



HAL
open science

Apports d'une approche combinant mesures in situ et télédétection optique pour le suivi des glaciers de montagne : cas des Andes tropicales et des Alpes occidentales

Antoine Rabatel

► To cite this version:

Antoine Rabatel. Apports d'une approche combinant mesures in situ et télédétection optique pour le suivi des glaciers de montagne : cas des Andes tropicales et des Alpes occidentales. Interfaces continentales, environnement. Université Grenoble Alpes, 2015. tel-01230519

HAL Id: tel-01230519

<https://theses.hal.science/tel-01230519>

Submitted on 18 Nov 2015

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.



Distributed under a Creative Commons Attribution - NonCommercial - NoDerivatives 4.0 International License

Diplôme d'Habilitation à Diriger des Recherches

Spécialité : Glaciologie

Arrêté ministériel du 23 novembre 1988 relatif à l'habilitation à diriger des recherches, modifié par les arrêtés des 13 février 1992, 13 juillet 1995 et 25 avril 2002

Présenté par

Antoine RABATEL

Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement
École Doctorale « Terre, Univers, Environnement »

Apports d'une approche combinant mesures *in situ* et télédétection optique pour le suivi des glaciers de montagne : cas des Andes tropicales et des Alpes occidentales

Présentation publique le 29 avril 2015,
devant le jury composé de :

Mme Frédérique REMY

Directeur de Recherche CNRS, Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales, Toulouse – France. Rapporteur

Mr Michael ZEMP

Directeur du World Glacier Monitoring Service, Université de Zurich, Zurich – Suisse.
Rapporteur

Mr Martin HOELZLE

Professeur à l'Université de Fribourg, Fribourg – Suisse. Rapporteur

Mr Michel FILY

Professeur à l'Université J. Fourier – Grenoble 1, Directeur de l'Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble, Grenoble – France. Examineur

Mr Pierre RIBSTEIN

Professeur à l'Université Pierre et Marie Curie – Paris 7, Paris – France. Examineur



Avant-propos

L'Habilitation à Diriger des Recherches (HDR), c'est un « passage obligé » pour le chercheur/enseignant-chercheur français s'il souhaite : évoluer dans sa carrière vers des fonctions de Directeur de Recherche, de Professeur d'Université ou de Physicien (dans le cas du CNAP) ; encadrer des doctorants sans faire appel à un « prête nom » plus ou moins investi dans le travail du doctorant ; servir la communauté de son laboratoire dans la mesure où (au moins à Grenoble) le nombre d'HDR dans un laboratoire conditionne le nombre de bourses de thèse ministérielles auquel le laboratoire peut prétendre !

La forme et le contenu de l'HDR varient énormément d'une personne à l'autre, il n'existe pas de « canevas type », et chaque auteur est par conséquent libre dans la présentation du document. Ceci étant, écrire son HDR, c'est prendre le temps de faire un point sur sa carrière, l'avancée de ses travaux, l'évolution que l'on souhaite leurs donner dans les années à venir. C'est en partie un travail de synthèse, et en partie une réflexion prospective à un moment donné, dans un contexte donné.

La recherche académique, si tant est que cela ait été vrai un jour, ne s'effectue aujourd'hui plus seul. Chaque résultat nouveau est le fruit d'un travail collectif, alliant des compétences multiples et variées, pouvant parfois survenir après des années d'efforts, souvent entrepris par des pairs. Je n'échappe évidemment pas à la règle, et j'en profite ici pour rendre hommage à Pierre Ribstein et Bernard Francou pour avoir initié le programme de suivi glaciologique dans les Andes tropicales au début des années 1990, programme dont je participe aujourd'hui à assurer la pérennité. Je souhaite aussi remercier Louis Reynaud pour m'avoir « guidé » durant mes premiers pas de chercheur et m'avoir mené sur la piste de l'utilisation de la ligne de neige pour reconstruire le bilan de masse glaciaire. Je tiens également à souligner que les résultats présentés dans ce document n'auraient vraisemblablement pas été acquis dans les mêmes temps et/ou dans les mêmes conditions sans : les collègues du LGGE et du LTHE (notamment ceux de l'équipe CHyC) avec lesquels je travaille depuis de nombreuses années (notamment Christian Vincent, Delphine Six, Jean-Pierre Dedieu, les Patrick^S : Wagnon et Ginot, Thomas Condom, Jean-Emmanuel Sicart, Anne Letréguilly, Yves Arnaud, Vincent Favier, Fabien Gillet-Chaulet) ; les personnels techniques du LGGE et du LTHE (notamment Romain Biron et Luc Piard) ; les collègues d'autres instituts en France ou à l'étranger (notamment Marie Dumont,

Emmanuel Thibert, Nicolas Eckert, Vincent Jomelli, Olivier Dangles, Matthias Vuille, Philip Deline et particulièrement les partenaires des pays des Andes tropicales comme Alvaro Soruco, Jesus Gomez, Luzmila Davila, Bolivar Caceres, Luis Maisincho, Marcos Villacis, Remigio Galarraga, Jorge-Luis Ceballos) ; les étudiants de Doctorat et de Master ainsi que les CDD/Post-doc que j'ai encadrés ou avec lesquels j'ai collaboré (dont particulièrement Ruben, Marion, Edwin, Maële, Marie, Adrien, Brad, Fanny, Guillaume et Olivier) ; les Volontaires Internationaux qui ont œuvrés en Bolivie (notamment Benjamin et les Maxime \underline{s}) ; et finalement, les personnels des services administratif et informatique du LGGE et du LTHE pour leurs actions au quotidien.

J'adresse également mes sincères remerciements aux trois rapporteurs qui ont accepté de réviser ce document : Frédérique Rémy, Michael Zemp et Martin Hoeszle, ainsi qu'aux autres membres du jury : Michel Fily et Pierre Ribstein.

Finalement, merci à Christian et Bernard pour leurs relectures et leurs conseils avisés, et MERCI à Hélène pour... la liste serait trop longue !

Sommaire

Avant-propos.....	i
Introduction	1
Les enjeux de l'étude des glaciers de montagne.....	1
Déroutement de mon parcours scientifique	3
Organisation du document.....	4
Chapitre 1 De l'observation de terrain à la télédétection	5
1.1. Stratégies et méthodes d'observation de terrain	8
1.1.1. Le SO/SOERE GLACIOCLIM et sa composante Andine.....	8
1.1.2. GLACIOCLIM-Andes et les réseaux d'observation des Andes tropicales.....	13
1.2. Stratégies et méthodes d'observation par télédétection optique.....	16
1.2.1. Les apports de la télédétection optique en glaciologie	16
1.2.2. L'usage de la télédétection optique dans GLACIOCLIM	17
1.2.3. L'initiative internationale GLIMS.....	19
1.3. Quelles évolutions des observations dans GLACIOCLIM peut-on envisager ?	20
1.3.1. Maintien du réseau d'observation	20
1.3.2. Développement des mesures topographiques à très haute résolution.....	22
1.3.3. Systématisation de l'usage des images satellites à très haute résolution spatiale et/ou temporelle	23
1.3.4. Mesure des vitesses d'écoulement par télédétection optique.....	24
Chapitre 2 Variations glaciaires depuis le Petit Age Glaciaire	25
2.1. Contexte de ces travaux	25
2.1.1. Pourquoi étudier les fluctuations glaciaires au cours des derniers siècles ?	25
2.1.2. Dans quel cadre s'inscrivent ces travaux ?	26
2.2. Le Petit Age Glaciaire a-t-il existé dans les Andes de Bolivie ?.....	27

2.2.1. Travaux antérieurs à ma thèse de Doctorat	27
2.2.2. Principaux résultats obtenus dans le cadre de ma thèse de Doctorat.	28
2.3. Quelles informations paléoclimatiques tirer de ces variations glaciaires ?.....	32
2.3.1. Cas des Andes de Bolivie.....	32
2.3.2. Qu'en est-il à l'échelle des Andes tropicales ?.....	33
2.4. Quels nouveaux enjeux concernant les fluctuations glaciaires passées dans les Andes tropicales ?.....	36
Chapitre 3 Processus glaciaires et variations contemporaines.....	37
3.1. Ce que nous enseignent les mesures glaciologiques <i>in situ</i>	37
3.1.1. Contexte de ces travaux.....	37
3.1.2. Processus d'accumulation et d'ablation à la surface des glaciers tropicaux	38
3.1.3. Variations interannuelles et lien avec le climat	41
3.1.4. Variations décennales et lien avec le climat	43
3.2. Inventaires glaciologiques multi-temporels	50
3.2.1. Contexte de ces travaux.....	50
3.2.2. Résultats obtenus.....	51
3.3. Développements méthodologiques pour quantifier l'altitude de la ligne d'équilibre et le bilan de masse annuel par télédétection optique	61
3.3.1. Contexte de ces travaux.....	61
3.3.2. Ligne de neige sur glacier, ligne d'équilibre et bilan de masse.....	62
3.3.3. Albédo et bilan de masse	70
3.4. Glaciers : ressource en eau et impacts sur la biodiversité.....	74
3.4.1. Contexte de ces travaux.....	74
3.4.2. Rôle des glaciers de montagne dans le fonctionnement hydrologique des bassins versants	75
3.4.3. Impacts du retrait glaciaire sur la biodiversité	80
Chapitre 4 Perspectives : quel avenir pour les glaciers de montagne ?	83
4.1. Quelles approches, quels besoins ?.....	84
4.2. Quantification des épaisseurs de glace.....	86
4.2.1. Mesure des épaisseurs de glace par méthodes <i>in situ</i> ou aéroportées	87
4.2.2. Estimation des épaisseurs de glace à partir de la topographie de surface, du bilan de masse et/ou des vitesses d'écoulement en surface.	89
4.2.3. Combiner l'ensemble des données.....	92
4.3. Simulation du bilan de masse	93
4.3.1. Simulation de l'ablation	94

4.3.2. Simulation de l'accumulation	95
4.3.3. Quels développements à venir ?	96
4.4. Vers une simulation de l'évolution future des glaciers de montagne.....	97
Conclusions	101
Références bibliographiques	103
Annexes.....	123
Annexe 1 : Curriculum vitae	125
Annexe 2 : Synthèse des activités d'administration, d'encadrement, de diffusion	129
Annexe 3 : Rayonnement national et international.....	135
Annexe 4 : Liste des publications, conférences.....	137
Annexe 5 : Quelques publications	143

Introduction

Les enjeux de l'étude des glaciers de montagne

Les glaciers de montagne sont connus pour être de très bons indicateurs du climat et de ses variations. En effet, ils réagissent avec un faible décalage temporel (leur bilan de masse à l'échelle annuelle, leur surface à l'échelle de quelques années/décennies en fonction de leur taille) aux variations des processus conditionnant leur existence (accumulation, ablation), lesquels sont contrôlés par le climat. En outre, les données climatiques directes sont peu nombreuses en zone de haute montagne, et les glaciers constituent donc un des rares marqueurs naturels dans ces régions. Aussi, leur étude apparaît-elle nécessaire pour détecter les changements climatiques actuels, comme pour documenter l'évolution du climat au cours des siècles passés.

Les glaciers de montagne constituent également une ressource en eau dont la contribution au fonctionnement hydrologique des bassins versants de montagne à composante nivo-glaciaire peut être non négligeable, *a fortiori* en région tropicale où la forte saisonnalité des précipitations à l'échelle annuelle confère un rôle important aux glaciers pour le maintien du débit de base en saison sèche. Ce rôle est d'autant plus important dans le contexte actuel de changement rapide des forçages climatiques et des états de surface : retrait glaciaire, réduction de la durée d'enneigement, modification du couvert végétal et forestier. Les modifications du couvert végétal et forestier sont en partie liées au retrait glaciaire, dans la mesure où les espaces déglacés constituent des zones de colonisation/migration potentielles. Cette interaction entre le règne végétal et les glaciers fait de ces derniers un des acteurs de l'évolution de la biodiversité en zone de montagne. Ainsi, les changements affectant les zones de montagne sont et seront à l'origine de modifications sensibles pour l'approvisionnement en eau potable, l'irrigation et la production hydro-électrique en leur sein et à leur périphérie.

Les glaciers de montagne sont, enfin, à l'origine d'aléas divers (vidange de lacs pro/supra-glaciaires, de poches d'eau intra-glaciaires, chutes de séracs, lahars sur les volcans englacés), et la plupart d'entre eux sont en augmentation. C'est notamment le cas des lacs pro-glaciaires dont le nombre augmente avec le retrait glaciaire contemporain ; ce pourrait aussi être le cas des chutes de séracs, notamment pour les glaciers à base froide situés en altitude et pour lesquels le

réchauffement de la glace pourrait être à l'origine de déstabilisations massives. En outre, cette augmentation des aléas glaciaires s'accompagne d'une augmentation de la vulnérabilité liée à la pression anthropique croissante dans les zones de montagne.

Ainsi, les glaciers représentent un enjeu économique et sociétal, et la question de leur devenir est de plus en plus présente.

Que ce soit en se plaçant sous l'angle du climat, de l'hydrologie, de la biodiversité ou encore du risque en milieu de montagne, répondre aux préoccupations des populations vivant dans, ou à l'aval de ces zones nécessite de mieux comprendre les processus en jeu et de développer des outils de modélisation et de simulation. Cette approche permettra, d'une part, de mieux cerner les interactions entre les glaciers et leur environnement, et d'autre part, d'estimer l'évolution future des glaciers de montagne, et avec elle, celle de la ressource en eau, de la biodiversité et des aléas d'origine glaciaire.

L'étude des processus glaciaires passe nécessairement par un suivi de terrain permettant de comprendre à des échelles fines de temps et d'espace les interactions entre les glaciers et leur environnement. Un petit nombre de glaciers de référence sont ainsi instrumentés dans différentes régions climatiques à l'échelle mondiale, permettant un suivi de leur bilan de masse par différentes méthodes (glaciologique, hydrologique, géodésique) et dans certains rares cas de leur bilan d'énergie de surface (généralement de manière ponctuelle au moyen de stations météorologiques installées pour des périodes de temps plus ou moins longues : quelques mois à quelques années). A titre d'exemple, concernant le bilan de masse (l'une des variables les plus suivies), le World Glacier Monitoring Service (www.wgms.ch) recense les données de bilan de masse disponibles sur quelques 410 glaciers suivis à travers le monde par des mesures de terrain, parmi lesquels les séries ininterrompues de plus de 40 ans ne concernent que 37 glaciers, sur près de 160000 inventoriés à l'échelle globale (www.glims.org). Le faible nombre de séries de données disponibles tient aux coûts financier, humain et temporel, inhérents aux mesures de terrain. Bien que peu nombreuses, les études de terrain ont cependant permis de mettre en évidence les variables climatiques clés contrôlant le fonctionnement des glaciers, ainsi que les liens existant avec les modes de circulations atmosphériques régionaux ou globaux, comme l'oscillation australe pour les glaciers tropicaux. Elles ont également permis de mieux caractériser les variables et processus influant sur la dynamique glaciaire (épaisseurs de glace, vitesses d'écoulement en surface, diffusion thermique, ...). Le maintien de mesures sur le long terme est un facteur essentiel pour améliorer nos connaissances des processus et lever le voile toujours présent sur un grand nombre de points, comme par exemple : le rôle du vent et de la topographie dans l'accumulation de neige en surface des glaciers, le rôle des flux turbulents dans l'ablation de neige et de glace, l'impact des aérosols et du carbone-suie sur l'albédo, le rôle de l'eau sur le glissement basal, ... De même, ces mesures sont nécessaires pour la calibration et la validation des approches de régionalisation et de modélisation.

Ceci étant, le petit nombre de séries disponibles constitue un obstacle à l'amélioration de la connaissance de la relation entre les changements climatiques et ceux des glaciers de montagne à l'échelle d'un massif ou d'une région climatique. De même, il constitue un obstacle à notre

connaissance de la contribution des glaciers aux ressources en eau et au fonctionnement des bassins versants de haute altitude. Ainsi, pour aboutir à une prise en compte des processus et des changements glaciaires à l'échelle régionale, il est nécessaire de changer d'approche pour réaliser la mesure des variables glaciaires à l'échelle du massif, du bassin versant ou encore de la région. A cette fin, la télédétection s'avère être l'outil le plus approprié. L'augmentation du nombre de capteurs satellitaires depuis près de quatre décennies, ainsi que celle de leurs performances (amélioration des résolutions spatiale, radiométrique et temporelle) font de cet outil un instrument indispensable pour le suivi des glaciers, de leur dynamique et de leur évolution (mesures de longueur, surface, volume, vitesses, ...).

Déroulement de mon parcours scientifique

Depuis le début de mes travaux scientifiques en glaciologie en 1999, j'ai abordé l'étude des processus contrôlant l'évolution actuelle et séculaire (depuis le Petit Age Glaciaire) des glaciers de montagne dans les régions tempérées et tropicales en privilégiant l'observation, à la fois directe (mesures de terrain) et par télédétection (photographies aériennes et images satellites optiques). Les différentes expériences que j'ai vécues en tant qu'étudiant, doctorant, post-doctorant, en France et en Amérique du Sud (2 ans en Bolivie, 15 mois au Chili), m'ont permis d'acquérir d'importantes compétences concernant la mise en place, le fonctionnement et la gestion de réseaux de mesures glaciologiques, avec des protocoles divers allant des mesures du bilan de masse glaciaire aux mesures météorologiques en passant par l'hydrologie et la topographie (DGPS, RADAR, LiDAR). Cette forte implication sur le terrain m'a également permis d'accroître mes connaissances sur les processus glaciaires et de prendre conscience qu'une approche alternative à l'observation de terrain était nécessaire pour documenter l'étude des glaciers à une échelle régionale. Dans cette optique j'ai cherché à développer l'utilisation de la télédétection optique à haute résolution spatiale pour quantifier les processus glaciaires à l'échelle régionale. L'approche originale que j'ai développée se base sur l'identification de la ligne de neige sur glacier, et sur le fait que sous certaines conditions celle-ci puisse être utilisée comme indicateur de la ligne d'équilibre, et donc servir à quantifier le bilan de masse annuel d'un glacier. Ceci m'a permis de développer une méthode de quantification du bilan de masse annuel pour des glaciers non instrumentés. Cette méthode, développée, validée puis appliquée dans les Alpes françaises, a ensuite été testée, validée et appliquée dans les Andes tropicales ainsi qu'en Himalaya.

C'est fort de ces expériences que j'ai été recruté en 2009 comme Physicien-Adjoint du Corps National des Astronomes et Physiciens (CNAP), affecté au Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (LGGE) à Grenoble pour développer mes activités au sein du Service d'Observation GLACIOCLIM (les GLAciers un Observatoire du CLIMat). Le statut de Physicien-Adjoint est particulier dans le sens où il est assujéti à trois tâches : une tâche d'observation, une tâche de recherche et une tâche de diffusion des connaissances. Concernant l'observation, mon travail consiste à assurer la gestion de GLACIOCLIM dans son ensemble (en coresponsabilité avec Delphine Six et Vincent Favier) et de son volet « Andin » en particulier. Concernant mes activités de recherche, mon objectif est de travailler en complément aux

observations directes de terrain en utilisant et développant des méthodes basées sur la télédétection optique afin de quantifier les variables glaciaires (surface, ligne d'équilibre, bilan de masse, albédo) à l'échelle régionale. Le but étant de mieux caractériser les changements des glaciers de montagne, leur lien et sensibilité aux changements climatiques, et leurs impacts sur les écosystèmes de montagne. Concernant la diffusion des connaissances, j'ai une charge de 66 h éq. TD par an, dispensée soit *via* des cours, des TD ou des stages de terrain à l'université ou lors d'écoles d'été, soit *via* des actions vers le grand public (accueil de classes au laboratoire, conférences).

Organisation du document

Mes activités laissant statutairement une place importante à l'observation, le premier chapitre de ce document présentera le Service d'Observation GLACIOCLIM : sa stratégie et les protocoles d'observation et d'expérimentation, à la fois directes sur le terrain et par télédétection ; le déploiement de son réseau, notamment dans les Andes tropicales (volet de l'observatoire dont j'ai la responsabilité directe) ; et les liens qu'il entretient avec les programmes et instances internationales.

Les chapitres deux et trois seront consacrés à mes travaux de recherches, avec un focus sur les fluctuations multiséculaires des glaciers dans les Andes tropicales dans le chapitre 2, et un focus sur les changements contemporains, depuis le milieu du 20^{ème} siècle, dans le chapitre 3. Dans ces deux chapitres, je présenterai : le contexte dans lequel ces travaux ont été réalisés (projets de recherche, collaborations scientifiques, encadrements d'étudiants) ; les principaux développements méthodologiques que j'ai initiés, ou auxquels j'ai participé, aussi bien pour le traitement statistique de données que pour quantifier le bilan de masse annuel des glaciers de montagne par télédétection optique (*via* la ligne de neige ou l'albédo de surface du glacier) ; les principaux résultats obtenus ; et les principales valorisations réalisées.

Dans le chapitre 4, je traiterai des perspectives que je souhaite mettre en place et développer pour mes activités dans les années à venir. Comme mentionné en début de cette introduction, mieux caractériser l'évolution des glaciers dans les prochaines décennies est un enjeu majeur. Cela passe nécessairement par des simulations numériques qui se basent sur : (1) notre connaissance de la topographie de surface et à l'interface glace/roche (bedrock) des glaciers dont on souhaite simuler l'évolution ; et (2) notre capacité à simuler les bilans de masse annuels pour les décennies futures à partir des scénarios de l'évolution des variables climatiques issues des modèles climatiques globaux et régionaux. Nous verrons qu'il existe différents niveaux de complexité qui peuvent être considérés en fonction du type d'étude que l'on souhaite réaliser. Un ensemble d'outils numériques et de jeux de données sont d'ores et déjà disponibles et a été testé dans le cadre de GLACIOCLIM, à l'échelle du glacier, notamment pour le Glacier Zongo en Bolivie et pour la Mer de Glace en France. Nous verrons quels résultats ils permettent d'obtenir, quelles sont leurs limites, et comment ces limites peuvent être dépassées.

Chapitre 1

De l'observation de terrain à la télédétection

Le Système Mondial d'Observation du Climat (GCOS, acronyme anglais) et le Système Mondial d'Observation de la Terre (GTOS, acronyme anglais) ont été établis respectivement en 1992 et 1996, suite à la deuxième conférence mondiale du climat à La Haye en 1990, sous les auspices de l'Organisation des Nations Unies pour l'Alimentation et l'Agriculture (FAO, acronyme anglais), le Conseil International des Unions Scientifiques (ICSU, acronyme anglais), le Programme des Nations Unies pour l'environnement (UNEP, acronyme anglais), l'Organisation des Nations Unies pour l'Education, la Science et la Culture (UNESCO, acronyme anglais) et l'Organisation Météorologique Mondiale (WMO, acronyme anglais).

Dans le cadre du GCOS/GTOS le groupe d'observation terrestre pour le climat a été créé pour élaborer une stratégie globale d'observation et a mis en place un Réseau Terrestre Mondial (GTN, acronyme anglais) pour toutes les variables essentielles du climat. Ainsi, le GTN est un réseau qui fournit un cadre pour les services de surveillance existants et opérationnels, en appui à la convention-cadre sur les changements climatiques de l'Organisation des Nations Unies (UNFCCC, acronyme anglais). L'objectif du GTN est de faciliter la normalisation des méthodes de mesure, l'échange d'information et l'accès aux données.

Concernant les glaciers et les calottes glaciaires, le Réseau Terrestre Mondial pour les Glaciers (GTN-G, acronyme anglais) constitue le cadre de la surveillance coordonnée au niveau international. Il est conjointement géré par le Service de Surveillance Mondiale des Glaciers (WGMS, acronyme anglais), le Centre de Données National des Etats-Unis d'Amérique sur la Neige et la Glace (NSIDC, acronyme anglais) et l'initiative internationale de Mesures depuis l'Espace des Glaces Terrestres à l'échelle Mondiale (GLIMS, acronyme anglais). Le GTN-G a ainsi élaboré une stratégie de suivi pour fournir des informations quantitatives et globales sur : (1) la compréhension des processus ; (2) la détection de changements ; (3) la validation de modèles ; et (4) les impacts environnementaux. Cette stratégie, qui vise à relier l'étude des processus à

fine échelle à l'observation des phénomènes à l'échelle mondiale, se décline autour des niveaux suivants :

- La mesure extensive du bilan de masse sur des glaciers de référence dans les principales zones climatiques pour mieux comprendre les processus et pour l'implémentation, le calage et la validation des modèles numériques ;
- La détermination du bilan de masse glaciaire à l'échelle de massifs montagneux *via* des méthodes à moindre coût pour évaluer la variabilité régionale ;
- Les observations de long terme des changements de longueur, de surface et de volume, notamment par des inventaires multi-temporels à l'aide de la télédétection, pour évaluer la représentativité à l'échelle régionale/globale des mesures faites localement sur les glaciers de référence.

Ce système de surveillance multi-niveaux, combinant mesures *in situ* et télédétection, appliqué à l'ensemble des contextes environnementaux doit fournir les données de base nécessaires à des études intégrées et à l'évaluation de la distribution et des changements des glaciers et des calottes glaciaires.

Au niveau français, l'observatoire des glaciers : GLACIOCLIM (les GLACiers, un Observatoire du CLIMat), a été labellisé Service d'Observation (SO) en 2002, et Système d'Observation et d'Expérimentation, sur le long terme, pour la Recherche en Environnement (SOERE) en 2010. Il est rattaché à l'Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble (OSUG) et hébergé au Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (LGGE) et au Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE). Les financements récurrents attribués à ce SO/SOERE proviennent principalement du Ministère de la Recherche (*via* l'Alliance pour l'Environnement, AllEnvi), du CNRS-INSU, de l'OSUG, de l'IRD et de l'IPEV. Au cours des quatre dernières années, ils s'élèvent en moyenne à 150 k€ par an. Ce financement permet principalement de financer le matériel et les missions de terrains. Ce montant ne prend pas en compte les salaires des personnels, ni la logistique pour les missions de plusieurs mois en Antarctique, dans les Andes ou en Himalaya. De plus, certains financements complémentaires proviennent de contrats locaux (montants variables d'une année sur l'autre) ou de nos partenaires, notamment dans les Andes. Le coût total annuel environné (incluant les salaires, charges, missions, etc.) pour le fonctionnement du SO/SOERE GLACIOCLIM est estimé à environ 700 k€ par an.

GLACIOCLIM est structuré autour de 4 composantes ou volets : les Alpes françaises, les Andes tropicales, l'Antarctique et l'Himalaya (Figure 1.1). Depuis 2012, il est placé sous la responsabilité de Delphine Six (Phy-Adj., UJF-LGGE), de Vincent Favier (Phy-Adj., UJF-LGGE) et de moi-même (Phy-Adj., UJF-LGGE).

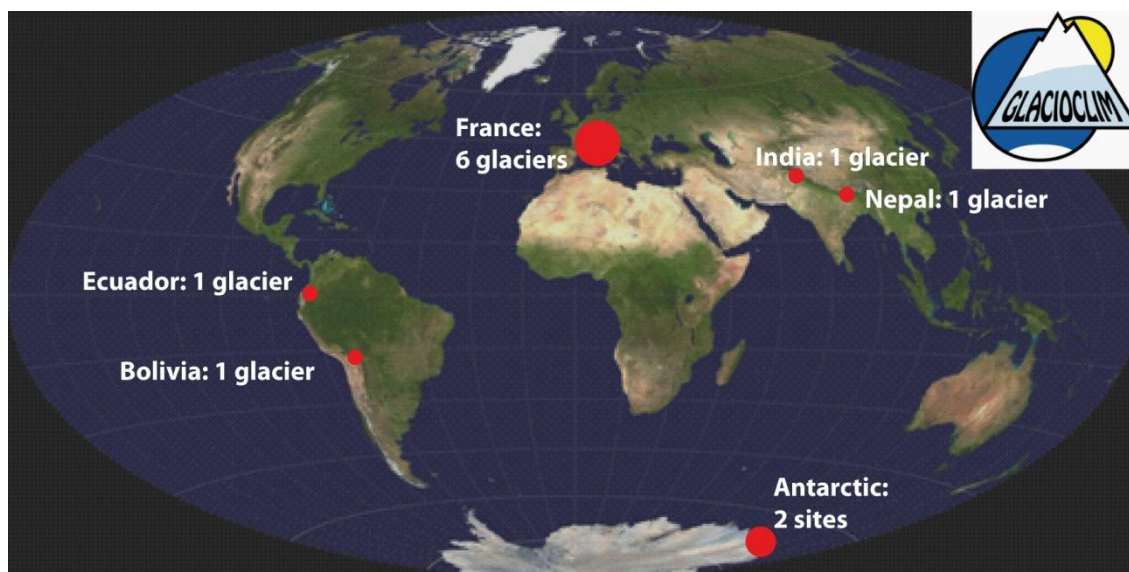


Figure 1.1. Réseau de glaciers de référence du SO/SOERE GLACIOCLIM

Une quinzaine de permanents français (techniciens, ingénieurs, chercheurs/enseignants-chercheurs) du LGGE et LTHE interviennent sur une ou plusieurs des composantes du SO/SOERE (cf. organigramme sur la Figure 1.2). A ces personnes, s'ajoutent les partenaires en Amérique du Sud : trois personnes en Bolivie, cinq personnes en Equateur.

Coordonateurs du SO/SOERE	Delphine Six (Phy-Adj - CNAF) Adjoints : Vincent Favier (Phy-Adj - CNAF), Antoine Rabatel (Phy-Adj - CNAF)			
	GLACIOCLIM Andes A. Rabatel	GLACIOCLIM Himalaya P. Wagnon	GLACIOCLIM Alpes D. Six	GLACIOCLIM SAMBA V. Favier
Les composantes et le coordinateur associé	Bilan de masse : A. Rabatel Météo – SEB : J.E. Sicart Hydro : T. Condom Télédétection : A. Rabatel Régime therm. : P. Ginot	Bilan de masse : P. Wagnon Météo – SEB : P. Wagnon Hydro : P. Chevallier Télédétection : Y. Arnaud Régime therm. : C. Vincent	Bilan de masse : D. Six, C. Vincent, E. Thibert Météo – SEB : D. Six Hydro : I. Zin Télédétection : A. Rabatel Régime therm. : C. Vincent	Bilan de masse : V. Favier, C. Genthon Météo – SEB : V. Favier, C. Genthon Dynamique : E. Le Meur
Les tâches d'observations et le(s) responsable(s) associé(s)				

Figure 1.2. Organigramme du SO/SOERE GLACIOCLIM

Pour l'ensemble des composantes, les objectifs sont :

- Etudier la relation climat - glacier ; c'est-à-dire comprendre les relations entre les variations climatiques et les bilans de masse glaciaires (analyse des flux de masse et d'énergie entre le glacier et l'atmosphère).
- Prévoir l'évolution future des glaciers en termes de ressources en eau, de contribution à l'élévation future du niveau des mers, et autres impacts liés à la nature des glaciers.
- Comprendre la réponse dynamique des glaciers (variations d'épaisseur, de longueur, de vitesse d'écoulement) aux fluctuations des bilans de masse et étudier les risques naturels d'origine glaciaire.

Pour cela, la stratégie de suivi établie par GLACIOCLIM repose, d'une part, sur l'étude des processus de surface à l'échelle du glacier par des mesures *in situ* sur un ensemble de glaciers de référence répartis dans chacune des composantes, et d'autre part, sur la quantification à l'échelle régionale des variations des variables glaciaires par télédétection.

Ces mesures, *in situ* et par télédétection, sont le cœur de mes activités d'observation en tant que Physicien-Adjoint du CNAP auxquelles je consacre un tiers de mon temps de travail. C'est pourquoi ce premier chapitre y est consacré, en détaillant les sites et protocoles dont j'ai la responsabilité.

1.1. Stratégies et méthodes d'observation de terrain

1.1.1. Le SO/SOERE GLACIOCLIM et sa composante Andine

1.1.1.1. Les glaciers suivis par GLACIOCLIM-Andes

La composante Andine du SO/SOERE GLACIOCLIM comprend les glaciers Zongo (Bolivie) et Antisana 15 α (Equateur), suivis depuis 1991 et 1994 respectivement (Figure 1.3). Le suivi de ces deux glaciers est assuré en partenariat avec deux instituts de l'Université Mayor de San Andres (UMSA, acronyme en espagnol) : l'Institut d'Hydrologie et d'Hydraulique (IHH) et l'Institut de Géologie et d'Environnement (IGEMA, acronyme en espagnol), en Bolivie ; et avec l'Institut National de Météorologie et d'Hydrologie (INAMHI, acronyme en espagnol) et l'Ecole Polytechnique Nationale de Quito (EPN) en Equateur.

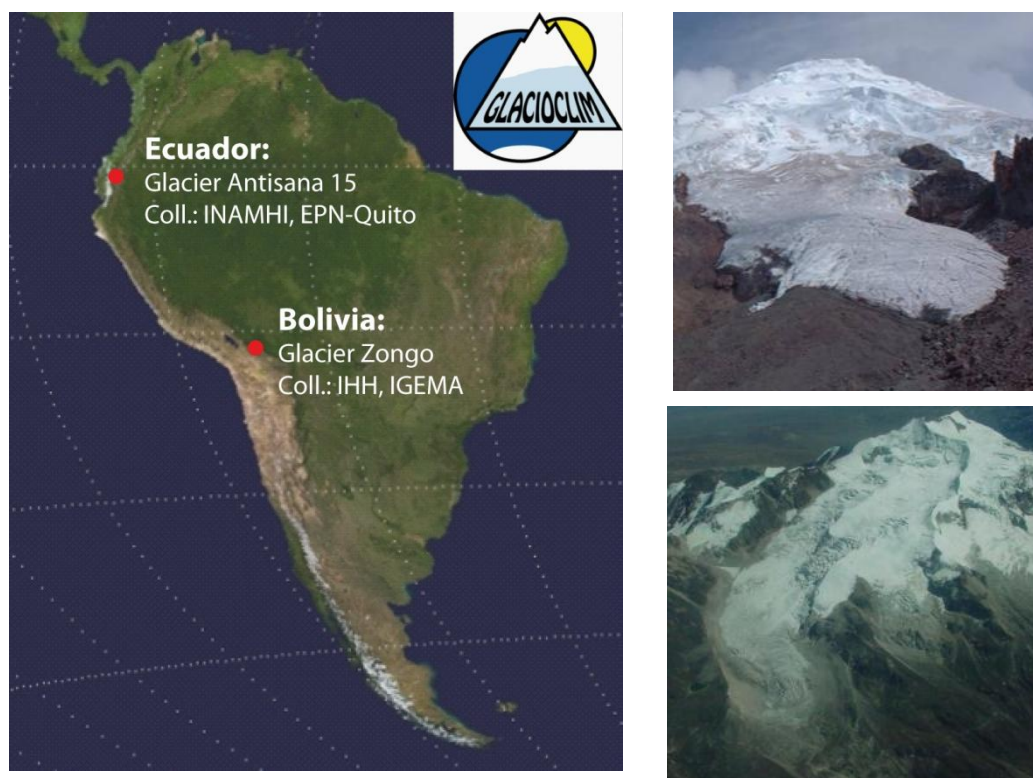
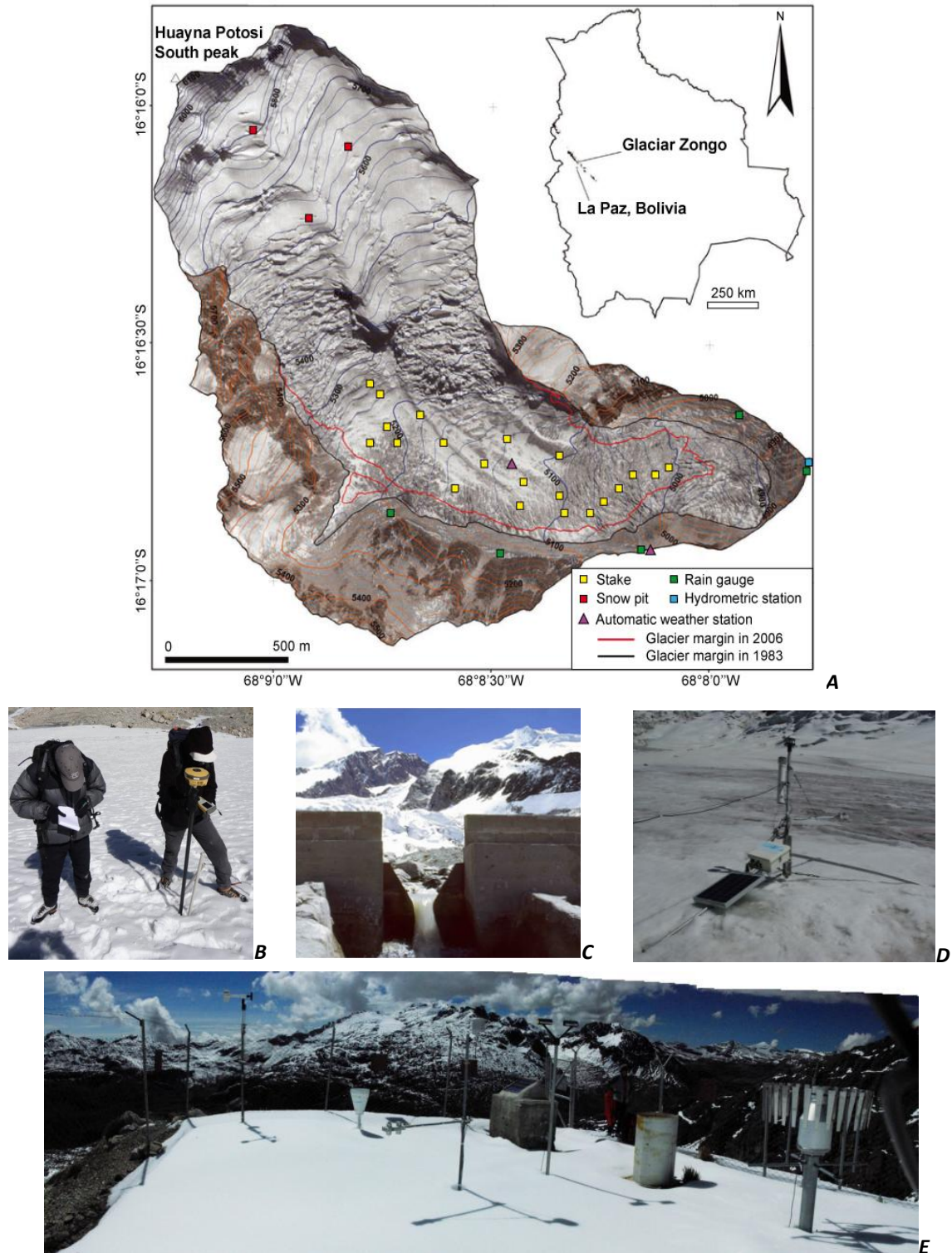


Figure 1.3. Réseau de glaciers de référence de la composante Andes du SO/SOERE GLACIOCLIM. Le Glacier Antisana 15 α en Equateur (en haut) et le Glacier Zongo en Bolivie (en bas).

Sur ces deux glaciers, le même système de suivi est maintenu (exemple du Glacier Zongo, **Figure 1.4**), avec des mesures glaciologiques, hydrologiques, météorologiques et topographiques (**Tableau 1.1**). Les séries de mesures sur les deux glaciers sont les plus longues séries continues de la zone tropicale.



	Antisana 15α	Zongo
Latitude	0°30'S	16°S
Climat	Tropical interne	Tropical externe
Organismes effectuant les mesures	GLACIOCLIM, INAMHI, EPN-Quito	GLACIOCLIM, IHH, IGEMA
Ablation	Mensuel	Mensuel
Accumulation	Janvier	Août/Sept.
Photos aériennes / images sat. à très haute résolution	Tous les 5 ans	Tous les 5 ans
Mesures météo sur et hors glacier	En continu	En continu
Mesures spatiales d'albédo	Quotidiennes	Quotidiennes
Vitesses de surface	Janvier	Août/Sept.
Variations d'épaisseur	Janvier	Août/Sept.
Fluctuations du front	Janvier	Août/Sept.
Topographie du socle	En cours	En 2012

Tableau 1.1. Mesures réalisées sur les glaciers de la composante Andine de GLACIOCLIM

Le détail des mesures météorologiques réalisées à chacune des stations ainsi que la liste des capteurs utilisés sont disponibles sur le site web de la composante Andine de GLACIOCLIM (<http://www-igge.ujf-grenoble.fr/ServiceObs/SiteWebAndes/parametres.htm>).

Pour chacun des deux glaciers, un rapport est réalisé chaque année. Il regroupe l'ensemble des mesures qui ont été réalisées et présente les données traitées. Ces données sont mises à disposition de la communauté scientifique *via* le site web de GLACIOCLIM (<http://www-igge.ujf-grenoble.fr/ServiceObs/SiteWebAndes/baseG2.htm>). En outre, les mesures de bilan de masse sont incluses dans la base de données du World Glacier Monitoring Service, service dont nos partenaires Alvaro Soruco (PhD) en Bolivie et Bolivar Caceres (MSc) en Equateur sont les représentants nationaux.

Ainsi, une partie de mon travail consiste à : (1) assurer la pérennité de ces mesures (gestion financière, matérielle et des ressources humaines) ; (2) former les partenaires locaux (échanges scientifiques et techniques, encadrement d'étudiants) ; et (3) participer à l'acquisition des données sur le terrain, à leur traitement et à leur diffusion via le site web de GLACIOCLIM. Pour ce faire, je réalise notamment chaque année une mission d'environ deux mois en Amérique du Sud.

A ce travail sur la composante Andine de GLACIOCLIM, s'adjoint la gestion globale du SO/SOERE à laquelle je participe avec Delphine Six et Vincent Favier. Il s'agit : (1) de réaliser les bilans et demandes budgétaires, ainsi que les rapports d'activités annuels pour des tutelles (AllEnvi, INSU, IRD) ; (2) d'organiser les réunions administratives et scientifiques qui font la vie de GLACIOCLIM.

1.1.1.2. Stratégie de mesure du bilan de masse glaciaire

Pour la quantification du bilan de masse de surface des glaciers, la stratégie proposée est de combiner les différentes méthodes d'estimation du bilan : la méthode glaciologique, la méthode hydrologique et la méthode géodésique, en tachant de réduire les incertitudes par validations croisées de ces méthodes. Le lecteur trouvera une description exhaustive de ces différentes méthodes dans plusieurs ouvrages de références [Kaser *et al.*, 2003 ; Francou et Pouyaud, 2004 ; Cogley *et al.*, 2011], ou, s'agissant de la calibration du bilan glaciologique par la méthode géodésique, dans le récent article communautaire conduit par Michael Zemp [Zemp *et al.*, 2013].

- Méthode glaciologique. Le bilan de masse est le gain ou la perte de masse qui correspond à la différence entre l'accumulation et l'ablation au cours d'une période de temps T. L'accumulation est mesurée par carottages manuels et mesures densitométriques. L'ablation est mesurée à l'aide d'un réseau de balises d'ablation (Fig. 1.4.A). L'émergence de ces balises disposées régulièrement dans la zone d'ablation donne une estimation de la variabilité spatiale de l'ablation. Là encore, les mesures de densité permettent de convertir l'ablation de neige/glace en eau. Les mesures d'ablation sont réalisées tous les mois dans les Andes où l'ablation est permanente (Fig. 1.4.B). Les mesures terrain associées à celle du bilan de masse comprennent des mesures topographiques réalisées par GPS différentiels (DGPS). Elles permettent de quantifier la dynamique du glacier : mesure de la position des balises d'ablation pour calculer les vitesses d'écoulement en surface (Fig. 1.4.B), mesure de l'altitude de profils transversaux du glacier pour quantifier les variations d'épaisseur, mesure de la position du front et du contour de la zone d'ablation pour quantifier les variations de longueur et de surface du glacier.
- Méthode hydrologique. Le bilan hydrologique est quantifié à partir de la différence entre les entrées (mesure des précipitations à l'aide d'un réseau de pluviomètres répartis autour du glacier, Fig. 1.4.A) et les sorties (mesure du débit du torrent émissaire du glacier au niveau d'une station limnigraphique située à proximité du front du glacier (Fig. 1.4.C) et estimation des pertes par infiltration et évaporation).
- Méthode géodésique. Elle permet de quantifier la variation globale de volume du glacier sur une période pluriannuelle. Elle fait généralement appel à des restitutions photogrammétriques de photographies aériennes permettant de réaliser des modèles numériques de terrain (MNTs) avec une précision décimétrique tant en planimétrie qu'en altimétrie. Le volume perdu ou gagné par le glacier peut être quantifié sur l'ensemble de sa surface pour la période de temps encadrée par les dates des MNTs par soustraction entre ces derniers. Les MNTs peuvent également être produits à partir d'images satellites à très haute résolution spatiale, de photographies terrestres ou de levés topographiques de haute précision au LiDAR. Ces nouvelles méthodes sont actuellement testées sur nos glaciers. Cependant, ces approches ne sont pas exemptes de limitations, notamment les problèmes de masques liés à la topographie sur les levés Lidar et sur les photographies obliques.

