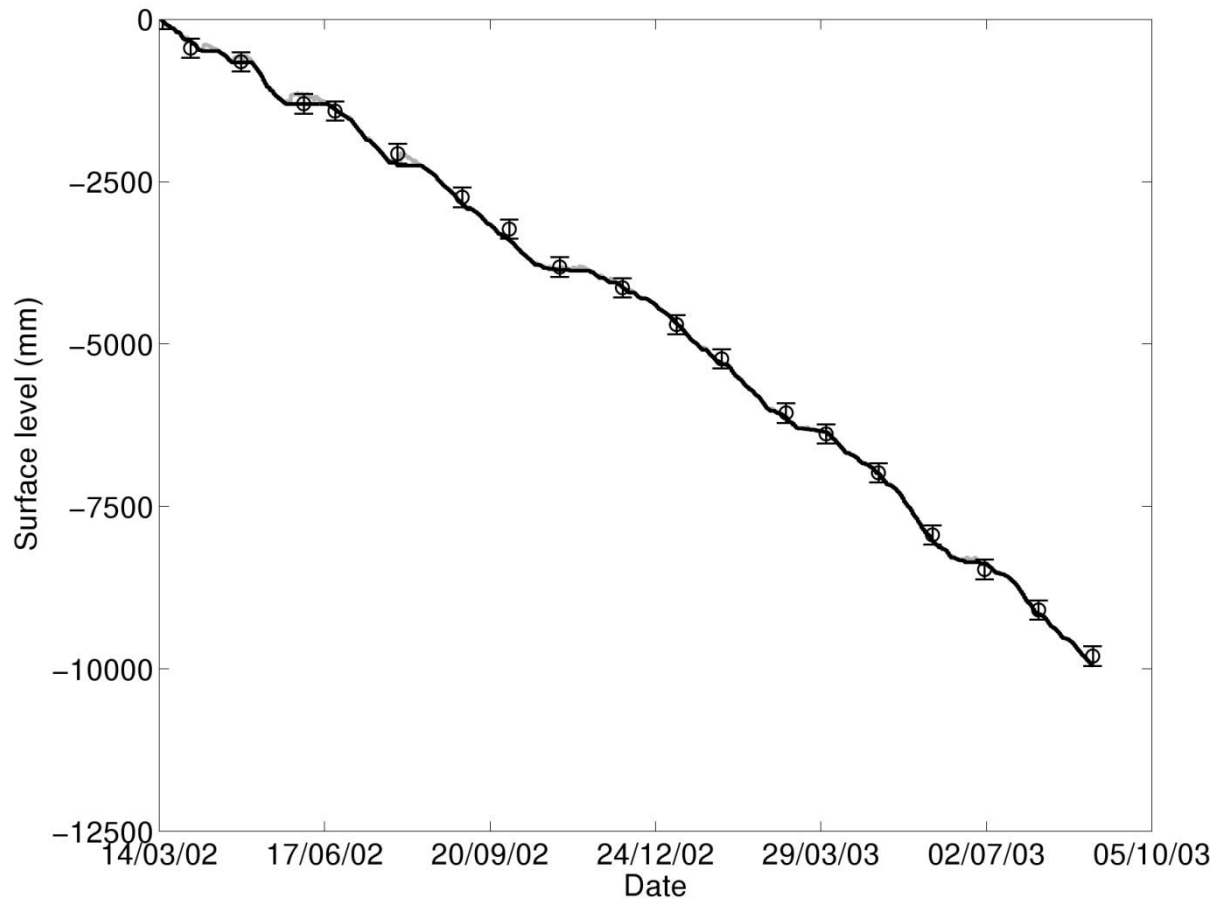


Figure S3: Comparison between measured (circles) and modeled (black lines) surface mass balance and using the full surface energy balance approach in Favier et al. (2011) (values expressed in m of ice). Results are for 4,900 m a.s.l from March 14, 2002 to August 31, 2003. The gray line represents the level of snow assuming a density of 200 kg m^{-3} .