La comparaison des trois méthodes de mesure permet de mettre en évidence les incertitudes sur les mesures terrain liées principalement pour la méthode glaciologique à la mesure de l'accumulation et à l'extrapolation des données mesurées ponctuellement à l'ensemble du

glacier [Basantes Serrano *et al.*, en révision]; et pour la méthode hydrologique à la mesure des précipitations (*i.e.* problème de captation par les pluviomètres et problème de quantification de la phase [*e.g.* Sicart *et al.*, 2007 ; Lejeune *et al.*, 2007 ; Wagnon *et al.*, 2009]) et l'estimation de la sublimation, de l'évaporation et de l'infiltration.

A titre d'exemple, concernant la méthode glaciologique pour l'estimation du bilan de masse, le récent travail de Ruben Basantes [Basantes Serrano *et al.*, en révision] a notamment permis de discuter deux points importants :

- Le premier point concerne l'interpolation faite pour estimer le bilan dans les zones du glacier qui ne sont pas couvertes par des mesures de terrain (*i.e.* dans le cas de l'Antisana 15 α en Equateur entre les balises d'ablation les plus hautes vers 5100 m et la mesure d'accumulation la plus basse vers 5400 m). Cette interpolation n'est pas nécessairement linéaire comme le laisserait supposer le gradient de bilan mesuré dans la zone couverte par les balises. Ceci est d'autant plus vrai pour les années où la ligne d'équilibre est située à haute altitude (*i.e.* plus haute que sa position moyenne). L'étude réalisée par Ruben Basantes Serrano *et al.* [en révision] pour l'ajustement de la série des bilans de masse glaciologique par la méthode géodésique pour le Glacier Antisana 15 α , conduite dans le cadre de son travail de doctorat, a montré que l'approche statistique développée par Lliboutry [1974] permet de réduire de près de 60 % la différence entre les deux méthodes d'estimation du bilan. Cette approche, qui décompose le bilan en deux termes : l'un variant spatialement mais constant dans le temps et l'autre variant temporellement mais constant dans l'espace, permet de mieux représenter la distribution du bilan de masse avec l'altitude et de prendre en compte la variabilité temporelle du bilan qui décroît en fonction de l'altitude.
- Le second point concerne la mesure de l'accumulation dans la partie haute du glacier. En effet, l'Equateur est marqué par une quasi-absence de saisonnalité des précipitations. La couche de neige dure qui se forme classiquement sur les glaciers des latitudes tempérées pendant l'été ou durant la saison sèche sur les glaciers des tropiques externes, et qui marque la limite inférieure de l'accumulation annuelle est souvent difficile à mettre en évidence lors des mesures annuelles d'accumulation. Des alternatives ont été tentées avec de la poudre colorée et en plaçant une pastille Recco, mais elles ont été peu concluantes (pastille Recco non retrouvée, poudre dispersée par le vent). Ce problème d'estimation de l'accumulation peut engendrer une erreur dans l'estimation du bilan annuel de l'ordre de plusieurs dizaines de pour cent [Basantes Serrano *et al.*, en révision]. Un moyen de pallier ce problème pourrait être de mettre en place un mat rigide haubané qui puisse être rabouté et dont l'émergence pourrait être mesurée tous les 3 à 6 mois.

1.1.1.3. Quelques résultats issus des mesures conduites dans GLACIOCLIM-Andes

Les données recueillies depuis plus de deux décennies sur ces deux glaciers tropicaux ont permis de nombreuses avancées scientifiques dans la compréhension des processus de surface. S'agissant du bilan de masse, sur lequel nous reviendrons plus en détail dans le chapitre 3, citons les travaux de Francou *et al.* [1995, 2000, 2003, 2004], Sicart *et al.* [2007], Vuille *et al.* [2008],

Soruco *et al.* [2009a], Rabatel *et al.* [2012, 2013a] et Basantes Serrano *et al.* [en révision] qui ont mis en évidence : (1) les incertitudes associées aux mesures de terrain par les différentes méthodes d'estimation du bilan de masse ; (2) la saisonnalité spécifique des processus d'ablation et d'accumulation sur les glaciers tropicaux et leur lien avec la fréquence et l'intensité des précipitations qui influencent l'albédo de surface (donc le bilan radiatif, variable contrôlant le bilan d'énergie de surface) ; (3) la variabilité interannuelle largement contrôlée par l'oscillation australe (ENSO) et son impact sur les températures et les précipitations ; et (4) la tendance pluri-décennale, sensiblement reliée à l'évolution des températures qui s'accompagne d'une hausse de la limite pluie-neige, laquelle se répercute par une baisse de l'albédo de surface et donc une augmentation de la fonte.

S'agissant du bilan d'énergie de surface, les stations météorologiques installées à la surface des deux glaciers assurant des mesures en continu durant plusieurs années/décennies, ainsi que les expérimentations mises en place pour quantifier les flux turbulents par méthode des profils et Eddy covariance ont permis de mettre en évidence le rôle et la contribution des différentes variables météorologiques et notamment la prédominance du bilan radiatif dans les processus d'ablation. Le lecteur intéressé par ses aspects pourra se référer à l'HDR de Patrick Wagnon [2010] qui présente notamment une synthèse sur les processus d'ablation en surface des glaciers tropicaux, ou aux travaux de doctorat qui ont été conduits depuis près de deux décennies par Wagnon [1999], Sicart [2002], Favier [2004] ou plus récemment Litt [2015], et les nombreux articles associés, *e.g.* Wagnon *et al.* [1999, 2001], Sicart *et al.* [2002, 2005, 2008, 2011, 2014], Favier *et al.* [2004a, b].

S'agissant de la contribution des glaciers à la ressource en eau des bassins versants d'altitude, nous y reviendrons également dans le chapitre 3. Citons cependant les travaux de doctorat effectués par Yvan Caballero [2001] sur le Zongo en Bolivie et par Marcos Villacis [2008] sur l'Antisana en Equateur, ainsi que les articles de Ribstein *et al.* [1995], Caballero *et al.* [2004], Favier *et al.* [2008], Cauvy-Fraunié [2013] ou encore Soruco *et al.* [2015]. En quelques mots, ces travaux ont montré : (1) le rôle important de la contribution glaciaire en Bolivie, notamment en saison sèche quand les glaciers contribuent en moyenne à plus de 25 % du débit pour la ville de La Paz ; (2) la complexité à bien quantifier la contribution glaciaire en relief volcanique, comme c'est le cas à l'Antisana, où les infiltrations dans le substratum sont nombreuses, et où des études intégratrices prenant en compte les zones de páramo à l'aval des glaciers sont nécessaires.

1.1.2. GLACIOCLIM-Andes et les réseaux d'observation des Andes tropicales

Le Pérou a été le pays précurseur dans les Andes tropicales en matière de suivi glaciologique avec des mesures de variations de longueur depuis les années 1940 et des mesures de bilan de masse sur trois glaciers depuis la fin des années 1960 – début 1970 (Tableau 1.2). Cette précocité tient d'une part au fait que le Pérou concentre plus de 70 % des glaciers tropicaux, mais vient surtout des catastrophes glaciaires survenues en Cordillère Blanche (la principale cordillère englacée de la zone tropicale avec ~530 km² de glaciers en 2003, soit près du quart de

la superficie des glaciers tropicaux), principalement causées par des laves torrentielles faisant suite à la vidange de lacs pro-glaciaires dont le nombre et la taille ont fortement cru dès les années 1930-40 [Lliboutry *et al.*, 1977a]. Cependant, ces séries ont été complètement interrompues dans les années 1980 en raison des problèmes politiques. Malgré cela, ces travaux pionniers ont souvent jetés les bases de la glaciologie tropicale [e.g. Lliboutry *et al.*, 1977b, c ; Kaser *et al.*, 1990; Ames and Francou, 1995; Hastenrath and Ames, 1995a, b; Ames and Hastenrath, 1996], avec notamment les premières mesures de bilan d'énergie dès les années 1970 [Hastenrath, 1978].

Les mesures systématiques et continues ont ensuite repris sous l'impulsion de l'ORSTOM (aujourd'hui IRD) avec le programme « Neiges et Glaciers Tropicaux » mis en place par Bernard Francou et Pierre Ribstein, d'abord en Bolivie en 1991, puis en Equateur en 1994, en collaboration avec des partenaires locaux. D'autres glaciers ont été équipés pour des mesures de bilan de masse à partir des années 2000. On compte aujourd'hui, pour les Andes tropicales, deux séries de plus de 20 ans, huit séries de plus de 10 ans et sept séries plus récentes (Tableau 1.2).

Progressivement, le réseau de partenariat s'est structuré. Les glaciers Zongo et Antisana 15 α ont intégré l'observatoire GLACIOCLIM en 2002 (notamment car ils ont les séries les plus longues, car ils sont chacun représentatifs d'une région climatique particulière, et car ils répondent aux critères de l'observatoire quant à l'instrumentation, *i.e.* bilan de masse, bilan d'énergie de surface et bilan hydrologique). Les autres sont pour la plupart intégrés au réseau de suivi du Laboratoire Mixte International (LMI) GREAT-ICE (Tableau 1.2, Figure 1.5) dont je coordonne l'axe 1 traitant de « l'évolution des masses glaciaires dans les Andes tropicales ».

Pays	Glacier / Cordillère	Période de mesure
Pérou	Safuna / Cord. Blanche	1966-1975
	Yanamarey / Cord. Blanche**	1971-1975, 1977-1989, 1993-1996, 2001-...
	Uruashraju / Cord. Blanche**	1972-1975, 1977-1985, 2002-...
	Santa Rosa / Cord. Blanche	1977-1982
	Artesonraju / Cord. Blanche**	2000-...
	Shallap / Cord. Blanche**	2004-...
	Incachiriasca / Cord. Vilcabamba	2008-...
	Quisoquipinia / Cord. Vilcanota	2010-...
	Coropuna / Nev. Coropuna	2009-...
Bolivie	Zongo / Cord. Royale*/**	1991-...
	Chacaltaya / Cord. Royale**	1991-2008 (glacier disparu)
	Charquini Sud / Cord. Royale**	2002-...
	Charquini Nord / Cord. Royale	2004-2008
	Huayna West / Cord. Royale	2011-...
Equateur	Tuni / Cord. Royale	2011-...
	Antisana 15 α / Cord. Orientale*/**	1994-...
	Antisana 12 - Los Crespos / Cord. Ori. **	2004-...
Colombie	Conejeras / Nev. Santa Isabel**	2006-...
	Ritacuba Blanco/ S.N. del Cocuy**	2008-...

Tableau 1.2. Glaciers des Andes tropicales ayant fait ou faisant l'objet de mesures de bilan de masse (méthode glaciologique). Les dates en gras indiquent les séries en cours.

* = inclus dans GLACIOCLIM, ** = inclus dans GREAT-ICE

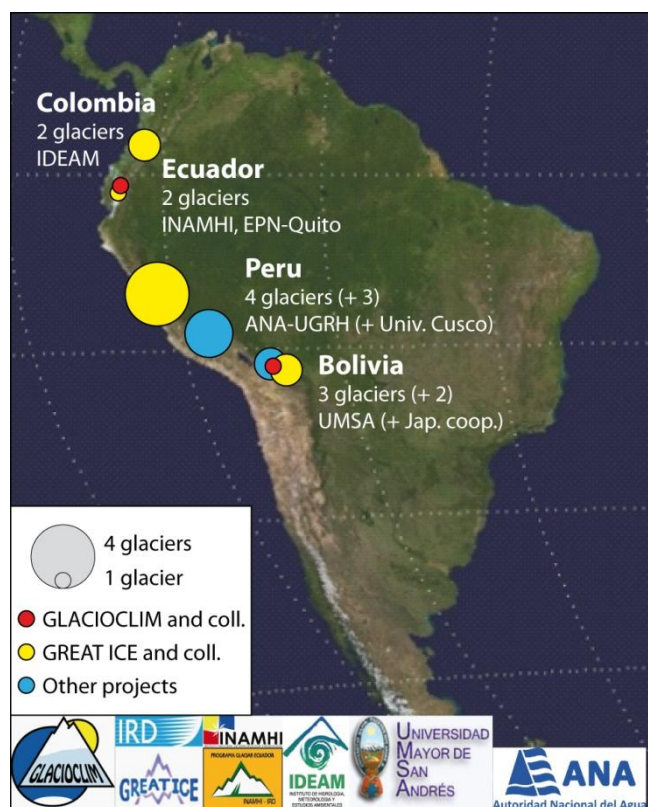


Figure 1.5. Localisation des glaciers des Andes tropicales faisant l'objet de mesures de bilan de masse. La taille du cercle est proportionnelle au nombre de glacier. La couleur indique le cadre dans lequel ces glaciers sont suivis. Voir le tableau 1.2 pour la liste des glaciers.

Le LMI GREAT-ICE (Glaciers et Ressources en Eau dans les Andes Tropicales - Indicateurs Climatiques et Environnementaux, www.great-ice.ird.fr) est une forme de partenariat renforcé entre l'IRD et plusieurs partenaires pour une durée de 4 ans renouvelable. Comme tout laboratoire, il définit des thèmes de recherche, une stratégie pour atteindre ses objectifs, une politique de formation et de diffusion des résultats. Il dispose de financements propres venant des institutions de tutelle et de sources extérieures. Le LMI GREAT-ICE a été validé en 2011 et créé sous forme contractuelle en 2012 entre l'IRD et la *Escuela Politécnica Nacional* de Quito. 11 institutions participent à ce LMI (5 en France, 6 dans les Andes) regroupant 20 membres (9 en France, 11 dans les Andes). Ce LMI est structuré autour de trois axes :

- Axe 1 : Evolution des masses glaciaires dans les Andes tropicales.
- Axe 2 : Processus de surface des glaciers tropicaux et liens avec le climat.
- Axe 3 : Impacts des évolutions glaciaires sur l'hydrologie des bassins d'altitude.

S'agissant de l'Axe 1 que je coordonne avec Alvaro Soruco (UMSA-IGEMA, Bolivie), un des objectifs est de développer, d'homogénéiser et de pérenniser les observations de terrain sur les glaciers instrumentés en systématisant pour chaque site l'usage de différentes méthodes d'estimation du bilan de masse (cf. 1.1.1.2) et en tachant de réduire les incertitudes par validations croisées de ces méthodes.

1.2. Stratégies et méthodes d'observation par télédétection optique

1.2.1. Les apports de la télédétection optique en glaciologie

Cette sous-partie ne prétend pas présenter un tableau détaillé et exhaustif de l'ensemble des méthodologies développées à partir de la multitude de capteurs existants (ou ayant existés depuis le lancement des premiers satellites d'observation militaires ou civils) pour l'étude de la cryosphère ; à cette fin, le lecteur pourra se référer aux articles et ouvrages de synthèse publiés depuis plusieurs décennies [e.g. Meier, 1979 ; Massom, 1995 ; Bindenschadler, 1998 ; König *et al.*, 2001 ; Rees, 2005]. On s'attachera ici à rappeler les apports de la télédétection, dans le domaine de l'optique, pour le suivi des glaciers de montagne en lien et complément avec les mesures *in situ*. Ainsi, dans cette sous-partie, on entend par « observation par télédétection optique », toute observation de la surface de la Terre faite à partir d'images ou de photographies issues généralement de plates-formes aéroportées ou spatiales.

Les observations par télédétection n'ont pas pour vocation de supplanter les observations faites sur le terrain. Elles s'inscrivent en complément de ces dernières, lesquelles restent essentielles pour, d'une part, documenter les processus à échelle fine de temps et d'espace, et d'autre part, calibrer et valider les données de télédétection.

On se place donc avec les observations par télédétection dans une stratégie de « changement d'échelle spatiale ». Alors que les mesures de terrain permettent de documenter précisément les processus à l'échelle locale : à l'échelle du glacier où de la station météorologique sur le glacier ; le but de la télédétection est de documenter les processus et les changements des états de surfaces à l'échelle régionale, allant du massif à la chaîne de montagnes.

Les photographies aériennes sont disponibles pour la plupart des régions du globe depuis les années 1940-50. Leur acquisition à dans un premier temps été faite par les militaires, elle incombe aujourd'hui souvent à des institutions civiles nationales pour la cartographie du territoire. L'amélioration continue des capteurs (optique des caméras, couverture spectrale, passage au format numérique) a permis d'améliorer la précision des résultats obtenus et de diminuer le temps de traitement. Depuis quelques années, le lancement des capteurs satellites à très haute résolution spatiale (< 1 m) a tendance à concurrencer les photographies aériennes dans la mesure où les superficies couvertes peuvent être plus importantes, les processus de traitement (notamment la triangulation de couples stéréoscopiques pour la restitution) sont simplifiés, les précisions en planimétrie et altimétrie sont du même ordre de grandeur et les coûts équivalents voire inférieurs. Ceci étant, l'intérêt et l'usage des photographies aériennes restent inchangés en ce qui concernant la période « historique » d'archives existantes.

Les données satellitaires optiques à haute résolution spatiale (*i.e.* décamétrique) sont disponibles depuis les années 1970, avec le lancement de capteurs spatiaux, adaptés pour l'étude des glaciers de montagne : Landsat (MSS, TM, ETM, ETM+), la génération des Satellites

Pour l'Observation de la Terre (SPOT 1 à 5), ou encore la génération de satellites indiens (IRS). Ces capteurs détectent le rayonnement solaire visible et infrarouge réfléchi par la surface de la Terre ainsi que le rayonnement émis par la surface dans l'infrarouge thermique. L'acquisition de ces données se fait avec une résolution spatiale suffisante pour le suivi glaciologique (2,5 à 90 m), sur une étendue importante (de 60 à 185 km² suivant les capteurs). Le passage régulier de ces satellites (tous les 18 j. en moyenne) les rend utiles pour le suivi des glaciers. En outre, plusieurs capteurs récents (ASTER, SPOT5 IRSC) ont la capacité d'acquérir des images stéréoscopiques à partir desquelles les données d'altitude peuvent être extraites, ce qui permet un suivi des glaciers en trois dimensions (variations de volume). Finalement, une nouvelle génération de satellites à très haute résolution spatiale (0,5 à 1 m) comme Ikonos, Quickbird ou la constellation Pléiades rend possible le travail par télédétection sur de petits appareils glaciaires (< 0,5 km²) et avec une possibilité de revisite journalière. En outre, leurs acquisitions en stéréo, voire en triplets d'images pour Pléiades, permet de réaliser des MNTs avec des précisions qui sont du même ordre de grandeur (≤ 1 m) que les photographies aériennes, avec en plus une possibilité de travail sur des étendues spatiales plus importantes.

Ainsi, depuis les années 1970, de nombreuses méthodes ont été développées pour suivre les glaciers, notamment leur étendue, la position du front, l'altitude de la surface, la position de la ligne de neige, et leurs changements spatio-temporels. Plusieurs compilations de ces techniques ont été publiées dans des articles ou ouvrages de synthèse [e.g. Meier, 1979 ; Massom, 1995 ; Bindschadler, 1998 ; König *et al.*, 2001 ; Rees, 2005]. Depuis les années 1990-2000, avec l'amélioration de la résolution spatiale des images, et plus récemment l'altimétrie satellite laser (ICESat), l'imagerie satellite optique peut être utilisée pour : (1) réaliser des inventaires de régions entières, voire à l'échelle globale, et dans certains cas multi-temporels [e.g. Kääh *et al.*, 2002 ; Paul *et al.*, 2004, 2013 ; Raup *et al.*, 2007 ; Racoviteanu *et al.*, 2009 ; Arendt *et al.*, 2012 ; Frey *et al.*, 2012 ; Gardent *et al.*, 2014] ; (2) pour suivre les variations annuelles, même pour des petits glaciers de montagne, à partir de la ligne de neige ou de l'albédo de la surface du glacier [e.g. Dedieu and Reynaud, 1990 ; Rabatel *et al.*, 2002, 2005a, 2008a, 2012a, 2013b ; Dumont *et al.*, 2012 ; Shea *et al.*, 2013 ; Brun *et al.*, 2015] ; (3) pour quantifier les pertes de volume glaciaire à l'échelle de massifs entiers et leur contribution à l'élévation du niveau marin [e.g. Berthier *et al.*, 2004, 2007, 2010, 2014 ; Gardelle *et al.*, 2012, 2013 ; Kääh *et al.*, 2012 ; Gardner *et al.*, 2012, 2013 ; Vincent *et al.*, 2013] ; ou encore (4) quantifier les vitesses d'écoulement en surface [e.g. Scambos *et al.*, 1992 ; Kääh, 2002, 2005 ; Berthier *et al.*, 2005, 2012].

1.2.2. L'usage de la télédétection optique dans GLACIOCLIM

L'usage de photographies aériennes pour réaliser des modèles numériques de terrain afin de quantifier les variations de volume glaciaire par la méthode géodésique et ajuster les séries de bilan de masse mesurées par la méthode glaciologique a été systématisé pour les glaciers du volet alpin de GLACIOCLIM dans les années 1990 [Vincent *et al.*, 2000, 2009 ; Vincent, 2002 ; Thibert *et al.*, 2008], puis à partir de la fin des années 2000 pour le volet andin de GLACIOCLIM, *i.e.* glaciers Zongo et Antisana 15 α dans le cadre des thèses de doctorat d'Alvaro Soruco [2008]

et celle en cours de Ruben Basantes Serrano [Soruco *et al.*, 2009a ; Basantes Serrano *et al.*, en révision].

L'usage de la télédétection optique satellite comme méthode d'observation labellisée dans GLACIOCLIM pour le suivi des changements des glaciers à l'échelle régionale est plus récente ; elle date officiellement de 2010 quand l'observatoire a été labellisé « Système d'Observation et d'Expérimentation, sur le long terme, pour la Recherche en Environnement » (SOERE) par l'Alliance française pour l'Environnement (AllEnvi, alliance nationale qui fédère les organismes et coordonne les recherches françaises sur l'environnement). Dans notre demande de labellisation, on trouvait en effet : « *Dans le but de poursuivre et d'améliorer nos actions, la présente demande de labellisation SOERE concerne [...] la systématisation de l'usage de la télédétection satellite pour la quantification des variations de volume glaciaire à l'échelle pluriannuelle et à l'échelle des massifs au sein desquels les glaciers pilotes du réseau sont instrumentés* ».

Ainsi, les objectifs liés à l'usage de la télédétection aérienne et satellite dans GLACIOCLIM sont multiples. Il s'agit notamment :

- De systématiser le calcul du bilan de masse par la méthode géodésique (à partir de photographies aériennes ou, depuis peu, à partir d'images Pléiades dans le cadre du stage en cours de Diego Cusicanqui en Bolivie [Cusicanqui *et al.*, en révision]) sur nos glaciers de référence, pour calibrer les bilans de masse calculés par la méthode glaciologique (*cf.* référence ci-dessus).
- De quantifier les pertes de volumes à l'échelle des massifs où les glaciers de référence de GLACIOCLIM sont répartis. Cela a été fait à partir d'images satellites SPOT5 pour les 10-15 dernières années en l'Himalaya dans le cadre de la thèse de Julie Gardelle et des travaux d'Etienne Berthier et d'Yves Arnaud, et présenté dans les articles associés [Berthier *et al.*, 2007 ; Gardelle *et al.*, 2012, 2013 ; Vincent *et al.*, 2013]. Dans les Andes, même si nous y reviendrons dans le chapitre 3, mentionnons dès à présent les travaux de Rabatel *et al.* [2006] et Soruco *et al.* [2009b] qui ont quantifié la perte de volume d'une trentaine de glaciers de la Cordillère Royale à partir de photographies aériennes depuis le milieu du 20^{ème} siècle ; un travail équivalent est en cours pour le Massif de l'Antisana en Equateur dans le cadre de la thèse de Ruben Basantes Serrano. De même, dans les Alpes, nous reviendrons également dans le chapitre 3 sur les travaux en cours pour l'ensemble des Alpes françaises et couvrant les 35 dernières années.
- De développer des méthodes de quantification du bilan de masse annuel des glaciers à partir de la ligne de neige de fin d'été considérée comme un indicateur de la ligne d'équilibre [Rabatel *et al.*, 2002, 2005a, 2008a, 2012a, 2013b] ou de l'albédo de surface du glacier [Dumont *et al.*, 2012 ; Brun *et al.*, 2015]. Là encore, nous reviendrons en détail sur ces méthodes et leurs résultats dans le chapitre 3.
- De réaliser des inventaires glaciologiques multi-temporels regroupant l'ensemble des variables morfo-topographiques (e.g. surface, longueur, altitudes, ...), également réalisés dans le cadre de l'initiative internationale GLIMS (*cf.* 1.2.3.). Dans les Alpes françaises, cet inventaire couvre la période 1952-2012 avec trois dates intermédiaires : 1970, 1985 et 2003 [Rabatel *et al.*, 2012b ; Gardent *et al.*, 2014]. Dans les Andes tropicales, ce type de travail a

fait l'objet de récents travaux d'étudiants : Gabriel Zeballos [2013] en Bolivie, Maële Collet [2010], Bolivar Caceres [2010], Ruben Basantes [2010] et Elvia Gallegos [2014] en Equateur. Nous reviendrons également sur les résultats de ces travaux d'inventaire dans le chapitre 3. Au Pérou, et notamment en Cordillère Blanche, je participe actuellement à une mise à jour de l'inventaire (le dernier ayant été fait à partir d'image de 2003). Ma participation à GLIMS m'a permis d'obtenir des images ASTER gratuitement, ces images ont été complétées par des images SPOT acquises dans le cadre d'un projet ISIS CNES/SPOT-Image accepté début 2014.

1.2.3. L'initiative internationale GLIMS

GLIMS (acronyme anglais pour *Global Land Ice Measurements from Space*) est une initiative établie pour surveiller les glaciers à l'échelle mondiale en utilisant principalement les données provenant d'instruments satellitaires optiques, tels que le radiomètre ASTER. GLIMS a commencé comme un projet *ASTER Science Team* [Raup et al., 2000] qui a permis d'optimiser les paramètres d'acquisition (notamment le gain) de l'instrument ASTER pour acquérir des images des glaciers de la Terre de meilleure qualité radiométrique. GLIMS, c'est également un réseau de collaborateurs internationaux qui analysent des images de glaciers dans leurs régions d'expertise. Plus de 60 institutions à travers le monde sont impliqués dans GLIMS, j'en suis le correspondant français depuis 2010 (*regional center #33*). Le projet est coordonné par Jeffrey S. Kargel de l'Université de l'Arizona.

Les résultats obtenus sous forme de : contours des glaciers, lignes de neige, lignes de flux, hypsométrie, ou encore champs de vitesse de surface, ainsi que les métadonnées associées et les références bibliographiques sont envoyés pour archivage et diffusion au NSIDC (acronyme anglais pour National Snow and Ice Data Center) à Boulder - Colorado, qui gère la base de données GLIMS [Raup et al., 2007] dans laquelle les données sont accessibles pour l'ensemble de la communauté (<http://glims.colorado.edu/glacierdata/>).

L'un des enjeux principaux est l'établissement d'un inventaire global exhaustif, contenant l'ensemble des attributs relatifs à chaque glacier et dont la description figure sur le site de GLIMS (http://www.glims.org/MapsAndDocs/downloaded_field_desc.html). Actuellement, la base de données contient des informations sur 161922 glaciers (soit 431885 km²), dont une couverture multi-temporelle pour 19050 d'entre eux. Parmi ces derniers, figurent les glaciers de l'inventaire multi-temporel des glaciers des Alpes françaises [Rabatel et al., 2012b ; Gardent et al., 2014]. Nous avons pris le parti de diffuser ces données *via* la base de données de GLIMS, avec un lien sur le site web de GLACIOCLIM, afin de ne pas dupliquer les efforts et dans la mesure où l'interface proposée par le NSIDC permet un accès commode et rapide aux données et métadonnées.

Les travaux d'inventaires multi-temporels dans les Andes tropicales, de la Colombie à la Bolivie en passant par le Pérou et l'Equateur seront, au fur et à mesure de leur finalisation intégrés à la base de données GLIMS. Ces travaux permettront d'améliorer les données de

contours existant actuellement dans les inventaires globaux, notamment dans le *Randolph Glacier Inventory* [Arendt et al., 2012]. En effet, ces derniers étant réalisés à partir de méthodes automatiques sur des images Landsat sont souvent entachés d'erreurs liées à la prise en compte de couverts neigeux temporaires. Corriger ces erreurs nécessite un contrôle visuel qui n'a pas été fait systématiquement dans le cadre du RGI. En effet, l'objectif du RGI était davantage de produire rapidement un inventaire global dans le cadre du 5^{ème} rapport de l'IPCC (acronyme anglais pour *Intergovernmental Panel on Climate Change*) afin d'estimer le volume des glaces terrestre sur la base de relations surface/volume [Pfeffer et al., 2014] que d'établir une base de données regroupant l'ensemble des attributs que l'on trouve classiquement dans un travail d'inventaire comme celui proposé par GLIMS.

1.3. Quelles évolutions des observations dans GLACIOCLIM peut-on envisager ?

Cette dernière partie du premier chapitre vise à présenter des perspectives envisageables du point de vue des observations glaciologiques concernant les glaciers de montagne dans le cadre du SO/SOERE GLACIOCLIM. Elle concerne par conséquent les composantes andines, alpines et himalayennes de GLACIOCLIM.

1.3.1. Maintien du réseau d'observation

Le SO GLACIOCLIM existe en tant que tel depuis 2002 avec un ensemble de tâches d'observations glaciologiques, météorologiques et hydrologiques labellisées par le CNRS et le Ministère et pour lesquelles des financements annuels sont alloués. Ceci étant, les glaciers de référence suivis dans GLACIOCLIM dans chacune des régions climatiques où le SO/SOERE est implanté sont les glaciers disposant des séries de bilan de masse les plus longues. En effet, leur suivi est largement antérieur à la labellisation de GLACIOCLIM par le CNRS et le Ministère comme SO/SOERE, notamment dans le cas des Alpes et des Andes tropicales. Ainsi, on dispose pour le Glacier Zongo en Bolivie d'une série de bilan de masse annuel mesuré par la méthode hydrologique de plus de 40 ans (depuis 1973) et de mesures mensuelles de bilan de masse en zone d'ablation par la méthode glaciologique sur près de 25 ans (depuis 1991). De même, en Equateur, le bilan de masse mensuel en zone d'ablation est suivi depuis 20 ans (depuis 1994). Concernant les Alpes, les glaciers de Sarennes et de Saint-Sorlin comptent parmi les plus longues séries de bilan de masse quantifiées par la méthode glaciologique à l'échelle mondiale (depuis 1949 et 1957 respectivement). Enfin, en Himalaya, les séries des glaciers Chhota Shigri (Inde) et Mera (Népal) sont les plus longues séries continues de bilan de masse annuel de l'ensemble de la chaîne (respectivement depuis 2002 et 2007).

Dans ce contexte, et sachant qu'à l'échelle globale les séries de bilan de masse ininterrompues sont peu nombreuses (moins d'une quarantaine de glaciers sont suivis depuis plus de 40 ans), notre principale priorité pour les années/décennies à venir doit être le maintien

de notre dispositif de surveillance. Compte-tenu de l'évolution actuelle à la baisse des ressources budgétaires et du nombre de postes dans le système français, il est donc primordial de :

- Renforcer l'intégration de GLACIOCLIM dans les réseaux internationaux.
- Renforcer notre collaboration avec nos instituts partenaires dans les Andes tropicales et en Himalaya.
- Permettre à nos partenaires d'avoir accès à des formations diplômantes (Master et Doctorat) et/ou qualifiantes (écoles d'été, échanges scientifiques et techniques).
- Trouver des financements complémentaires au-delà du niveau régional et national français, notamment en aidant nos partenaires à déposer des demandes de financements auprès d'agences de financement nationales (comme la SENESCYT en Equateur), ou internationales (comme l'Union Européenne, la Banque Mondiale, la Banque Interaméricaine pour le Développement, l'Institut Inter-Américain ou encore l'UNESCO).

S'agissant de l'intégration de GLACIOCLIM dans les réseaux internationaux, les enjeux sont, d'une part, d'accroître la visibilité de l'observation à l'échelle internationale et, d'autre part, de montrer que les actions d'observations menées dans le cadre de GLACIOCLIM sont reconnues selon les standards de qualité établis internationalement. A cet égard, j'ai été l'instigateur d'un Memorandum of Understanding (MoU) entre le WGMS et l'Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble afin de renforcer les liens et rationaliser les accords entre GLACIOCLIM et le WGMS, et par son intermédiaire avec les instances internationales : le GTN-G (*Global Terrestrial Network for Glaciers*) et l'IACS (*International Association of Cryospheric Sciences*). Selon les termes de l'accord : « The purpose of this MoU is to establish a working relationship of mutual collaboration between WGMS and GLACIOCLIM to gather long-term glaciological data in order to enhance the scientific study of the World's glaciers ». D'autre part, depuis l'automne 2014, j'ai impliqué GLACIOCLIM dans la mise en place du réseau Cryonet établi dans le cadre du *Global Cryosphere Watch*, une initiative de l'Organisation Météorologique Mondiale visant à renforcer la cohérence à l'échelle internationale entre les réseaux de suivi de la cryosphère.

S'agissant des partenaires des Andes tropicales, Alvaro Soruco (Bolivie) a bénéficié d'une bourse doctorale de l'IRD (2005-2008) et bénéficie actuellement d'une bourse d'échanges scientifiques et techniques (BEST) de l'IRD lui permettant de réaliser chaque année un séjour de deux à trois mois en France pour la période 2012-2016. De même, en Equateur, outre la formation doctorale de Marcos Villacis [2008], Luis Maisincho, Bolivar Caceres et Ruben Basantes Serrano ont tous trois réalisés un Master en 2010 dans le cadre d'un Master franco-équatorien (Master Prefalc), et Luis et Ruben ont eu la possibilité de continuer en thèse de doctorat, le premier *via* un financement de l'IRD, le second *via* un cofinancement entre l'Ambassade de France en Equateur et la SENESCYT.

S'agissant de financements complémentaires, le projet PRAA (*Adaptación al Impacto del Retroceso Acelerado de Glaciares en los Andes Tropicales*) financé par la Banque Mondiale a notamment permis la mise en place de six nouvelles stations météorologiques sur les marges proglaciaires de différents glaciers en Bolivie, en Equateur et au Pérou. Ces stations météorologiques ont été construites sur le modèle de celles gérées dans le cadre de

GLACIOCLIM ; elles sont gérées par nos partenaires locaux et viennent compléter le dispositif de surveillance. De même, depuis 2011, je participe au projet CATCOS (*Capacity Building and Twinning for Climate Observing Systems*) financé par la Direction Suisse du Développement et de la Coopération, coordonné par l'Office Fédéral Suisse de météorologie et climatologie (MeteoSwiss) et mis en œuvre par le WGMS pour la partie « glaciers ». Outre le financement d'activités scientifiques (mesures géodésiques pour l'Antisana 15 en Equateur et pour le Glacier Conejeras en Colombie) auxquelles j'ai contribué, ce projet a permis l'organisation d'une école d'été à Zermatt en 2013 à laquelle a pu assister la majeure partie de nos partenaires andins. Cette expérience sera reconduite en Bolivie en 2016 et je m'investirai à nouveau dans le comité d'organisation et d'encadrement de cette école d'été.

1.3.2. Développement des mesures topographiques à très haute résolution

Le maintien du réseau de glaciers suivis dans le cadre de GLACIOCLIM et la réalisation des tâches d'observations labellisées doivent rester une priorité. Ceci étant, la mise en œuvre de nouvelles technologies doit nous permettre de faire évoluer certains protocoles d'acquisition des données, c'est notamment le cas pour les mesures topographiques avec le développement du LiDAR (Light Detection And Ranging).

Dans cette optique, un de mes objectifs a été, et sera, de développer des méthodes alternatives à la photogrammétrie aérienne pour l'établissement de modèle numérique de terrain des glaciers suivis dans GLACIOCLIM afin de quantifier les variations d'élévation de la surface du glacier sur l'ensemble de son étendue et donc de quantifier le bilan de masse par la méthode géodésique. Pour ce faire, deux méthodes ont été mises en œuvre depuis 2013 : l'une reposant sur de la photogrammétrie terrestre (en phase de test en Bolivie actuellement en partenariat avec Alvaro Soruco), l'autre reposant sur l'utilisation d'un LiDAR terrestre.

Un LiDAR est un appareil de topographie optique (laser à impulsions) à distance permettant l'acquisition de nuages de points en 3D à très haute résolution spatiale et très haute fréquence temporelle. Nous avons acquis au LGGE un LiDAR en 2013 (170 k€, financé à hauteur de 40% par GLACIOCLIM et le LGGE, 40 % *via* l'obtention d'un financement dans le cadre du LabEx OSUG@2020, 20 % par des laboratoires partenaires de Grenoble : LTHE, CEN et IRSTEA). L'appareil est un ILRIS Long Range du fabricant Optech, dont la longueur d'onde (1064 nm) permet de travailler sur des surfaces enneigées et englacées. Sa portée maximale utile est de 3 km, la densité de points acquis peut atteindre 2 cm à 1 km de distance, la précision est de 4 mm à 100 m de distance et la fréquence d'acquisition est de 10000 Hz.

L'expérience que j'avais développée dans le cadre d'un post-doc au Laboratoire Edytem à l'Université de Savoie en 2006-2007 sur l'utilisation du LiDAR et le traitement des données [Rabatel *et al.*, 2008c] nous a permis de rapidement prendre en main cet appareil. S'agissant d'activités glaciologiques, il a pour l'instant été principalement utilisé pour quantifier le volume des chutes de séracs du Glacier de Tacconnaz (Massif du Mont-Blanc) avec en moyenne une acquisition par mois depuis l'automne 2013. Je compte l'emmener en Amérique du Sud lors

d'une de mes prochaines missions pour réaliser des acquisitions sur les glaciers suivis dans le cadre de GLACIOCLIM. Récemment, il a été mis en œuvre dans le cadre de la thèse de Marion Réveillet (en cours) pour quantifier la variabilité spatio-temporelle de l'accumulation de neige sur une partie du bassin versant de la Mer de Glace (Col du Midi), avec une fréquence d'acquisition mensuelle (cf. partie 4.3.3).

1.3.3. Systématisation de l'usage des images satellites à très haute résolution spatiale et/ou temporelle

Comme cela a été mentionné dans la partie 1.2., les nouveaux capteurs satellites optiques à très haute résolution spatiale, comme ceux de la constellation Pléiades, offrent de très bonnes perspectives pour quantifier les variations de volume des glaciers, y compris les petits glaciers de montagne (quelques hectares). Récemment, Berthier *et al.* [2014] ont présenté une étude qui rend compte de l'intérêt de la constellation Pléiades pour quantifier les changements d'élévation de la topographie des glaciers, depuis l'échelle saisonnière à l'échelle pluri-annuelle. Berthier *et al.* [2014] résumant très bien l'intérêt des capteurs Pléiades pour la génération de MNTs à tous les niveaux : (1) résolution spatiale et précision équivalentes aux photographies aériennes, avec l'avantage d'une couverture spatiale plus large (échelle régionale) et sans les problèmes d'accessibilité pour les survols aériens ; (2) gain en résolution et en précision par rapport aux plates-formes spatiales disponibles jusqu'à présent (type ASTER, SPOT ou SRTM), avec de plus une possibilité d'acquisition temporelle plus large : la constellation Pléiades peut acquérir des images sur toutes les zones du globe tous les jours ; (3) couverture spatiale plus complète que les données de LiDAR embarqué (ICESat et ICESat-2) qui n'enregistrent que des données ponctuelles le long de la trace de l'orbite ; (4) accessibilité aux images pour les institutions européennes à moindre coût par le biais des projets ISIS du CNES.

Ainsi, des images Pléiades ont été acquises pour la majorité des sites de GLACIOCLIM depuis le lancement de Pléiades 1A en décembre 2011 et Pléiades 1B en décembre 2012. Les MNTs obtenus sur le Massif du Mont-Blanc (volet Alpes de GLACIOCLIM), sur le Glacier Mera (volet Himalaya de GLACIOCLIM) et sur l'Astrolabe (volet Antarctique de GLACIOCLIM) ont été traités et comparés à des mesures DGPS de terrain pour valider la qualité des MNTs obtenus par corrélation automatique [Berthier *et al.* 2014]. En septembre 2014, des images ont été acquises pour couvrir les autres glaciers alpins de GLACIOCLIM (Sarennes, Saint-Sorlin et Gébroulaz). Concernant le volet Andes de GLACIOCLIM, une acquisition a été réalisée en juin 2013 sur l'ensemble de la partie centrale de la Cordillère Royale de Bolivie (incluant le Glacier Zongo). Cette acquisition a été faite via un projet ISIS (cf. Annexe 2) et financée dans le cadre du projet BIO-THAW (cf. Annexe 2). A partir de ces images, un MNT a été établi par restitution manuelle pour le Glacier Zongo [Cusicanqui *et al.*, en révision], afin de calculer son bilan de masse par la méthode géodésique en comparant ce MNT à celui réalisé par Alvaro Soruco à partir de photographies aériennes de 2006 [Soruco *et al.*, 2009a]. Les résultats montrent un bilan de masse annuel moyen faiblement déficitaire sur la période 2006-2013 (-0,2 m w.e. an⁻¹), en bon accord avec le bilan de masse glaciologique [Cusicanqui *et al.*, en révision].

Ces acquisitions Pléiades sur les sites de GLACIOCLIM devront être les premières d'une série d'acquisition à intervalle de 5 à 10 ans, afin de pouvoir systématiser la ré-analyse des bilans de masse obtenus par la méthode glaciologique avec la méthode géodésique et afin de mieux documenter les variations de volume glaciaire à l'échelle régionale.

1.3.4. Mesure des vitesses d'écoulement par télédétection optique

La mesure des vitesses d'écoulement en surface des glaciers fait partie des tâches d'observations labellisées dans le cadre de GLACIOCLIM (cf. [Tableau 1.1](#)). Cette mesure est faite à l'échelle annuelle par topographie au sol *via* la mesure du positionnement des balises d'ablation par GPS différentiel (cf. [Figure 1.4.B](#)). Il s'agit donc de mesures ponctuelles, cantonnées à la zone du glacier couverte par le réseau de balises d'ablation. Ces mesures ont été utilisées notamment : sur la Mer de Glace pour quantifier la contribution relative du bilan de masse de surface et du flux de glace dans les changements d'élévation de la surface du glacier [[Berthier and Vincent, 2012](#)] ; sur le Glacier Zongo pour calibrer le modèle 3D full-Stokes Elmer/Ice afin de simuler l'évolution de ce glacier pour le 21^{ème} siècle [[Réveillet et al., 2015](#)], je reviendrai plus en détail sur ce travail dans le chapitre 4.

Dans l'optique de modéliser l'évolution actuelle et future des glaciers de montagne (cf. chapitre 4) en ayant recourt à des modèles prenant en compte la dynamique et donc l'écoulement de la glace (type Elmer/Ice), il serait pertinent de disposer de mesures couvrant l'ensemble du glacier et non seulement réalisées ponctuellement au niveau du réseau de balises d'ablation. A cet égard, le travail précurseur de [Berthier et al. \[2005\]](#) portant sur l'utilisation d'images satellites optiques pour quantifier des champs de vitesse en surface des glaciers de montagne par une méthode de corrélation entre pixels mérite d'être systématisé à l'échelle de l'ensemble des glaciers suivis dans GLACIOCLIM et pour les massifs au sein desquels ils se trouvent.

Le travail de thèse d'Amaury Dehecq (2013-2015, LISTIC, Univ. Savoie, Annecy) va dans ce sens. Ce travail se base sur l'exploitation de l'archive multi-décennale d'images Landsat, disponible gratuitement via l'USGS, avec une méthode de traitement basée sur la corrélation automatique entre pixels (cf. partie 4.2.2). Bien que sa thèse soit principalement concentrée sur la chaîne himalayenne, nous avons co-encadré un étudiant ensemble, Matthias Jauvin [[2014](#)], sur cette thématique pour les glaciers des Alpes françaises. Je reviendrai sur les résultats obtenus dans le chapitre 4. Ceci étant, il convient de mentionner que cette méthode est prometteuse et que les développements logiciels mis en place dans le cadre de la thèse d'Amaury Dehecq peuvent laisser présager d'une utilisation en routine des algorithmes de traitement d'images satellites pour la quantification de champs de vitesses d'écoulement en surface des glaciers.

Chapitre 2

Variations glaciaires depuis le Petit Age Glaciaire

2.1. Contexte de ces travaux

2.1.1. Pourquoi étudier les fluctuations glaciaires au cours des derniers siècles ?

Il est aujourd'hui largement admis que les glaciers constituent de bons indicateurs du climat et de ses variations du fait même de leur mode de fonctionnement [Vaughan *et al.*, 2013]. Ainsi, une avancée glaciaire généralisée dans un massif est nécessairement le reflet d'une péjoration climatique. D'ailleurs, d'un point de vue climatique, le Petit Age Glaciaire (PAG) constitue la dernière variation « froide » marquée de l'Holocène. A l'inverse des cycles glaciaires – interglaciaires du Pléistocène, il s'agit d'une variation de moins grande ampleur résultant d'une combinaison de forçages internes et externes au système terrestre. Cependant, dans quelle mesure les forçages généralement mentionnés (par exemple, l'activité solaire, l'activité volcanique, les gaz à effet de serre) dont le rôle est encore mal compris, ont-ils eu des conséquences au niveau global ? En d'autres termes, leur influence a-t-elle été identique partout ? De plus, certains mécanismes de circulation atmosphérique et océanique régionaux, comme l'oscillation du Pacifique Sud, ou de l'Atlantique Nord, n'ont-ils pas contrecarré ou augmenté les effets des forçages globaux ? On se rend compte que sans une connaissance précise et générale des fluctuations glaciaires sur l'ensemble du globe, vouloir répondre à ces questions reste un exercice incertain.

En outre, dans le contexte actuel de changement climatique, mieux comprendre quelle a été la variabilité climatique au cours des derniers siècles doit nous permettre de replacer le réchauffement constaté sur le 20^{ème} siècle dans un contexte plus général. Là encore, la connaissance des fluctuations des glaciers au cours des siècles passés est un élément essentiel.

2.1.2. Dans quel cadre s'inscrivent ces travaux ?

Les variations multiséculaires des glaciers au cours et depuis le PAG étaient encore relativement peu documentées à l'échelle globale au début des années 2000, et les disparités régionales étaient très importantes [Rabatel, 2005]. Ce constat était particulièrement vrai dans les Andes tropicales où l'existence de ce phénomène n'était pas toujours admise.

Ainsi, il était nécessaire de chercher à fournir des renseignements supplémentaires afin d'améliorer la compréhension du PAG, notamment dans une partie des Andes intertropicales, la Bolivie, où les renseignements étaient quasiment inexistantes. Un des objectifs étant de consolider ou minimiser certaines hypothèses préexistantes quant à l'origine et au déroulement de ce phénomène. Vincent Jomelli, du Laboratoire de Géographie Physique de Meudon a été l'un des instigateurs de l'étude du PAG dans les Andes de Bolivie. C'est à la suite de ses premiers travaux que le sujet de thèse de Doctorat que j'ai réalisée a été construit.

Ce travail de thèse a été conduit entre 2002 et 2005, sous la direction de Bernard Francou et en étroite collaboration avec Vincent Jomelli et, par son intermédiaire, avec Philippe Naveau pour le traitement statistique des données lichenométriques (cf. section 2.2.2.). Cette thèse, intitulée « *Chronologie et interprétation paléoclimatique des fluctuations des glaciers dans les Andes de Bolivie depuis le maximum du Petit Age Glaciaire* » est associée à six publications dans des revues internationales avec facteur d'impact (cf. Annexe 4). En outre, le Prix La Recherche (mention "Prix du Ministère de la Recherche et de l'Enseignement Supérieur") a récompensé en 2006 les travaux sur le PAG dans les Andes tropicales d'une équipe pluridisciplinaire dans laquelle j'étais intégré. Enfin, ce travail s'est inscrit dans le cadre du projet ECLIPSE « Petit Age Glaciaire » (2001-2004) coordonné par Valérie Masson-Delmotte.

Depuis la mise en place du Laboratoire Mixte International GREAT-ICE en 2011, les travaux sur les fluctuations glaciaires passées (séculaires à millénaires) dans les Andes tropicales sont partie prenante du thème 1 « Evolution des masses glaciaires dans les Andes tropicales » que je coordonne.

Les méthodes, données et résultats présentés dans ce chapitre peuvent être retrouvés dans les publications suivantes et pour certaines disponibles en Annexe 5 :

- Rabatel, A., V. Jomelli, P. Naveau, B. Francou, D. Grancher. 2005b. Dating fluctuations of glaciers during the Little Ice Age in the tropical Andes: Charquini glaciers (Bolivia, 16°S). *Comptes Rendus Géoscience*, 337 (15), 1311-1322. doi: 10.1016/j.crte.2005.07.009.
- Rabatel, A., A. Machaca, B. Francou, V. Jomelli. 2006. Glacier recession on the Cerro Charquini (Bolivia, 16°S) since the maximum of the Little Ice Age (17th century). *Journal of Glaciology*, 52 (176), 110-118. doi: 10.3189/172756506781828917.
- Rabatel, A., V. Jomelli, B. Francou, P. Naveau, D. Grancher. 2008b. The Little Ice Age in the tropical Andes of Bolivia (16°S) and its implication for a climate reconstruction. *Quaternary Research*, 70, 198-212. doi: 10.1016/j.yqres.2008.02.012.
- Jomelli, V., V. Favier, A. Rabatel, D. Brunstein, G. Hoffmann, B. Francou. 2009. Fluctuations of glaciers in the tropical Andes over the last millennium and paleoclimatic implications: a

review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281, 269-282. doi:10.1016/j.palaeo.2008.10.033.

Rabatel, A. and 27 others. 2013a. Current state of glaciers in the tropical Andes: a multi-century perspective on glacier evolution and climate change. *Cryosphere*, 7, 81-102. doi: 10.5194/tc-7-81-2013

2.2. Le Petit Age Glaciaire a-t-il existé dans les Andes de Bolivie ?

2.2.1. Travaux antérieurs à ma thèse de Doctorat

Des pays des Andes tropicales, la Bolivie est sans nul doute celui où les glaciers ont fait l'objet du suivi le moins important jusqu'aux années 1990. Les données historiques concernant les glaciers sont *a priori* inexistantes. Pour l'analyse des fluctuations glaciaires, il faut donc nécessairement avoir recours à un autre « proxy ». Les moraines constituent un indicateur idéal, pourvu qu'on puisse les dater.

On retrouve en Bolivie, comme au Pérou ou en Equateur, les stades morainiques attestant des fluctuations glaciaires du Pléistocène et de l'Holocène. En Bolivie, ils ont fait l'objet de quelques études dans les années 1980-90 dont celles de Müller [1985], Gouze *et al.* [1986] ou Seltzer [1992]. En se basant sur des datations au 14C réalisées sur des tourbes, Gouze *et al.* [1986] concluent : « le dernier maximum glaciaire, entre 28000 et 14000 ans BP, fut suivi, d'abord par un ample recul des glaces, ensuite par une série de phases de stationnements ou d'avancées mineures des fronts glaciaires et enfin par un retrait très rapide vers 10000 ans BP. A partir de cette date, et jusqu'à 500 ans BP environ, les limites des glaciers furent proches de leurs limites actuelles ». Concernant les moraines les plus proches des fronts actuels des glaciers boliviens, ils ajoutent : « des avancées récentes ont culminé vers le 15^{ème} siècle et se sont maintenues au moins jusqu'au 18^{ème} siècle, voire le début du 19^{ème} ». Cette dernière information repose sur la datation d'une tourbière recouverte par la moraine la plus externe du complexe de cordons morainiques récents du Glacier Jankhu Uyu dans la haute vallée d'Ichu Kota (zone centrale de la Cordillère Royale). Par conséquent, ces moraines sont clairement attribuées au PAG par les auteurs. Mais leurs conclusions, quant à la persistance des glaciers à une position avancée jusqu'aux 18^{ème} – 19^{ème} siècles, n'est fondée sur aucune mesure. Dans une vallée voisine, celle de Palcoco, Seltzer [1992], n'est pas aussi enclin à attribuer les moraines les plus proches des glaciers actuels au PAG. Il préfère rester plus vague, les attribuant au « Late Holocene ».

Dans sa thèse réalisée en 1985 et portant sur l'histoire des glaciers dans la Cordillère de Quimsa Cruz, une cordillère située au sud de la Cordillère Royale, Regula Müller a cherché à classer les stades morainiques en utilisant des datations au 14C, la lichenométrie et des reconstitutions des lignes d'équilibre grâce à la méthode géométrique basée sur le rapport de la surface de la zone d'accumulation par rapport à la surface totale du glacier (méthode dite de l'AAR [Gross *et al.*, 1978]) pour les paléostades glaciaires comme pour l'état actuel, l'année 1963 dans ce cas (date des photographies aériennes utilisées). Elle distingue quatre stades

morainiques. De l'aval vers les glaciers actuels, le premier correspond à la dernière glaciation avec une dépression de la ligne d'équilibre de l'ordre de 450 à 600 mètres selon l'exposition. Le second et le troisième avec respectivement des dépressions de ligne d'équilibre de 350–500 m et 120–340 m pourraient correspondre à des stades tardiglaciaires. Enfin, concernant le quatrième stade, correspondant à une ligne d'équilibre plus basse de 40 à 130 mètres selon les versants par rapport au contour de 1963, l'auteur le subdivise en deux sous-groupes en fonction de leur couvert végétal. Elle attribue le plus externe à des avancées plus jeunes que 3500 ans BP. Concernant le groupe le plus proche des fronts actuels, l'auteur identifie quatre cordons morainiques distincts. Elle y a réalisé des mesures lichénométriques avec l'espèce *Rhizocarpon geographicum s.l.* mais, ne disposant pas de courbe de croissance, elle n'a pu en tirer de datation, uniquement un classement relatif et une correspondance, d'un glacier à l'autre, des cordons morainiques en fonction de la taille des thalles de lichen mesurés. Numérotés de 1 à 4 depuis le plus proche du front actuel, elle attribue le cordon 1 à une avancée du début du 20^{ème} siècle, et note la ressemblance des cordons 2, 3 et 4 avec les moraines érigées dans les Alpes lors des avancées de 1890, 1850 et 1820 respectivement [Müller, 1985, p. 37].

Ces études offraient les résultats les plus intéressants concernant les fluctuations glaciaires multiséculaires dans les Andes de Bolivie. Pour le PAG, ils permettaient de conclure que :

- Les moraines les plus proches des fronts actuels sont attribuables au PAG, même si aucune datation précise n'avait été effectuée ;
- Les datations au 14C indiquent que l'avancée maximale du PAG est postérieure à 1500 AD et qu'elle représente la phase d'extension la plus importante de l'Holocène pour les glaciers considérés ;
- La dépression de la ligne d'équilibre entre la moraine correspondant à l'extension maximale du PAG et le contour des glaciers en 1963 calculé avec la méthode de l'AAR est de 40 à 130 mètres suivant les expositions.

Cet état des lieux, préliminaire à mes travaux de thèse, permet de rendre compte de l'ampleur des pistes de recherche à suivre pour améliorer notre connaissance des fluctuations glaciaires passées dans des chaînes de montagne englacées de Bolivie. Dans ce contexte, mon travail de thèse visait trois objectifs. Il s'agissait :

- D'établir une chronologie des fluctuations glaciaires durant le PAG sur la base des moraines ;
- De reconstituer l'ampleur des fluctuations glaciaires (surface, ELA, volume, bilan) au cours du PAG et de la décrue contemporaine ;
- De quantifier la variation des paramètres climatiques ayant permis les avancées glaciaires au cours du PAG et ayant favorisé la décrue contemporaine des glaciers.

2.2.2. Principaux résultats obtenus dans le cadre de ma thèse de Doctorat.

Dans le présent document, l'objectif n'est pas de présenter le détail de la démarche et des méthodes utilisées dans le cadre de mon travail de doctorat. Pour cela, le lecteur pourra se

référer à mon manuscrit de thèse [Rabatel, 2005]. Je me contenterai de présenter les principaux résultats en rappelant au préalable que : (1) les fluctuations glaciaires du PAG en Bolivie ont été reconstruites sur la base des moraines établies par les glaciers et attestant de leur extension passée ; (2) la datation des moraines a été faite par lichenométrie [Rabatel *et al.*, 2005b, 2008b] ; (3) le traitement des données lichenométriques a été réalisé à partir d'une nouvelle approche statistique basée sur la théorie des valeurs extrêmes, qui permet de modéliser la distribution des mesures du diamètre des plus gros lichens pris en compte pour dater les moraines et pour calculer un intervalle de confiance sur les datations [Cooley *et al.*, 2006 ; Naveau *et al.*, 2007].

2.2.2.1. Chronologie du PAG obtenue en Bolivie

La **figure 2.1** présente la datation des 10 principaux stades morainiques pour une douzaine de glaciers en Cordillère Royale de Bolivie. Cette chrono-séquence est illustrée pour le Glacier Sud du Charquini sur la **figure 2.2**.

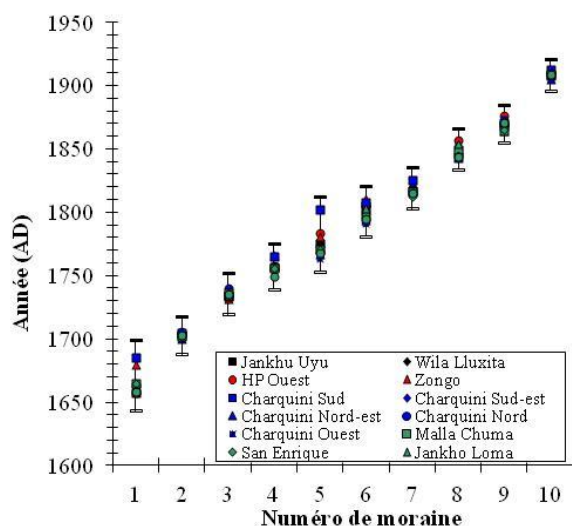


Figure 2.1. Datations lichenométriques des 10 principales moraines de 12 glaciers de la Cordillère Orientale de Bolivie (issu de Rabatel, 2005).

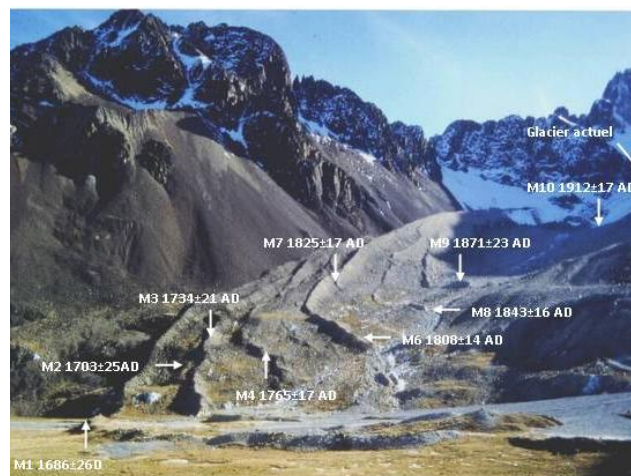


Figure 2.2. Datations lichenométriques des 10 principales moraines du Glacier Sud du Charquini (issu de Rabatel, 2005). Photo : V. Jomelli.

Sur l'ensemble des marges proglaciaires des glaciers de la Cordillère Orientale de Bolivie il est possible de repérer 10 cordons morainiques principaux attestant de l'extension des glaciers à différentes périodes du PAG. Une étude morpho-stratigraphique a permis de mettre en place un classement de ces moraines et d'établir leur correspondance d'un glacier à l'autre. Cette correspondance a été confirmée par les datations lichenométriques réalisées sur l'ensemble de ces moraines pour les glaciers étudiés. Les moraines sont datées entre la seconde moitié du 17^{ème} siècle et le début du 20^{ème} siècle avec un intervalle moyen d'une trentaine d'années entre deux stades morainiques consécutifs permettant d'obtenir une bonne résolution temporelle de l'évolution des glaciers au cours de ces deux siècles et demi.

Ainsi, l'extension maximale des glaciers au cours du PAG est datée de la seconde moitié du 17^{ème} siècle. Les datations au 14C réalisées par Gouze *et al.* [1986] sur une des marges proglaciaires étudiées, ainsi que dans le cadre de ma thèse [Rabatel, 2005 ; Rabatel *et al.*, 2008b] permettent d'établir que cette avancée est la plus importante du dernier millénaire.

Suite à ce maximum, les glaciers se sont maintenus à une position avancée, quasiment équivalente à leur maximum pendant presque un siècle. A partir du milieu du 18^{ème} siècle, le retrait glaciaire est quasiment continu, interrompu par quelques périodes d'arrêt des fronts ou de courtes avancées de faible ampleur puisque, en aucun cas, les moraines déposées précédemment n'ont été remaniées. Ce retrait, d'abord rapide durant la seconde moitié du 18^{ème} siècle, s'est ralenti durant la majeure partie du 19^{ème} siècle. Les dernières décennies du 19^{ème} siècle et la première du 20^{ème} siècle sont marquées par des taux de recul très importants, largement supérieurs à ceux enregistrés précédemment depuis la seconde moitié du 17^{ème} siècle. Cette période marque un tournant dans l'évolution des glaciers. Au cours du 20^{ème} siècle, le recul n'est pas homogène mais une accélération nette apparaît à partir des années 1980.

2.2.2.2. Reconstruction des stades glaciaires

Une fois datées, les moraines ont servi de base à la reconstruction de l'évolution des glaciers au cours du temps. Sur chaque marge proglaciaire au moins 10 cordons morainiques ont été cartographiés par photogrammétrie [Rabatel *et al.*, 2006]. Les ortho-photoplans issus des restitutions photogrammétriques (au 1/10000 avec un intervalle de 10 m. entre les courbes de niveau) ont servi à quantifier les variations de surface, volume et d'altitude de la ligne d'équilibre des glaciers qui sont les paramètres glaciaires utilisés pour réaliser une interprétation paléoclimatique. L'altitude de la ligne d'équilibre pour chaque stade morainique a été calculée à partir de la méthode de l'AAR (Accumulation Area Ration) qui stipule que lorsque le glacier est à l'état d'équilibre, le rapport entre sa zone d'accumulation et sa zone d'ablation est de 2 pour 1 [Gross *et al.*, 1978]. Le volume des glaciers a été obtenu par reconstruction des courbes de niveau à partir de la hauteur des moraines latéraux-frontales et de la forme de la marge proglaciaire. La variation du volume entre deux stades morainiques permet de calculer le bilan de masse moyen sur la période délimitée par ces deux stades.

Les figures 2.3 et 2.4 représentent l'évolution de la surface pour plusieurs glaciers de la Cordillère Royale de Bolivie, depuis leur extension maximale du PAG jusqu'à nos jours. Le même type de graphique que celui de la figure 2.4, mais représentant l'évolution de la longueur des glaciers, celle de l'altitude de leur ligne d'équilibre ou celle de leur bilan de masse peuvent être retrouvé dans mon manuscrit de thèse [Rabatel, 2005] ou dans les publications associées [Rabatel *et al.*, 2006, 2008b].

Grâce à ces reconstructions, il a été possible de mettre en évidence que :

- Sur l'ensemble de la période, entre le maximum d'extension des glaciers de la seconde moitié du 17^{ème} siècle et la fin du 20^{ème} siècle, les glaciers ont perdu en moyenne 59 ± 16 %

de leur surface. Dans le même temps, l'altitude de la ligne d'équilibre est remontée de près de 150 ± 30 m, et plus de 60 % de cette remontée a eu lieu durant le 20^{ème} siècle.

- Les glaciers boliviens se sont maintenus dans une position proche de leur maximum d'extension pendant plusieurs décennies (i.e. entre ~ 1670 et 1730 AD).
- Depuis le milieu du 18^{ème} siècle, leur retrait est quasi continu, avec quelques périodes de stagnation voire de légère avancée au tournant du 19^{ème} siècle, mais sans commune mesure avec ce qu'on connu les glaciers alpins durant la première moitié du 19^{ème} siècle.
- La fin du 19^{ème} siècle est marquée par une accélération du retrait qui pourrait traduire la fin du PAG.
- Le retrait contemporain (i.e. depuis la fin des années 1970) est sans commune mesure au cours des 350 dernières années.



Figure 2.3. Extension du Glacier Sud du Charquini pour les 10 principaux stades morainiques du PAG et les photographies aériennes couvrant la seconde moitié du 20^{ème} siècle (issu de Rabatel et al., 2006).

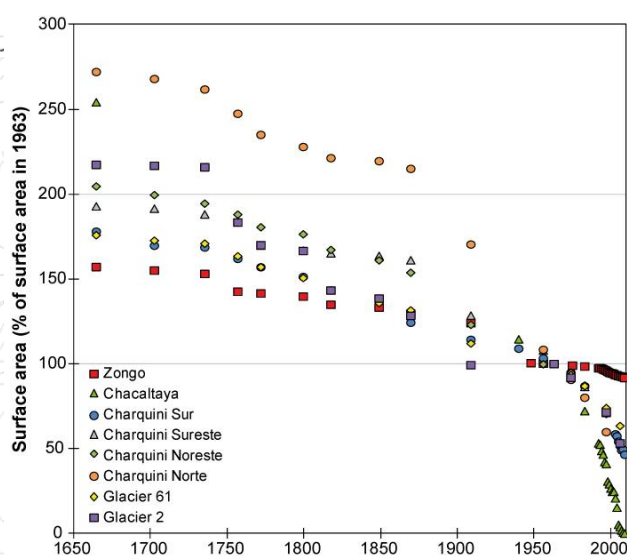


Figure 2.4. Evolution de la surface de huit glaciers en Cordillère Royale depuis le maximum du PAG, reconstruite à partir des moraines et de photographies aériennes. 1963 constitue la date de référence commune (issu de Rabatel et al., 2013a).

Il est important de préciser qu'à partir des moraines uniquement, il n'est pas possible de déterminer le début du PAG, c'est-à-dire le moment à partir duquel les glaciers se sont mis à avancer, ou, en d'autres termes, le moment à partir duquel les conditions climatiques sont devenues favorables à l'expansion des glaciers. La datation des morceaux de la tourbière remaniée par l'avancée du glacier qui érigea la moraine la plus externe du PAG permet néanmoins de dire que le début du PAG est au minimum postérieur à leur âge, soit la période 1090–1220 AD. Il n'est pas non plus possible de déterminer de manière précise la fin du PAG, même si on peut supposer que l'accélération du retrait glaciaire qui a suivi le dépôt de la moraine datée de ~ 1870 AD est liée à des conditions climatiques défavorables aux glaciers pouvant être associées à la fin de cette période multiséculaire de crue glaciaire.

2.3. Quelles informations paléoclimatiques tirer de ces variations glaciaires ?

2.3.1. Cas des Andes de Bolivie

Pour réaliser une interprétation paléoclimatique à partir de la reconstruction de l'évolution des glaciers depuis leur période d'extension maximale du PAG, j'ai utilisé différentes approches comme celle développée par Kuhn [1989] sur des glaciers alpins et adaptée par Kaser [2001] aux glaciers tropicaux, l'approche d'Hastenrath [1984], ou encore celle élaborée au LGGE visant à caractériser la différence de bilan entre deux stades en se basant sur la géométrie des glaciers et la courbe bilan/altitude. Ces approches ne tiennent pas compte des aspects relatifs à la dynamique glaciaire, mais permettent néanmoins de quantifier les variations possibles de certains paramètres climatiques en fonction des paramètres glaciologiques reconstitués.

Je ne reprendrai pas ici la présentation de ces approches qui sont décrites de manière détaillée dans la partie 3.4 « Moyens d'interprétation paléoclimatique » de mon manuscrit de thèse [Rabatel, 2005, pp. 82-89]. Il est cependant pertinent de mentionner que les approches de Kuhn et Kaser permettent de traduire les variations temporelles de la ELA en fonction des variations de température et d'accumulation. Celle d'Hastenrath, basée sur une analyse de sensibilité du bilan de masse des glaciers tropicaux, permet d'interpréter une variation de bilan de masse au cours du temps en une quantité d'énergie correspondante. En considérant que cette énergie est entièrement utilisée par la fusion à la surface du glacier (c'est-à-dire en négligeant la sublimation), il est alors possible de calculer les variations des paramètres climatiques nécessaires à la production d'une telle quantité d'énergie.

Concernant l'interprétation des variations glaciaires reconstruites pour les glaciers boliviens au cours de la période allant de l'extension maximale des glaciers au PAG à nos jours [Rabatel *et al.*, 2008b], on retiendra que :

- Pour que les glaciers avancent et déposent la moraine M1 qui correspond à l'extension maximale du PAG, on estime que les précipitations ont dû être supérieures de 20 à 30 % à ce qu'elles sont actuellement et les températures plus basses d'environ 1 °C. Comme la radiation nette à la surface des glaciers tropicaux est le principal moteur de la fusion, il est envisageable que la baisse du rayonnement solaire d'environ 3 W m⁻² durant le minimum de Maunder (1645-1715 AD) ait pu jouer un rôle, non seulement pour que les glaciers atteignent leur extension maximale durant la seconde moitié du 17^{ème} siècle, mais aussi pour qu'ils gardent ensuite jusqu'à la première moitié du 18^{ème} siècle des proportions proches de celle-ci.
- La décrue postérieure à l'extension maximale des glaciers, qui se fait nettement sentir à partir des années 1730-40 AD, serait avant tout la conséquence d'une baisse des précipitations dans la mesure où d'autres proxys indiquent des températures stationnaires. Le fait que la seule avancée ayant interrompu le retrait des glaciers, même si elle n'a été que de faible ampleur, ait eu lieu pendant le minimum d'activité solaire de Dalton (au

tournant du 19^{ème} siècle) conforte l'hypothèse selon laquelle les avancées glaciaires sous les tropiques auraient pu être liées à une légère baisse du rayonnement solaire. Toutefois la physique du mécanisme reste à démontrer.

- L'accélération du retrait au tournant du 20^{ème} siècle permet de supposer que la succession de nombreux et intenses phénomènes El Niño, repérable à travers divers enregistrements, ait précipité la fin du PAG dans les Andes Centrales.
- Concernant le 20^{ème} siècle, il semblerait qu'une hausse combinée de la température (de 0,3 à 0,7 °C) et de l'humidité ($\sim 0,25 \text{ g kg}^{-1}$) soit responsable du retrait des glaciers.

2.3.2. Qu'en est-il à l'échelle des Andes tropicales ?

A la suite de mon travail de thèse, Vincent Jomelli a réalisé le même type d'étude sur des marges proglaciaires dans les Andes du Pérou, d'Equateur, puis plus récemment de Colombie [Jomelli *et al.*, 2007, 2008a,b]. Ces travaux ont donné lieu à des articles de synthèse [Jomelli *et al.*, 2009 ; Rabatel and Jomelli, 2011 ; Rabatel *et al.*, 2013a] qui constituent la base des résultats présentés ici.

Au total, 90 marges proglaciaires de glaciers localisés dans la zone tropicale interne (cordillères Est et Ouest d'Equateur, Cordillère de Merida au Venezuela) et externe (cordillères Blanche et de Vilcanota au Pérou et cordillères Royale et de Quimsa Cruz en Bolivie) ont été étudiés. La taille de ces glaciers varie de 0,2 km² à 4,5 km². La plupart d'entre eux sont situés entre 4500 et 6300 m d'altitude.

Sur l'ensemble des marges proglaciaires, comme cela a été fait en Bolivie, c'est la lichenométrie qui a permis d'établir la chronologie de l'extension des glaciers depuis leur maximum du PAG. Cependant, en Equateur, des sources historiques ont également été utilisées pour reconstruire la chronologie de l'évolution des fronts glaciaires et de l'altitude de la ligne de neige. Les plus anciennes datent du milieu du 17^{ème} siècle. Ce sont généralement des rapports de mesures géodésiques, des croquis, peintures/gravures ou récits d'expéditions réalisés lors de missions scientifiques (cf. Francou, 2004 pour une synthèse sur ces documents).

Dans la suite de ce paragraphe, la période d'extension maximale (PEM) des glaciers au cours du dernier millénaire, correspondant au maximum du Petit Age Glaciaire, est définie comme l'extension la plus importante enregistrée de façon synchrone par la majorité des glaciers d'un massif donné. Elle date globalement des 17^{ème} et 18^{ème} siècles (cf. ci-après et Fig. 2.7). Cependant, on peut observer sur certaines marges proglaciaires en Cordillère Blanche (Pérou) et quelques cas en Cordillère Royale (Bolivie) un cordon morainique situé entre 4100 et 4300 m. d'altitude. Celui-ci a été daté par lichenométrie du milieu du 14^{ème} siècle [Jomelli *et al.*, 2008a, b, 2009]. La taille des lichens sur cette moraine, de diamètre largement supérieur à celui des lichens mesurés sur les moraines plus en amont, révèle une coupure très nette entre ce cordon et ceux plus récents, suggérant l'absence d'extension glaciaire d'intensité comparable pendant plusieurs siècles. Toutefois, les glaciers présentant ce stade morainique sont rares et, le cas échéant, la distance qui sépare cette moraine de celle correspondant à la PEM est faible (de 10 à

30 m.). Ainsi, ce stade précoce a sans doute existé pour l'ensemble des glaciers mais il a été effacé par la PEM pour la majorité d'entre eux. Cette avancée glaciaire du début du millénaire est aussi attestée par les enregistrements sédimentaires recueillis dans des lacs proglaciaires utilisés par Polissar *et al.* [2006] pour reconstruire les fluctuations glaciaires en Cordillère de Merida au Venezuela ; elle y est datée entre 1180 et 1350 AD.

La PEM dans la zone tropicale externe est datée du 17^{ème} siècle, les dates variant légèrement d'un massif à l'autre (Figure 2.5). Les datations lichenométriques la situent autour de 1630±27 AD au Pérou [Solomina *et al.*, 2007 ; Jomelli *et al.*, 2008a], et entre 1657±24 AD et 1686±26 AD en Bolivie [Rabatel *et al.*, 2005b, 2008b]. Dans la zone tropicale interne, la PEM est survenue à deux périodes distinctes [Jomelli *et al.*, 2007, 2009]. Pour les glaciers ayant une altitude maximale supérieure à 5700 m, elle date du début du 18^{ème} siècle (1730±14 AD). Pour ceux dont l'altitude maximale est plus basse, la PEM date du début du 19^{ème} siècle (1830±11 AD). Au Venezuela, après le stade datant du début du millénaire, Polissar *et al.* [2006] ont identifié deux autres périodes d'avancée glaciaire datées de 1640 – 1730 AD et 1800 – 1820 AD, sans pouvoir dire laquelle fut la plus importante.

Suite à la PEM, l'évolution des glaciers des tropiques interne et externe est remarquablement homogène. Un retrait lent est observé durant la fin du 17^{ème} et au cours de la première moitié du 18^{ème} siècle. A partir de 1840 le retrait est plus marqué et s'accélère à la fin du 19^{ème} siècle. En Equateur, pour les glaciers dont l'altitude maximale est élevée (> 5700 m) deux avancées ont été enregistrées en 1748±8 AD et 1786±9 AD. Ces moraines sont proches du stade de la PEM suggérant un retrait lent au cours du 18^{ème} siècle. Au 19^{ème} siècle, une avancée glaciaire concomitante pour l'ensemble des glaciers (haute et basse altitude) est datée de 1830±11 AD. Cette dernière correspond à l'extension maximale pour les glaciers de basse altitude. Après cette date, l'ensemble des glaciers équatoriens affiche une tendance identique, avec un recul lent jusqu'à mi-19^{ème}, puis accéléré entre 1870 et le début du 20^{ème} siècle. Pour la zone tropicale externe, les glaciers montrent deux avancées mineures aux alentours de 1730 AD et 1800 AD. Le retrait post-PEM et l'absence d'avancée majeure au 19^{ème} siècle (d'ampleur équivalente à la PEM) au sein de l'ensemble de la zone tropicale sont les principales différences observables par rapport à l'évolution des glaciers des latitudes tempérées de l'hémisphère Nord. En Bolivie, Rabatel *et al.* [2006] ont observé qu'entre le milieu du 17^{ème} à la fin du 19^{ème} siècle, les glaciers se sont retirés d'environ 1000 m. Cette valeur est équivalente pour les glaciers péruviens.

Cette évolution des surfaces ainsi que l'accélération du retrait des glaciers à la fin du 19^{ème} siècle sont cohérentes au travers des Andes tropicales et permettent de supposer que les glaciers ont répondu à une évolution climatique commune sur la longue durée.

On a vu précédemment que la variabilité interannuelle du bilan de masse des glaciers tropicaux dépend principalement de la variabilité des précipitations pendant la saison des pluies (octobre-avril) ainsi que de la phase de ces précipitations donc de l'altitude de l'isotherme 0 °C. En plus de l'accumulation, la variabilité des précipitations contrôle l'albédo de surface du glacier, donc son bilan radiatif et ainsi le taux d'ablation [Wagnon *et al.*, 1999 ; Sicart *et al.*, 2005]. De ce fait, la mise en place des moraines vers 4200 m durant la PEM nécessite que le bilan de masse

spécifique des glaciers ait été très positif, générant un important transfert de glace vers l’aval du glacier pour compenser les taux d’ablation élevés à basse altitude. Des conditions plus humides qu’aujourd’hui, en lien avec un décalage de la zone de convergence intertropicale pourraient expliquer l’avancée glaciaire observée et le caractère asynchrone de la PEM. Ainsi, en Équateur, des conditions plus sèches au 17^{ème} siècle qu’au début du 18^{ème} siècle pourraient expliquer le décalage de la PEM à l’égard des tropiques externes. Cette hypothèse est en accord avec d’autres indicateurs. Par exemple, dans plusieurs carottes glaciaires [Thompson *et al.*, 2006], une nette diminution du $\delta^{18}O$ est observée à grandes échelles de temps au cours du dernier millénaire et principalement entre la fin du 16^{ème} et le début du 19^{ème} siècle (Figure 2.5).

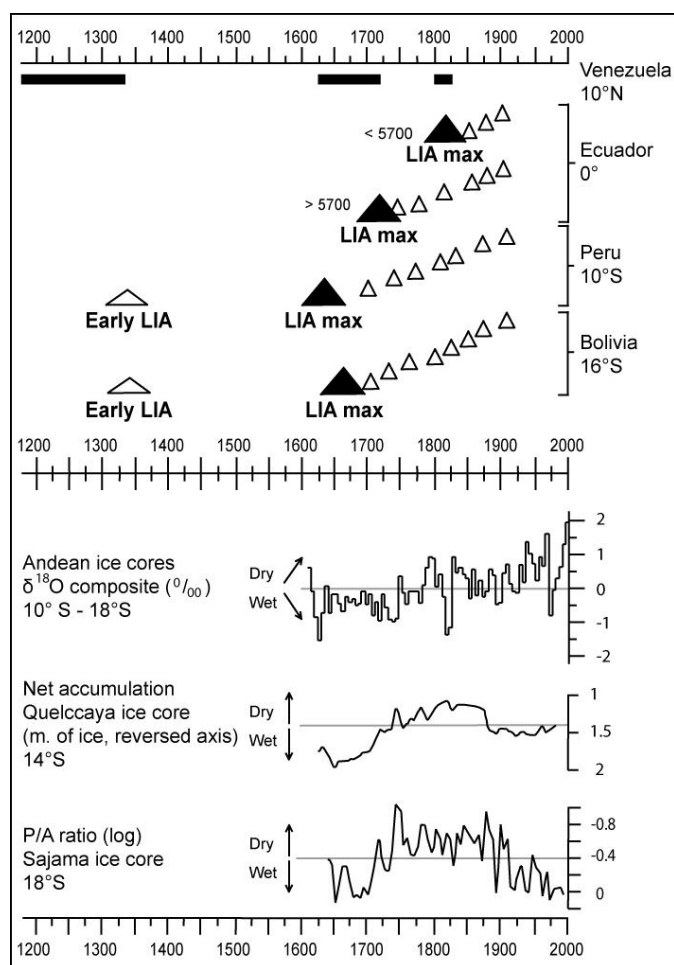


Figure 2.5. Panneau supérieur : stades morainiques datés par lichenométrie (triangles) et avancées glaciaires datées à partir de sédiments lacustres (Venezuela, barres noires). Pour chaque pays, les triangles représentent la position des moraines le long d'une marge proglaciaire schématisée, depuis la plus basse attestant de la PEM au PAG (triangle noir) à la plus élevée, la plus proche des fronts actuels. Pour l'Équateur, deux schémas sont présentés, un pour les marges proglaciaires des glaciers ayant une altitude max. >5700 m, l'autre pour les glaciers avec une altitude max. <5700 m. Panneau inférieur : indicateurs attestant des variations climatiques (périodes humides/sèches) au cours des derniers siècles. Le ratio P/A dans la carotte du Sajama [Liu *et al.*, 2005] représente le changement relatif d'abondance entre deux espèces polliniques (Poaceae et Asteraceae) et est utilisé comme indicateur de l'humidité sur l'Altiplano. Les données des carottes de glace proviennent de Thompson *et al.* [1985, 2006].

Figure issue de Rabatel *et al.*, 2013a.

Le minimum de $\delta^{18}O$ entre 1650 AD et 1750 AD est synchrone avec la PEM [Jomelli *et al.*, 2007]. La période de retrait qui a suivi, associée à des conditions plus sèches, est corroborée par l'analyse des paléo-niveaux lacustres sur l'Altiplano péruvien-bolivien [Chepstow-Lusty *et al.*, 2003]. Ce changement vers des conditions plus sèches entre début 18^{ème} et fin 19^{ème} siècle, est aussi avéré par des analyses polliniques dans la région du Sajama en Bolivie [Liu *et al.*, 2005].

Quantitativement, l'application des approches permettant une interprétation paléoclimatique des fluctuations glaciaires (cf. 2.3.1.) a permis de mettre en évidence que :

- Au Venezuela, pour la période AD 1250-1820, la température moyenne de l'air aurait été de $3,2 \pm 1,4$ °C plus fraîche et les précipitations plus élevées d'environ 22 % qu'actuellement.
- En Équateur, des températures inférieures de 0,8 à 1,1 °C à celles d'aujourd'hui, et une accumulation excédentaire de 25 à 35 % semblent avoir eu lieu au 18^{ème} siècle, suivi d'une courte période plus froide mais plus sèche au début du 19^{ème} siècle.
- En Bolivie, la PEM pourrait être la conséquence d'une diminution de la température de 1,1 à 1,2 °C, et d'une augmentation de 20 à 30 % de l'accumulation.

2.4. Quels nouveaux enjeux concernant les fluctuations glaciaires passées dans les Andes tropicales ?

Bien que la chronologie des stades glaciaires couvrant les quatre derniers siècles (*i.e.* depuis le maximum du PAG) ait été bien contrainte par les datations lichénométriques, que l'extension des glaciers ait pu être quantifiée précisément sur la base des moraines et que les interprétations paléoclimatiques issues des fluctuations glaciaires reconstruites soient en accord avec les autres indicateurs paléoclimatiques disponibles (*i.e.* carottages glaciaires, sédimentaires, dendrochronologie), il serait prétentieux de considérer que le tour de la question a été fait dans les Andes tropicales. Ceci est particulièrement vrai concernant les interprétations paléoclimatiques qui reposent actuellement sur des approches assez simples. Ces interprétations pourraient être améliorées par l'utilisation d'outils de modélisation intégrant, d'une part, du bilan d'énergie de surface distribué pour prendre en compte les processus d'ablation, et d'autre part, l'écoulement de la glace pour prendre en compte la dynamique du glacier.

En outre, une étude conduite en Cordillère Royale de Bolivie a permis de reconstruire la chronologie des fluctuations du Glacier Telata sur l'ensemble de l'Holocène en utilisant les isotopes cosmogéniques pour dater les stades morainiques [Jomelli *et al.*, 2011]. En lien avec ce travail, il semblerait pertinent de confirmer la chronologie obtenue pour le PAG par lichénométrie avec un « chrono-indicateur absolu » comme les isotopes cosmogéniques. Des prélèvements ont été réalisés sur les moraines les plus externes du PAG de plusieurs marges proglaciaires des glaciers que j'ai étudiés en Cordillère Royale et sont en cours d'analyse. De plus, il pourrait être intéressant d'étendre l'étude faite sur le Glacier Telata à d'autres glaciers de la Cordillère Royale afin de confirmer que l'avancée maximale du PAG a bel et bien été la plus importante des 10000 dernières années.

Chapitre 3

Processus glaciaires et variations contemporaines

Ce chapitre compile l'essentiel de mes activités de recherche conduites depuis l'obtention de mon diplôme de Doctorat et particulièrement depuis mon recrutement au Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement à l'automne 2009. Chacune des quatre parties suivantes (3.1 à 3.4) s'appuie sur : différents programmes scientifiques auxquels j'ai participé ; des financements complémentaires à ces programmes obtenus auprès de différentes sources ; l'encadrement d'étudiants de Master, d'école d'ingénieur ou de Doctorat ; et bien évidemment des collaborations avec des collègues français ou internationaux. En outre, les résultats ont été publiés dans des revues internationales à comité de lecture. Bien que l'ensemble de ces éléments puissent être retrouvés en annexes, un tableau reprend les principales informations en début de chaque partie.

3.1. Ce que nous enseignent les mesures glaciologiques *in situ*

3.1.1. Contexte de ces travaux

Cette première partie du chapitre 3 se base sur les travaux de recherche en lien avec le SO/SOERE GLACIOCLIM) et le LMI GREAT-ICE (qui constitue dans le cas du suivi des glaciers une « extension » de GLACIOCLIM au-delà des deux glaciers Zongo et Antisana 15α). Comme nous l'avons vu dans le chapitre 1, les glaciers de référence suivis dans GLACIOCLIM comptent parmi ceux faisant l'objet des plus longues séries continues de mesures de bilan de masse dans les différentes régions climatiques où le SO/SOERE est implanté. Ces séries constituent une base de données unique permettant de bien documenter et comprendre : (1) les processus d'accumulation et d'ablation à la surface des glaciers et leur saisonnalité ; (2) les variations interannuelles à multi-décennales de ces glaciers et leur lien avec celles du climat. Ces deux points sont abordés dans cette partie au sujet des glaciers des Andes tropicales dans la mesure où je coordonne la composante andine de GLACIOCLIM ainsi que le thème 1 du LMI GREAT-ICE

et c'est donc dans cette région climatique que je me suis jusqu'à présent le plus investi. Les résultats présentés ici pourront être retrouvés en grande partie dans Rabatel *et al.* [2012a, 2013a].

Le **tableau 3.1** synthétise les principales informations concernant : les programmes scientifiques, financements complémentaires, encadrements d'étudiants, collaborations et publications, en lien avec les travaux de recherche conduits à partir des données glaciologiques recueillies dans le cadre du SO/SOERE GLACIOCLIM.

Programmes scientifiques	GLACIOCLIM, GREAT-ICE, CATCOS
Financements complémentaires	IRD, LabEx OSUG@2020
Encadrements	R. Basantes (Doctorat), M. Réveillet (Doctorat), G. Leonardini (Master)
Collaborations	LGGE, Grenoble, France (C. Vincent, D. Six, V. Favier) LTHE, Grenoble, France (B. Francou, J.-E. Sicart, P. Wagnon) IRSTEA, Grenoble, France (E. Thibert, N. Eckert) IGEMA, La Paz, Bolivie (A. Soruco) UGRH, Huaraz, Pérou (J. Gomez, L. Davila) INAMHI, Quito, Equateur (B. Caceres, L. Maisincho) IDEAM, Bogota, Colombie (J.-L. Ceballos)
Publications	Rabatel <i>et al.</i> , 2012a. Can the snowline be used as an indicator of the equilibrium line and mass balance for glaciers in the outer tropics? <i>J. Glaciol.</i> , 58, 1027-1036. Rabatel <i>et al.</i> , 2013a. Current state of glaciers in the tropical Andes: a multi-century perspective on glacier evolution and climate change. <i>Cryosphere</i> , 7, 81-102. Maisincho <i>et al.</i> , 2014. On the interest of positive degree day models for mass balance modeling in the inner tropics. <i>Cryosphere Discuss.</i> , 8, 2637-2684. Basantes Serrano <i>et al.</i> Assessing glaciological mass balance series on the basis of geodetic mass balance on the Glaciar Antisana 15a, Ecuador (1995-2012). <i>Ann. Glaciol.</i> , en revision.

Tableau 3.1. Contexte des travaux de recherche sur les processus glaciaires

3.1.2. Processus d'accumulation et d'ablation à la surface des glaciers tropicaux

Une des principales caractéristiques des glaciers tropicaux réside dans le fait que ces glaciers présentent des conditions d'ablation tout au long de l'année dans leur partie basse (**Figure 3.1**). En effet, l'ablation est quasiment constante en Equateur (autour de 25 à 30 cm w.e. en moyenne par mois à environ 4950 m) alors que plus on s'éloigne de la zone équatoriale vers la zone tropicale externe plus la saisonnalité est marquée. Ainsi, en Bolivie on distingue trois périodes au cours de l'année hydrologique : (1) la saison de transition de septembre à décembre, quand les précipitations sont encore peu abondantes et que l'ablation de glace augmente progressivement

pour atteindre son maximum en novembre ; (2) la saison des pluies de janvier à avril, qui correspond à la période d'accumulation, où dans la partie basse du glacier, c'est l'ablation de neige qui prédomine, entretenue par l'important rayonnement de grande longueur d'onde liée à la forte nébulosité ; et (3) la saison sèche de mai à août, où l'ablation bien que réduite en lien avec la forte perte d'énergie de la surface du glacier par rayonnement de grande longueur d'onde, est néanmoins présente, en grande partie sous forme de sublimation sur l'ensemble de la surface du glacier.

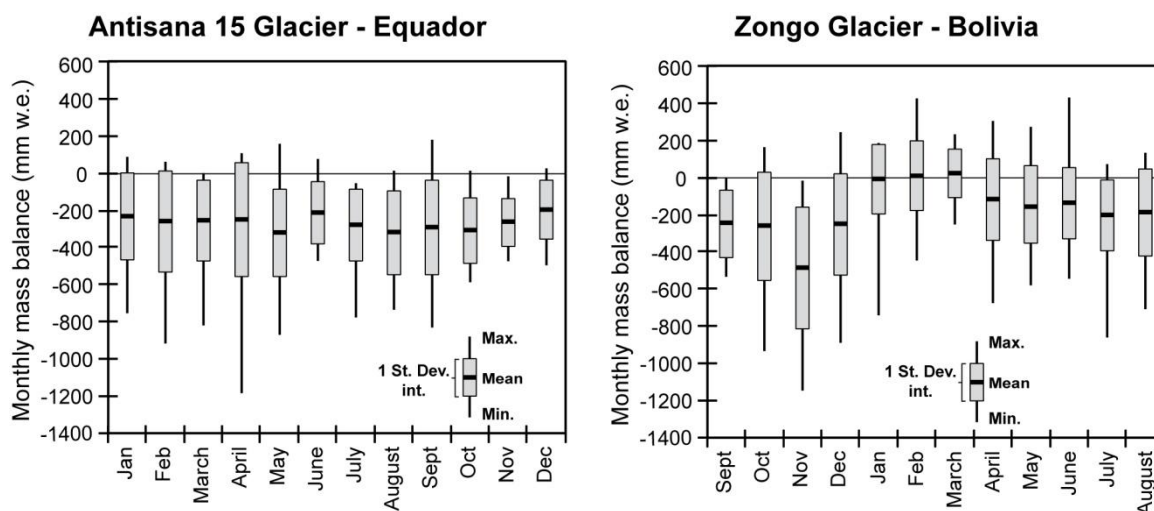


Figure 3.1. Bilan de masse mensuel mesuré à partir du réseau de balises des glaciers Antisana 15α en Equateur (entre 4800 et 5050 m, période 1995-2010) et Zongo en Bolivie (entre 5000 et 5200 m, période 1991-2010)

Des campagnes de mesure de long terme du bilan d'énergie de surface sur le terrain en Bolivie [Wagnon *et al.*, 1999, 2001 ; Sicart *et al.*, 2005], au Pérou [Juen *et al.*, 2007], en Équateur [Favier *et al.*, 2004a, b] ont montré que dans les tropiques, la variabilité du bilan d'énergie de surface en zone d'ablation est principalement contrôlée par le rayonnement net de courte longueur d'onde (S), qui est en partie compensé par le bilan radiatif de grande longueur d'onde (L). S est étroitement lié à l'albédo de la surface et aux précipitations. En conséquence, l'albédo de la surface apparaît comme une variable prépondérante contrôlant la quantité d'énergie de fusion à la surface des glaciers tropicaux en raison de sa forte variabilité et son effet de rétroaction sur le taux de fonte. La couverture nuageuse et sa variabilité saisonnière, étant à l'origine des fortes variations saisonnières de L , contrôlent aussi les changements saisonniers dans les flux d'énergie à la surface et ainsi le bilan de masse sur les glaciers tropicaux [Wagnon *et al.*, 2001 ; Francou *et al.*, 2003, 2004 ; Favier *et al.*, 2004a ; Sicart *et al.*, 2011].

Les glaciers tropicaux sont caractérisés par des gradients verticaux de bilan de masse importants, d'environ $2 \text{ m w.e. } 100 \text{ m}^{-1}$ dans la zone d'ablation [e.g. Kaser *et al.*, 1996 ; Soruco *et al.*, 2009b], ce qui implique une importante contribution des zones les plus basses des glaciers dans leur ablation totale. Kuhn [1984] a mis en avant l'influence de la longueur de la période

d'ablation dans l'importance de ce gradient vertical. Cependant, des simulations distribuées des flux d'énergie à l'échelle du Glacier Zongo ont montré que les changements fréquents de la couverture de neige en surface de la zone d'ablation tout au long de l'année étaient la principale explication de l'importance des gradients verticaux de bilan de masse pour les glaciers tropicaux [Sicart *et al.*, 2011].

3.1.2.1. Spécificités des tropiques internes

Sur le Glacier Antisana 15α (Equateur), Favier *et al.* [2004a, b] ont montré que le taux moyen d'ablation est pratiquement constant au cours de l'année (Figure 3.1). Francou *et al.* [2004] ont précisé que la variabilité interannuelle de l'ablation est contrôlée principalement par les variations interannuelles de la température de l'air, qui détermine l'altitude de la limite pluie-neige. Les glaciers dans la région tropicale interne sont donc très sensibles aux changements de température.

En outre, l'albédo apparaît comme étant un forçage majeur pour la fusion. Aux pas de temps journalier et mensuel, une relation étroite a été montrée entre l'albédo et la radiation nette [Favier *et al.*, 2004b ; Maisincho *et al.*, 2014]. Les changements d'albédo conditionnent les variations du bilan radiatif de courtes longueurs d'onde. Par conséquent, la fréquence et l'intensité des chutes de neige, qui peuvent se produire tout au long de l'année, jouent un rôle majeur dans l'atténuation des processus de fusion. En conséquence, les précipitations et la température sont cruciaux pour le bilan de masse annuel, à la fois pendant la période de précipitations principale (entre février et mai) et la période de précipitations secondaire (septembre-octobre). Les importantes chutes de neige de la période février-mai réduisent clairement la fusion en raison de l'effet albédo. Inversement, de longues périodes sans neige conduisent à une augmentation significative du taux de fonte, en particulier durant les périodes proches des équinoxes (mars-avril et septembre) lorsque le rayonnement incident potentiel de courtes longueurs d'onde est à son maximum. Enfin, la sensibilité des glaciers équatoriens au climat du point de vue de la dépendance du bilan de masse aux paramètres climatiques est étroitement liée à l'absence de la saisonnalité de la température (cela est également vrai pour les glaciers colombiens). L'isotherme 0 °C oscille en permanence au niveau de la zone d'ablation des glaciers, et une variation mineure de la température de l'air peut influencer les processus de fusion en déterminant la phase des précipitations avec des conséquences sur l'albédo de la surface dans la zone d'ablation ; une augmentation de température de 1 °C peut élever la limite neige-pluie d'environ 150 m sur le glacier [Rabatel *et al.*, 2013a].

3.1.2.2. Spécificités des tropiques externes

Dans les régions tropicales externes, où les précipitations liquides sont rares sur les glaciers, le bilan de masse annuel est étroitement lié à la quantité totale et la répartition saisonnière des précipitations [Wagnon *et al.*, 2001 ; Francou *et al.*, 2003 ; Favier *et al.*, 2004a ; Sicart *et al.*, 2005]. En ce qui concerne l'évolution saisonnière de l'ablation à la surface du glacier tout au long

de l'année (Figure 3.1), trois saisons peuvent être distinguées pour les glaciers tropicaux externes [Sicart *et al.*, 2011 ; Rabatel *et al.*, 2012a] : (1) durant la saison sèche de mai à août, la fusion est faible et est principalement due à un déficit en rayonnement de grandes longueurs d'onde dans le bilan d'énergie de surface ; ce déficit est dû à la faible émissivité de l'atmosphère, mince à cette très haute altitude et sans nuages à cette période de l'année ; (2) au cours de la saison de transition de septembre à décembre, lorsque les précipitations ne sont pas encore abondantes, la fonte augmente progressivement pour atteindre sa valeur annuelle la plus haute en novembre-décembre [Ribstein *et al.*, 1995 ; Sicart *et al.*, 2011], en raison de l'intense rayonnement solaire, avec le soleil proche du zénith, et au faible albédo de la surface des glaciers ; (3) de janvier à avril, les chutes de neige fréquentes pendant la saison humide réduisent le taux de fonte, qui est néanmoins maintenu par un fort rayonnement de grandes longueurs d'onde émis par les nuages convectifs. Enfin, le bilan de masse annuel dépend largement de la date du début de la saison des pluies, laquelle interrompt la période de fusion élevée causée par le rayonnement solaire [Sicart *et al.*, 2011]. Tout retard dans le début de la saison des pluies provoque un bilan de masse très négatif en raison, d'une part, de l'accumulation de neige réduite et, d'autre part, de la très forte ablation. Ce type de scénario est fréquent lors des événements El Niño [Wagnon *et al.*, 2001]. En effet, Wagnon *et al.* [2001] ont montré que les taux de fonte très élevés mesurés sur le Glacier Zongo au cours de l'année 1997-1998, marquée par un événement El Niño majeur, sont principalement dus aux faibles précipitations solides et aux valeurs d'albédo de surface très basses associées.

3.1.3. Variations interannuelles et lien avec le climat

La figure 3.2 présente les séries temporelles à l'échelle mensuelle des anomalies de bilan de masse et de température de surface de l'Océan Pacifique (SSTa). Le graphique supérieur concerne les tropiques internes et montre le bilan mensuel moyen des glaciers Antisana 15 α (1995-2011) et La Conejeras (2006-2011) avec les SSTa de la zone Niño 3.4. Le graphique inférieur concerne les tropiques externes et montre le bilan mensuel moyen des glaciers Zongo (1991-2011), Chacaltaya (1991-2005) et Sud du Charquini (2002-2011) avec les SSTa de la zone Niño 1+2. En Equateur, comme montré par Francou *et al.* [2004] et Vuille *et al.* [2008], les deux phases opposées de l'ENSO expliquent les situations fortement contrastées rencontrées sur le Glacier Antisana 15 α . La réponse des glaciers dans les Andes d'Equateur est retardée de trois mois par rapport au pic des SSTa dans le Pacifique central durant l'été austral (nov.-fév.), ainsi, la variabilité interannuelle du bilan de masse est la plus importante durant la période février-mai [Francou *et al.*, 2004]. Durant les phases chaudes de l'ENSO (El Niño), l'augmentation des températures favorise des précipitations liquides jusqu'à 5100-5200 m sur le glacier, ce qui, de concert avec une légère baisse de la nébulosité et des précipitations, explique les valeurs d'albédo faibles à la surface des glaciers et les forts taux de fonte [Favier *et al.*, 2004a, b]. A l'inverse, les phases froides de l'ENSO (La Niña) sont accompagnées de températures plus faibles, de précipitations neigeuses plus importantes en lien avec une plus forte nébulosité, ce

qui, pour de longues périodes, permet de maintenir des valeurs d'albédo élevées diminuant ainsi l'énergie disponible pour la fusion. En outre, bien que dans une moindre mesure, les forts vents durant l'été austral pendant La Niña augmentent la sublimation au détriment de la fusion, réduisant d'autant l'ablation totale à l'échelle de l'année.

En Colombie, les impacts de l'ENSO sur les glaciers sont similaires à ceux présentés pour l'Equateur. Il a été observé que le bilan de masse mensuel peut être jusqu'à plus de trois fois et demi plus négatif durant El Niño [Ceballos *et al.*, 2006 ; Rabatel *et al.*, 2013a]. A l'inverse, l'événement La Niña de 2007-2008 s'est traduit par un bilan de masse annuel positif pour le Glacier La Conejeras.

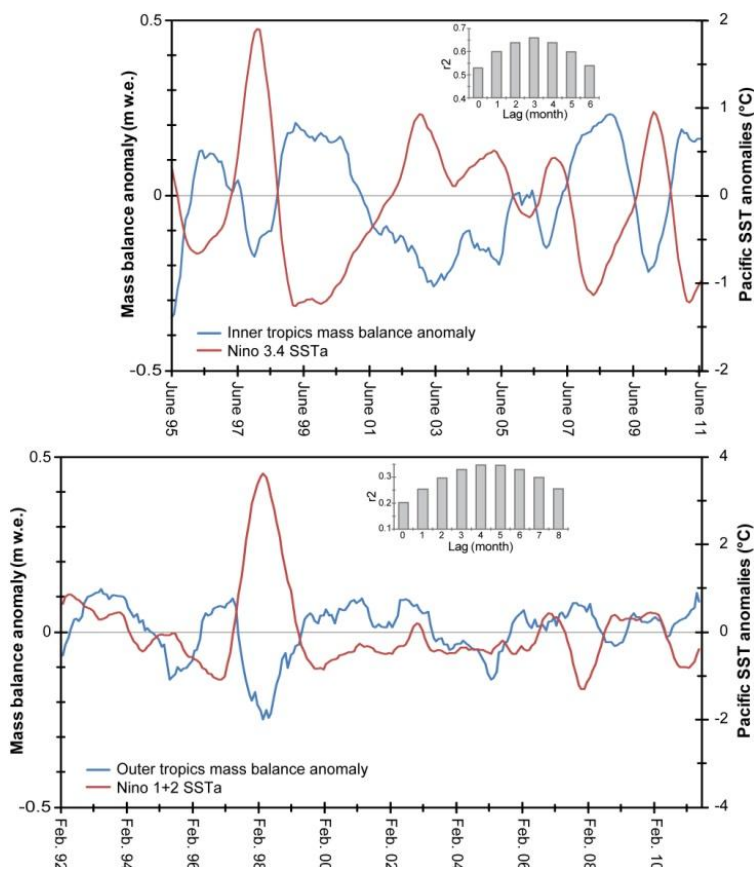


Figure 3.2. Panneau supérieur : séries temporelles mensuelles d'anomalies de bilan de masse (m w.e.) pour les tropiques internes (moyenne des glaciers Antisana 15a et La Conejeras) et des SSTa de la zone Niño 3.4 (°C) pour la période 1995-2011. Les deux séries ont été lissées avec une moyenne mobile sur 12 mois. Le diagramme inséré montre la corrélation entre les deux variables pour différents décalages temporels (de 0 à 6 mois).

Panneau inférieur : identique au précédent mais pour les tropiques externes (glaciers Zongo, Chacaltaya et Sud du Charquini) et les SSTa de la zone Niño 1+2. La meilleure corrélation entre les variables est trouvée pour un décalage de 4 mois.

Figure issue de Rabatel *et al.*, 2013a.

En Bolivie, les variations interannuelles du bilan de masse glaciaire sont aussi assez largement contrôlées par les SSTa du Pacifique tropical [Francou and Ribstein, 1995 ; Francou *et al.*, 2003 ; Vuille *et al.*, 2008]. Durant les périodes El Niño, les précipitations diminuent de 10 à 30 % et les périodes sèches sont plus fréquentes durant l'été austral [Vuille *et al.*, 2000]. Cette situation permet une hausse du rayonnement solaire incident, une réduction de l'accumulation neigeuse et diminue l'albédo à la surface des glaciers [Wagnon *et al.*, 2001]. En moyenne, les températures de surface durant l'été austral sont supérieures de 0,7 à 1,3 °C durant un événement El Niño par rapport à un événement La Niña [Vuille *et al.*, 2000], contribuant ainsi à augmenter le flux de chaleur sensible à la surface du glacier. Au cours des périodes La Niña

relativement plus froides et humides, les conditions opposées prévalent permettant des bilans de masse proche de l'équilibre. Cependant, comme on peut le constater sur la [figure 3.2](#), la réponse du bilan de masse au forçage des SSTa n'est pas systématique, par exemple pour les périodes 1992-1995 et 2001-2005. Bien que l'anomalie positive de bilan de masse pour la période 1992-1995 ait été attribuée au refroidissement atmosphérique liée à l'éruption du Pinatudo en juin 1991 [[Francou et al., 2003](#)], la situation survenue au cours de la période 2001-2005 reste encore irrésolue. Cependant, les nouvelles caractéristiques observées dans la variabilité de l'ENSO (différence entre les parties centrale et orientale du Pacifique, qualifié de « ENSO Modoki ») pourraient expliquer la différence de réponse des glaciers dans les tropiques externes pour cette période.

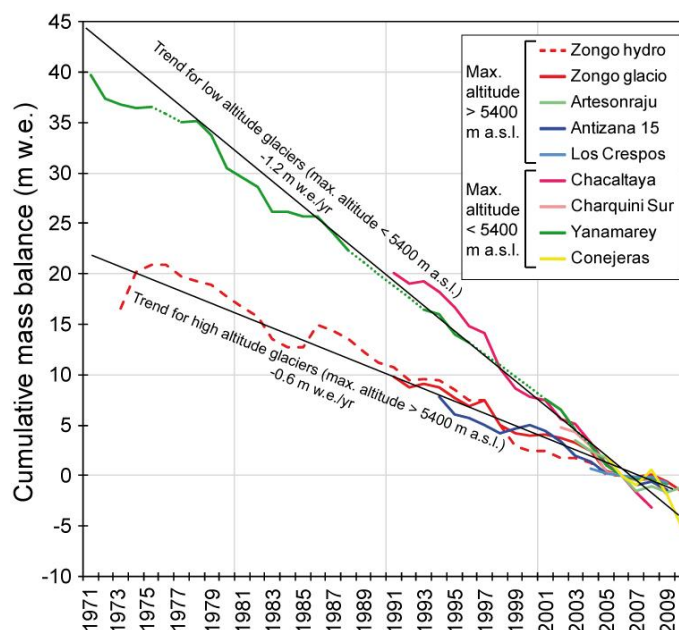
3.1.4. Variations décennales et lien avec le climat

3.1.4.1. Evolution des bilans de masse au cours des 50 dernières années

Les plus longues séries de bilan de masse dans les Andes tropicales sont disponibles pour le Glacier Yanamarey (Cordillère Blanche, Pérou, depuis 1971) et pour le Glacier Zongo (Cordillère Royale, Bolivie, depuis 1973, reconstruit à partir des données hydrologiques, cf. [Soruco et al., 2009b](#)). Il convient de noter que les mesures sur le Glacier Yanamarey ont été interrompues à plusieurs reprises et pour compléter les données manquantes, une tendance linéaire a été supposée. Parmi les glaciers où les séries chronologiques de bilan de masse sont disponibles dans les Andes tropicales, deux sous-ensembles peuvent être distingués : les glaciers avec une altitude maximale supérieure ou inférieure à 5400 m a.s.l. Cette altitude correspond approximativement à l'altitude la plus élevée atteinte par la ligne d'équilibre pour les glaciers étudiés pendant les années de bilan de masse très négatif. En conséquence, au cours de ces années, les glaciers avec une altitude maximale supérieure à 5400 m conservent une zone d'accumulation (plus ou moins importante en fonction de l'altitude maximale du glacier), et inversement, les glaciers avec une altitude maximale inférieure à 5400 m sont entièrement exposés à l'ablation.

La [figure 3.3](#) montre le bilan de masse annuel cumulé de huit glaciers entre la Colombie et la Bolivie pour lesquels des mesures de terrain ont été réalisées. Au cours des 40 dernières années, deux groupes de glaciers peuvent être distingués : (1) les glaciers avec une altitude maximale inférieure à 5400 m (glaciers Yanamarey, Chacaltaya, Sud du Charquini et La Conejeras) montrent une tendance moyenne de $-1,2 \text{ m w.e. an}^{-1}$; et (2) les glaciers avec une altitude maximale supérieure à 5400 m (glaciers Zongo, Artesonraju, Antisana 15 α et Los Crespos) montrent une tendance moyenne de $-0,6 \text{ m w.e. an}^{-1}$. Ceci étant, on peut noter que les fluctuations du bilan de masse à l'échelle régionale sont homogènes sur l'ensemble de la période, en particulier si on considère : (1) le lien entre l'évolution du bilan de masse et l'altitude maximale des glaciers; (2) la distance entre les glaciers surveillés : 21° de latitude entre les glaciers Zongo et La Conejeras ; et (3) le calendrier différent considéré pour l'année

hydrologique. Cette réponse cohérente des glaciers suggère que la variabilité climatique à l'échelle régionale dont ils dépendent est influencée par un forçage commun de grande échelle.



Il est intéressant de noter qu'une variabilité interannuelle importante se superpose aux tendances de long terme. Les glaciers avec une altitude maximale supérieure à 5400 m ont montré des fluctuations importantes de bilan de masse avec des années de bilan équilibré voire légèrement positif et des déficits atteignant plus de $-2 \text{ m w.e. an}^{-1}$. D'autre part, les glaciers tels Chacaltaya, Sud du Charquini Sur et Yanamarey ont connu des bilans de masse annuels négatifs de façon quasi permanente au cours des dernières années. Ainsi, on peut affirmer que les glaciers avec une altitude maximale inférieure à 5400 m sont en complet déséquilibre au regard des conditions climatiques actuelles et que, avec un déficit de l'ordre de $-1,2 \text{ m w.e. an}^{-1}$, beaucoup d'entre eux vont probablement disparaître complètement dans une à deux décennies (à noter que c'est déjà le cas pour Glacier Chacaltaya en Bolivie qui a disparu en 2010).

La figure 3.4 présente une synthèse des bilans de masse annuels moyennés par période, combinant toutes les mesures disponibles réalisées en Colombie, Équateur, Pérou et Bolivie en utilisant différentes méthodes (géodésiques, hydrologiques, glaciologiques et reconstructions du bilan à partir des variations de l'altitude de la neige). La quantité de données disponibles a augmenté depuis le milieu des années 1990 lorsque les données de bilan de masse provenant de la méthode de télédétection qui utilise la ELA sont devenues disponibles [Rabatel et al., 2012a]. Quatre points importants observables sur cette figure méritent d'être soulignés :

- Bien que certains glaciers aient sporadiquement un bilan de masse positif, le signal moyen sur les 50 dernières années a été constamment négatif.
- Un « point de rupture » à la fin des années 1970 apparaît clairement dans le bilan de masse annuel moyen des glaciers tropicaux. On passe de $-0,2 \text{ m w.e. an}^{-1}$ en moyenne au cours de la période 1964-1975 à $-0,76 \text{ m w.e. an}^{-1}$ au cours de la période 1976-2010.
- Une légère augmentation du taux de perte de masse des glaciers a eu lieu au cours des deux dernières décennies.
- Les glaciers dans les Andes tropicales semblent avoir eu des bilans de masse plus négatifs que les glaciers suivis à l'échelle mondiale. En outre, les glaciers tropicaux ont connus des bilans très déficitaires dès la fin des années 1970, tandis que ceux situés aux moyennes et hautes latitudes ont connu une diminution semblable de leur bilan de masse environ 15 ans plus tard, dans les années 1990.

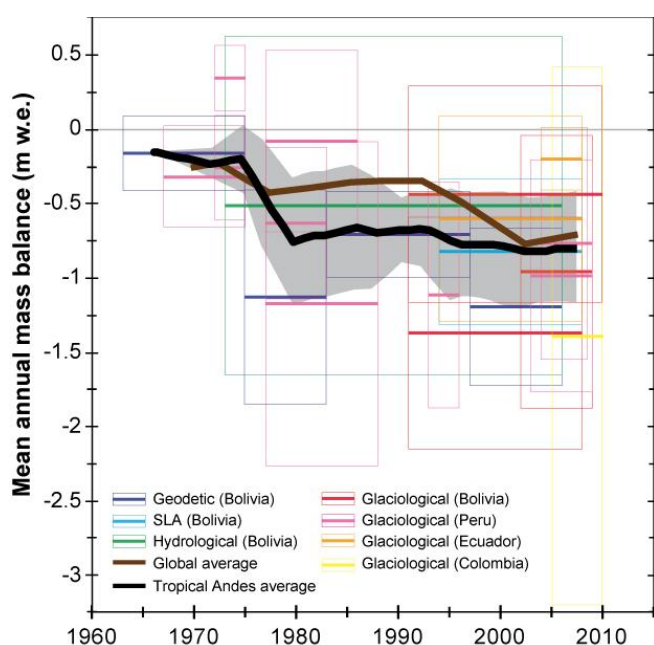


Figure 3.4. Compilation des données de bilan de masse mesurées dans l'ensemble des Andes tropicales. Les bilans glaciologique et hydrologique sont mesurés annuellement. Le bilan géodésique résulte d'acquisitions photogrammétriques. « SLA » représente la série de bilans de masse reconstruits à partir des variations de la ligne de neige. Chaque bilan annuel, moyenné sur la période de mesure, est représenté par une ligne horizontale épaisse contenue dans une boîte en trait fin représentant ± 1 écart type. La moyenne régionale pour les Andes tropicales a été calculée à partir des données disponibles et lissée par une moyenne glissante sur 5 ans. Elle est représentée avec son intervalle à ± 1 écart type en grisé. La moyenne globale provient de Cogley [2012]. Figure issue de Rabatel et al., 2013a.

3.1.4.2. Cause du retrait glaciaire accéléré durant les dernières décennies

Vuille *et al.* [2008] ont présenté une synthèse des changements climatiques au cours du 20^{ème} siècle le long de la partie tropicale de la Cordillère des Andes. Ces auteurs ont rapporté que :

- Les changements de précipitations sont difficiles à quantifier à cause de l'absence de données de bonne qualité sur les précipitations à long terme. En outre, la variabilité à l'échelle décennale est supérieure à la tendance sur plusieurs décennies, en partie à cause des effets de l'ENSO. Cependant, certaines études ont montré une tendance à la hausse des précipitations après le milieu du 20^{ème} siècle (à la fois à l'échelle annuelle et pendant la saison des pluies) au nord de 11°S , c'est à dire en Équateur et dans le nord du Pérou. A l'inverse, dans le sud du Pérou et sur l'Altiplano bolivien, la plupart des stations météorologiques

indiquent une tendance à la baisse [Vuille *et al.*, 2003 ; Haylock *et al.*, 2006 ; Schauwecker *et al.*, 2014].

- Les variations d'humidité sont très difficiles à quantifier, car, dans les Andes, les enregistrements continus à long terme sont inexistant. Cependant, sur la base de données CRU05, Vuille *et al.* [2003] ont constaté une augmentation significative de l'humidité relative pour la période 1950-1995 de 0,5 % décennie⁻¹ (en Bolivie) à plus de 2,5 % décennie⁻¹ (en Equateur). De même, à partir de données de réanalyse NCEP, Salzmann *et al.* [2013] ont constaté une tendance à la hausse significative de l'humidité spécifique de l'Altiplano péruvien depuis 50 ans.
- Au cours de la période 1974-2005, le rayonnement de grande longueur d'onde émis (OLR pour l'acronyme anglais *Outgoing Longwave Radiation*) a diminué dans les régions tropicales internes, ce qui suggère une augmentation de l'activité convective et de la couverture nuageuse, alors que dans les régions tropicales externes, la tendance inverse est observée [Vuille *et al.*, 2003]. Ce schéma est compatible avec les tendances de précipitations sur la même période.
- La température est de loin le paramètre climatique le mieux documenté. Sur la base de 279 stations météorologiques situées entre 1 °N et 23 °S, Vuille *et al.* [2008] ont montré que la température de l'air près de la surface a considérablement augmenté (de 0,10 °C décennie⁻¹) dans les 70 dernières années, ce qui représente une augmentation de la température de 0,68°C depuis 1939. Ces résultats sont en accord avec les résultats obtenus par d'autres auteurs au Pérou [Mark and Seltzer, 2005 ; Schauwecker *et al.*, 2014], en Bolivie et au nord du Chili [Vuille *et al.*, 2000], en Equateur [Quintana-Gomez, 2000 ; Villacis, 2008] et sur toutes les Andes tropicales de l'Équateur au nord du Chili [Vuille and Bradley, 2000], qui ont tous signalé une tendance au réchauffement importante et une amplitude de température journalière se réduisant. Conformément à cette augmentation de la température, Gilbert *et al.* [2010] ont montré à partir des mesures de température intra-glaciaires dans un forage profond de 138 m forés près du sommet de l'Illimani (6340 m, Bolivie) qu'une tendance au réchauffement peut aussi être identifiée le long de profils de température dans la glace à très haute altitude. Ces auteurs ont quantifiés une hausse moyenne de la température atmosphérique de 1,1±0,2 °C sur le 20^{ème} siècle. Il convient de noter que cette étude présente la seule mesure couvrant l'ensemble du 20^{ème} siècle dans les Andes à l'altitude des glaciers. En effet, la plupart des stations météorologiques sont soit situées au-dessous de 4000 m d'altitude, soit possèdent uniquement des enregistrements sur le court terme.

La figure 3.5 montre l'évolution de l'altitude de l'isotherme 0 °C documentée sur la base des données de réanalyses NCEP-NCAR. Cette altitude a été calculée en utilisant les températures mensuelles et les données sont lissées avec une moyenne mobile sur 12 mois pour la période 1955-2011. Ces données sont présentées pour trois sites (Antisana en Equateur, Cordillère Blanche au Pérou et Cordillère Royale en Bolivie) en utilisant une gamme d'altitudes comprise entre le front des glaciers et leur altitude moyenne. Le fait de tracer les données avec une moyenne mobile sur 12 mois permet de supprimer la saisonnalité même si celle-ci est faible

dans les régions tropicales. Pour les tropiques internes, la ELA est étroitement associée à l'altitude de l'isotherme 0 °C, tandis que dans les tropiques externes, la ELA a tendance à être au-dessus de cette altitude (en raison de conditions plus sèches).

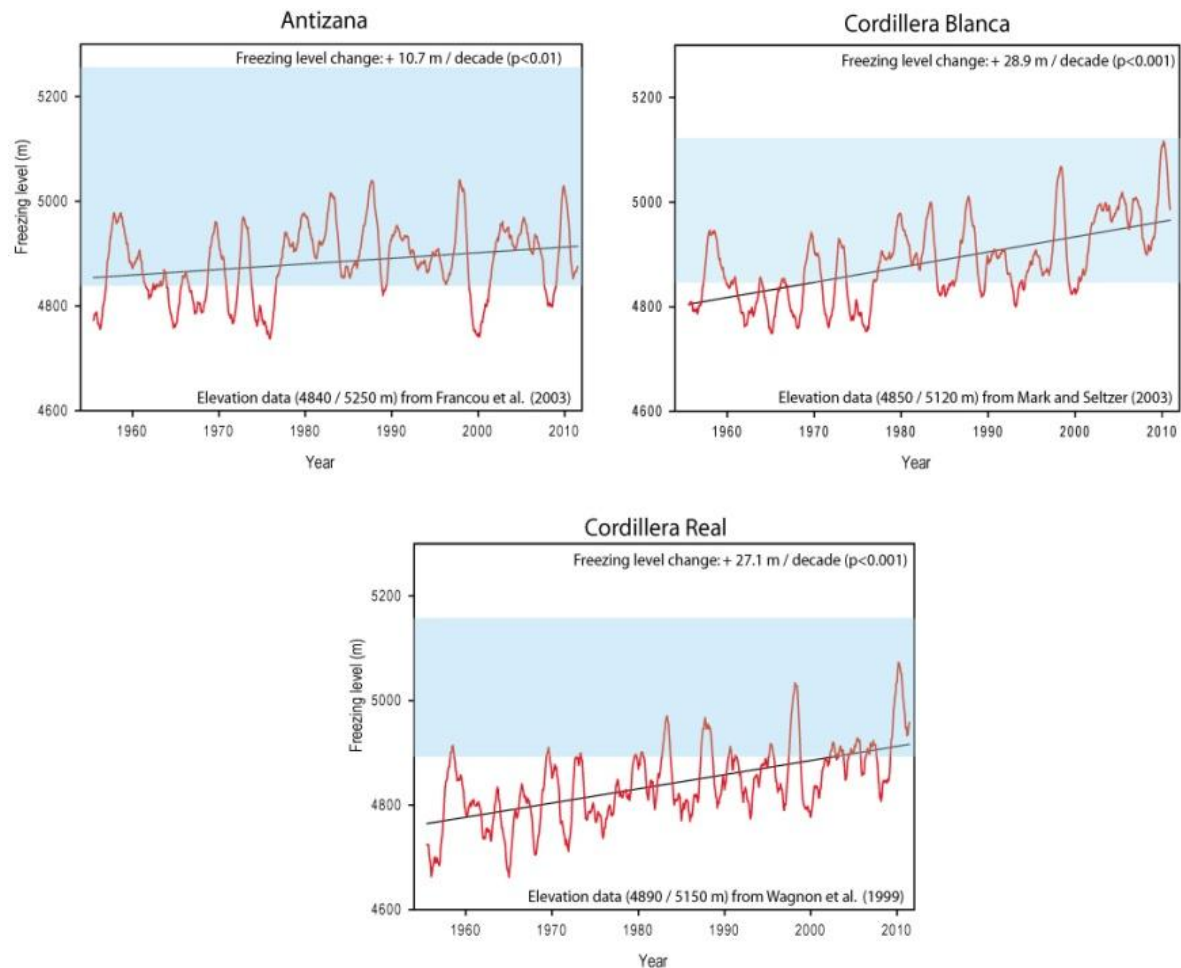


Figure 3.5. Evolution de l'altitude de l'isotherme 0 °C dans les Andes tropicales calculée à partir des données NCEP-NCAR (1955-2011) pour trois sites (Antisana en Equateur, Cordillère Blanche au Pérou, Cordillère Royale en Bolivie). La courbe est tracée avec en trame de fond (en bleu), la gamme d'altitudes entre le front des glaciers et leur altitude moyenne (altitudes moyennées pour chaque site sur la base des données de la décennie 2000). Figure issue de Rabatel et al., 2013a.

A partir de la figure 3.5 on peut noter que, dans les tropiques internes (Antisana en Equateur), au cours de la période 1955-2011, l'altitude de l'isotherme 0 °C oscille en permanence au niveau de la zone d'ablation, ce qui explique les taux d'ablation élevés toute l'année. Dans les régions tropicales externes du Pérou (9°S) et la Bolivie (16°S), sauf pendant les épisodes El Niño marqués, la zone d'ablation est généralement située au-delà de l'altitude de l'isotherme 0 °C au cours de la première moitié de la période d'étude. Cependant, l'augmentation marquée de l'altitude de l'isotherme 0 °C depuis la fin des années 1970 - début des années 1980 a conduit à une situation dans laquelle les zones d'ablation de la Cordillère Blanche, et même de nos jours en Cordillère Royale, se trouvent en grande partie en dessous de

l'altitude de l'isotherme 0 °C. Quantitativement, l'altitude de l'isotherme 0 °C a augmenté d'environ 60 m à 160 m au cours des dernières décennies dans les régions tropicales interne et externe, respectivement. Cette augmentation peut être, au moins en partie, associée à l'augmentation des SST du Pacifique tropical [Diaz *et al.*, 2003 ; Bradley *et al.*, 2009].

La **figure 3.6** montre l'évolution des températures cumulées (valeurs moyennes mensuelles des données de réanalyse NCEP-NCAR) à l'altitude actuelle du front des glaciers pour les trois mêmes zones que la figure précédente. En parallèle, dans chacune de ces zones, la **figure 3.6** montre la variation de longueur ou de surface des glaciers, calculée à partir de la moyenne des données disponibles pour différents glaciers. A l'Antisana et dans la Cordillère Blanche, la température était très proche de 0 °C au front glaciaire jusqu'à la fin des années 1970, lorsque les températures ont commencé à augmenter et que le cumul de température moyenne mensuelle est devenu positif. Les températures ont continué à augmenter depuis, ce qui signifie que, sauf pour de courts intervalles associés à la phase froide de l'ENSO, elles sont restées positives. Par exemple, le phénomène El Niño de 1997/1998 a conduit à un réchauffement marqué, tandis que La Niña de 1999/2000 a conduit à un refroidissement (Antisana) ou au moins une stabilisation des températures cumulées (Cordillère Blanche), mais cet événement a été de courte durée. La situation dans la Cordillère Royale (Bolivie) semble être un peu différente dans la mesure où les glaciers sont situés dans une zone avec un climat plus sec et donc à des altitudes plus élevées par rapport à l'isotherme 0 °C. Ainsi, de 1955 jusqu'au milieu des années 1990, les températures au front du Glacier Zongo étaient principalement en dessous de zéro et la température cumulée était donc négative. Cependant, depuis le début des années 2000, l'altitude de l'isotherme 0 °C a atteint, voire dépassé, l'altitude du front des glaciers et ainsi, la courbe de températures cumulées s'est aplatie et a même commencé à augmenter depuis 2010.

Les SST plus élevées de la zone tropicale de l'Océan Pacifique au large de la côte de l'Amérique du Sud observée après le *Pacific shift* de 1976 ont très probablement contribué à accélérer la fonte des glaciers dans les Andes tropicales. Ce signal fort se superpose à des événements atmosphériques de grande échelle. L'éruption du Pinatubo, un événement de ce type, a eu lieu en juin 1991 avec pendant plusieurs mois une incidence sur les bilans de masse glaciaires par un effet de refroidissement atmosphérique lié aux aérosols sulfatés volcaniques injectés dans la stratosphère, venant contrecarrer l'effet de la longue période El Niño de 1990 à 1995, et provoquant un bilan de masse faiblement positif sur le Glacier Chacaltaya [Francou *et al.*, 2003]. Ainsi, nous pouvons supposer que la fréquence plus élevée d'événements El Niño marqués depuis la fin des années 1970, associée à un réchauffement de la troposphère sur les Andes tropicales, expliquent en grande partie la récente réduction spectaculaire des glaciers dans cette partie du monde. Enfin, il est intéressant de noter que le début de l'accélération du retrait des glaciers tropicaux est survenu en même temps que l'augmentation importante de la courbe des températures mondiales à partir de 1976 [Trenberth *et al.*, 2007], qui intègre le réchauffement de l'Océan Pacifique tropical et d'autres régions tropicales. Dans l'hémisphère Nord, de l'Alaska au nord de la Russie, et dans toute l'Europe, le principal forçage est l'oscillation nord-Atlantique, ce qui résulte en : (1) un léger retard dans le début de la période de recul

accélééré (fin des années 1980 / début des années 1990) ; et (2) des mécanismes distincts de variabilité à l'échelle décennale [e.g. [Francou et Vincent, 2007](#)].

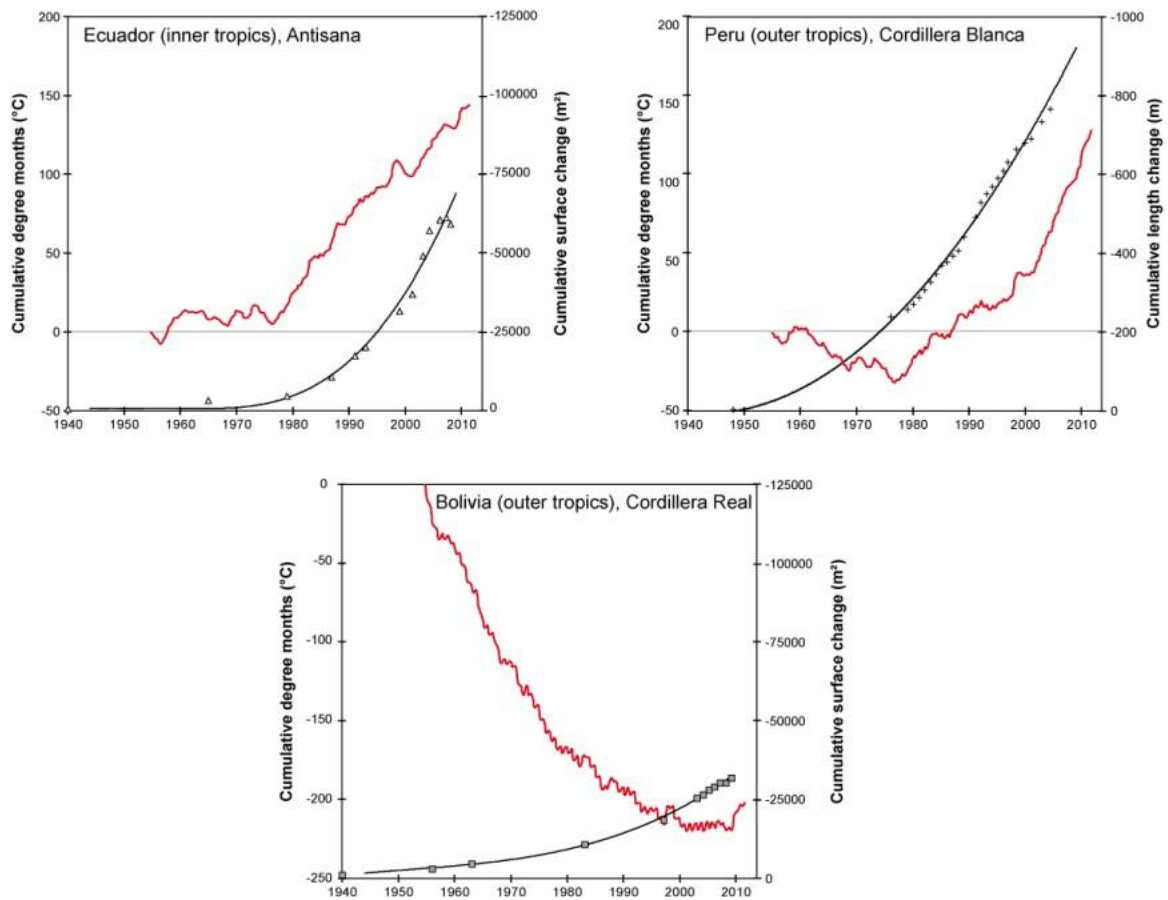


Figure 3.6. degrés-mois cumulés (données de réanalyses de température NCEP-NCAR, courbe rouge) au niveau du front des glaciers pour trois zones : Antisana (Equateur), Cordillère Blanche (Pérou), Cordillère Royale (Bolivie). Pour chaque zone, les symboles représentent l'évolution de la surface ou de la longueur d'un ensemble de glaciers. La courbe de régression associée est un polynôme de 3^{ème} ordre.

Figure issue de [Rabatel et al., 2013a](#).

3.2. Inventaires glaciologiques multi-temporels

3.2.1. Contexte de ces travaux

Comme mentionné dans le chapitre 1 (cf. 1.2) ces travaux s’insèrent dans le cadre de l’initiative internationale GLIMS, du SO/SOERE GLACIOCLIM ainsi que du LMI GREAT-ICE. Ces travaux ont été réalisés avec le concours de nombreux étudiants de Master, d’écoles d’ingénieur ainsi que, concernant les Alpes françaises, la thèse de Doctorat de Marie Gardent (EDyTEM) dans laquelle j’ai eu une implication importante sur la partie concernant l’inventaire multi-temporel des glaciers. Le [tableau 3.2](#) synthétise les principales informations concernant : les programmes scientifiques, financements, encadrements d’étudiants, collaborations et publications, en lien avec les travaux conduits sur les inventaires glaciologiques multi-temporels.

Programmes scientifiques	GLACIOCLIM, GLIMS, GREAT-ICE, BIO-THAW, ARVE SM3A
Financements complémentaires	LabEx OSUG@2020 ISIS CNES / SPOT-Image
Encadrements	M. Gardent (Doctorat), G. Zeballos (Licenciatura), R. Basantes (Master), M. Collet (Master), E. Gallegos (Dip. Ingénieur), E. Loarte (Master), A. Charron (Bachelor).
Collaborations	CEAZA, La Serena, Chile (L. Nicholson, C. Kinnard, J. Marin) LTHE, Grenoble, France (J.-P. Dedieu) EDyTEM, Chambéry, France (M. Gardent, P. Deline) IGEMA, La Paz, Bolivie (A. Soruco, G. Zeballos) UHGR, Huaraz, Pérou (A. Cochachin, E. Loarte, J. Torres, D. Colonia) INAMHI, EPN, Quito, Equateur (B. Caceres, R. Galarraga)
Publications	Nicholson <i>et al.</i> , 2009. Glacier inventory of the upper Huasco valley: glacier characteristics, recent change and comparison to the upper Aconcagua valley, Chile. <i>Ann. Glaciol.</i> , 53, 111-118. Rabatel <i>et al.</i> , 2011. Glacier changes in the Pascua-Lama region, Chilean Andes (29°S): recent mass-balance and 50-year surface area variations. <i>Cryosphere</i> , 5, 1029-1041. Rabatel <i>et al.</i> , 2012b. Remote sensing monitoring of the evolution of glacier surface area and equilibrium-line altitude in the French Alps. <i>Proc. 25th symp. IAC</i> , Grenoble, France. Gardent <i>et al.</i> , 2014. Multitemporal glacier inventory of the French Alps from the late 1960s to the late 2000s. <i>Global Planet. Change</i> , 120, 24-37.

Tableau 3.2. Contexte des travaux de recherche concernant les inventaires glaciologiques

Outre l’intérêt glaciologique de ces travaux d’inventaire, pour quantifier l’état de l’enlacement actuel ainsi que son évolution au cours des dernières décennies, les résultats de ces travaux ont également été utilisés pour quantifier la contribution des glaciers à la ressource en eau [Rabatel, 2009 ; Favier *et al.*, 2009 ; Gascoin *et al.*, 2011 ; Cauvy-Fraunié *et al.*, 2013 ; Arfi, 2014 ; Soruco *et al.*, 2015] ainsi l’impact du retrait glaciaire sur l’évolution de la biodiversité, notamment dans le cadre du projet BIO-THAW en cours [Zeballos, 2013 ; Kraemer, 2014] et des

collaborations avec le laboratoire d'écologie alpine de Grenoble (LECA) dans le cadre du Master et du Doctorat de B. Carlson [Carlson *et al.*, 2014]. Nous reviendrons sur ces utilisations dans la partie 3.4.

3.2.2. Résultats obtenus

3.2.2.1. Cas des Andes tropicales

Les Andes péruviennes sont probablement la région la mieux documentée de la zone tropicale. En Cordillère Blanche, Kinzl [1969] a rapporté que le recul des glaciers s'est accéléré au cours de la fin du 19^{ème} siècle avant de ralentir durant la première moitié du 20^{ème} siècle, avec une petite réavancée dans les années 1920. Cet événement a été suivi par un autre recul important dans les années 1930-40 [Broggi, 1945 ; Kaser and Georges, 1997 ; Georges, 2004]. Durant la période 1950-70, les glaciers ont reculé lentement [Hastenrath and Ames, 1995a]. Cette période a été suivie d'une accélération générale du retrait glaciaire [Ames and Francou, 1995 ; Kaser and Georges, 1997]. Mark et Seltzer [2005] ont montré que la surface des glaciers a diminué d'environ 35 % dans le Massif de Queshque (partie sud de la Cordillère Blanche) entre 1962 et 1999. De même, Raup *et al.* [2007] présentent une perte de surface de 20 à 30 % entre 1962 et 2003 (en fonction de la source considérée pour 1962) pour les glaciers du Massif du Huandoy-Artesonraju (partie nord de la Cordillère Blanche). À l'échelle de l'ensemble de la Cordillère Blanche, plusieurs inventaires ont été réalisés en utilisant des cartes numérisées et des images satellites [*e.g.* Georges, 2004 ; Silverio and Jaquet, 2005 ; Racoviteanu *et al.*, 2008 ; UGRH, 2010]. Les résultats diffèrent légèrement en fonction des méthodes utilisées pour délimiter les contours des glaciers, par exemple si les zones de névés pérennes ont été considérées ou non. Cependant, la principale conclusion reste la même, à savoir un recul marqué des glaciers durant les dernières décennies. Le récent inventaire fait par l'UGRH [2010] atteste d'une perte de surface de 27 % entre les années 1960 et les années 2000, passant de 723 à 527 km². Des mesures de surfaces englacées pour des dates intermédiaires montrent que la perte annuelle moyenne de surface a augmenté depuis la fin des années 1990 (Figure 3.7). Concernant la deuxième chaîne de montagne du Pérou du point de vue des surfaces englacées, la Cordillère Vilcanota au sud du Pérou, Salzmann *et al.* [2013] rapportent une perte de 32 % entre 1962 et 2006, dont un changement quasiment nul entre 1962 et 1985. Pour le Glacier Qori Kalis, un émissaire de la calotte glaciaire de Quelccaya (Cordillère Vilcanota), Brecher et Thompson [1993] puis Thompson *et al.* [2006] relatent une perte de surface 10 fois plus importante entre 1991 et 2005 qu'entre 1963 et 1978, avec un recul marqué durant les années 1990. Enfin, Racoviteanu *et al.* [2007] rapportent que la calotte glaciaire du Coropuna (Cordillère Ampato, sud du Pérou) a vu sa superficie diminuer d'environ 26 %, passant de 82,6 km² en 1962 à 60,8 km² en 2000.

Considérant le cas de la Cordillère Blanche, la figure 3.8 présente l'évolution de la longueur de cinq glaciers dans cette chaîne de montagnes. Les mesures annuelles directes ont commencé entre 1968 et 1980, mais des informations supplémentaires pour 1949 ont été ajoutées sur la base de photographies aériennes. Pour les glaciers pour lesquels des données sont disponibles

dans les années 1970, on note un changement de tendance apparu en 1976-1977. Avant cette date, les variations de longueur des glaciers sont limitées (entre 100 et 300 m en 30 ans) ; le Glacier Broggi a même avancé dans les années 1970. Depuis la fin des années 1970, le retrait glaciaire a augmenté et les glaciers ont reculé entre 500 et 700 m en longueur (soit plus de deux fois le taux de la période précédente). Les années caractérisées par un phénomène El Niño marqué (par exemple 1982-1983, 1997-1998, 2004-2005) ont occasionné un recul plus prononcé, alors que les conditions La Niña au tournant du 21^{ème} siècle ont donné lieu à un léger fléchissement dans la tendance au retrait.

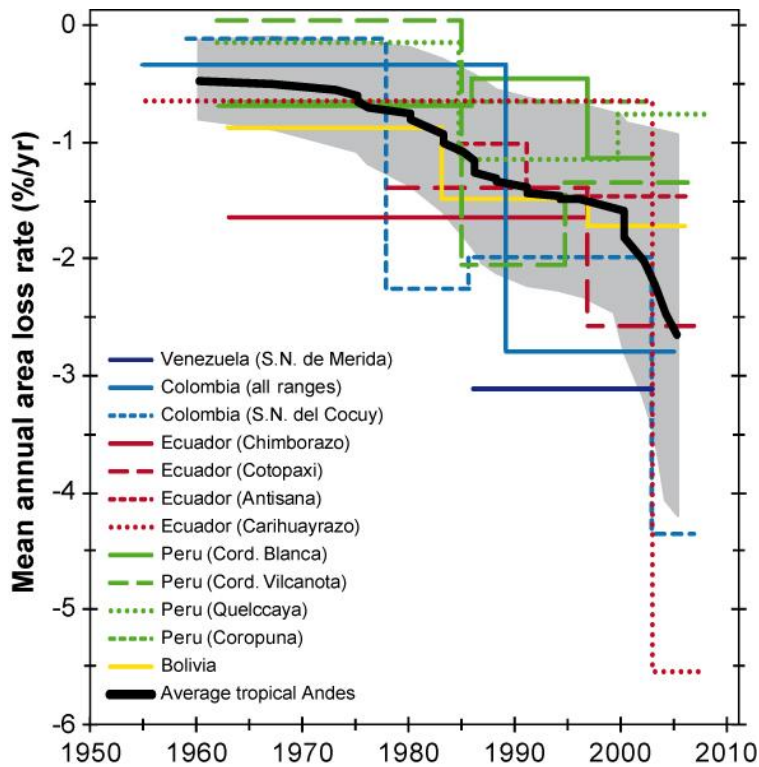


Figure 3.7. Compilation des taux annuels moyens de perte de surface glaciaire pour différentes périodes de temps entre la Venezuela et la Bolivie. Les surfaces englacées ont été calculées à partir de cartes, photographies aériennes, images satellites et mesures topographiques directes. Les sources sont indiquées dans le texte. On note que la moyenne (lissée à l'aide d'une moyenne mobile sur 5 ans) est calculée à partir d'un nombre variable de valeurs en fonction de la période concernée. L'enveloppe grise autour de la moyenne représente l'incertitude correspondant à ± 1 écart type. Figure issue de Rabatel et al., 2013a.

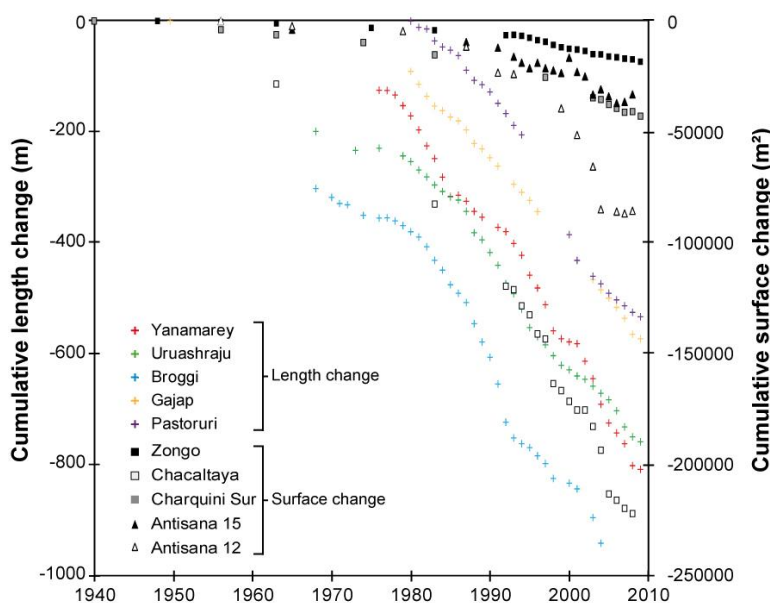


Figure 3.8. Variations de surface de cinq glaciers en Equateur et en Bolivie, et de longueur pour les cinq glaciers péruviens. Les mesures des changements de longueur commencent en 1949, sauf pour le Glacier Pastoruri (1980). Celles de changements de surface commencent en 1940 en Bolivie et 1956 en Equateur. Figure issue de Rabatel et al., 2013a.

En Bolivie, Jordan [1991] a publié un inventaire complet des glaciers dans les deux cordillères de Bolivie (Orientale et Occidentale) en se basant sur des photographies aériennes prises en 1975 et des campagnes de terrain de 1984. La surface englacée totale a été estimée à environ 560 km². Bien qu'il n'y ait aucun inventaire actualisé complet des glaciers de ces deux cordillères, les variations glaciaires en Cordillère Royale (partie de la Cordillère orientale) ont pu être documentées par différents travaux [Ramirez *et al.*, 2001 ; Rabatel *et al.*, 2006 ; Soruco *et al.*, 2009a, b ; Zeballos, 2013]. La figure 3.8 présente l'évolution de la surface des trois glaciers ayant les séries temporelles les plus complètes pour la Cordillère Royale : le Glacier Chacaltaya [Ramirez *et al.*, 2001], le Glacier Sud du Charquini [Rabatel *et al.*, 2006] et le Glacier Zongo [Soruco *et al.*, 2009b]. Avant le commencement des mesures directes au début des années 1990, les surfaces ont été quantifiées à partir de photographies aériennes, à une échelle décennale depuis 1940. Les glaciers Zongo et Sud du Charquini montrent un profil similaire à celui décrit précédemment pour les glaciers péruviens, c'est à dire une situation proche de l'équilibre au cours des années 1950 et 1960, qui, à la fin des années 1970, a changé pour un recul marqué qui varie cependant en fonction de la taille et altitude maximale du glacier concerné. Le Glacier Chacaltaya a reculé tout au long de la période, mais le recul a commencé à s'accélérer dans les années 1970. Pour l'ensemble de la Cordillère Royale, Zeballos [2013] a quantifié un retrait des surfaces englacées de plus de 32 %, passant de 270,42 km² en 1984 à 182,95 km² en 2009 (Figure 3.9).

En Équateur, les résultats obtenus par Jordan *et al.* [2005] en utilisant la photogrammétrie aérienne sur le Volcan Cotopaxi (5897 m) montrent que l'extension de la calotte glaciaire est restée stable entre 1956 et 1976, puis qu'elle a perdu environ 30 % de sa surface entre 1976 et 1997. Des travaux plus récents, notamment d'étudiants équatoriens et français que j'ai encadrés [Basantes, 2010 ; Caceres, 2010 ; Collet, 2010 ; Gallegos, 2014], basés sur des photographies aériennes et des images satellites (Landsat, ASTER et ALOS), ont permis de reconstruire l'évolution des surfaces glaciaires sur les principaux sommets (Figure 3.10). Ces études montrent que sur la période 1962-1997, la surface des glaciers sur Chimborazo a diminué de 27,7 à 11,8 km² [Caceres, 2010], ce qui représente une perte de 57 % ou de 1,6 % an⁻¹ en moyenne (Figure 3.7). Pour les volcans du Cotopaxi de l'Antisana la perte de surface a été respectivement de 37 % et 33 % pour la période 1979-2007 [Collet, 2010]. Des données intermédiaires indiquent que le retrait a augmenté au cours de la seconde partie de la période (Figure 3.7). Pour l'Antisana, les variations de surface calculées à partir d'images satellites avec une résolution presque annuelle pour les glaciers Antisana 12 et 15 montrent également l'augmentation des pertes de surface depuis le début des années 1990 [Basantes, 2010]. Concernant le Cayambe, la superficie de la calotte glaciaire est passée de 23,85 km² en 1978 à 17,76 km² en 1999, ce qui représente une perte de 25,5 % [Gallegos, 2014].

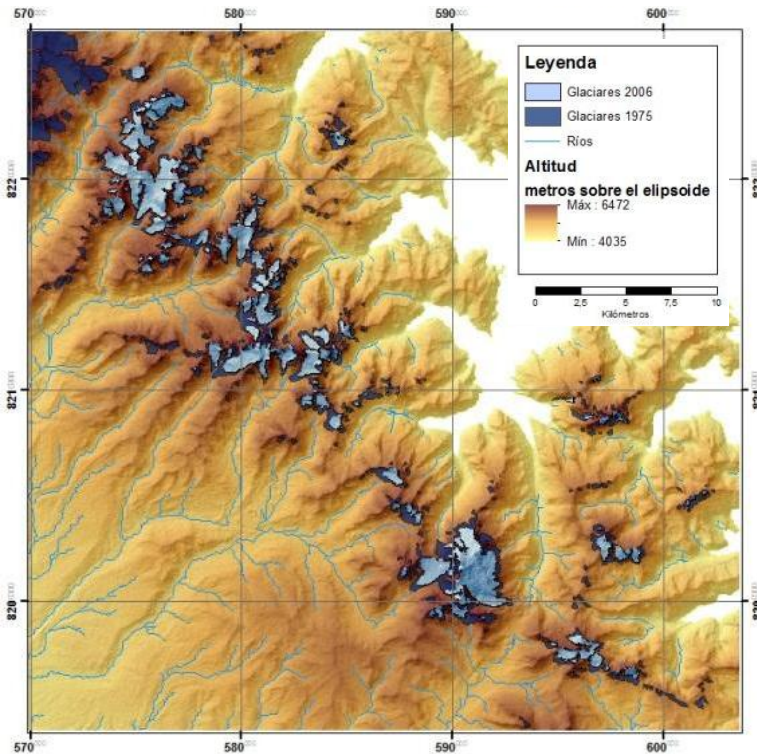


Figure 3.9. Inventaire des glaciers de Cordillère Royale en Bolivie réalisé dans le cadre du stage de fin d'études d'ingénieur de G. Zeballos [2013]. Sur cette carte sont présentées les extensions glaciaires en 1975 (issues de Jordan [1991]) et en 2006. Les dates intermédiaires ne sont pas présentées pour la lisibilité de la carte. La carte représente le secteur central de la Cordillère Royale (entre le massif du Charquini au sud et la haute vallée d'Ichu Kota au nord).

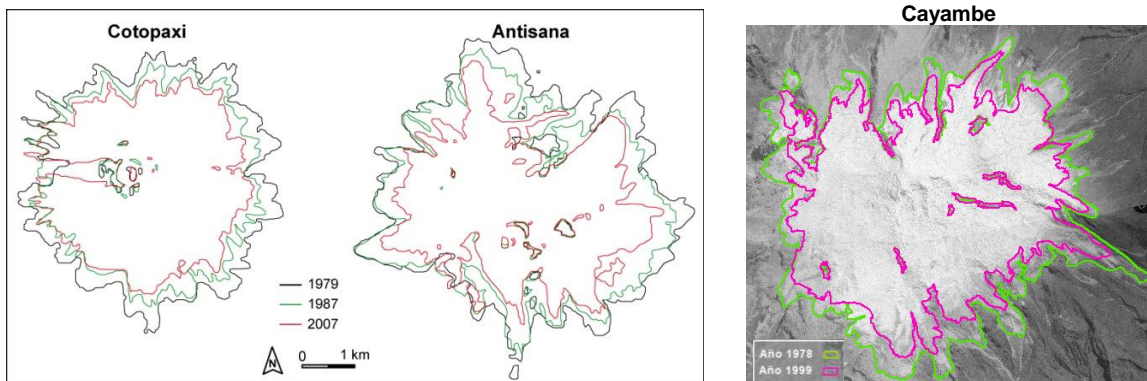


Figure 3.10. Inventaire multi-temporel des glaciers d'Equateur réalisé dans le cadre de travaux de Master ou de stages de fin d'études d'ingénieur [Basantes, 2010 ; Caceres, 2010 ; Collet, 2010 ; Gallegos, 2014]. Exemple des volcans : Cotopaxi, Antisana et Cayambe.

En Colombie, une compilation des cartographies des superficies englacées de la Sierra Nevada del Cocuy [Florez, 1991 ; Ceballos *et al.*, 2006 ; Herrera and Ruiz, 2009] montre : (1) que les glaciers n'ont guère changé au cours des années 1960 et 1970 ; (2) un recul de l'ordre de 2 % par an de la fin des années 1970 au début des années 2000 ; et (3) une augmentation importante du retrait glaciaire dans les années 2000. Pour l'ensemble des chaînes de montagnes englacées de Colombie, Morris *et al.* [2006] et Poveda et Pineda [2009] constatent que la superficie des glaciers a diminué de 89,3 km² dans les années 1950, à 79 km² à la fin des années 1990 et à 43,8 km² au milieu des années 2000. Cela représente une diminution totale de l'ordre de 51 %, et quatre fois plus forte au cours de la seconde période. Au Venezuela, Morris *et al.* [2006] rapportent que la surface englacée a diminué de 2,03 km² en 1952 à 0,3 km² en 2003, soit une perte totale de 87 %.

Résumé à l'échelle des Andes tropicales

Du point de vue des changements de surface et de longueur depuis le milieu du 20^{ème} siècle (Figures 3.7 et 3.8), l'évolution des glaciers dans les Andes tropicales peut être résumée comme suit :

- Entre le début des années 1940 et le début des années 1960, les informations sont rares, mais les renseignements au Pérou (glaciers Broggi, Uruashraju, Yanamarey), en Bolivie (glaciers Sud du Charquini, Chacaltaya) et en Colombie (Sierra Nevada del Cocuy) indiquent une perte de surface modérée ($-0,5 \text{ \% an}^{-1}$).
- Du milieu des années 1960 à la seconde moitié des années 1970, la position des fronts glaciaires est restée pratiquement la même.
- Un changement clair dans l'évolution des glaciers peut être noté à la fin des années 1970, quand le retrait glaciaire s'accélère : la première accélération a lieu à la fin des années 1970, la seconde au milieu des années 1990, et la troisième au début des années 2000. Ces phases de recul accéléré ont été interrompues par quelques années de recul moins marqué, voire même de courtes avancées comme en Equateur en 1999-2000 et en 2008-2009.
- Le retrait glaciaire durant les trois dernières décennies semble être sans précédent depuis la période d'extension maximale des glaciers au PAG (milieu 17^{ème} - début 18^{ème} siècle).

3.2.2.2. Cas des Alpes françaises

Cette sous-partie s'appuie sur le récent article publié dans le journal *Global and Planetary Change* par Marie Gardent, moi-même, Jean-Pierre Dedieu et Philip Deline, disponible en Annexe 5 [Gardent *et al.*, 2014].

Dans cet article, l'inventaire des glaciers des Alpes françaises est présenté pour quatre périodes. Pour la plus ancienne (fin des années 1960 – début 1970), et la plus récente (fin des années 2000), le travail de digitalisation a été fait par Marie Gardent dans le cadre de sa thèse de Doctorat à partir de cartes topographiques et de photographies aériennes. Pour la période 1985-86, j'ai réalisé la digitalisation à partir d'images satellites LANDSAT. Enfin, pour 2003, les contours de glaciers que j'avais digitalisés ont été ajustés par Jean-Pierre Dedieu à leur extension de 2003 sur la base d'images Landsat. A noter que deux autres périodes sont en cours d'inventaire pour l'ensemble des Alpes françaises, il s'agit de 1952 (à partir de photographies aériennes) et de 2012 (à partir d'images satellites SPOT et ASTER). Les résultats obtenus à ce jour pour ces deux dates ne seront pas présentés ici.

Avant ces travaux, deux inventaires couvrant l'ensemble des Alpes françaises avaient été réalisés, l'un par Mougins [1925] à l'aide de cartes topographiques datant du milieu du 19^{ème} siècle, et l'autre par Vivian [1975] à la fin des années 1960 sur la base des cartes topographiques et des photographies aériennes. Quelques mises à jour ultérieures ont été effectuées à l'échelle locale pour des dates différentes (cf. Tableau 1 dans Gardent *et al.*, 2014). Ceci étant, la base de données de l'inventaire de Vivian n'existe pas au format numérique vectoriel (où les contours de

glaciers sont disponibles sous forme de polygone) ; elle a été incorporée dans la base de données de l'inventaire global des glaciers (WGI) à la fin des années 1990 en tant qu'un tableau de données, et n'est disponible en format numérique que sous forme de points (chaque point représente la localisation d'un glacier ou d'un groupe de glaciers). Pour cette raison, et à cause du fort retrait des glaciers au cours des dernières décennies, une actualisation de l'inventaire des glaciers des Alpes françaises devenait urgent.

Données utilisées

Pour être optimales pour un inventaire des glaciers, les données utilisées doivent : être datées ; couvrir l'ensemble de la région d'intérêt ; et pouvoir être intégrées dans un système d'information géographique (SIG) pour la cartographie et la gestion de la base de données. En outre, des photographies aériennes et des images satellites doivent être acquises en fin de saison d'ablation pour réduire l'impact lié à une potentielle couverture de neige résiduelle (pouvant masquer la limite du glacier). Idéalement, les images doivent aussi avoir un minimum d'ombrage. En France, la plupart des données géographiques sont gérées par l'IGN (institut national de l'information géographique et forestière), et depuis 2010 la plupart des données sont en libre accès pour les organismes publics français. Concernant les données satellites des plates-formes Landsat, elles sont disponibles gratuitement *via* l'USGS EROS Data Center.

L'inventaire diachronique des Alpes françaises est basé sur les données suivantes (Figure 3.11) :

- Les cartes topographiques au 1: 25 000 publiées par l'IGN (première édition). Les dates des photographies aériennes utilisées pour la cartographie et la mise à jour des positions du front des glaciers n'ont pas été conservées par l'IGN. Cependant, en comparant les photos aériennes prises dans les années 1960 et 1970 avec la position des glaciers sur les cartes topographiques nous avons pu conclure que l'extension des glaciers sur ces cartes date de la période 1967-1971, selon les massifs.
- Des images Landsat 5 TM (30 m de résolution spatiale) datant de 1985 à 1986.
- Des images Landsat 5 et Landsat 7 ETM+ (30 m et 15 m de résolution spatiale) datant de 2003.
- Des ortho-photos IGN de 2006 pour le massif de la Vanoise, 2008 pour les massifs des Aiguilles Rouges-Mont Ruan et du Mont-Blanc, et 2009 pour les massifs de Belledonne, des Grandes Rousses, du Thabor, des Aiguilles d'Arves et des Ecrins. Des photographies aériennes de 2004 ont été utilisées pour les trois petits glaciers dans le massif de l'Ubaye car la couverture nuageuse et/ou la neige fraîche masquaient leurs limites sur les ortho-photos ultérieures.

Les variables topographiques des glaciers ont été extraites du MNT de l'IGN de 1979 (25 m de résolution, précision verticale de 10 m) dans le cas des cartes topographiques et des images Landsat de 1985 à 1986; et du MNT ASTERGDEM_V2 datant du milieu des années 2000 (27 m de résolution, précision verticale d'environ 10 m) dans le cas des images Landsat de 2003 et des ortho-photos de 2006-09.

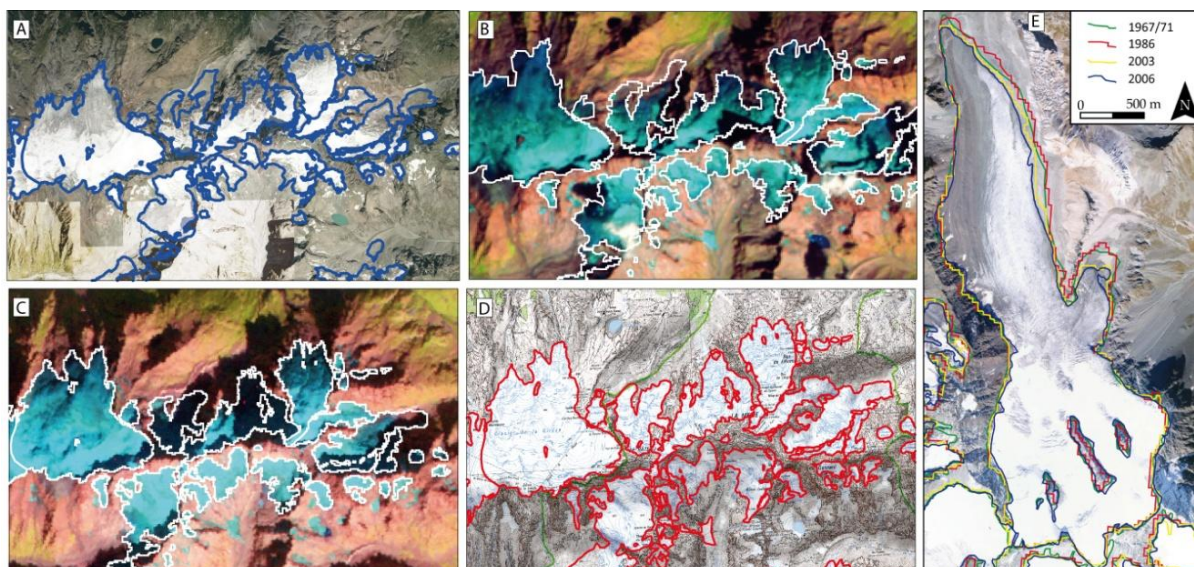


Figure 3.11. Illustration des données utilisées pour construire l'inventaire diachronique des glaciers des Alpes françaises, exemple de la partie nord du massif des Ecrins. A = Ortho-photos de l'IGN du 06/08/2009; B = Image Landsat TM5 du 13/08/2003; C = Image Landsat TM5 du 28/09/1985; D = carte topographique au 1: 25 000 de l'IGN; E = superposition des différents contours du Glacier de Gébroulaz (Massif de la Vanoise). Figure issue de [Gardent et al., 2014](#).

Méthodes utilisées

Le contour des glaciers pour la période 1967-1971 a été délimité à partir des cartes IGN au 1:25 000 ([Figure 3.11.D](#)). Sur ces cartes, un glacier couvert de débris est représenté avec un figuré en pointillés et le contour des glaciers est mis en évidence par la différence de couleur des courbes de niveau : bleu pour la neige et la glace et bistre pour les terrains environnants. Les glaciers et les névés pérennes se distinguent par la toponymie. Dans un premier temps, l'ensemble des glaciers et névés ont été digitalisés, puis seuls les glaciers ayant une surface supérieure à 0,01 km² ont été conservés pour l'analyse multi-temporelle ; 0,01 km² étant la taille minimale considérée dans la plupart des inventaires de glaciers [[Paul et al., 2004b](#)]. Dans la mesure où les ortho-photos utilisées pour la période 2006-09 ([Figure 3.11.A](#)) n'ont pas de bande spectrale dans l'infrarouge moyen, une classification automatique était difficilement applicable, aussi le contour des glaciers a été digitalisé manuellement. La haute résolution des photographies aériennes (pixel de 50 cm) a permis la cartographie au millième. Cette méthode, bien que nécessitant un temps important permet de cartographier les limites des glaciers et des zones couvertes de débris avec une grande précision, une telle précision est quasiment impossible à obtenir en utilisant les méthodes de cartographie automatique [[Paul et al., 2004a](#) ; [Racoviteanu et al., 2013](#) ; [Stokes et al., 2013](#)].

Concernant les images Landsat de 1985 à 1986 ([Figure 3.11.C](#)), une délimitation automatique (classification supervisée) a d'abord été effectuée sur la base d'une combinaison des bandes

spectrales du vert, du proche infrarouge et de l'infrarouge moyen (bandes #5, #4 et #2). Cette combinaison de bandes spectrales permet l'identification précise de la glace, de la neige et du terrain environnant [e.g. Rabatel *et al.*, 2012a]. Ensuite, chaque glacier a été vérifié visuellement et un ajustement manuel du contour a été réalisé lorsque cela était nécessaire (notamment dans les parties à l'ombre) tel que recommandé par Paul *et al.* [2013]. La glace couverte de débris, mal détectée automatiquement, a été délimitée manuellement sur les images Landsat en utilisant, comme une aide, la délimitation faite à partir des ortho-photos de 2006-09 : principalement pour aider à l'identification des zones couvertes de débris et pour éviter d'en manquer, comme également recommandé par Paul *et al.* [2013]. Pour les images Landsat de 2003 (Figure 3.11.B), plutôt que de réaliser une nouvelle classification supervisée, les contours de glacier de 1985-1986 ont été superposées aux images de 2003 et chaque contour de glacier a été ajusté manuellement à sa superficie de 2003. Cette méthodologie a été préférée pour assurer une correspondance parfaite entre les contours des glaciers pour les dates successives, du moins dans la partie des glaciers où aucun changement n'a eu lieu; c'est-à-dire en zone d'accumulation. En effet, les ombres portées des parois qui entourent la zone d'accumulation sont différentes en fonction de la date des images, ainsi les méthodes automatiques conduisent à des différences de contours qui doivent finalement être ajustés manuellement. En superposant les contours 1985-1986 sur les images de 2003, la plupart des ajustements manuels a été réalisé dans la zone d'ablation des glaciers où le retrait était important. Enfin, tous les contours des différentes dates ont été superposés (Figure 3.11.E) pour assurer une bonne cohérence entre les périodes inventoriées, également pour s'assurer qu'aucun glacier n'avait été oublié pour l'une des dates.

Une fois les digitalisations effectuées, toutes les données ont été compilées dans un SIG et une base de données a été générée en respectant les critères décrits dans le cadre de GLIMS (http://www.glims.org/MapsAndDocs/db_design.html).

La précision sur la digitalisation du contour des glaciers et le calcul des incertitudes constituent des points importants qui ont fait l'objet de publications récentes [e.g. Racoviteanu *et al.*, 2009 ; Rabatel *et al.*, 2011 ; Paul *et al.*, 2013]. Pour calculer l'incertitude associée à la digitalisation du contour d'un glacier Rabatel *et al.* [2011] ont examiné les différentes sources d'erreurs liées à :

- La taille des pixels de l'image ou de la photographie numérique, qui influence la digitalisation.
- Le processus de correction géométrique et de géo-référencement des images, des ortho-photos et des cartes numériques, qui affectent la géométrie de la source de données utilisée.
- Les erreurs associées à l'identification visuelle et la digitalisation manuelle du contour du glacier ; qui dépendent de la capacité et de l'expérience de l'opérateur. Un test de digitalisations multiples nous a permis de quantifier cette erreur à ± 1 (± 2) pixel pour les images satellites et des cartes, et de ± 2 (± 6) pixels pour les ortho-photos concernant les surfaces en glace propre (en glace recouverte de débris). Ces valeurs sont en bon accord avec les résultats de Paul *et al.* [2013].

- La possible couverture de neige résiduelle, qui peut compromettre l'identification visuelle précise de la bordure du glacier. Cette erreur a une variabilité spatiale extrêmement grande, mais est *a priori* limitée dans la mesure où les images sont sélectionnées pour avoir une couverture neigeuse minimale en dehors des glaciers.

L'incertitude totale sur la digitalisation du contour est la racine carrée de la somme quadratique des erreurs indépendantes. L'incertitude sur la surface est calculée par le produit de l'incertitude horizontale sur le contour du glacier et la longueur de ce contour [Perkal, 1956 ; Rabatel *et al.*, 2011]. Enfin, l'incertitude sur les taux de retrait est quantifiée par la méthode de propagation des erreurs.

Principaux résultats

Les glaciers dans les Alpes françaises, distribués principalement dans les massifs du Mont-Blanc, de la Vanoise et des Ecrins, couvraient 369 km² en 1967-1971, 340 km² en 1985-1986, 300 km² en 2003, et 275 km² dans 2006-09. On observe une accélération de la perte de surface des glaciers au cours de la période d'étude, principalement dans les années 2000 : le taux de perte de surface est passé de 0,52 % an⁻¹ pour la période allant de 1967-71 à 1985-86 à 0,65 % an⁻¹ pour la période allant 1985-1986 à 2003, et à 1,70 % an⁻¹ pour la période allant de 2003 à 2006-09 (Figure 3.12). Sur cette figure, on notera également une importante disparité entre les 3 principaux massifs des Alpes françaises avec un retrait moins prononcé dans le massif du Mont-Blanc que dans les autres massifs.

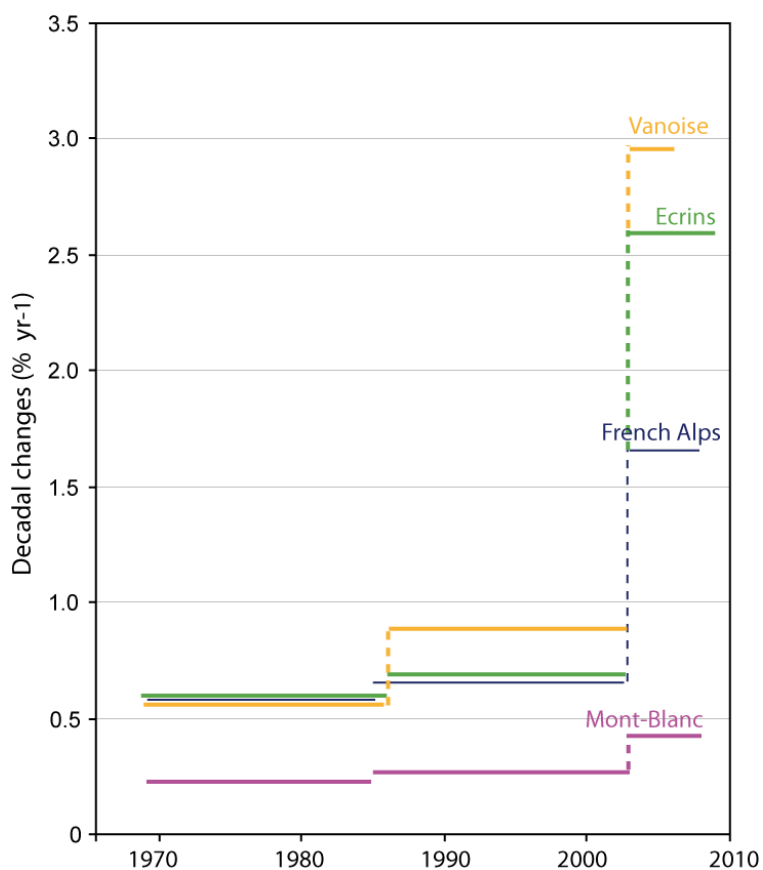


Figure 3.12. Changements de l'étendue des glaciers dans les principaux massifs des Alpes françaises de 1967-71 à 2006-09, exprimés en % par an.

Figure issue de Gardent *et al.*, 2014.

Contrairement aux variations du bilan de masse de surface et de l'altitude de la ligne d'équilibre les changements morpho-topographiques des glaciers (*i.e.* surface, longueur, variables d'altitude, ...) ne sont pas directement liés aux changements des conditions climatiques. Les changements morpho-topographiques sont principalement fonction : (1) du bilan de masse de surface et de sa sensibilité aux variables climatiques ; (2) de l'hypsométrie ; et (3) de la distribution de l'épaisseur de la glace et de la pente qui contrôlent les flux de masse. Les changements morpho-topographiques des glaciers sont donc une réponse différée des forçages climatiques, et le temps de réponse de chaque glacier est différent. Cela dit, le retrait des glaciers est une conséquence de bilans de masse négatifs et de flux de glace réduits, et peut être utilisé comme un indicateur des changements des conditions climatiques à des échelles de temps pluri-décennales et au-delà.

Comme pour l'ensemble des Alpes à l'échelle européenne, la moyenne des températures atmosphériques annuelles dans les Alpes françaises a augmenté de $\sim 1,5$ °C entre 1900 et 2007 [Böhm *et al.*, 2009] ; une augmentation qui a été $\sim 2,5$ fois plus marquée entre 1970 et 2007 qu'entre 1900 et 1970 [Auer *et al.*, 2007]. D'autre part, aucune tendance claire des précipitations n'a été observée dans les Alpes françaises depuis le milieu du 20^{ème} siècle [Vincent, 2002 ; Auer *et al.*, 2007 ; Durand *et al.*, 2009 ; Rabatel *et al.*, 2013b].

Concernant la ELA, nous avons montré dans Rabatel *et al.* [2013b] que la ELA moyenne à l'échelle des Alpes françaises était située à 3035 ± 120 m d'altitude pour la période 1984-2010 (*cf.* ci-après partie 3.3.2.2) avec une différence d'environ 100 m entre le massif du Mont-Blanc au Nord (2980 ± 120 m) et le massif des Ecrins au sud (3080 ± 90 m). Près de 25 % de la superficie totale du massif du Mont-Blanc est situé au-dessus de 3000 m d'altitude, alors que cette superficie n'est que de 9 % et de 5 % dans les massifs de la Vanoise et des Ecrins respectivement. Par conséquent, même si l'extension de la zone d'accumulation des glaciers ne dépend pas que de l'altitude mais également de la topographie, les glaciers du massif du Mont-Blanc ont, sur la base du critère d'altitude, une zone d'accumulation potentiellement plus grande, ce qui est en bon accord avec la taille plus importante des glaciers dans ce massif. En outre, la surface des glaciers et leur perte de surface sont fortement corrélées [Gardent *et al.*, 2014], ainsi le retrait glaciaire de moindre ampleur dans le massif du Mont-Blanc résulte principalement de la différence de taille des glaciers. Cependant, nous avons également montré que, sur la période 1984-2010, la ELA a augmenté d'environ 170 m à l'échelle des Alpes françaises [Rabatel *et al.*, 2013b], avec un taux plus prononcé pour les massifs de la Vanoise et des Ecrins ($6,6 \text{ m an}^{-1}$) que pour le massif du Mont-Blanc ($5,6 \text{ m an}^{-1}$). Ainsi, le taux légèrement inférieur quantifié pour le massif du Mont-Blanc a probablement aussi contribué en partie au retrait moins prononcé des glaciers dans ce massif.

En ce qui concerne l'accélération du retrait des glaciers durant la dernière décennie il est intéressant de noter que :

- À l'échelle du massif, et quel que soit le massif considéré, l'accélération du recul des glaciers peut être observée partout (Figure 3.12). Par exemple, le taux du retrait glaciaire

dans le massif des Ecrins a plus que quadruplé entre la fin des années 1970 et les années 2000. Toutefois, des différences peuvent être observées entre les différents massifs des Alpes françaises, avec un plus fort retrait glaciaire dans les massifs du sud. Par exemple, l'accélération du retrait glaciaire dans le massif des Ecrins a été plus de trois fois plus élevée que dans le massif du Mont-Blanc.

- Un lien de causalité peut être évoqué entre cette accélération du retrait glaciaire au cours des années 2000 et : (1) la tendance à la hausse de la ELA rapportée par Rabatel *et al.* [2013b] pour les glaciers dans les Alpes françaises au cours des dernières décennies, avec depuis le début des années 2000 une ELA en permanence plus élevée que sa position moyenne au cours des trois dernières décennies ; et (2) les bilans de masse annuels presque constamment négatifs mesurés depuis les années 1990 sur les glaciers des Alpes françaises dans le cadre de GLACIOCLIM, avec les valeurs annuelles les plus négatives enregistrées durant les années 2000 [Thibert *et al.*, 2013 ; Vincent *et al.*, 2014]. Que ce soit pour la ELA ou le bilan de masse, les auteurs mentionnent le rôle principal de l'augmentation de la température comme le facteur déterminant des changements observés.

3.3. Développements méthodologiques pour quantifier l'altitude de la ligne d'équilibre et le bilan de masse annuel par télédétection optique

3.3.1. Contexte de ces travaux

Comme nous l'avons vu en introduction et dans le chapitre 1, les mesures de bilan de masse de terrain sont effectuées sur un nombre limité de glaciers en raison de la logistique importante et des coûts inhérents. Cependant, ces mesures sont primordiales pour documenter et comprendre les processus glaciaires, ainsi que pour quantifier la contribution des glaciers à la ressource en eau dans les bassins versants de montagne. Il est donc nécessaire de développer des protocoles pour quantifier le bilan de masse annuel d'un glacier au moyen d'outils permettant une estimation à distance comme la télédétection spatiale. Ainsi, cette partie présente les résultats de travaux que j'ai réalisés ou auxquels j'ai participé pour développer des méthodes de quantification du bilan de masse annuel, soit à partir de l'altitude de la ligne de neige, soit à partir l'albédo moyen minimum de la surface d'un glacier ; ces variables étant dans les deux cas mesurées sur des images issues de satellites optiques. Le **tableau 3.3** synthétise les informations concernant : les programmes scientifiques, financements, encadrements d'étudiants, collaborations et publications, en lien avec ces travaux.

Programmes scientifiques	GLACIOCLIM, GREAT-ICE
Financements complémentaires	LabEx OSUG@2020 ISIS CNES / SPOT-Image
Encadrements	A. Bermejo (Dip. Ingénieur), I. Goni (Dip. Ingénieur), G. Consoli (Master), E. Loarte (Dip. Ingénieur), L. Decaux (Master)
Collaborations	LGGE, Grenoble, France (L. Reynaud, C. Vincent, A. Letréguilly) LTHE, Grenoble, France (J.-P. Dedieu, Y. Arnaud, P. Wagnon) Météo-France / CEN, Grenoble, France (M. Dumont) IRSTEA, Grenoble, France (E. Thibert, N. Eckert) IGEMA, La Paz, Bolivie (A. Soruco)
Publications	Rabatel <i>et al.</i> , 2005a. Using remote-sensing data to determine equilibrium-line altitude and mass-balance time series: validation on three French glaciers, 1994-2002. <i>J. Glaciol.</i> , 51(175), 539-546. Rabatel <i>et al.</i> , 2008a. Twenty-five years of equilibrium-line altitude and mass balance reconstruction on the Glacier Blanc, French Alps (1981-2005), using remote-sensing method and meteorological data. <i>J. Glaciol.</i> , 54(185), 307-314. Rabatel <i>et al.</i> , 2012a. Can the snowline be used as an indicator of the equilibrium line and mass balance for glaciers in the outer tropics? <i>J. Glaciol.</i> , 58(212), 1027-1036. Dumont <i>et al.</i> , 2012. Linking glacier annual mass balance and glacier albedo retrieved from MODIS data. <i>Cryosphere</i> , 6, 1527-1539. Rabatel <i>et al.</i> , 2013b. Changes in glacier equilibrium-line altitude in the western Alps over the 1984-2010 period: evaluation by remote sensing and modeling of the morpho-topographical and climate controls. <i>Cryosphere</i> , 7, 1455-1471. Brun <i>et al.</i> , 2015. Seasonal changes in surface albedo of Himalayan glaciers from MODIS data and links with the annual mass balance. <i>Cryosphere</i> , sous presse.

Tableau 3.3. Contexte des travaux de recherche portant sur les développements méthodologiques pour la mesure du bilan de masse glaciaire par télédétection optique

3.3.2. Ligne de neige sur glacier, ligne d'équilibre et bilan de masse

3.3.2.1. La ligne de neige en fin d'été : un indicateur de la ligne d'équilibre glaciaire

Pour les glaciers des latitudes tempérées, où l'on peut considérer que la formation de glace surimposée [Cogley *et al.*, 2011] est négligeable, il est communément admis que la position de la ligne de neige sur glacier est, en fin de saison d'ablation, représentative de la ligne d'équilibre [Lliboutry, 1965]. En effet, comme l'illustre la figure 3.13, dans la partie du glacier située à l'amont de la ligne de neige en fin d'été, l'accumulation est supérieure à l'ablation et cette partie constitue donc la zone d'accumulation. A l'inverse, dans la partie du glacier située à l'aval de la ligne de neige en fin d'été, l'ablation est supérieure à l'accumulation et cette partie constitue donc la zone d'ablation. Ainsi, le bilan de masse au niveau de la ligne de neige en fin d'été est nul et celle-ci correspond par conséquent à la ligne d'équilibre.

Par ailleurs, à échelle annuelle, l'altitude de la ligne d'équilibre est très bien corrélée au bilan de masse, dans la mesure où ces deux variables dépendent des processus d'accumulation et d'ablation en surface du glacier et donc des conditions climatiques.

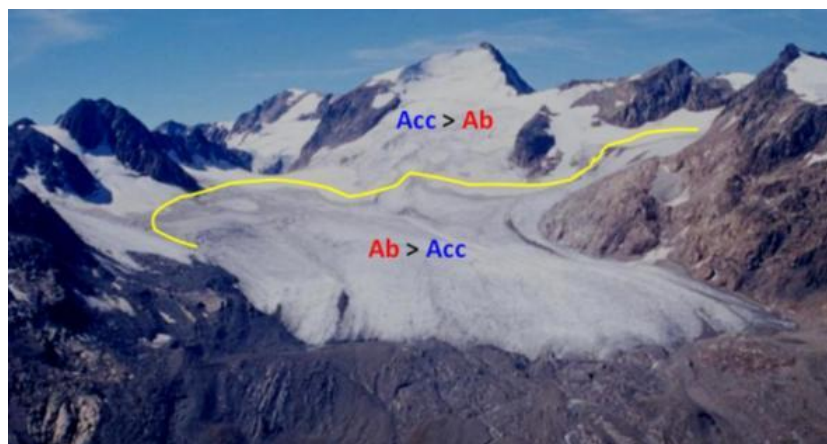


Figure 3.13. Glacier de Saint-Sorlin, Alpes françaises. Le trait jaune représente la ligne de neige sur glacier en fin d'été, séparant la zone d'accumulation à l'amont de la zone d'ablation à l'aval. Acc = accumulation, Ab = ablation.

Dès les années 1950-60 à partir de photographies aériennes [La Chapelle, 1962 ; Meier and Post, 1962], puis avec l'apparition des premières images satellites optiques civiles au début des années 1970, la question de leur intérêt pour des études glaciologiques a été posée [Østrem, 1975], et de nombreuses méthodes ont été développées pour suivre les glaciers notamment leur étendue, la position du front, l'altitude de la surface, la position de la ligne de neige, et leurs changements spatio-temporels. Plusieurs compilations de ces techniques ont été publiées dans des articles ou ouvrages de synthèse [e.g. Meier, 1979 ; König *et al.*, 2001 ; Rees, 2005].

Dans le courant des années 1980, sur la base de mesures de terrain, R. Braithwaite propose une première approche pour quantifier le bilan de masse à partir de la ligne d'équilibre [Braithwaite, 1984] basée sur la différence d'altitude entre la ELA pour une année donnée et la ELA représentative d'une situation d'équilibre (appelée ELA_0 , que Braithwaite suppose comme constante). Pour aboutir au bilan de masse de l'année considérée, cette différence d'altitude est pondérée par un facteur que Braithwaite considère constant pour une région donnée. En outre, Braithwaite postule que ce facteur est représentatif du gradient de bilan de masse. Cependant, les valeurs qu'il utilise sont de 2 à 7 fois plus élevées que les gradients de bilan de masse quantifiés depuis dans les différentes régions où Braithwaite avait appliqué sa méthode.

C'est sur la base de ces travaux de Braithwaite que la méthode de quantification du bilan de masse à partir de la ligne d'équilibre a été développée avec la volonté de pouvoir l'appliquer à partir de données de télédétection, c'est-à-dire sans avoir recourt à des données de terrain [Rabatel *et al.*, 2002, 2005a]. Cette méthode a été validée à la fois pour les glaciers des latitudes tempérées [Rabatel *et al.*, 2005a, 2008a] et de la zone tropicale externe [Rabatel *et al.*, 2012a]. Pour appliquer cette méthode à partir de données de télédétection optique, la première étape était de s'assurer que la ligne de neige détectable sur les images satellites pouvait bel et bien être considérée comme un indicateur de la ligne d'équilibre. La figure 3.14 illustre la très bonne

corrélation que l'on peut observer entre l'altitude de la ligne de neige sur glacier mesurée en fin d'été sur des images issues de satellites optiques et l'altitude de la ligne d'équilibre mesurée à partir de données de terrain pour trois glaciers des Alpes françaises suivis dans le cadre de GLACIOCLIM. De même, pour les glaciers des tropiques externes, la **figure 3.15** montre que, là aussi, l'altitude de la ligne de neige peut être considérée comme un indicateur de l'altitude de la ligne d'équilibre. Ceci étant, la saisonnalité étant différente sous les tropiques, la période à considérer est la saison sèche (de mai à août dans le cas de la Bolivie et du Pérou), et c'est la position la plus élevée de la ligne de neige pendant cette période qui doit être prise en compte. Cette relation semble difficilement envisageable pour les tropiques internes dans la mesure où les précipitations se produisent à tout moment l'année.

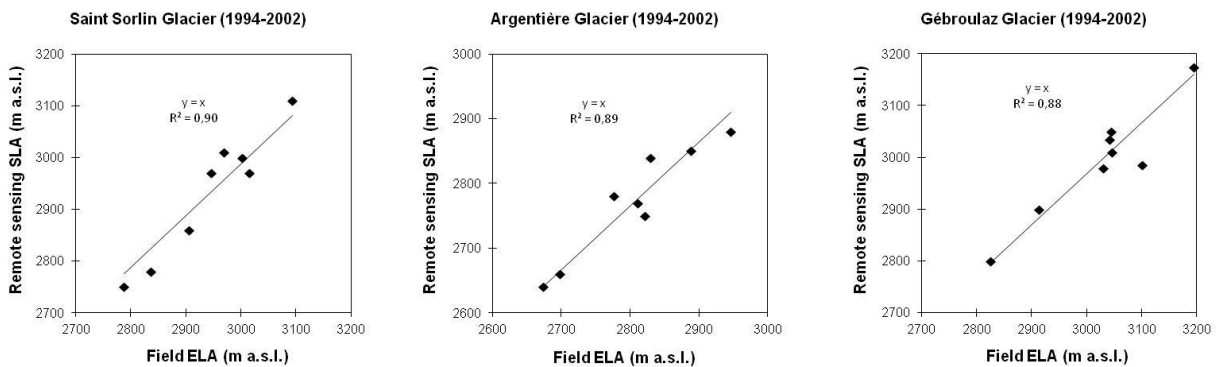


Figure 3.14. Comparaison entre l'altitude de la ligne de neige mesurée en fin d'été sur des images issues de satellites optiques (Remote sensing SLA) et l'altitude de la ligne d'équilibre mesurée à partir de données de terrain (Field ELA) pour trois glaciers des Alpes françaises. Issue de [Rabatel et al., 2005a](#).

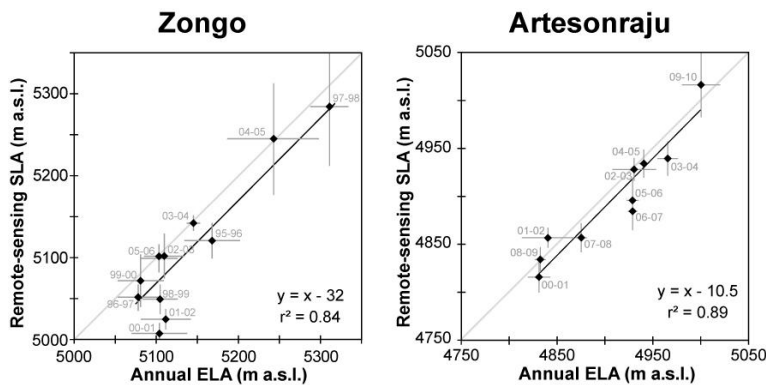


Figure 3.15. Comparaison entre l'altitude la plus élevée de la ligne de neige mesurée pendant la saison sèche sur des images issues de satellites optiques (Remote sensing SLA) et l'altitude de la ligne d'équilibre mesurée à partir de données de terrain (Annual ELA) pour deux glaciers des tropiques externes. Issue de [Rabatel et al., 2012a](#).

3.3.2.2. Reconstruction de l'évolution de la ELA dans les Alpes françaises

Sur la base de la relation entre l'altitude de la ligne de neige sur glacier mesurée en fin d'été et l'altitude de la ligne d'équilibre glaciaire pour les glaciers des latitudes tempérées [Rabatel *et al.*, 2005a, 2008a], l'évolution de la ELA dans les Alpes occidentales a pu être reconstruite pour 43 glaciers (Figure 3.16) au cours de la période 1984-2010 [Rabatel *et al.*, 2013b]. Ce travail a permis de quantifier le rôle des variables climatiques (température et précipitation) et morpho-topographiques (taille, orientation, altitude, pente du glacier) dans l'évolution spatio-temporelle observée de l'altitude de la ligne d'équilibre.

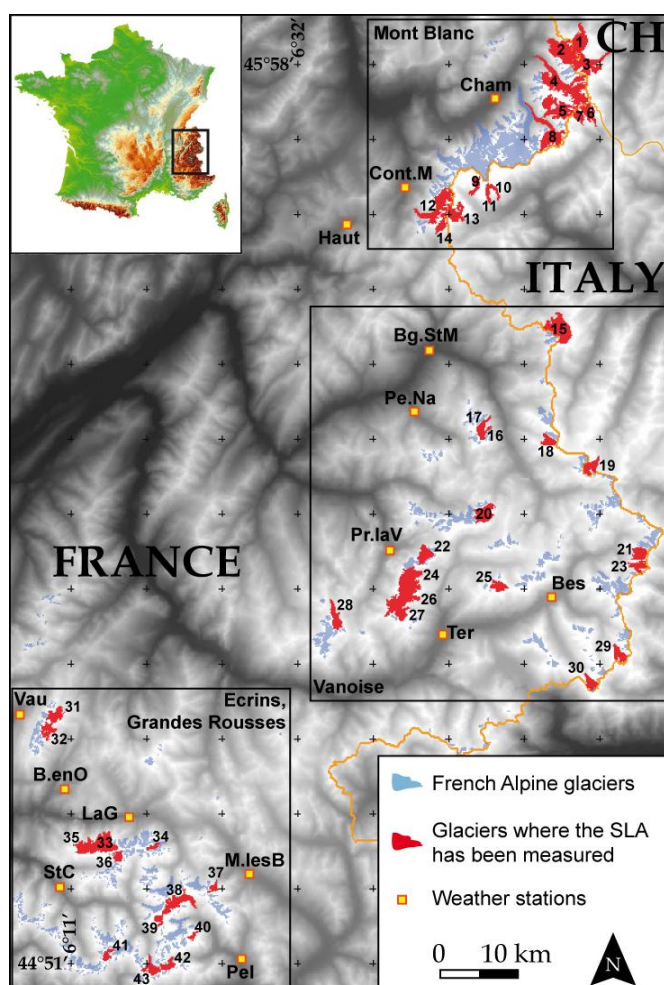


Figure 3.16. Les 43 glaciers étudiés (en rouge) parmi les 593 glaciers des Alpes françaises (en bleu) plus quelques glaciers italiens et suisses le long des frontières franco-italienne et franco-suisse. Les rectangles représentent les principaux massifs englacés et les carrés jaunes localisent les stations météorologiques utilisées dans l'étude.

Figure issue de Rabatel *et al.*, 2013b.

Plus de 120 images satellites acquises par les plates-formes Landsat, SPOT et ASTER ont été utilisées pour couvrir l'ensemble des glaciers pour la période 1984-2010. En parallèle, les changements de variables climatiques, les degrés-jours positifs cumulés (CPDD, acronyme anglais) pour la période estivale (15 mai – 15 septembre) et les précipitations d'hiver, ont été analysés au cours de la même période à partir des données de 22 stations météorologiques situées à l'intérieur et autour de la zone d'étude. La figure 3.17.A représente l'évolution de l'ELA sur la période 1984-2010 pour les 43 glaciers étudiés.

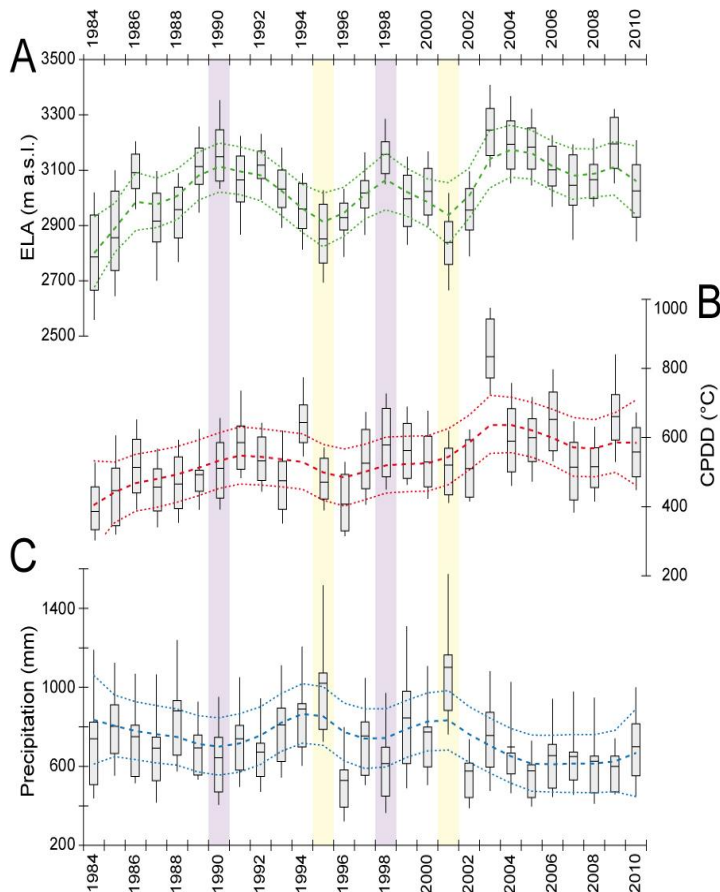


Figure 3.17. Evolutions au cours de la période 1984-2010 : (A) de la ELA ; (B) du CPDD estival ; et (C) des précipitations hivernales. Pour chaque graphique, la barre noire horizontale représente la moyenne annuelle de chaque échantillon, la boîte grise représente l'intervalle médian (Q3-Q1), et la ligne verticale représente l'intervalle entre le premier et le dernier décile. La courbe en tirets représente une tendance spline cubique et les courbes en pointillé l'intervalle de confiance à 95 %. Les rectangles jaunes et violets mettent en évidence les années pour lesquelles la ELA moyenne régionale est liée à une anomalie positive (jaune) ou négative (violet) des précipitations hivernales.

Figure issue de [Rabatel et al., 2013b](#).

En considérant l'ensemble des glaciers étudiés, la ELA moyenne pour l'ensemble de la période est située à 3035 ± 120 m. La différence entre les années extrêmes est de 460 m, avec la ELA moyenne la plus basse mesurée en 1984 (2790 ± 180 m), et la plus haute en 2003 (3250 ± 135 m). En outre, au cours de la période d'étude, la série chronologique de la ELA montre une tendance à la hausse de $6,4 \text{ m an}^{-1}$ en moyenne, en supposant une tendance linéaire qui est statistiquement significative avec un risque d'erreur inférieur à 5%. Cette tendance représente une augmentation moyenne de la ELA de 170 m sur la période 1984-2010, soit plus élevée que la variabilité interannuelle moyenne. La ELA moyenne annuelle au cours des cinq premières années de la période d'étude était inférieure à la moyenne pour l'ensemble de la période entière (sauf en 1986). Ces années correspondent à la fin d'une période de 15 ans (entre le milieu des années 1970 et la fin des années 1980) au cours de laquelle les glaciers alpins ont augmenté en volume en raison d'une accumulation hivernale importante et d'une ablation estivale réduite [Vincent, 2002 ; Thibert et al., 2013]. Depuis 2003, la moyenne annuelle de la ELA a toujours été au-dessus de la moyenne de l'ensemble la période. Si l'on considère deux périodes particulières, c'est-à-dire avant et après 2003, aucune tendance significative n'apparaît dans chacune des périodes. Cependant, la différence de ELA moyenne entre les périodes est d'environ 140 m, soit 82 % de la variation totale. Par conséquent, l'année 2003 peut également être considérée comme un point de rupture dans la série chronologique. Il est à noter que la canicule de 2003 a entraîné une réduction, voire la disparition complète pour certains glaciers, de la zone de névé, introduisant une rétroaction positive sur les bilans de masse des glaciers après 2003.

Concernant les variables climatiques, la [figure 3.17](#) permet de constater que le CPDD d'été a augmenté d'environ 150 PDD à 3000 m et que les précipitations hivernales sont restées relativement stationnaires. Le CPDD d'été montre une variabilité spatiale et temporelle homogène pour les stations météorologiques considérées. Concernant les précipitations hivernales, si la variabilité temporelle est homogène, la variabilité spatiale diffère notamment pour les stations de la partie sud de la zone d'étude. Une analyse de sensibilité de la ELA aux variables climatiques et morpho-topographiques a permis de mettre en évidence que : (1) la ELA moyenne de chaque glacier pour la période d'étude est fortement contrôlée par des variables morpho-topographiques (altitude, taille, orientation, latitude) ; et (2) la variabilité interannuelle de la ELA est fortement contrôlée par les variables climatiques, avec la tendance observée à la hausse principalement reliée à l'augmentation des températures, alors que les fluctuations non linéaires importantes de basse fréquence semblent être attribuables à des anomalies de précipitations hivernales.

À partir de ces relations, une extension du modèle Lliboutry [[1974](#)], a été proposée pour reconstruire la ELA de n'importe quel glacier de la zone d'étude concernée [[Rabatel et al., 2013b](#)]. Ce modèle est basé sur les variables morpho-topographiques (qui varient spatialement) et climatiques (qui varient temporellement). Le modèle a été développé dans un cadre hiérarchique bayésien, ce qui permet de quantifier le poids respectif de chaque variable explicative, ainsi que les incertitudes associées. Ainsi, à partir deux variables climatiques et quatre variables morpho-topographiques, cette approche est bien adaptée pour : (1) isoler un effet temporel moyen pour chaque année et un effet interannuel moyen pour chaque glacier ; (2) modéliser et expliquer les fluctuations de la ELA à partir d'un nombre réduit de variables explicatives climatiques et topographiques dont le poids respectif et les incertitudes sont quantifiés de manière cohérente ; et (3) approximer de manière convenable la variabilité spatio-temporelle de notre jeu de données de ELA pour chaque année et pour chaque glacier, tout en pouvant identifier des comportements spatio-temporels spécifiques qui ne correspondent pas à l'hypothèse de séparabilité complète des effets d'espace et de temps.

3.3.2.3. Reconstruction du bilan de masse annuel à partir de la ligne de neige

A partir de la relation entre la ELA et l'altitude de la ligne de neige mesurée en fin d'été pour les régions tempérées et en saison sèche pour les régions des tropiques externes, il est possible de quantifier le bilan de masse annuel d'un glacier. Sur la base du travail de Braithwaite [[1984](#)], nous avons pu établir la relation suivante :

$$B_a = (SLA_{eq} - SLA_i) \times \frac{\partial b}{\partial z} \quad (2),$$

où B_a est le bilan de masse annuel du glacier (en m w.e.) ; $\frac{\partial b}{\partial z}$ est le gradient de bilan de masse au niveau de la ligne d'équilibre ; SLA_i est l'altitude de la ligne de neige pour toute année i de la période étudiée (en m) mesurée en fin d'été pour les glaciers des latitudes tempérées ou en saison sèche pour les glaciers des tropiques externes ; et SLA_{eq} est l'altitude de la ligne de neige

représentative d'un état d'équilibre du glacier sur la période étudiée (en m) ; elle est calculée comme suit :

$$SLA_{eq} = \frac{1}{n} \sum_1^n (SLA_i) + \frac{\bar{B}}{\partial b / \partial z} \quad (3),$$

où n est le nombre d'années de la période d'étude ; et \bar{B} est le bilan de masse annuel moyen du glacier sur la période d'étude considérée (en m w.e.) qui est déterminé par la méthode géodésique, c'est-à-dire à partir de la différence entre deux MNTs encadrant la période étudiée.

Dans l'article présentant la méthode et publié dans *Journal of Glaciology* en 2005 [Rabatel et al., 2005a], nous avons montré qu'un gradient de bilan de masse au niveau de la ligne d'équilibre moyen et constant peut être considéré pour une région climatique donnée.

Ainsi, pour appliquer cette méthode et calculer une série temporelle de bilans de masse annuels il est nécessaire de disposer de :

- Deux MNTs encadrant la période d'étude, qui peuvent résulter de couples stéréoscopiques d'images satellites ou de photographies aériennes.
- D'images satellites ou de photographies aériennes pour chaque année de la période d'étude, enregistrées en fin de saison d'ablation pour les glaciers des latitudes tempérées ou durant la saison sèche pour les glaciers des tropiques externes.
- La valeur du gradient de bilan de masse en fonction de l'altitude au niveau de la ligne d'équilibre pour les glaciers de la zone d'étude.

La **figure 3.18** illustre la comparaison entre les bilans de masse annuels mesurés sur le Glacier d'Argentière et ceux quantifiés à partir de l'altitude de la ligne de neige mesurée sur des images satellites (SPOT et Landsat) pour chaque année de la période 1984-2011. Dans cette figure les bilans mesurés sur le terrain apparaissent avec la courbe noire, ceux quantifiés par télédétection (RS pour *Remote Sensing*) avec les courbes grise et rouge. Dans le cas de la courbe grise, seuls deux MNTs encadrant la période d'étude ont été utilisés (un MNT photogrammétrique de l'IGN datant de 1979 et un MNT issu d'images SPOT5 acquises en 2011). Dans le cas de la courbe rouge, un MNT supplémentaire (issu d'images SPOT5 acquises en 2003) a été également utilisé afin d'améliorer la quantification du bilan annuel. En effet, lorsque la période d'étude est longue, le bilan annuel moyen quantifié par différence des MNTs encadrant la période n'est pas nécessairement représentatif de l'ensemble de la période. C'est particulièrement vrai dans le cas présent où la tendance moyenne sur la période 1979-2011 est plus importante que celle observée durant la première partie de la période (*i.e.* avant les années 2000) ; et à l'inverse elle est moins importante que celle observée durant la seconde partie de la période. Ainsi, la prise en compte d'un MNT intermédiaire permet de considérer le changement de la tendance moyenne. En cumul sur l'ensemble de la période, la différence entre les deux séries (*i.e.* avec ou sans prise en compte d'un MNT intermédiaire) est de 1 m w.e. dans le cas du Glacier d'Argentière.

Sur la [figure 3.19](#), le changement de tendance dans les bilans de masse au début des années 2000 apparaît de manière claire. Pour les 30 glaciers considérés, la différence de bilan de masse moyen entre les périodes 1984-2002 et 2003-2012 est de plus de 1,3 m w.e an⁻¹. La durée de la seconde période étant bien inférieure à celle de la première, il sera intéressant de voir si cette accélération de la perte de volume des glaciers depuis le début des années 2000 se confirme ou non dans les années à venir.

3.3.3. Albédo et bilan de masse

Cette sous partie se base sur des travaux développés dans le cadre de la thèse de Marie Dumont [2010], poursuivis ensuite avec les stages de Master de Léo Decaux [2013] et de Fanny Brun [Brun *et al.*, 2015]. Je suis associé à ces travaux au niveau de l'exploitation des résultats (les cartes d'albédo issues de la plate-forme MODIS) sur le plan glaciologique : les liens avec la ELA et le bilan de masse. Aussi, je ne présenterai que brièvement la méthodologie mise en place par Marie Dumont pour obtenir les cartes d'albédo par télédétection et me focaliserai davantage sur l'application de cette méthodologie sur les glaciers des Alpes françaises et en Himalaya.

L'albédo de surface d'un glacier est étroitement relié à son bilan de masse dans la mesure où il contraint son bilan d'énergie de surface [e.g. Hock, 2005 ; Sicart *et al.*, 2008 ; Six *et al.*, 2009]. Plusieurs méthodes ont été développées pour caractériser la relation entre l'albédo et les variations de bilan de masse [e.g. Greuell *et al.*, 2007 ; Dumont *et al.*, 2012]. Cette relation se base sur le fait que les zones d'accumulation (recouvertes de neige) et d'ablation (en glace) présentent un contraste fort en termes d'albédo de leur surface. Aussi, l'albédo moyen de la surface du glacier en fin de saison d'ablation atteint une valeur minimale qui varie d'une année sur l'autre en fonction de la proportion respective de la surface des zones d'accumulation et d'ablation par rapport à la surface de l'ensemble du glacier (AAR). Ainsi, l'albédo moyen minimal du glacier en fin d'été (AMM) est corrélé à l'AAR et donc à la ELA et au bilan de masse annuel. La méthode proposée par Marie Dumont [2010] permettant de calculer l'AMM à partir d'image MODIS a été développée puis validée sur le Glacier de Saint-Sorlin [Dumont *et al.*, 2012], dont le bilan de masse et la ELA sont mesurés dans le cadre de GLACIOCLIM.

3.3.3.1. Quantification de l'albédo large bande à partir d'images MODIS

La méthode utilisée pour cartographier les surfaces de neige et de glace à l'échelle du sous-pixel à partir d'images MODIS est décrite par Sirguey *et al.* [2009]. Une fusion multi-spectrale est appliquée entre produits MOD02HKM (500 m, bandes 3 à 7) et MOD02QKM (250 m, bandes 1 et 2) pour produire des images à sept bandes spectrales avec une résolution de 250 m. La valeur numérique de chaque pixel est ensuite convertie en réflectance spectrale hémisphérique

conique en utilisant des corrections atmosphériques et topographiques. Les cartes de la couverture de neige et de glace sont ensuite produites en utilisant un algorithme de mélange spectral linéaire dont la performance a été validée à partir des données ASTER. Cette méthode permet également d'obtenir la radiance au niveau du sol pour chaque bande spectrale en prenant en compte les effets atmosphériques et les réflexions multiples se produisant en terrain accidenté. A partir de cette valeur de radiance, la réflectance directionnelle hémisphérique (appelée albédo spectral) peut être calculée en considérant le facteur d'anisotropie, puis la valeur d'albédo large bande est déduite de l'albédo spectral en utilisant des tables de correspondance (Look-Up-Tables, LUT) générées avec le programme de transfert radiatif DISORT [Dumont *et al.*, 2010, 2011]. Cette valeur d'albédo large bande correspondant à l'éclaircement réel au sol (appelée albédo de ciel clair) permet ensuite d'estimer la valeur de l'albédo diffus qui permet d'étudier l'évolution de la surface indépendamment des variations saisonnières de l'angle zénithal solaire [Dumont *et al.*, 2011, 2012].

La **figure 3.20** illustre un exemple de cartographie de l'albédo de la surface du Glacier de Saint-Sorlin établie à partir d'une image MODIS.

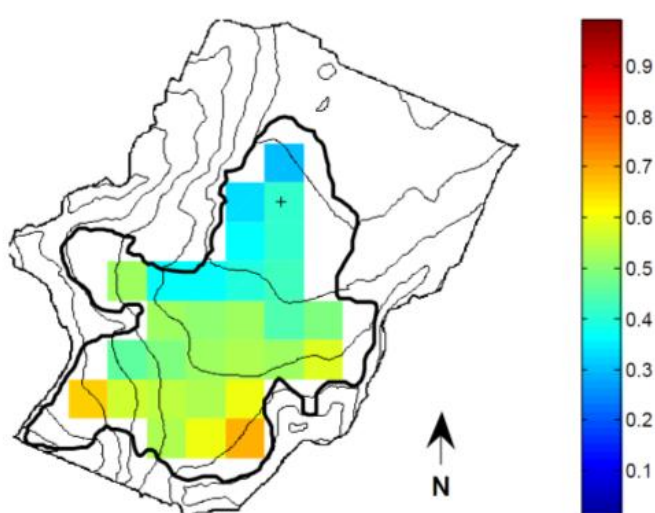


Figure 3.20. Carte de l'albédo de surface du Glacier de Saint-Sorlin calculée à partir de l'image MODIS du 16 juillet 2007. La croix indique la position de la station météorologique située en zone d'ablation et utilisée pour valider les données.

Figure issue de Dumont *et al.*, 2012.

3.3.3.2. Albédo moyen minimal et bilan de masse annuel

Les images MODIS sont disponibles à l'échelle journalière depuis 2000. Il est possible de suivre l'évolution de l'albédo de la surface du glacier sur l'ensemble de l'année (hormis pour les jours où la couverture nuageuse masque le glacier) et particulièrement au cours de la période d'ablation. Cela permet de quantifier la valeur minimale annuelle de l'albédo moyen de l'ensemble du glacier qui est très fortement corrélée au bilan de masse annuel (Figure 3.21). Il est important de souligner que compte tenu de la taille des pixels (250 m), cette méthode est difficilement applicable pour les petits glaciers.

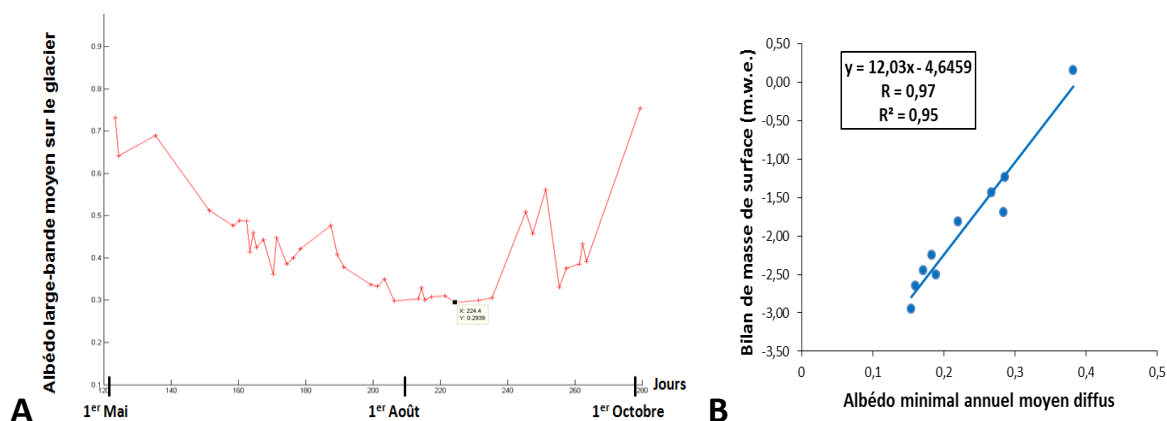


Figure 3.21. A = évolution de l'albédo moyen de la surface du Glacier de Saint-Sorlin pour l'année 2003 entre le 1^{er} mai et le 1^{er} octobre. B = relation entre l'albédo moyen minimal annuel et le bilan de masse annuel pour le Glacier de Saint-Sorlin entre 2000 et 2010. Figures extraites de [Decaux, 2013](#).

L'évolution de l'albédo de surface a été quantifiée sur une dizaine de glaciers des Alpes françaises pour la période 2000-2012 dans le cadre du stage de Master de Léo Decaux [2013], dont quatre glaciers disposant de mesures de bilan de masse de terrain (glaciers d'Argentière, de Gébroulaz, de Saint-Sorlin, Blanc). Ceci a permis d'établir une relation linéaire entre l'albédo moyen minimal annuel et le bilan de masse annuel qui peut être utilisée pour reconstruire le bilan de masse annuel de glaciers ne disposant pas de mesures de terrain :

$$B_a = 14,06 \times AMM - 5,72 \quad (4),$$

où B_a est le bilan de masse annuel du glacier (en m w.e.) et AMM est la valeur minimale de l'albédo moyen du glacier mesurée à partir d'images MODIS.

Cette relation linéaire n'a été établie qu'à partir de quatre glaciers majoritairement orientés au nord et l'on a constaté que les coefficients a et b de cette relation varient de près de 20 % d'un glacier à l'autre. Il est fort probable que ces coefficients soient sensibles aux paramètres morpho-topographiques du glacier (orientation et taille notamment) ; cependant, le manque de données de bilan de masse de terrain disponibles ne nous a pas permis d'estimer cette sensibilité.

Dans le cadre du stage de Master de Fanny Brun, la méthode a été testée sur deux glaciers himalayens suivis dans le cadre de GLACIOCLIM : le Chhota Shigri (Inde) et le Mera (Népal) pour lesquels on dispose de mesures de terrain d'albédo et de bilan de masse pour valider les données obtenues par MODIS [Brun *et al.*, 2015].

Ce travail montre que cette méthode est applicable en Himalaya pour des glaciers à accumulation d'hiver comme le Chhota Shigri situé dans la partie occidentale de la chaîne.

Comme l'illustre la **figure 3.22**, pour le glacier Chhota Shigri, la valeur de l'albédo moyen du glacier atteint son minimum chaque année en fin de saison d'ablation (entre août et septembre, **Fig. 3.22.A**), laquelle est très bien corrélée au bilan de masse (**Fig. 3.22.B**). En revanche, pour le Glacier Mera situé dans la région de l'Everest au Népal où la principale saison d'accumulation a lieu durant la mousson d'été, aucun systématisme n'apparaît quant à la date de l'année pour laquelle la valeur minimale de l'albédo moyen du glacier est trouvée (**Fig. 3.22.A**).

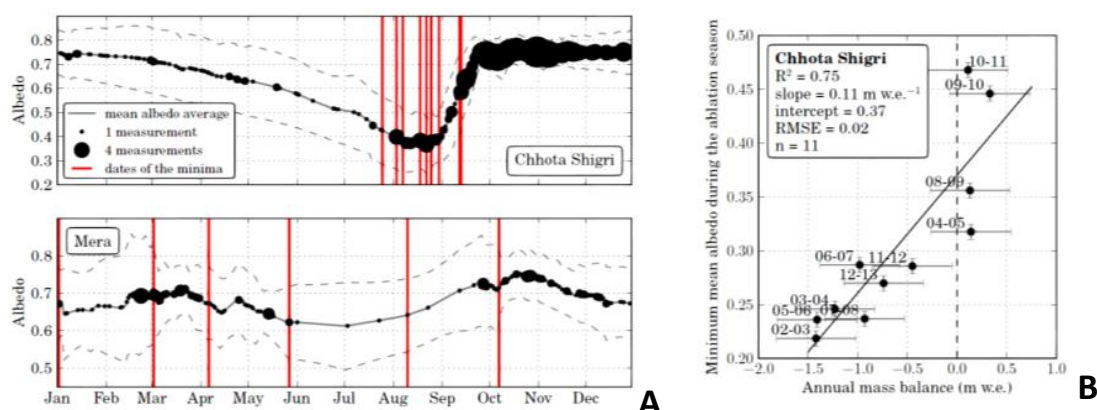


Figure 3.22. A = variations saisonnières de l'albédo moyen pour les glaciers Chhota Shigri (haut) et Mera (bas) sur la période 2000-2013. La courbe grise représente la moyenne interannuelle de l'albédo moyen quotidien interpolée, avec une enveloppe à ± 1 écart-type (pointillés gris). La taille des points est proportionnelle au nombre d'images de bonne qualité disponibles. Les barres verticales rouges indiquent les dates du minimum annuel pour chaque année. B = relation entre l'albédo moyen minimal annuel et le bilan de masse annuel pour le Glacier Chhota Shigri entre 2002 et 2013. Figures issues de Brun et al., 2015.

Ainsi, cette méthode peut être systématisée pour un grand nombre de glaciers himalayens, où le problème de la surface des glaciers vis-à-vis de la taille des pixels MODIS est moins sensible que dans les Alpes compte tenu de la taille des édifices glaciaires dans cette chaîne de montagnes. Il est néanmoins important de souligner que cette méthode ne prend pas en compte les zones des glaciers couvertes de débris (fréquentes en Himalaya surtout sur les grands glaciers) et que l'information sur le bilan de masse que l'on peut obtenir à partir de cette méthode n'est, par conséquent, que partielle.

3.4. Glaciers : ressource en eau et impacts sur la biodiversité

3.4.1. Contexte de ces travaux

Cette dernière partie du 3^{ème} chapitre présente les résultats d'études dans lesquelles les données glaciologiques (variations du bilan de masse, inventaires multi-temporels) ont été utilisées pour prendre en compte : (1) la contribution des glaciers et de leur évolution dans le fonctionnement hydrologique des bassins versants de montagne à composante nivo-glaciaire ; et (2) les impacts du retrait glaciaire sur l'évolution de la biodiversité. Ces travaux s'inscrivent dans des projets en cours : « Crues de l'Arve » (2014-2017) qui a pour objectif de réaliser une étude de faisabilité d'un système glacio-nivo-hydro-météorologique intégré pour la mise en alerte et la prévision des crues de l'Arve à Chamonix ; BIO-THAW (2013-2017) qui s'intéresse à l'évolution des zones humides d'altitude dans les Andes tropicales en lien avec le retrait glaciaire ; la thèse de Doctorat de Bradley Carlson (2013-2016) sur l'évolution des espèces végétales dans le massif du Mont-Blanc en lien avec le changement climatique et le retrait glaciaire (thèse réalisée dans le cadre du projet ERC TEEMBIO, W. Thuiller, LECA, Grenoble, 2012-2016). Ma contribution à ces études est constituée, d'une part, par la fourniture de données glaciologiques (variations de surface et de volume des glaciers) ; d'autre part, par la réflexion pour l'intégration de ces données dans des modèles d'évolution de différents niveaux de complexité et pour simuler l'évolution à venir des glaciers sur laquelle nous reviendrons dans le chapitre 4. Le **tableau 3.4** synthétise les informations sur : les programmes scientifiques, financements, encadrements, collaborations et publications, en lien avec ces travaux.

Programmes scientifiques	GREAT-ICE, BIO-THAW, SM3A Crues de l'Arve, ERC TEEMBIO (thèse de Doctorat de B. Carlson)
Encadrements	G. Zeballos (Licenciatura), M. Kraemer (Master)
Collaborations	CEAZA, La Serena, Chili (V. Favier maintenant LGGE, S. Gascoin maintenant CESBIO) LGGE-LTHE, Grenoble, France (D. Six, T. Condom, I. Zin) LECA, Grenoble, France (W. Thuiller, P. Choler, B. Carlson) Météo-France / CEN, Grenoble, France (M. Lafaysse) EDF-DTG, Grenoble, France (F. Gottardi) IRD-Quito, Equateur (O. Dangles, S. Cauvy-Fraunié) EPN, Quito, Equateur (M. Villacis) IGEMA, La Paz, Bolivie (A. Soruco)
Publications	Favier <i>et al.</i> , 2009. Interpreting discrepancies between discharge and precipitation in high altitude area of Chile's Norte Chico region. <i>Wat. Res. Res.</i> , 45, W02424. Gascoin <i>et al.</i> , 2011. Glacier contribution to streamflow in two headwaters of the Huasco River, Dry Andes of Chile. <i>Cryosphere</i> , 5, 1099-1113. Cauvy-Fraunié <i>et al.</i> , 2013. Glacial influence in tropical mountain hydrosystems evidenced by the diurnal cycle in water levels. <i>Hydrol. Earth Syst. Sci.</i> , 17, 4803-4816. Carlson <i>et al.</i> , 2014. Accounting for treeline shift, glacier retreat and primary succession in mountain plant distribution models. <i>Div. Distrib.</i> , 20(12), 1379-1391. Soruco <i>et al.</i> , 2015. Impacts of glacier shrinkage on water resources of La Paz city, Bolivia (16°S). <i>Ann. Glaciol.</i> , 56(70), sous presse.

Tableau 3.4. Contexte des travaux de recherche concernant le rôle des glaciers sur le fonctionnement hydrologique des bassins versants de montagne et l'évolution de la biodiversité

3.4.2. Rôle des glaciers de montagne dans le fonctionnement hydrologique des bassins versants

3.4.2.1. Cas des Andes subtropicales du Chili

Durant mon contrat post-doctoral au CEAZA (acronyme espagnol pour *Centro de Estudios Avanzados en Zonas Aridas*) à La Serena (Chili) et notamment avec Vincent Favier (aujourd'hui au LGGE à Grenoble) et Simon Gascoin (au CESBIO à Toulouse), nous nous sommes intéressés aux ressources en eau des zones de haute altitude de la région semi-aride du Norte Chico au Chili (26-32°S, Fig. 3.23). Cette région présente des contrastes climatiques et topographiques importants sur une centaine de kilomètres entre la côte pacifique aride et les hautes Andes à près de 6000 m d'altitude. Ces travaux ont été effectués à partir : d'observations glaciologiques de terrain et par télédétection [Nicholson *et al.*, 2010 ; Rabatel *et al.*, 2011], des données hydrologiques de terrain : 59 pluviomètres et 51 stations hydrologiques [Favier *et al.*, 2009 ; Gascoin *et al.*, 2011], et de modélisation atmosphérique régionale [Favier *et al.*, 2009].

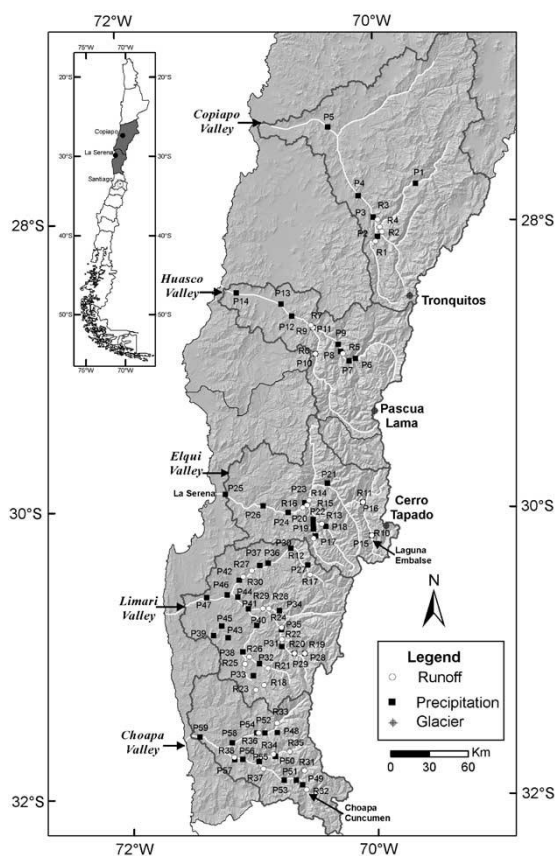


Figure 3.23. La région du Norte Chico chilien et le bassin versant de ses cinq principaux fleuves. Les cercles blancs et les carrés noirs représentent respectivement les stations de mesures du débit et des précipitations utilisées ; les losanges indiquent les bassins versants contenant des glaciers.

Figure issue de Favier *et al.*, 2009

Concernant les cinq principaux bassins versants de la région du Norte Chico chilien ayant un exutoire à l'océan (bassins du Choapa, du Limari, de l'Elqui, du Huasco et de Copiapo ; cf. Figure 3.23) ces travaux ont pu mettre en évidence que dans la partie amont de ces bassins (*i.e.* au dessus de 3000 m) les débits observés, généralement disponibles depuis les années 1970, sont très élevés par rapport aux précipitations avec des coefficients de ruissellement supérieurs à 100 % [Favier *et al.*, 2009]. Pour comprendre ce paradoxe les différents termes du bilan hydrologique

(précipitation, sublimation, stockage nival et glaciaire) ont été étudiés. Un inventaire des glaciers de la région à partir de photographies aériennes et d'images satellites ASTER a montré que le retrait glaciaire pourrait contribuer entre 5 et 10 % aux débits mesurés à ~3000 m dans le bassin versant le plus englacé de la région. Les données disponibles sur l'extension du manteau neigeux (complétées par une cartographie de son évolution spatio-temporelle faite à partir d'images MODIS) montrent que la neige est présente pendant 4 mois de l'année à plus de 3000 m d'altitude, ce qui suggère que les processus nivaux (sublimation, transport par le vent) sont importants à prendre en compte. La sublimation annuelle moyenne (~80 mm an⁻¹ à 4000 m) a été estimée à partir du modèle régional WRF et des mesures de terrain. Enfin, la répartition spatiale des précipitations est dérivée des données de surface disponibles et du modèle atmosphérique GFS. Les résultats suggèrent que les précipitations annuelles sont de trois à cinq fois plus importantes dans la cordillère qu'au niveau des plaines de la région côtière, avec une fréquence et une durée des événements plus importantes dans la cordillère. En outre, la sous-estimation des précipitations d'été dans la cordillère semble aussi expliquer une partie de l'excédent en débit observé. Ainsi, cette étude a montré la nécessité de prendre en compte la distribution spatiale des précipitations, la sublimation, ainsi que la contribution des glaciers pour avoir une meilleure estimation du bilan hydrologique [Favier *et al.*, 2009].

En se focalisant sur la partie amont du bassin versant du Huasco, dans la zone de Pascua Lama (Figures 3.23 et 3.24), les mesures glaciologiques réalisées sur six glaciers [Rabatel *et al.*, 2011], ainsi que les mesures de débits faites à l'aval de ces glaciers (couverture glaciaire de 0,4 à 11 % de la surface du bassin au niveau des stations de mesure du débit VIT-3 et NE-5 respectivement, Fig. 3.24) ont montré que la contribution annuelle moyenne des glaciers est comprise entre 3,3 et 23 %, ce qui est supérieur à la fraction glaciaire des bassins versants. Cette contribution plus importante qu'attendue résulte en partie de la suraccumulation de neige sur les glaciers liée au transport par le vent depuis les zones environnantes non englacées [Gascoïn *et al.*, 2013]. Les bilans de masse globalement déficitaires au cours de la période d'étude allant de 2003 à 2008 (-0,8 w.e. an⁻¹ en moyenne) contribuent également à accroître la contribution glaciaire.

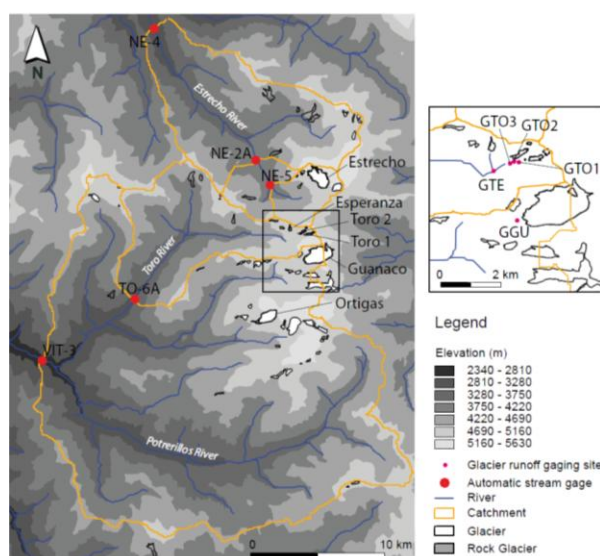


Figure 3.24. La zone de Pascua Lama, parmi les têtes de bassin du Rio Huasco. Les glaciers faisant l'objet de mesure de bilan de masse et de bilan d'énergie de surface sont nommés (Estrecho, Esperanza, Toro 1 et 2, Guanaco et Ortigas).

Figure issue de Gascoïn *et al.*, 2009

3.4.2.2. Cas des Andes de Bolivie

Dans les Andes de Bolivie, la contribution des glaciers aux ressources en eau de la ville de La Paz a été estimée pour la période 1963-2006 [Soruco *et al.*, 2015] grâce à la quantification des variations des volumes glaciaires dans chacun des quatre bassins versants alimentant la ville (Fig. 3.25).

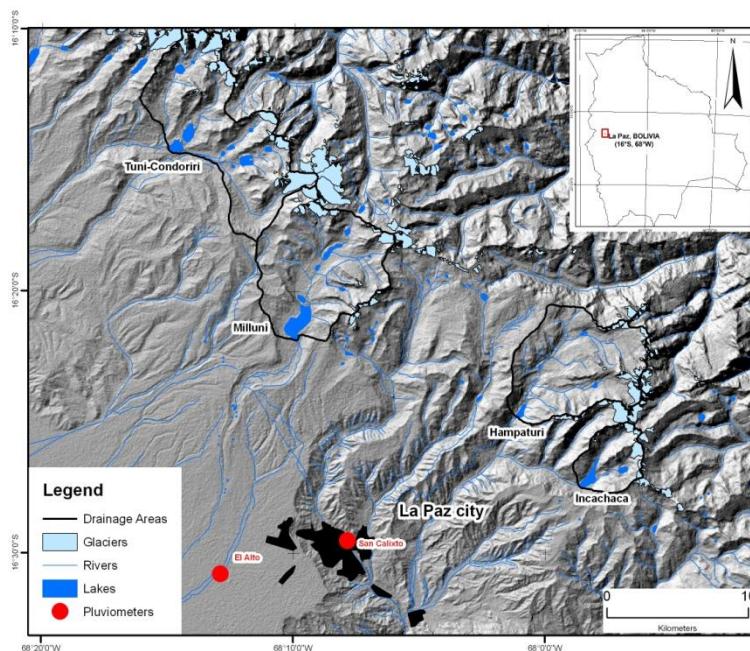


Figure 3.25. Localisation des quatre bassins versants englacés alimentant en eau la ville de La Paz (Tuni-Condoriri, Miluni, Hampaturi, Incachaca)

Figure issue de Soruco et al., 2015.

Pour cette étude, des valeurs moyennes de précipitation, de sublimation ainsi que les coefficients de ruissellement ont été considérés comme homogènes spatialement en raison du manque de données disponibles pour quantifier leur variabilité d'un bassin versant à l'autre. L'hypothèse d'une précipitation homogène conduit à la principale source d'incertitude sur l'estimation des débits produits par les zones englacées et non englacées pour chacun des bassins versants. La comparaison des débits moyens annuels simulés pour chaque bassin versant avec ceux mesurés sur la période 2000-2007 montre une différence de seulement 3,4 %, ce qui confirme que notre évaluation permet de prendre en compte les principales contributions au débit, en dépit de l'hypothèse des paramètres constants.

Il a donc été possible de mettre en évidence que les glaciers ont contribué à 15 % des ressources en eau de La Paz à l'échelle annuelle pour la période étudiée. A l'échelle saisonnière, la contribution des glaciers augmente sensiblement pendant la saison sèche ; elle atteint 27 % du débit en moyenne pour les quatre bassins versants, allant de 13 à 38 % en fonction du pourcentage de surface englacée dans chaque bassin versant (Fig. 3.26). Malgré la perte de surface importante des glaciers au cours des dernières décennies, la différence dans la contribution des glaciers pour chacun des quatre bassins versants entre les périodes 1963-2006

et 1997-2006 n'est que de -0,6 %. Ceci confirme que les bilans de masse majoritairement déficitaires depuis la fin des années 1970 [Rabatel *et al.*, 2013a] continuent à soutenir les débits. Ainsi, au moins jusqu'en 2006, la perte de surface des glaciers a été compensée par des bilans de masse fortement négatifs. Dans l'avenir, en cas de disparition totale des glaciers et en supposant que les précipitations ne varient pas, la disponibilité en eau pour la ville de La Paz diminuerait de 12 % à l'échelle annuelle et de 24 % au cours de la saison sèche.

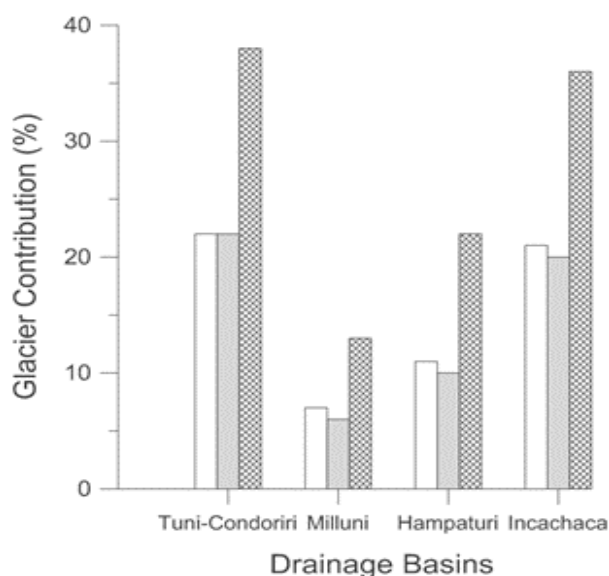


Figure 3.26. Contribution des glaciers au débit des quatre bassins versants englacés alimentant La Paz. A l'échelle annuelle (blanc), en saison des pluies (gris) et en saison sèche (croisillons).

Figure issue de Soruco *et al.*, 2015.

3.4.2.3. Cas des Alpes occidentales

Dans les Alpes occidentales, et particulièrement dans le massif du Mont-Blanc (dans le cadre du programme de recherche sur les « crues de l'Arve à Chamonix » et de la thèse de Doctorat de B. Carlson au LECA) un travail de modélisation hydrologique est actuellement conduit à partir de différents modèles hydrologiques (la chaîne SURFEX/ISBA-Crocus, le modèle MORDOR, le modèle DHSVM et le modèle PREVAH). Ma contribution à ces travaux a consisté jusqu'à présent à fournir les données de pourcentage d'englacement par tranche d'altitude et leur évolution temporelle pour chacun des bassins versants et sous-bassins considérés. Ces données ont été quantifiées à partir de l'inventaire multi-temporel présenté dans la section 3.2.2.2.

Les premiers résultats des simulations obtenues en considérant l'évolution spatio-temporelle des surfaces englacées ont été obtenus dans le cadre de la collaboration avec Météo-France (Centre d'Etude de la Neige, Grenoble) et la chaîne de modélisation SURFEX/ISBA-Crocus [Lafaysse *et al.*, 2013], ainsi que dans le cadre du travail de Master de Thomas Arfi [Arfi, 2014] réalisé au LGGE avec le modèle MORDOR développé par EDF (Direction Technique Générale de Grenoble).

Dans le cas du travail conduit avec SURFEX/ISBA-Crocus (modèle distribué à base physique), les simulations ont été conduites avec comme données météorologiques d'entrée les champs

issus du modèle régional SAFRAN (Météo-France). Les résultats obtenus sur le bassin de l'Arve à Chamonix (200 km²) ont été évalués à partir : (1) de mesures ponctuelles de hauteur et densité du manteau neigeux ; (2) des données de bilan de masse glaciaire issues de GLACIOCLIM ; (3) des données d'extension de la couverture de neige obtenues par télédétection ; et (4) des mesures de débits à la sortie du bassin versant. Le modèle reproduit fidèlement la variabilité temporelle des débits associés aux différents termes du bilan hydrologique (contributions des précipitations, de la neige, et des glaciers), mais les volumes simulés à l'exutoire surestiment les volumes mesurés malgré une amélioration liée à la prise en compte de la diminution des surfaces englacées (Fig. 3.27). Les perspectives d'amélioration sont liées à une meilleure prise en compte du rôle de la végétation, des transferts latéraux ou encore des stockages souterrains.

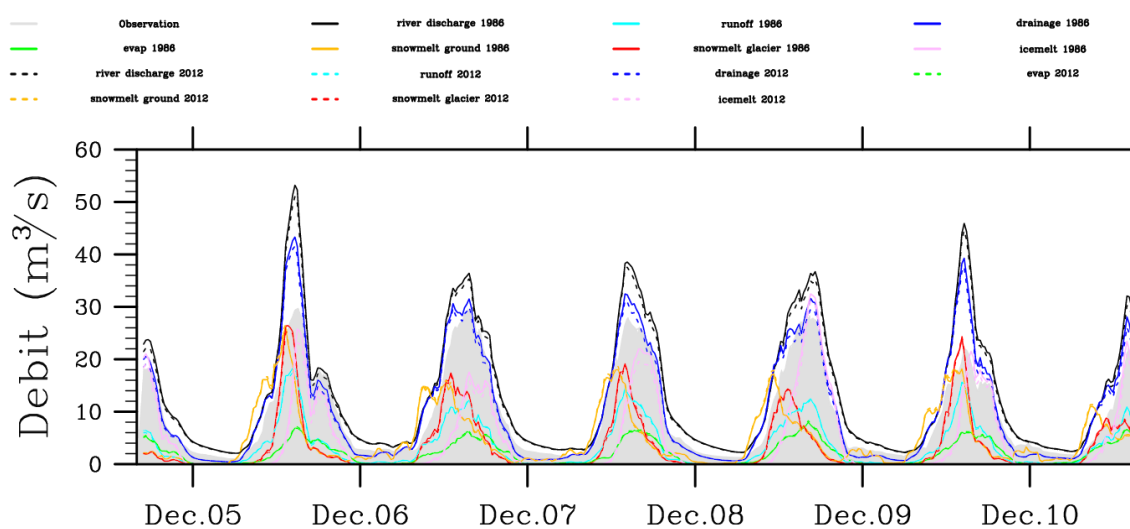


Figure 3.27. Comparaison entre les débits simulés avec SURFEX/ISBA-Crocus pour les différents contributeurs du bilan hydrologique (glacier, manteau neige, évaporation, drainage) avec les débits mesurés à l'exutoire du bassin versant de l'Arve à Chamonix pour la période été 2004 – été 2011. Des simulations ont été faites en considérant les surfaces englacées de 1986 (courbes continues) ou celle de 2012 (courbes en pointillés). Figure issue de Lafaysse et al., 2013.

Dans le cas du travail conduit avec MORDOR (modèle réservoir), les simulations ont été conduites avec les données météorologiques SPAZM (EDF), avec pour les précipitations en altitude un recalage effectué par rapport aux mesures d'accumulation faites dans GLACIOCLIM. La figure 3.28 montre la comparaison entre les débits mesurés et les débits simulés au niveau de la station du « Pont du bouchet » sur l'Arveyron de la Mer de Glace. Sur la période d'étude considérée (1975-2012), MORDOR s'avère très performant pour simuler les débits mesurés même si des écarts restent observables particulièrement durant la saison estivale. Il est important de souligner que la qualité des simulations faites par MORDOR résulte notamment du fait que plusieurs paramètres ont pu être contraints par les mesures réalisées dans le cadre de GLACIOCLIM (notamment l'accumulation dans les parties supérieures du bassin versant).

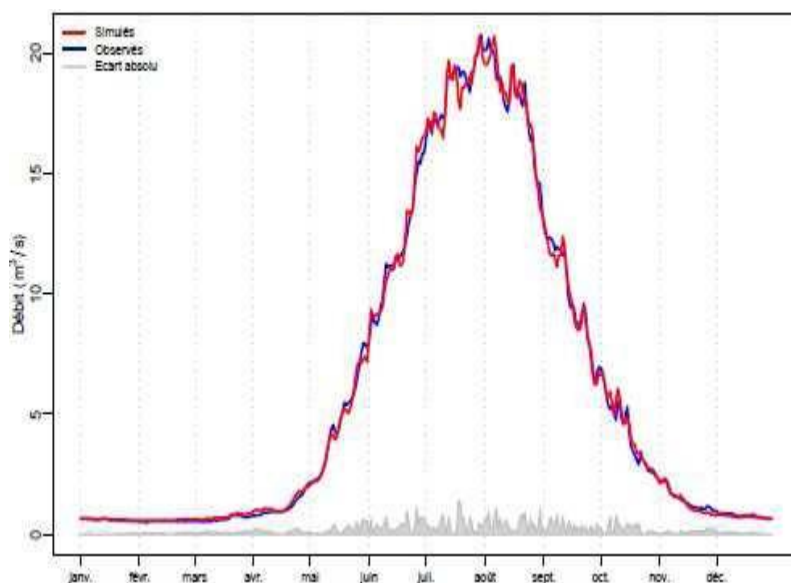


Figure 3.28. Moyenne des débits journaliers pour la période 1975-2012, observés en bleu et simulés en rouge, au « Pont du bouchet » sur l'Arveyron de la Mer de Glace. Les écarts en valeurs absolues sont représentés en gris.

Figure issue de Arfi, 2014.

Les performances de MORDOR pourraient être améliorées avec la prise en compte d'un gradient de température saisonnier ou mensuel. Dans ces premières simulations, une seule valeur de gradient est considérée pour l'ensemble de la période d'étude ; or il est possible qu'un gradient différent selon les mois puisse jouer un rôle dans la fusion nivale. En outre, si le changement du pourcentage d'englacement par tranche d'altitude a bien été pris en compte grâce aux données d'hypsographie que j'ai fournies, la perte d'épaisseur des glaciers n'a pas été considérée. Cette perte d'épaisseur peut être importante, surtout dans la partie aval des glaciers, sur une période de temps longue comme c'est le cas dans cette étude portant sur près de 40 ans. Cependant, prendre en compte ce phénomène nécessiterait des développements dans MORDOR dans la mesure où la version actuelle considère une altitude fixe sur l'ensemble de la période pour chaque bande d'altitude.

3.4.3. Impacts du retrait glaciaire sur la biodiversité

Dans cette dernière sous-partie, je ne traiterai que des résultats obtenus dans le cadre de la thèse de Doctorat de Bradley Carlson (LECA, Grenoble) sur l'évolution des espèces végétales dans le massif du Mont-Blanc en lien avec le changement climatique et le retrait glaciaire [Carlson *et al.*, 2014] qui sont, à ce jour, les travaux les plus aboutis auxquels j'ai participé dans cette thématique.

Dans ce travail, les changements historiques du couvert végétal et des glaciers sont utilisés pour caler des relations linéaires (présence/absence en fonction de l'altitude, la pente et l'année) combinées dans un modèle hiérarchique dit LME (acronyme anglais pour *Linear Mixed Effects*). Ce modèle est ensuite utilisé pour simuler l'évolution de la végétation et des glaciers pour le 21^{ème} siècle (période 2021-2080). Pour les simulations futures, une fonction logique est

établie pour modéliser la probabilité d'établissement des espèces végétales (SDM pour l'acronyme anglais *Species Distribution Modeling*) sur les marges proglaciaires devenues libres de glace. Différents types de filtrage ont été testés pour la SDM en ce basant soit sur la couverture végétale actuelle (filtre statique), soit sur la couverture végétale simulée linéairement (filtre dynamique), soit sans filtre. La **figure 3.29** illustre les différentes étapes de l'approche méthodologique utilisée.

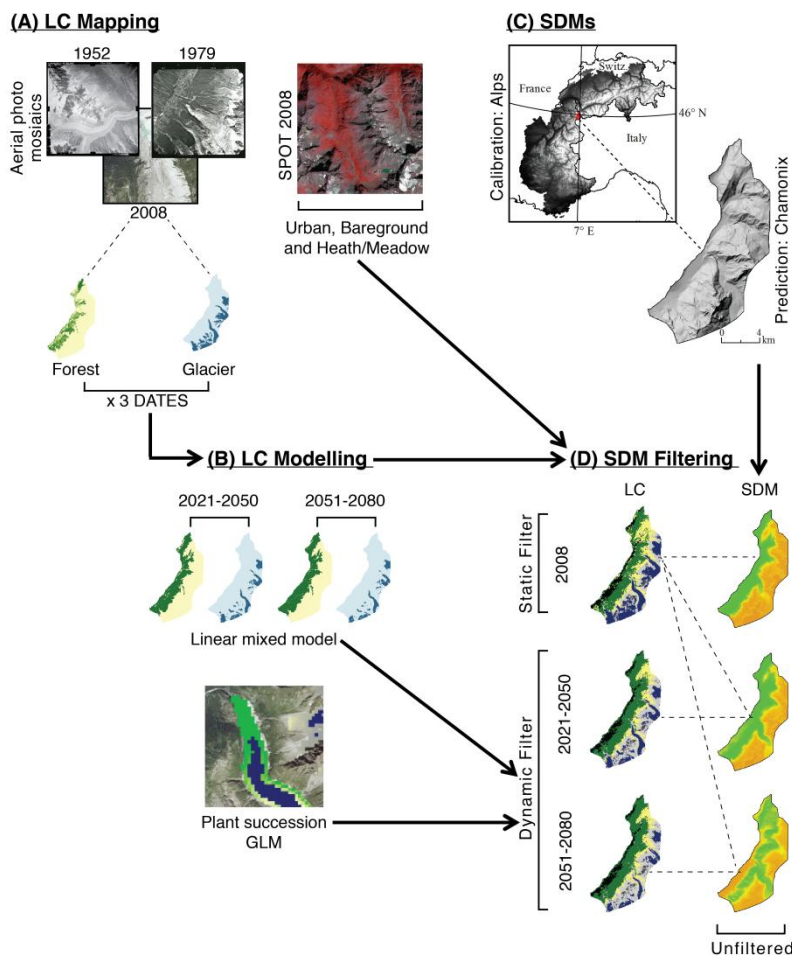


Figure 3.29. Vue d'ensemble de l'approche méthodologique utilisée. Les lignes pointillées représentent les données obtenues pour chaque étape, les flèches représentent les liens entre les étapes. LC = Land Cover; SDMs = Species Distribution Models.

Figure issue de Carlson et al., 2014.

Les simulations obtenues avec le modèle hiérarchique LME pour 2021-2080 montrent un recul des glaciers et une élévation de la limite forestière (Fig. 3.30). Concernant l'évolution future des glaciers, le retrait est logique compte-tenu du fait que la simulation est établie sur la base de la tendance quantifiée sur les décennies précédentes (en lien avec le temps, l'altitude et la pente). On notera que le but de cette étude n'était pas d'avoir une simulation la plus précise possible de l'évolution à venir des glaciers, mais d'établir des scénarios d'évolution des espèces végétales. A cet égard, on retiendra que les arbres constituent le seul groupe à gagner de l'espace à l'horizon 2051-2080. Les plantes alpines perdent du terrain dans chacun des scénarios de filtrage utilisé ; malgré les espaces mis à leur disposition par le recul des glaciers, cela ne suffit pas à contrecarrer les effets du changement climatique.

Ainsi, cette étude fournit un cadre méthodologique pour combiner des scénarios d'évolution des couvertures du sol (glacier, végétation) et des modèles de distribution des espèces. Les résultats montrent que la prise en compte des changements de la couverture terrestre améliore les prédictions d'habitats potentiels et conduit à des résultats contrastés quant à la distribution future des espèces végétales de montagne.

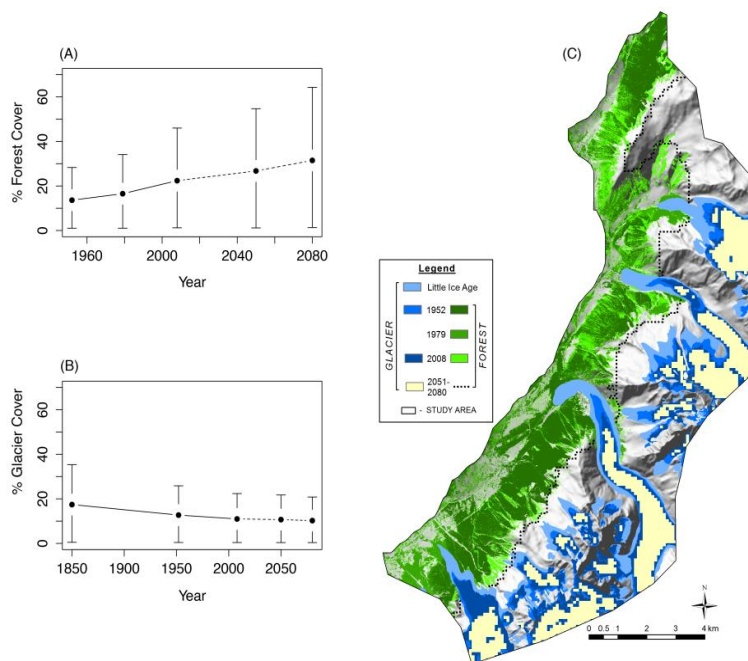


Figure 3.30. Pourcentage de forêt (A) et de surface englacée (B) au sein de la zone d'étude pour les trois dates historiques considérées (1952, 1979 et 2008 pour la forêt, et 1850, 1952 et 2008 pour les glaciers), avec les intervalles de confiance à 95%. (C) Juxtaposition des données historiques d'occupation du sol avec la limite des arbres et la position simulée des glaciers pour 2051-2080.

Figure issue de Carlson et al., 2014.

Chapitre 4

Perspectives : quel avenir pour les glaciers de montagne ?

Ce dernier chapitre aborde les perspectives que je souhaite mettre en place dans les années à venir concernant mes activités de recherche. Celles-ci sont évidemment en lien avec les perspectives concernant mes activités d'observation dans le cadre de GLACIOCLIM, lesquelles ont été abordées dans la partie 1.3.

Au-delà de la continuité des recherches que j'ai menées jusqu'à présent (*cf.* chapitres 2 et 3) pour : (1) quantifier et étudier l'évolution spatio-temporelle récente des variables glaciologiques (surface, volume, ligne d'équilibre, ...) dans les Alpes et les Andes tropicales; (2) étudier leur lien avec les changements climatiques ; et (3) utiliser ces données pour quantifier l'impact de l'évolution récente des glaciers sur l'hydrologie et l'environnement en zone de montagne ; recherches que je compte poursuivre dans les années à venir en collaboration avec les collègues impliqués dans GLACIOCLIM, Great-Ice et d'autres projets en cours ; les perspectives que je développe dans ce chapitre se concentrent sur des activités de recherche nouvelles. Celles-ci, s'insèrent notamment dans le cadre du projet VIP_Mont-Blanc (financé par l'ANR, 2014-2019, *cf.* Annexe 2), dont je coordonne l'axe de recherche 3.1 « Evolutions actuelles et futures des surfaces et volumes des glaciers du Massif du Mont-Blanc ». Ce projet pluridisciplinaire regroupe 39 personnes de six laboratoires (ISTerre, LGGE/LTHE, EDyTEM, LISTIC, CEREGE, BioGéosciences). Il a pour objectifs d'observer, de quantifier et de modéliser les processus contrôlant les évolutions morpho-dynamiques et environnementales dans le Massif du Mont-Blanc (évolution des glaciers, du permafrost, érosion glaciaire, torrentielle).

En outre, la question de l'évolution future des glaciers de montagne constitue l'un des points importants de la prospective scientifique de l'équipe CYME : « Cryosphère et hYdrologie de MontagnE », équipe commune au LGGE et au LTHE dont je suis le responsable avec Yves Arnaud (CR IRD, LTHE) pour le prochain quinquennat (2015-2020).

Cette question s'inscrit également dans le cadre de collaborations scientifiques qui ont déjà été initiées avec des collègues du LGGE (notamment le groupe développant le modèle Elmer/Ice) ainsi que d'autres laboratoires (notamment le LISTIC). Ces collaborations devront

être renforcées dans l'avenir afin de pouvoir mener à bien ces perspectives de recherche dans les meilleures conditions et en regroupant les connaissances et compétences nécessaires.

Enfin, ces perspectives s'inscrivent dans une logique scientifique et technologique, ainsi que dans le cadre d'une demande sociétale forte, dans le sens où nous disposons aujourd'hui des données scientifiques et des moyens techniques permettant d'apporter des réponses plus complètes et plus précises quant au devenir des glaciers de montagne et aux conséquences de leur évolution future sur la ressource en eau et l'élévation du niveau marin.

Pour apporter des réponses à cette question du devenir des glaciers de montagne, et comme je l'ai mentionné en introduction de ce document, simuler l'évolution à venir des glaciers nécessite : (1) de connaître les épaisseurs de glace pour l'ensemble du glacier, c'est à dire connaître la topographie de surface du glacier et à l'interface glace/roche ; (2) de simuler les bilans de masse pour les années/décennies futures à partir des scénarios de l'évolution des variables climatiques issues des modèles climatiques globaux et régionaux ; et (3) de prendre en compte la dynamique d'écoulement du glacier qui permet le transfert de masse depuis la zone d'accumulation vers la zone d'ablation. Ces trois points sont des pré-requis indispensables.

Ainsi, dans ce chapitre, j'aborderai d'abord les différentes approches qui peuvent être utilisées pour estimer l'évolution à venir des glaciers et les besoins pour appliquer et développer ces approches. Ensuite, je présenterai les méthodes pour quantifier les deux variables clefs : épaisseurs de glace et bilan de masse, ainsi que pour prendre en compte la dynamique d'écoulement glaciaire ; afin de rendre compte des méthodes existantes et des développements nécessaires pour aller vers une modélisation de l'évolution future des glaciers à l'échelle du glacier ou d'un massif montagneux. Pour cela, je m'appuierai notamment sur les résultats de premiers travaux récemment menés sur des glaciers suivis dans le cadre de GLACIOCLIM, ces travaux serviront de base pour les prochaines études.

4.1. Quelles approches, quels besoins ?

Différentes approches ont été développées pour simuler l'évolution à venir des glaciers de montagne. Le [tableau 4.1](#) illustre les différentes stratégies de modélisation, avec différents niveaux de complexité, aussi bien dans les scénarios climatiques mis en œuvre que pour la modélisation glaciologique (bilan de masse et écoulement).

		Scénarios			
		Extrapolation des tendances actuelles	Réchauffement atmosphérique linéaire	Modèle Climatique Global (GCM)	Modèle climatique régional (RCM)
Modélisation écoulement	Complexité →				
	Sans	Ramirez <i>et al.</i> , 2001 Carlson <i>et al.</i> , 2014		Huss, 2012	Linsbauer <i>et al.</i> , 2013
Approches paramétrées	Linsbauer <i>et al.</i> , 2013 Sugiyama <i>et al.</i> , 2007	Oerlemans <i>et al.</i> , 1998 Huss <i>et al.</i> , 2010 Vincent <i>et al.</i> , 2014		Huss, 2011 Linsbauer <i>et al.</i> , 2013	
Approches physiques		Giesen & Oerleman, 2010 Zhao <i>et al.</i> , 2014	Le Meur <i>et al.</i> , 2007 Réveillet <i>et al.</i> , 2015	Jouvet <i>et al.</i> , 2011	

Tableau 4.1. Stratégies de couplage entre modélisations glaciologique et climatique dans les études simulant l'évolution future des glaciers de montagne. Concernant les aspects glaciologiques, la couleur d'écriture représente le type d'approche utilisé pour simuler les bilans de masse futurs (sensibilité du bilan, sensibilité de la ELA, approche empirique (e.g. degrés-jour, ETI, etc.), bilan d'énergie simplifié, bilan d'énergie complet), n.b. la première colonne n'est pas concernée. Les références indiquées ne prétendent pas être exhaustives.

Concernant l'écoulement, les approches « empiriques » ou « paramétrées » ne visent pas à reproduire la dynamique des glaciers, même si la plupart la considère de manière implicite *via* des paramétrisations plus ou moins complexes [e.g. Oerlemans *et al.*, 1998 ; Vincent *et al.*, 2000 ; Sugiyama *et al.*, 2007 ; Huss *et al.*, 2010 ; Linsbauer *et al.*, 2013 ; Vincent *et al.*, 2014]. En outre, ces approches ne cherchent pas nécessairement non plus à quantifier les fluctuations futures à des pas de temps courts (typiquement annuel) avec le plus grand degré de confiance possible, mais plutôt à identifier les tendances à l'échelle décennale voire multi-décennale. Ce type d'approche peut être suffisant dans le cadre d'études à l'échelle régionale/globale [e.g. Huss, 2011 ; Linsbauer *et al.*, 2013], ou pour des études visant à caractériser l'ampleur du retrait glaciaire futur et ses impacts sur l'évolution de la biodiversité [Carlson *et al.*, 2014] ou les évolutions géomorphologiques des zones déglacées. Ce type d'approche peut être aussi adapté à des glaciers pour lesquels les données d'observation sont suffisamment nombreuses pour contraindre la paramétrisation [Huss *et al.*, 2010 ; Vincent *et al.*, 2014].

Dans une étude récente, Linsbauer *et al.* [2013] comparent trois approches paramétrées avec différents niveaux de complexité pour simuler les futurs changements des glaciers dans les Alpes suisses. Les auteurs indiquent que les différentes approches de modélisation conduisent à des résultats semblables en ce qui concerne l'évolution générale des glaciers à long terme. En outre, ils précisent que les différences dans les résultats finaux proviennent principalement du choix du scénario climatique considéré, ainsi que des incertitudes liées à l'estimation des épaisseurs de glace pour la période initiale.

Les approches « théoriques » ou « physiques » reposent sur l'utilisation de modèles numériques permettant de prendre en compte explicitement l'écoulement de la glace. De nombreux modèles de flux de glace avec différents degrés de complexité ont été développés et appliqués à la fois sur des cas théoriques ou des situations réelles [e.g. Bindschadler, 1982 ; Hubbard *et al.*, 1998 ; Le Meur and Vincent, 2003 ; Schaefer and Le Meur, 2007 ; Gudmundsson, 1999 ; Le Meur *et al.*, 2007 ; Jouvét *et al.*, 2008, 2011 ; Réveillet *et al.*, 2015]. Un inconvénient des approches physiques, est que celles-ci nécessitent de nombreuses observations *in situ* pour caler et valider le modèle : notamment les épaisseurs de glace à l'échelle de l'ensemble du glacier, mais aussi les vitesses d'écoulement en surface, le glissement à la base, et, le cas échéant, le régime thermique dans le névé et la glace [Gilbert *et al.*, 2014a, b]. Il est extrêmement rare de disposer de l'ensemble de ces informations à l'échelle d'un glacier, ce qui implique souvent de prendre en compte certains processus *via* une paramétrisation calée sur des observations *ad-hoc* : e.g. Réveillet *et al.* [2015] ajustent le glissement basal à partir des vitesses en surface, de la pente en surface et de l'épaisseur de glace mesurée.

En outre, même si l'utilisation de modèles 3D full-Stokes comme Elmer/Ice pour simuler l'écoulement d'un glacier à l'échelle du siècle n'est plus un problème en termes de temps de calcul numérique (pour résoudre les équations de Stokes à tous les points de grille du maillage 3D du glacier) grâce aux calculateurs modernes, la prise en compte de certains processus comme la fracturation pour représenter les crevasses ou les chutes de séracs ou vêlage [Krug *et al.*, 2014], ou les écoulements d'eau intra et sous glaciaires doivent encore être développés. Ceci étant, et comme c'était le cas pour les approches empiriques, Réveillet *et al.* [2015] en appliquant le modèle Elmer/Ice sur le Glacier Zongo, ont montré que les principales différences dans les changements de volume du glacier estimés pour le siècle prochain sont, là encore, liées au scénario climatique considéré et donc aux données de bilans de masse simulées et utilisées en entrée du modèle d'écoulement.

Ainsi, quelle que soit l'approche de modélisation glaciologique utilisée, on se rend compte que connaître les épaisseurs de glace à l'échelle d'un glacier et/ou d'un massif et pouvoir simuler les bilans de masse pour les années, décennies à venir sont les enjeux principaux pour simuler l'évolution des glaciers.

4.2. Quantification des épaisseurs de glace

Sauf dans le cas de petits glaciers à topographie peu accidentée, il est difficilement envisageable de pouvoir mesurer les épaisseurs de glace sur l'ensemble d'un glacier avec des mesures de terrain, quelle que soit la méthode utilisée. Ainsi, pour la très large majorité des glaciers, où certaines zones sont inaccessibles en raison de la topographie accidentée, on réalise généralement des mesures le long de profils transversaux ; les résultats obtenus peuvent ensuite être interpolés pour estimer les épaisseurs dans les zones non

documentées [e.g. Fischer, 2009]. Ceci étant, il est également possible d'estimer les épaisseurs de glace à partir des lois physiques et mécaniques qui régissent l'écoulement d'un glacier. Des approches de différentes complexités ont été développées, et les moyens numériques aujourd'hui disponibles permettent d'envisager d'améliorer les méthodes d'estimation. Les deux sous-parties suivantes présentent succinctement les mesures et méthodes d'estimation actuellement utilisées ainsi que les développements envisagés.

4.2.1. Mesure des épaisseurs de glace par méthodes *in situ* ou aéroportées

Les méthodes utilisées sur le terrain pour mesurer les épaisseurs de glace font généralement appel soit à des forages à eau chaude, soit à la gravimétrie, ou encore à la sismique ou au RADAR. Dans le cas des forages à eau chaude, le nombre de points de mesure est fortement contraint par la logistique à mettre en place. De plus cette méthode, utilisée ponctuellement, ne permet pas d'envisager de couvrir l'ensemble de la superficie d'un glacier. Dans le cas de la gravimétrie, l'objectif est de mesurer la variation du champ de gravité liée au glacier. C'est une méthode intégratrice, qui permet, sous couvert de certaines hypothèses (e.g. pétrographie locale) d'avoir une estimation du volume de glace et donc des épaisseurs moyennes locales, mais qui ne permet pas de documenter avec précision la topographie de l'interface glace/roche. Dans le cas de la sismique ou du RADAR (le principe étant le même), une onde est émise par un émetteur et on enregistre le temps que celle-ci met pour atteindre le récepteur après avoir été réfléchi par l'interface glace/roche. Connaissant la distance entre l'émetteur et le récepteur, ainsi que la vitesse de transmission des ondes dans la glace, on détermine l'épaisseur. Les mesures RADAR peuvent également être faites à partir de plates-formes aéroportées : embarquées à bord d'un avion (e.g. mission Icebridge de la NASA) ou d'un hélicoptère (plus maniable en zone de montagne). La présence d'eau à l'intérieur du glacier, dans le cas des glaciers tempérés, et/ou la présence de crevasses rendent difficile, voire impossible, le traitement des données RADAR dans la mesure où ces éléments constituent des réflecteurs internes qui perturbent l'interprétation des données acquises.

Dans le cadre de GLACIOCLIM, un Ice Penetrating RADAR (IPR) a été acquis en 2012. Ce système a été spécialement développé pour mesurer les épaisseurs de glace par la compagnie canadienne *Blue System Integration Ltd*, en collaboration avec des glaciologues [Mingo and Flowers, 2010]. Il permet notamment de réaliser des mesures en continu et propose une interface graphique permettant de visualiser les radargrammes et le profil acquis en direct pendant l'acquisition. Ce système a été mis en œuvre sur plusieurs glaciers de GLACIOCLIM, notamment sur le Glacier Zongo en 2012 (Fig. 4.1), le Glacier d'Argentière en 2013 et 2014 (Fig. 4.2), ainsi que sur un glacier colombien en 2014 dans le cadre du projet CATCOS et du LMI Great-Ice.

Sur la carte de la figure 4.1, on se rend compte que certaines zones du Glacier Zongo n'ont pu être couvertes par les mesures au sol, en raison de la présence de crevasses importantes ou de séracs. Afin d'obtenir une cartographie du lit rocheux sous glaciaire pour

l'ensemble du glacier et ainsi réaliser un maillage 3D complet pour modéliser l'écoulement du glacier dans le cadre de l'étude de Réveillet *et al.* [2015], les épaisseurs de glace dans les zones non documentées par les mesures RADAR ont été estimées en considérant la pente en surface du glacier (calcul de la contrainte de cisaillement basal) ainsi que les mesures d'épaisseur faites à l'amont et à l'aval de ces zones de manière à s'assurer de la cohérence des estimations.

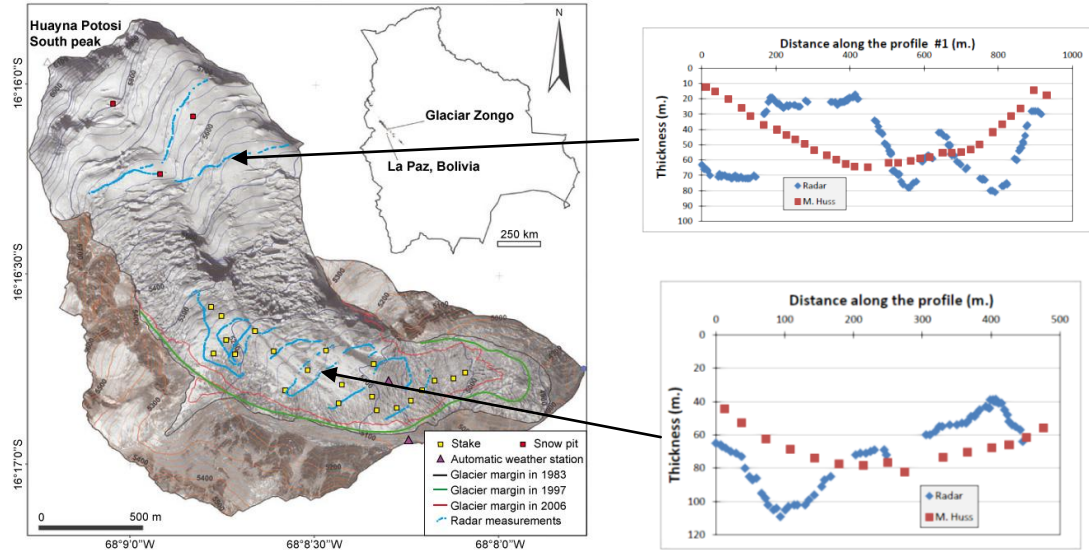


Figure 4.1. Localisation des mesures RADAR réalisées sur le Glacier Zongo en juillet-août 2012 (points bleus) et exemples de profils transversaux du glacier montrant les épaisseurs de glace (en zone d'accumulation : graphique du haut; en zone d'ablation : graphique du bas) quantifiées à partir des mesures RADAR (losanges bleus) ou estimées par Huss et Farinotti [2012] (carrés rouges). Figures extraites de Réveillet *et al.* [2015] et d'un rapport interne du LGGE (A. Rabatel)

La figure 4.2 présente les épaisseurs de glace obtenues pour plusieurs profils réalisés sur le Glacier d'Argentière (zone d'accumulation) à partir de différentes méthodes.

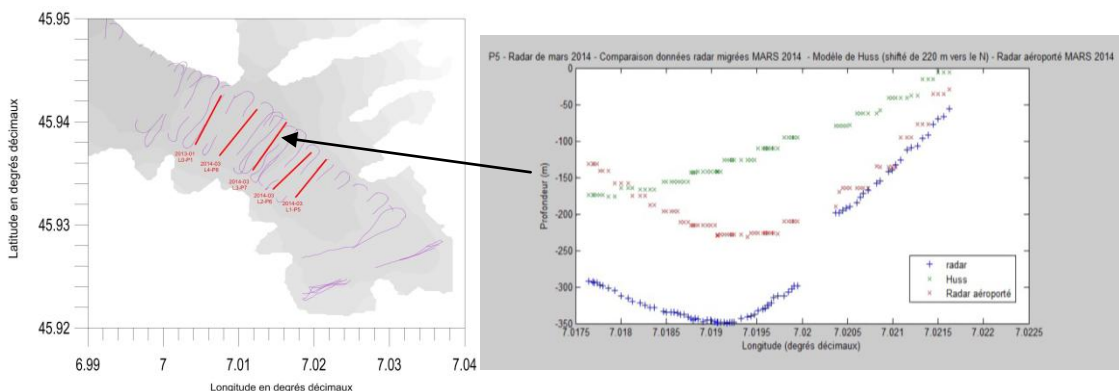


Figure 4.2. Localisation des acquisitions RADAR sur le Glacier d'Argentière (01-2013, 02-2014 et 03-2014) : mesures terrain (lignes rouges) et acquisitions hélicoptées (lignes violettes). Le graphique de droite compare les données obtenues pour un même profil à partir des mesures RADAR-sol (croix bleues), des mesures RADAR-hélicopté (croix rouges) et les estimations issues de Huss et Farinotti [2012] (croix vertes). Figures extraites d'un rapport interne du LGGE (O. Sanchez).

En comparant les résultats obtenus sur le Zongo et sur Argentière à partir des différentes méthodes, deux points importants méritent d'être soulignés :

- Les mesures RADAR héliportées ne permettent pas de documenter (dans le cas du Glacier d'Argentière) des épaisseurs de glace tempérée de plus de 200-250 m. En effet, quand les épaisseurs sont inférieures à 200 m, on observe une bonne cohérence entre les mesures RADAR héliportées et les mesures RADAR au sol, cohérence qui disparaît au-delà. Ceci peut être relié à plusieurs facteurs : un manque de puissance du signal émis par le système héliporté ; une fréquence utilisée trop élevée, une atténuation trop forte du signal dans la glace tempérée.
- Les estimations d'épaisseurs établies par la méthode de Huss et Farinotti [2012] présentent de très fortes incohérences : les épaisseurs maximales sont sous-estimées et la topographie est très mal reproduite. Ceci peut être relié à plusieurs facteurs inhérents au fait que la méthode de Huss et Farinotti [2012] a été développée pour être appliquée à l'échelle globale. Ainsi, le MNT utilisé (ASTERGDEM ou SRTM suivant les régions) est trop grossier et imprécis pour représenter la topographie de surface. De même, le contour des glaciers utilisé (issu du Randolph Glacier Inventory : RGI 2.0 [Arendt *et al.*, 2012]) s'avère être très imprécis lorsqu'il est comparé aux données de contour issues de mesures de terrain ou de photographies aériennes. Enfin, la relation bilan/altitude utilisée pour quantifier des flux de glace par tranche d'altitude est une relation générale supposée valide pour chaque région climatique.

In fine, on retiendra que : (1) les mesures RADAR-sol ne permettent pas de couvrir l'ensemble d'un glacier en cas de présence de crevasses nombreuses ou de séracs ; (2) les mesures héliportées ne permettent pas de pallier complètement ce problème lorsque le glacier est tempéré et/ou que les épaisseurs de glace sont importantes ; (3) que les méthodes d'estimation se basant sur des variables morpho-topographiques et glaciologiques nécessitent d'être développées pour aboutir à une meilleure représentation des données observées.

4.2.2. Estimation des épaisseurs de glace à partir de la topographie de surface, du bilan de masse et/ou des vitesses d'écoulement en surface.

Les méthodes utilisées pour estimer les épaisseurs de glace à l'échelle d'un glacier ou d'un massif englacé font partie des méthodes inverses (avec des niveaux de complexité différents suivant les cas). Ces méthodes se sont développées au cours des années avec l'augmentation progressive du nombre de variables morpho-topographiques (inventaires incluant différents paramètres topographiques, modèles numériques de terrain de la surface des glaciers) et glaciologiques (bilan de masse de surface, vitesse d'écoulement en surface) ainsi que l'existence de mesures ponctuelles d'épaisseurs pour caler certaines paramétrisations.

Les premières estimations à l'échelle régionale sont basées sur les inventaires des glaciers (altitudes minimale et maximale et longueur pour calculer la pente moyenne et estimer les épaisseurs en inversant l'équation du calcul de la contrainte de cisaillement basale). Elles ont permis de quantifier des épaisseurs moyennes, et donc des volumes moyens [e.g. [Haeberli and Hoelzle, 1995](#)], avec un résultat *a priori* meilleur que les estimations basées sur des relations statistiques type surface/épaisseur ou surface/volume. L'utilisation d'un modèle numérique de terrain, combiné au contour du glacier, a permis de quantifier les épaisseurs, non plus moyennées sur le glacier, mais en tout point de celui-ci. S'agissant des glaciers de montagne (on n'abordera pas ici les études faites au niveau des calottes), bien que ce type d'approche ait été utilisé dès les années 1980 à l'échelle d'un site documenté [[Driedger and Kennard, 1986](#)], l'avènement des modèles numériques de terrain globaux (ASTERGDEM, SRTM) et d'inventaires régionaux ou globaux du contour des glaciers (e.g. RGI) a engendré un regain d'intérêt récent pour le développement de ce type d'approche [e.g. [Huss et al., 2008](#) ; [Clarke et al., 2009](#) ; [Farinotti et al., 2009](#) ; [Li et al., 2012](#) ; [Huss and Farinotti, 2012](#) ; [Linsbauer et al., 2012](#) ; [Frey et al., 2014](#)]. Ces méthodes varient dans leur mise en pratique : utilisation de réseaux de neurones artificiels [[Clarke et al., 2009](#)] ; principes de conservation de la masse et d'écoulement de glace : inversion de la loi de Glen [[Glen, 1955](#) ; [Huss et al., 2008](#) ; [Farinotti et al., 2009](#) ; [Huss and Farinotti, 2012](#)] avec prise en compte des contraintes latérales sur l'écoulement [[Li et al., 2012](#)] ; méthode intermédiaire aux deux précédentes [[Linsbauer et al., 2009](#) ; [Paul and Linsbauer, 2012](#) ; [Linsbauer et al., 2012](#)].

L'approche de [Clarke et al. \[2009\]](#) s'avère peu appropriée pour les petits glaciers de montagne dans la mesure où les auteurs estiment l'incertitude sur les épaisseurs de glace à ± 70 m. Les autres approches [[Farinotti et al., 2009](#) ; [Li et al., 2012](#) ; [Huss and Farinotti, 2012](#) ; [Linsbauer et al., 2012](#)] sont plus adéquates, même si elles nécessitent une paramétrisation, plus ou moins détaillée suivant les approches, ainsi que des hypothèses sur les processus physiques impliqués (e.g. gradient de bilan de masse en surface avec ou sans facteur de continentalité, facteur de forme dans le calcul de la contrainte de cisaillement basale, vitesse de glissement basal). En conséquence, ces approches doivent être calées pour chaque glacier en comparant les résultats obtenus avec des mesures faites à partir de profils RADAR ou sismiques afin d'améliorer la cohérence des résultats.

Un autre type d'approche est basé sur l'inversion des vitesses d'écoulement en surface du glacier [[Gantayat et al., 2014](#)]. L'épaisseur du glacier est estimée en utilisant l'équation d'un flux laminaire [[Cuffey et Paterson, 2010](#)] reliant la vitesse en surface à la vitesse à la base du glacier, l'épaisseur de glace, l'exposant de la loi de Glen, la contrainte de cisaillement basale et un paramètre de fluage. Avec ce type d'approche, des hypothèses doivent également être faites pour certains processus non connus comme la vitesse à la base. En outre, [Gantayat et al. \[2014\]](#) utilisent des images satellites optiques (Landsat) et une méthode de corrélation de pixels pour quantifier des champs de vitesses en surface spatialisés à l'échelle du glacier [e.g. [Scambos et al., 1992](#) ; [Kääb, 2002](#) ; [Berthier et al., 2005](#)]. Cependant, ces méthodes ne sont pas exemptes de limitations, d'une part car les

données satellites exploitables sont peu nombreuses pour obtenir des champs spatialisés pour l'ensemble du glacier (nombre d'acquisitions limité par la fréquence d'acquisition trop faible, images non exploitables à cause de la nébulosité), d'autre part car la résolution spatiale est trop faible pour travailler sur des glaciers de montagne de taille réduite dans le cas des capteurs à haute fréquence temporelle d'acquisition (e.g. MODIS).

A titre d'exemple, la **figure 4.3** illustre les résultats obtenus pour le Massif du Mont-Blanc à partir d'images Landsat 8 en utilisant la bande panchromatique à 15 m de résolution spatiale. En dépit du nombre important d'images disponibles pour l'année 2013-14, les vitesses n'ont pu être quantifiées pour certaines portions des glaciers (surtout en zone d'accumulation où la méthode de corrélation est moins efficace par manque de contraste).

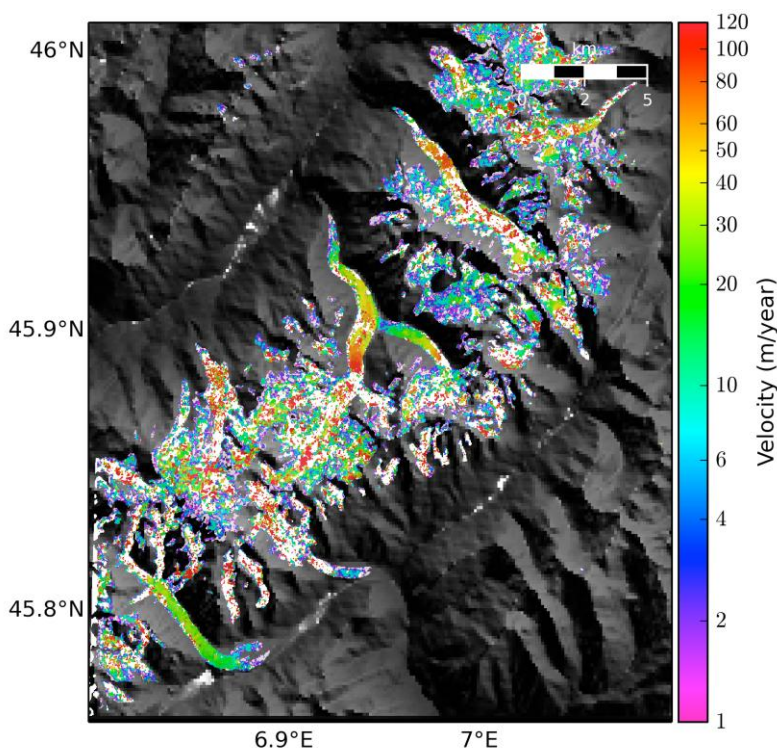


Figure 4.3. Champs de vitesses moyennes annuelles (année 2013/2014) pour le massif du Mont-Blanc, quantifiés à partir d'images Landsat 8 (bande panchromatique à 15 m) par corrélation croisée. Figure extraite de Jauvin [2014].

Pour affiner ces résultats, une perspective intéressante est offerte par le projet Venùs (<http://smc.cnes.fr/VENUS/Fr/index.htm>). Ce satellite franco-israélien sera lancé début 2016. Pendant 30 mois, des images seront acquises en mode pluri-spectral (12 bandes entre 420 et 910 nm à 5,3 m de résolution au nadir) tous les deux jours sur une centaine de sites dans le monde. Ainsi, en combinant une résolution spatiale élevée et un temps de revisite court, Venùs s'avère être un outil idéal pour quantifier les champs de vitesse en surface des glaciers, y compris à l'échelle saisonnière. Fin janvier 2015, j'ai participé, avec un consortium de collègues français, à une proposition de projet de recherche comportant 5 sites (Alpes françaises, Himalaya, Nouvelle Zélande, Terre Adélie – Antarctique) en vue d'être sélectionnés parmi la centaine de sites dans le monde. Dans ce projet multidisciplinaire (incluant études de la végétation, du manteau neigeux et des glaciers), je porte la partie concernant la quantification des champs de vitesse en surface des glaciers.

4.2.3. Combiner l'ensemble des données

Dans le cadre de l'axe de recherche 3.1 « Evolutions actuelles et futures des surfaces et volumes des glaciers du Massif du Mont-Blanc » du projet VIP_Mont-Blanc, une première étape consiste à développer l'approche présentée par Huss et Farinotti [2012] pour estimer les épaisseurs de glace sur l'ensemble de la surface d'un glacier.

Nous avons vu dans la partie 4.2.1 (Fig. 4.1 et 4.2) que les résultats obtenus avec cette approche peuvent différer de manière substantielle avec les mesures RADAR faites sur le terrain. Ceci étant, nous avons également mentionné certains des facteurs limitant de cette approche, en partie liés à la volonté des auteurs de développer une approche globale et donc non nécessairement adaptée pour un glacier en particulier, ou un massif montagneux donné. Parmi ces facteurs rappelons notamment : l'utilisation d'un MNT global, d'un inventaire du contour des glaciers peu précis ou encore d'une relation bilan/altitude établie à l'échelle régionale.

Dans le cadre du projet sur le Massif du Mont-Blanc, notre objectif n'est pas d'estimer les volumes de glace de manière globale, mais d'estimer les épaisseurs de glace avec la meilleure adéquation possible vis-à-vis des mesures de terrain, là où elles sont disponibles. Ainsi, les pistes d'amélioration de l'approche de Huss et Farinotti [2012] consistent à :

- Utiliser un MNT de haute résolution. Nous disposons de plusieurs MNTs récents couvrant l'ensemble du Massif du Mont-Blanc : MNT photogrammétrique de 2008, MNT SPOT5 de 2003 et 2011, MNT Pléiades de 2013 et un MNT LiDAR qui sera acquis en septembre 2015 dans le cadre du projet ISOTHERM que je coordonne (cf. Annexe 2). Ces différents MNTs seront testés pour quantifier la sensibilité de la méthode à la précision du MNT.
- Utiliser un inventaire du contour des glaciers précis et concomitant au MNT.
- Utiliser une relation bilan/altitude calée sur les mesures *in situ* réalisées sur plusieurs glaciers du Massif du Mont-Blanc dans le cadre de GLACIOCLIM (*i.e.* les glaciers d'Argentière, des Améthystes, de Talèfre, de Leschaux et du complexe Mer de Glace – Tacul – Géant).
- Utiliser les vitesses d'écoulement en surface issues des mesures de terrain et du travail réalisé à partir des images Landsat (Fig. 4.3) afin d'améliorer la quantification des flux de glace.
- Ajuster le paramètre de forme dans le calcul de la contrainte de cisaillement basal, ainsi que le paramètre de glissement basal dans le calcul du flux de glace à partir des mesures d'épaisseur *in situ*.

Ce travail sera fait en collaboration avec Christian Vincent, et avec la participation d'un ingénieur d'étude embauché dans le cadre du projet pour développer le code numérique.

Même si l'on s'intéresse ici aux glaciers de montagne, il convient de souligner que l'estimation des épaisseurs de glace est également un enjeu majeur au niveau des calottes

polaires. Cet enjeu constitue l'un des objectifs de recherche de l'équipe GLACE du LGGE et notamment des collègues de cette équipe travaillant au développement du code aux éléments finis Elmer/Ice (notamment Fabien Gillet-Chaulet, Olivier Gagliardini et Vincent Peyaud). Elmer/Ice est un modèle résolvant les équations de Stokes sans approximations qui permet de calculer les champs de vitesse et pression en chaque point d'un maillage 3D représentant un glacier (<http://elmerice.elmerfem.org/>). Une méthode d'inversion/optimisation des vitesses d'écoulement et du bilan de masse observés en surface a été récemment implémentée dans Elmer/Ice de manière à estimer les épaisseurs de glace en se basant sur le principe de conservation de la masse. Cette méthode a été testée au niveau des calottes [Morlighem *et al.*, 2014], et pourra être testée sur des glaciers de montagne pour lesquels on dispose des données nécessaires. A cet égard, la Mer de Glace constitue un candidat idéal dans la mesure où on dispose de champs de vitesse spatialisés sur l'ensemble de la langue du glacier (*cf.* Fig. 4.3), de MNTs photogrammétriques à haute résolution, de données de bilan de masse et de profils transversaux d'épaisseurs pour valider/optimiser les estimations. Cette approche constitue une première étape, dans la mesure où elle ne prend pas en compte la mécanique de l'écoulement de la glace ; *i.e.* les vitesses optimisées ne sont pas forcément solutions des équations de Stokes. Cependant, une approche permettant de coupler conservation de la masse et mécanique (incluant notamment la viscosité et le glissement) est actuellement en développement dans le cadre de la thèse de doctorat de Cyrille Mosbeux (équipe GLACE). Cette méthode plus complète pourra également être testée sur la Mer de Glace. Ces tests seront faits en collaboration avec les collègues de l'équipe GLACE cités ci-dessus.

Ainsi, en appliquant différentes méthodes indépendantes : celle basée sur l'approche de Huss et Farinotti [2012] et celles développées par les collègues du groupe Elmer/Ice, il sera intéressant de comparer les résultats obtenus de manière à mieux estimer les erreurs associées à chacune des méthodes.

4.3. Simulation du bilan de masse

Dans les simulations de l'évolution future des glaciers, le forçage climatique influant sur les glaciers est pris en compte *via* la modélisation du bilan de masse glaciaire. Les méthodes utilisées pour estimer les bilans de masse futurs vont de la sensibilité du bilan de masse ou de l'altitude de la ligne d'équilibre à la température [e.g. Vincent *et al.*, 2014 ; Réveillet *et al.*, 2015], à la modélisation distribuée du bilan de masse, *via* une approche empirique ou un modèle de bilan d'énergie complet, forcée par des scénarios d'évolution du climat [e.g. Le Meur *et al.*, 2007 ; Huss *et al.*, 2010 ; Juvet *et al.*, 2011]. Pour la simulation du bilan de masse, les deux termes du bilan, l'accumulation et l'ablation, doivent être considérés.

4.3.1. Simulation de l'ablation

Plusieurs types de modèles ont été développés pour simuler l'ablation, depuis les approches empiriques, type degrés-jour, jusqu'aux approches physiques qui considèrent l'ensemble des flux d'énergie à la surface du glacier. L'approche degrés-jour [e.g. Braithwaite, 1995 ; Hock, 1999] utilise uniquement la température pour représenter la fonte, laquelle est calculée à partir de la somme des degrés positifs (supérieurs à une valeur seuil) au cours d'une journée et d'un facteur de fonte, différent pour la neige et la glace, ajusté à partir d'observations. Cependant, ce type d'approche ne permet pas de bien représenter la variabilité de la fonte à l'échelle de l'ensemble du glacier dans la mesure où l'influence de la topographie, notamment sur le rayonnement solaire, n'est pas prise en compte [Hock, 1999]. De ce fait, d'autres approches ont été développées pour intégrer d'autres variables comme l'insolation potentielle directe, le rayonnement incident de courte longueur d'onde ou encore l'albédo. Ces approches, dites *Enhanced Temperature Index (ETI) models*, montrent des performances bien supérieures aux approches degrés-jour pour simuler la fonte [e.g. Hock, 1999 ; Pellicciotti *et al.*, 2005 ; Vincent and Six, 2013 ; Gabbi *et al.*, 2014]. Cependant, les paramètres des relations empiriques : fonte vs. température et fonte vs. insolation, doivent être ajustés sur des observations, et des questions perdurent quant à : (1) l'utilisation de paramètres ajustés sur un glacier donné pour simuler la fonte d'un autre glacier ; (2) l'utilisation de ces paramètres en dehors de la période de calage ; et (3) le fait que plusieurs paires de paramètres du modèle aboutissent à des performances similaires. Vincent et Six [2013] précisent à ce propos que dans la mesure où la radiation solaire et la température varient l'une et l'autre à la fois dans l'espace et le temps, déterminer les paramètres de l'approche ETI requiert de grandes quantités de mesures d'ablation couvrant de longues périodes ainsi que des conditions météorologiques, des valeurs d'albédo de la surface et des contextes morfo-topographiques variés.

Les modèles de bilan d'énergie sont basés sur le calcul des flux d'énergie en surface du glacier. Différentes approches utilisant un nombre de variables météorologiques plus ou moins important ont été développées [e.g. Wagnon *et al.*, 1999 ; Mölg and Hardy, 2004 ; Hock and Holmgren 2005 ; Gerbaux *et al.*, 2005 ; Lejeune *et al.*, 2007 ; Lejeune, 2009 ; Dumont *et al.*, 2012 ; Sicart *et al.*, 2011 ; Gurgiser *et al.*, 2013a, b]. Ces modèles, à base physique, permettent de calculer des taux de fonte avec une bonne précision quand les variables météorologiques utilisées en entrée sont issues de mesures météorologiques *in situ*. Ainsi, ils s'avèrent très performants ponctuellement, mais cette performance diminue quand ils sont forcés par des données provenant de stations météorologiques éloignées du glacier, ou quand ils sont utilisés de manière distribuée sur l'ensemble du glacier et qu'il est alors nécessaire d'extrapoler spatialement l'ensemble des variables météorologiques. De ce fait, savoir si ce type de modèle reste la meilleure approche pour simuler l'évolution de l'ablation à l'échelle du glacier et sur le long terme, à partir de données météorologiques issues de réanalyses ou de scénarios climatiques globaux ou régionaux, est questionnable. Dans une étude récente d'inter-comparaison des différentes approches, Gabbi *et al.* [2014] concluent que l'utilisation de modèles de bilan d'énergie forcés par des données météorologiques inadéquates (e.g. provenant de stations hors-glacier) peut conduire à des

estimations de fonte largement erronées. Ces auteurs ajoutent que les modèles ETI apportent une meilleure représentation de la variabilité spatiale et temporelle de la fonte, notamment sur de longues périodes de temps, et qu'ils s'avèrent donc plus adaptés pour estimer la fonte dans le cas de projections futures du bilan de masse, d'autant qu'ils utilisent un nombre plus restreint de variables que les modèles de bilan d'énergie.

4.3.2. Simulation de l'accumulation

La mesure des précipitations solides en zone de relief marqué n'est pas une chose aisée en raison de la forte variabilité spatiale de la topographie et des phénomènes de redistribution liés au vent principalement mais aussi aux avalanches. Ainsi, au-delà de la mesure, la modélisation des précipitations et de l'accumulation (quand on cherche à modéliser le bilan de masse) est un exercice complexe. En outre, contrairement aux multiples approches développées pour simuler l'ablation, l'attention portée à l'accumulation est moindre.

En général, l'accumulation sur le glacier est estimée à partir des précipitations mesurées à des stations météorologiques proches, des données de réanalyses ou des sorties de modèles climatiques régionaux, en utilisant un facteur de correction en fonction de l'altitude (ajusté *via* une comparaison avec des mesures *in situ*) et un seuil de température pour caractériser la phase des précipitations [e.g. Vincent *et al.*, 1997, 2007 ; Hock, 1999 ; Machguth *et al.*, 2006a, 2009 ; Rabatel *et al.*, 2008]. Dans certains cas, lorsque les mesures d'accumulation à la surface du glacier sont suffisamment nombreuses, le facteur multiplicatif n'est pas seulement fonction de l'altitude, mais varie spatialement à la surface du glacier de manière à prendre en compte implicitement les processus liés au dépôt préférentiel ou à la redistribution [e.g. Vincent, 2002 ; Gerbaux *et al.*, 2005 ; Dumont, 2010]. Cette dernière approche est efficace pour un glacier bien documenté, mais n'est pas extrapolable à d'autres appareils glaciaires ne bénéficiant pas de mesures *in situ*. Enfin, les études les plus abouties cherchent à prendre en compte de manière explicite les paramètres morpho-topographiques et le vent qui sont à l'origine de l'hétérogénéité spatiale de l'accumulation [e.g. Winstral and Marks, 2002 ; Machguth *et al.*, 2006b ; Huss *et al.*, 2008 ; Dadic *et al.*, 2010 ; Sold *et al.*, 2013 ; Gascoïn *et al.*, 2013 ; Gabbi *et al.*, 2014]. Les variables couramment utilisées sont l'altitude, la pente et la courbure calculées à partir d'un MNT. Cependant, pour ajuster les relations entre ces variables et l'accumulation, il est nécessaire d'avoir un grand nombre de mesures *in situ*, et les études disposant de suffisamment de données sont peu nombreuses [e.g. Machguth *et al.*, 2006b ; Dadic *et al.*, 2010 ; Sold *et al.*, 2013]. Dans ces quelques cas, les auteurs tirent profit de campagnes de mesures intensives à la sonde à neige, combinées à des acquisitions RADAR et LiDAR (sol ou aéroporté).

4.3.3. Quels développements à venir ?

Dans le cadre de sa thèse de doctorat réalisée sur les glaciers alpins de GLACIOCLIM, Marion Réveillet (que j'encadre avec Christian Vincent et Delphine Six, *cf.* Annexe 2) utilise l'ensemble des données d'ablation et d'accumulation mesurées depuis 1995 sur sept glaciers des Alpes françaises pour étudier la sensibilité de ces variables aux paramètres climatiques et établir un modèle de bilan de masse robuste pour simuler l'évolution du bilan de masse à l'échelle du 21^{ème} siècle.

Concernant l'ablation, Marion a dans un premier temps développé une approche de type ETI, utilisant la température et l'insolation potentielle, différente de celles proposées par Hock [1999] ou Pellicciotti *et al.* [2005]. En effet, à la différence de l'approche de Hock où le facteur de fonte et le terme d'insolation potentielle sont additionnés avant de pondérer la variable température, et à la différence de l'approche de Pellicciotti *et al.* dans laquelle ce sont la radiation incidente de courte longueur d'onde et l'albédo qui sont utilisés ; dans l'approche développée par Marion, les termes de température et d'insolation potentielle (pondérés par des facteurs respectifs) sont additionnés pour calculer la fonte. En outre, les facteurs de pondération pour la température et pour l'insolation sont calculés en testant l'ensemble des couples possibles. Pour chaque couple, l'ablation simulée est comparée à l'ablation mesurée (pour les périodes en neige et pour les périodes en glace), et les couples optimisant le coefficient de détermination et minimisant la RMSE ont été sélectionnés. Cette approche établie dans le cadre du travail de Marion s'avère plus robuste et plus stable dans le temps que les approches de Hock et Pellicciotti *et al.* Un article est en cours d'écriture.

Concernant l'accumulation, Marion a utilisé l'ensemble des mesures disponibles (carottages et mesures à la sonde) sans parvenir, hormis pour l'altitude, à des relations statistiques significatives avec les variables morpho-topographiques (en plus de la pente et de la courbure, la distance à la crête et la distance à une pente supérieure à une valeur seuil ont été testées). Afin d'aller plus avant dans cette étude, des campagnes de mesures par LiDAR terrestre ont été mises en œuvre dans la zone d'accumulation de la Mer de Glace, au Col du Midi (*cf.* partie 1.3.2). En outre, dans le cadre du projet ISOTHERM (*cf.* partie 4.2.3 et Annexe 2), deux MNTs LiDAR seront acquis sur l'ensemble du Massif du Mont-Blanc : le premier en mai 2015, le second en septembre 2015. La différence entre ces deux MNTs, avec correction de la vitesse verticale de la glace et de la compaction du névé, permettra d'avoir une bonne estimation de l'accumulation de l'hiver 2014-2015 pour l'ensemble des glaciers du massif. Enfin, sur la base de l'ensemble de ces données, Marion travaille actuellement avec d'autres indices morpho-topographiques décrits plus récemment dans la littérature [e.g. Winstral and Marks, 2002 ; Revuelto *et al.*, 2014 et les références citées]. En effet, en plus des variables classiquement utilisés : l'altitude, la pente et la courbure, ces auteurs préconisent d'inclure d'autres variables ou indices dans des régressions statistiques multivariées pour améliorer la simulation de l'accumulation : le TPI (*Topographic position index*), la pente maximale au vent (Sx) et l'orientation :

- Le TPI fournit l'altitude relative d'une cellule par rapport l'altitude moyenne des cellules pour des distances radiales spécifiques qui varient en fonction du site.
- La pente maximale au vent (S_x) rend compte des effets d'abri topographique par rapport à la direction du vent. La distance optimale de recherche pour corrélérer S_x à l'accumulation est de l'ordre de 300 à 500 m.
- L'orientation. Bien que n'étant pas nécessairement corrélée à l'accumulation (au-delà de son lien avec la redistribution par le vent), cette variable est associée à la répartition inégale du rayonnement solaire, qui peut induire des taux de fonte plus ou moins importants selon l'orientation. Ce processus est d'autant plus important que l'on s'approche de la fin de la période d'accumulation (*i.e.* au printemps pour les glaciers alpins) et que des périodes de fonte peuvent se produire occasionnellement.

4.4. Vers une simulation de l'évolution future des glaciers de montagne

Au-delà de développer l'approche présentée par Huss et Farinotti [2012] pour estimer les épaisseurs de glace sur l'ensemble de la surface d'un glacier (*cf.* partie 4.2.3), l'axe de recherche 3.1 « Evolutions actuelles et futures des surfaces et volumes des glaciers du Massif du Mont-Blanc » du projet VIP_Mont-Blanc vise à simuler l'évolution future des glaciers du Massif du Mont-Blanc. Pour ce faire, l'approche développée par Huss *et al.* [2008], basée sur les travaux de Jóhannesson *et al.* [1989], et dite Δh -parameterization a été retenue. Cette approche prend en compte de façon implicite la dynamique d'écoulement du glacier. De plus, elle a été testée pour simuler l'évolution de la langue de la Mer de Glace dans les prochaines décennies [Vincent *et al.*, 2014].

Telle que présentée dans Huss *et al.* [2008, 2010], la Δh -parameterization décrit la distribution spatiale des changements d'altitude de la surface du glacier en fonction de l'altitude en réponse à un changement de bilan de masse. Pour un glacier à l'état d'équilibre, aucun changement temporel d'épaisseur ne peut être observé dans la mesure où les différences spatiales de bilan de masse de surface sont compensées par le transfert de masse assuré par l'écoulement du glacier. Pour un glacier qui n'est pas à l'équilibre, le bilan de masse et la dynamique du glacier conduisent à des changements de l'altitude de la surface du glacier qui diffèrent selon les endroits. La distribution des changements de l'altitude de la surface varient en fonction de la géométrie du glacier (surface, longueur, taille de la zone d'accumulation), du régime d'écoulement de la glace (e.g. avec ou sans glissement basal) et de la variabilité du bilan de masse. Ainsi, la Δh -parameterization varie d'un glacier à l'autre.

Pour établir cette paramétrisation pour un glacier donné, au moins deux MNTs de la surface du glacier sont nécessaires, séparés par un intervalle de temps suffisamment important pour que les différences observées soient supérieures aux incertitudes des MNTs.

La Δh -parameterization est déduite directement des changements observés de l'altitude de la surface du glacier (Δh) par tranche d'altitude (h) ; on obtient ainsi une fonction $\Delta h=f(h)$. Cette fonction est normalisée pour obtenir une fonction sans dimension qui puisse être applicable dans une géométrie différente du glacier ; en abscisse par la gamme d'altitude couverte par le glacier $((h_{max}-h)/(h_{max}-h_{min}))$, où h_{max} et h_{min} sont les altitudes maximale et minimale du glacier), et en ordonnée par le changement d'altitude le plus important Δh_{max} ($\Delta h/\Delta h_{max}$).

En l'absence de MNTs pour un glacier donné, Huss *et al.* [2010] préconisent d'utiliser des paramétrisations établies à partir d'échantillons de glaciers documentés dans les Alpes suisses, répartis par classe de taille (3 classes de taille : $> 20 \text{ km}^2$, compris entre 5 et 20 km^2 , $< 5 \text{ km}^2$). Cependant, Vincent *et al.* [2014] montrent qu'une telle pratique n'est pas raisonnable dans la mesure où la dispersion entre les courbes normalisées des différents glaciers excède largement 10% (y compris au sein d'une même classe de taille), ce qui peut se traduire par des incertitudes très grandes dans les simulations de l'évolution future des glaciers étudiés. Ainsi, ces auteurs recommandent de calculer la Δh -parameterization individuellement pour chaque glacier.

Dans le cadre du projet VIP_Mont-Blanc, cette paramétrisation sera donc calculée pour chacun des glaciers du massif. Pour cela, un MNT de l'ensemble du massif a été réalisé à partir de photographies aériennes de 1952 dans le cadre d'un projet financé en 2014 par le LabEx OSUG@2020 (cf. Annexe 2, projet LabEx AO4-Recherche_2014). Ce MNT sera comparé aux autres MNTs couvrant l'ensemble du massif : MNTs photogrammétriques de l'Institut Géographique National de 1979 et 2008, MNTs SPOT5 de 2003 et 2011, MNT Pléiades de 2013. Cette comparaison de MNTs multi-temporels permettra de s'assurer de la stabilité de la paramétrisation en considérant différentes périodes de temps, tel que recommandé par Vincent *et al.* [2014].

En résumé, pour aboutir à la simulation de l'évolution des glaciers dans le Massif du Mont-Blanc au cours du prochain siècle, le travail se basera sur :

- La quantification des épaisseurs de glace pour l'ensemble des glaciers du massif, développée sur la base de l'approche de Huss et Farinotti [2012] (cf. partie 4.2).
- La simulation des bilans de masse annuels pour le siècle prochain établie à partir du modèle de bilan de masse développé dans le cadre de la thèse de doctorat de Marion Réveillet (cf. partie 4.3).
- La mise à jour annuelle de l'altitude de la surface des glaciers et de leur contour sur la base des épaisseurs de glace quantifiées et de la Δh -parameterization ajustée pour chaque glacier.

In fine, lorsque cette approche aura été bien établie à l'échelle du Massif du Mont-Blanc, nous pourrons envisager de la transposer dans d'autres massifs où les données nécessaires seront disponibles. Ce pourra notamment être le cas en Cordillère Royale en Bolivie ou encore sur certains des volcans englacés d'Equateur. Pour ces régions, nous disposons également des données nécessaires pour affiner les estimations des épaisseurs de glace et la

mise en place de la Δh -parameterization ajustée pour chaque glacier de la zone considérée : MNTs photogrammétriques ou Pléiades pour plusieurs dates au cours des dernières décennies, contour de glaciers sur la base de mesures topographiques ou de photographies aériennes, profils RADAR sur certains glaciers. Ainsi, transposer l'approche établie sur le Massif du Mont-Blanc aux glaciers des Andes tropicales sera fait en collaboration avec les principaux partenaires de GLACIOCLIM en Bolivie et en Equateur (e.g. Alvaro Soruco, Bolivar Caceres, Luis Maisincho) et avec Ruben Bastantes qui, je l'espère, pourra trouver une position dans un organisme équatorien à l'issue de sa thèse. S'agissant de la simulation des bilans de masse pour les glaciers tropicaux, les approches de type degré-jour et ETI étant moins adaptées [Sicart *et al.*, 2008] que pour les glaciers tempérés, nous envisagerons d'utiliser un modèle de bilan d'énergie distribué [Sicart *et al.*, 2011], ce travail sera réalisé en collaboration avec Jean-Emmanuel Sicart.

Conclusions

Dans ce document, j'ai présenté les activités d'observation et de recherche que j'ai menées depuis mon recrutement au sein du Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement dans le cadre du service d'observation GLACIOCLIM auquel je suis rattaché et de l'équipe CHyC (Cryosphère, Hydrologie et Climat de montagne) à laquelle j'étais intégré. Comme indiqué en introduction, mon statut de Physicien-Adjoint du CNAP est assujéti à trois missions : l'observation, la recherche et la diffusion des savoirs. Mes activités d'observation et de recherche sont étroitement liées et j'ai taché, autant que possible, de faire ressortir ce lien dans l'organisation et les éléments présentés dans ce document.

L'année 2015 est une année importante pour GLACIOCLIM puisqu'elle correspond à une année de renouvellement de notre double label : le label « Service d'Observation » (SO) de l'INSU-CNRS et le label « Système d'Observation et d'Expérimentation, sur le long terme, pour la Recherche en Environnement » (SOERE) de l'Alliance nationale de recherche pour l'Environnement (AllEnvi, Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche). Il est nécessaire d'aborder ces demandes de renouvellement en ayant à l'esprit les évolutions actuelles et à venir du contexte national, européen et international en termes de structuration des dispositifs d'observation.

- A l'échelle nationale, compte tenu des difficultés actuelles en termes de moyens et de personnels, GLACIOCLIM doit garder une cohérence forte autour de sa spécificité : l'observation des glaciers, tout en tachant de rassembler l'ensemble des acteurs nationaux au-delà du périmètre grenoblois pour afficher clairement les interactions qui, si elles existent déjà, ne sont pas formalisées. La qualité des liens avec nos partenaires des pays du Sud devra être maintenue afin de faire perdurer une collaboration pluri-décennale tout en assurant un transfert de compétences. Ceci se fera notamment dans le cadre du LMI Great-Ice qui sera également en phase de renouvellement en 2015.
- A l'échelle internationale, le GTN-G et le GCW constituent les acteurs de la structuration des observations de la cryosphère en général et des glaciers en particulier. GLACIOCLIM est partie prenante de ces organes internationaux à différents niveaux (e.g. contributeur des bases de données du WGMS et de GLIMS, membre du réseau CryoNet du GCW) et devra continuer à s'y investir.
- A l'échelle intermédiaire : européenne, les institutions impliquées dans l'observation des glaciers sont nombreuses au sein des pays de l'arc alpin et au-delà ; et si les acteurs de

l'observation de l'atmosphère, des océans, de l'hydrologie ou encore de la Terre interne amorcent, où ont amorcé, une structuration à l'échelle des infrastructures de recherche européennes, le pas reste à franchir au niveau de la cryosphère. Une première étape pourrait être la mise en place d'une « Design Study », afin de rassembler un *consortium* de partenaires européens, définir les termes d'une collaboration transnationale au niveau des méthodes, de l'instrumentation, de la mise à disposition des données, etc... Cette première étape devrait nécessairement s'appuyer sur la longue expérience et l'expertise du WGMS ; et GLACIOCLIM serait le représentant français.

L'année 2015, marque également le début d'un nouveau quinquennat au niveau du fonctionnement des laboratoires LGGE et LTHE. Les nouvelles équipes définies dans le cadre de la prospective des laboratoires faite en 2014 sont entrées en fonction au 1^{er} janvier 2015. Ainsi, l'équipe CYME (Cryosphère et hYdrologie de MontagnE) fait suite de l'équipe CHyC, et j'assure avec Yves Arnaud (CR IRD, LTHE) la coordination scientifique et administrative de cette équipe qui regroupe 11 chercheurs/enseignants-chercheurs permanents. La problématique de travail portée par l'équipe pour les cinq ans à venir s'inscrit dans les deux questions scientifiques suivantes :

- Quels processus expliquent les dynamiques de la cryosphère et la formation des écoulements d'eau dans les bassins versants partiellement englacés et/ou avec des couverts neigeux saisonniers ?
- Comment la disponibilité en eau et les aléas glaciaires et hydrologiques des zones de montagne sont-ils affectés par les changements climatiques, anthropiques et ceux de la cryosphère ?

Cette problématique sera abordée *via* quatre axes de recherche traitant de :

- La variabilité spatio-temporelle des forçages atmosphériques en zone de fort relief.
- L'évolution des glaciers et la dynamique du manteau neigeux en lien avec le climat.
- L'évolution des bilans hydrologiques en lien avec la cryosphère et le climat.
- Aléas glaciaires et hydrométéorologiques dans les bassins versants de montagne.

Mes activités de recherche s'inscrivent majoritairement dans l'axe 2, mais contribuent également aux autres axes. En outre, le SO/SOERE GLACIOCLIM constitue le cœur du dispositif de mesures (*in situ* et par télédétection) de l'équipe, et la très grande majorité des chantiers et projets de l'équipe s'appuie sur GLACIOCLIM.

Enfin, un processus de regroupement entre le LGGE et le LTHE est en cours et devrait être effectif dans le courant du prochain quinquennat, *a priori* à partir de 2017. Comme les autres responsables d'équipe des deux unités, mon implication dans ce processus est, et devra, être importante afin que celui-ci se fasse dans les meilleures conditions possibles.

Références bibliographiques

- Ames, A. and B. Francou. 1995. Cordillera Blanca, Glaciares en la historia. *Bull. Inst. fr. étud. andin.*, 24, 37-64.
- Ames, A. and S. Hastenrath. 1996 Diagnosing the imbalance of Glaciar Santa Rosa, Peru. *J. Glaciol.*, 42, 212-218.
- Arendt, A., T. Bolch, J.G. Cogley, A. Gardner, J.-O. Hagen, R. Hock, G. Kaser, W.T. Pfeffer, G. Moholdt, F. Paul, V. Radic, L. Andreassen, S. Bajracharya, M. Beedle, E. Berthier, R. Bhambri, A. Bliss, I. Brown, E. Burgess, D. Burgess, F. Cawkwell, T. Chinn, I. Copland, B. Davies, H. de Angelis, E. Dolgova, K. Filbert, R. Forester, A. Fountain, H. Frey, B. Giffen, N. Glasser, S. Gurney, W. Hagg, D. Hall, U.K. Haritashya, G. Hartmann, C. Helm, S. Herreid, I. Howat, G. Kapustin, T. Khromova, C. Kienholz, M. Koenig, J. Kohler, D. Kriegel, S., Kutuzov, I. Lavrentiev, R. Le Bris, J. Lund, W. Manley, C. Mayer, E. Miles, X. Li, B. Menounos, A. Mercer, N. Moelg, P. Mool, G. Nosenko, A. Negrete, C., Nuth, R. Pettersson, A. Racoviteanu, R. Ranzi, P. Rastner, F. Rau, J. Rich, H. Rott, C. Schneider, Y. Seliverstov, M. Sharp, O. Sigurðsson, C. Stokes, R. Wheate, S. Winsvold, G. Wolken, F. Wyatt and N. Zheltyhina. 2012. *Randolph Glacier Inventory [v2.0]: A dataset of global glacier outlines*. Global Land Ice Measurements from Space, Boulder Colorado, USA, Digital Media, <http://www.glims.org/RGI/randolph.html>
- Arfi, T. 2014. *Modélisation hydrologique nivo-glaciaire des Arveyrans de la Mer de Glace et d'Argentièrre*. Mémoire de Master. Université Joseph Fourier – Grenoble 1, France, 68 p.
- Auer, I., R. Böhm, A. Jurkovic, W. Lipa, A. Orlik, R. Potzmann, W. Schöner, M. Ungersbock, C. Matulla, K. Briffa, P.D. Jones, D. Efthymiadis, M. Brunetti, T. Nanni, M. Maugeri, L. Mercalli, O. Mestre, J.-M. Moisselin, M. Begert, G. Muller-Westermeier, V. Kveton, O. Bochnicek, P. Stastny, M. Lapin, S. Szalai, T. Szentimrey, T. Cegnar, M. Dolinar, M. Gajic-Capka, K. Zaninovic, Z. Majstorovic and E. Nieplova. 2007. HISTALP - historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region. *Int. J. Clim.*, 27(1), 17–46. doi:10.1002/joc.1377
- Basantes, R. 2010. *Análisis espacio-temporal de comportamiento geométrico de los glaciares del Volcán Antisana y su relación con la variabilidad climática*. Mémoire de Master. EPN-Quito, Université de Nice, France, 71 p.
- Basantes Serrano R., A. Rabatel, B. Francou, C. Vincent, B. Cáceres, R. Galarraga, L. Maisincho and D. Alvarez. Assessing glaciological mass balance series on the basis of geodetic mass balance on the Glaciar Antisana 15a, Ecuador (1995-2012). *Ann. Glaciol.*, en revision.

- Berthier, E., Y. Arnaud, D. Baratoux, C. Vincent and F. Rémy. 2004. Recent rapid thinning of the “Mer de Glace” glacier derived from satellite optical images. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L17401. doi: 10.1029/2004GL020706
- Berthier, E., H. Vadon, D. Baratoux, Y. Arnaud, C. Vincent, K.L. Feigl, F. Rémy and B. Legrésy. 2005. Surface motion of mountain glaciers derived from satellite optical imagery. *Remote Sens. Environ.*, 95(1), 14-28. doi: 10.1016/j.rse.2004.11.005
- Berthier, E., Y. Arnaud, R. Kumar, S. Ahmad, P. Wagnon and P. Chevallier. 2007. Remote sensing estimates of glacier mass balances in the Himachal Pradesh (Western Himalaya, India). *Remote Sens. Environ.*, 108, 327-338. doi: 10.1016/j.rse.2006.11.017
- Berthier, E., E. Schiefer, G.K.C. Clarke, B. Menounos and F. Rémy. 2010. Contribution of Alaskan glaciers to sea-level rise derived from satellite imagery. *Nat. Geosci.*, 3(2), 92-95. doi : 10.1038/ngeo737.
- Berthier, E. and C. Vincent. 2012. Relative contribution of surface mass balance and ice-flux changes to the accelerated thinning of Mer de Glace, French Alps, over 1979-2008. *J. Glaciol.*, 58, 501-512. doi: 10.3189/2012JoG11J083
- Berthier, E., C. Vincent, E. Magnússon, Á.P. Gunnlaugsson, P. Pitte, E. Le Meur, M. Masiokas, L. Ruiz, F. Pálsson, J.M.C. Belart and P. Wagnon. 2014. Glacier topography and elevation changes derived from Pléiades sub-meter stereo images. *Cryosphere*, 8, 2275-2291. doi: 10.5194/tc-8-2275-2014
- Bindschadler, R. 1982. A numerical model of temperate glacier flow applied to the quiescent phase of a surge-type glacier. *J. Glaciol.*, 28(99), 239-265.
- Bindschadler, R. 1998. Monitoring ice sheet behavior from space. *Rev. Geophys.*, 36(1), 79-104.
- Böhm, R., P.D. Jones, J. Hiebl, D. Frank, M. Brunetti and M. Maugeri. 2009. The early instrumental warm-bias: a solution for long central European temperature series 1760-2007. *Climatic Change*, 101, 41-67. doi: 10.1007/s10584-009-9649-4
- Bradley, R.S., F.T. Keimig, H.F. Diaz and D.R. Hardy. 2009. Recent changes in freezing level heights in the Tropics with implications for the deglaciation of high mountain regions. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L17701. doi: 10.1029/2009GL037712
- Braithwaite, R.J. 1984. Can the mass balance of a glacier be estimated from its equilibrium-line altitude? *J. Glaciol.*, 30(106), 364-368.
- Braithwaite, R.J. 1995. Positive degree-day factors for ablation on the Greenland ice sheet studied by energy-balance modelling. *J. Glaciol.*, 41(137), 153-160.
- Brecher, H.H. and L.G. Thompson. 1993. Measurement of the retreat of Qori Kalis glacier in the tropical Andes of Peru by terrestrial photogrammetry. *Photogramm. Eng. Rem. Sens.*, 59, 1017-1022.
- Broggi, J.A. 1945. La desglaciación actual de los Andes del Peru. *Bol. Mus. Hist. Nat. “Javier Prado”*, 9, 222-248.
- Brun, F., M. Dumont, P. Wagnon, E. Berthier, M.F. Azam, J.M. Shea, P. Sirguey, A. Rabatel and A. Ramanathan. 2015. Seasonal changes in surface albedo of Himalayan glaciers from MODIS data and links with the annual mass balance. *Cryosphere*, sous presse.

- Caballero, Y. 2001. *Modélisation des écoulements d'origine pluvio-nivo-glaciaire en contexte de haute montagne tropicale*. Thèse de Doctorat. Université Montpellier II. 201 pp.
- Caballero, Y., P. Chevallier, R. Gallaire and R. Pillco. 2004. Flow modelling in a high mountain valley equipped with hydropower plants: Rio Zongo Valley, Cordillera Real, Bolivia. *Hydrol. Process.*, 18, 939-957. doi: 10.1002/hyp.1339
- Caceres, B. 2010. *Actualizacion del inventario de tres casquetes glaciares del Ecuador*. Mémoire de Master. EPN-Quito, Université de Nice, France, 84 p.
- Carlson, B., D. Georges, A. Rabatel, C. Randin, J. Renaud, A. Delestrade, N. Zimmermann, P. Choler and W. Thuiller. 2014. Accounting for treeline shift, glacier retreat and primary succession in mountain plant distribution models. *Div. Distrib.*, 20 (12), 1379-1391. doi: 10.1111/ddi.12238.
- Cauvy-Fraunié, S., T. Condom, A. Rabatel, M. Villacis, D. Jacobsen and O. Dangles. 2013. 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
- Ceballos, J.L., C. Euscategui, J. Ramirez, M. Cañon, C. Huggel, W. Haeberli and H. Machguth. 2006. Fast shrinkage of tropical glaciers in Colombia. *Ann. Glaciol.*, 43, 194-201.
- Chepstow-Lusty, A., M.R. Frogley, B.S. Bauer, M.B. Bush and A. Tupayachi Herrera. 2003. A late Holocene record of arid events from the Cuzco region, Peru. *J. Quat. Sci.*, 18(6), 491-502.
- Clarke, G.K.C., E. Berthier, C.G. Schoof and A.H. Jarosch. 2009. Neural networks applied to estimating subglacial topography and glacier volume. *J. Clim.*, 22, 2146-2160, doi:10.1175/2008JCLI2572.1
- Cogley, J.G. 2012. The future of World's glaciers, Chapter 8. From Barry, R., Hock, R. and Polyakov, I., *The Future of the World's Glaciers*, in: *The Future of the World's Climate*, edited by: Henderson-Sellers, A. and McGuffie, K., Elsevier, Amsterdam, 197-222, 2012.
- Cogley, J.G., R. Hock, L.A. Rasmussen, A.A. Arendt, A. Bauder, R.J. Braithwaite, P. Jansson, G. Kaser, M. Möller, L. Nicholson and M. Zemp. 2011. *Glossary of Glacier Mass Balance and Related Terms*. IHP-VII Technical Documents in Hydrology No. 86, IACS Contribution No. 2, UNESCO-IHP, Paris.
- Collet, M. 2010. *Suivi spatio-temporel des calottes glaciaires de l'Antisana et du Cotopaxi (Equateur), Analyse par télédétection dans un contexte de changement climatique*. Mémoire de Master. Université de Rennes, France, 102 p.
- Cooley, D., P. Naveau, V. Jomelli, A. Rabatel and D. Grancher. 2006. A bayesian hierarchical extreme value model for lichenometry. *Environmetrics*, 17 (6), 555-574. doi: 10.1002/env.764
- Cusicanqui, D., A. Soruco, A. Rabatel and F. Anthelme. 2015. Mass balance of Zongo Glacier between 2006 and 2013 using the volumetric method from Pléiades high resolution images acquired over the Cordillera Real, Bolivia (16° S, 68° W). *Revista Boliviana de Fisica*. En revision.
- Cuffey, K.M. and W.S.B. Paterson. 2010. *The physics of glaciers*. 4 Edn., Academic Press Inc, Amsterdam.

- Dadic, R., R. Mott, M. Lehning and P. Burlando. 2010. Wind influence on snow depth distribution and accumulation over glaciers. *J. Geophys. Res.*, 115(F1), F01012. doi: 10.1029/2009JF001261
- Decaux, L. 2013. *Étude des relations entre le bilan de masse de surface annuel, l'altitude de la ligne d'équilibre et l'albédo minimal annuel moyen des glaciers alpins à partir d'images MODIS*. Mémoire de Master. Université Joseph Fourier – Grenoble 1, France, 85 p.
- Deديو, J.-P. and L. Reynaud. 1990. Télédétection appliquée au suivi des glaciers des Alpes françaises (années 1986, 1987 et 1988). *Houille Blanche*, 5, 355-358.
- Diaz, H.F., J.K. Eischeid, C. Duncan and R.S. Bradley. 2003. Variability of freezing levels, melting season indicators and snow cover for selected high elevation and continental regions in the last 50 years. *Climatic Change*, 59, 33-52.
- Driedger, C. and P. Kennard. 1986. Glacier volume estimation on Cascade volcanos: An analysis and comparison with other methods. *Ann. Glaciol.*, 8, 59-64.
- Dumont, M. 2010. *Détermination de l'albédo des surfaces enneigées par télédétection*. Thèse de Doctorat. Université Paris Est, France, 176 p.
- Dumont, M., O. Brissaud, G., Picard, B., Schmitt, J.-C. Gallet and Y. Arnaud. 2010. High-accuracy measurements of snow Bidirectional Reflectance Distribution Function at visible and NIR wavelengths – comparison with modeling results. *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 2507-2520. doi: 10.5194/acp-10-2507-2010
- Dumont, M., P. Sirguey, Y. Arnaud and D. Six. 2011. Monitoring spatial and temporal variations of surface albedo on Saint Sorlin Glacier (French Alps) using terrestrial photography. *Cryosphere*, 5, 759-771. doi: 10.5194/tc-5-759-2011
- Dumont, M., J. Gardelle, P. Sirguey, A. Guillot, D. Six, A. Rabatel and Y. Arnaud. 2012. Linking glacier annual mass balance and glacier albedo retrieved from MODIS data. *Cryosphere*, 6, 1527-1539. doi: 10.5194/tc-6-1527-2012
- Durand, Y., M. Laternser, G. Giraud, P. Etchevers, B., Lesaffre and L. Mérindol. 2009. Reanalysis of 44 yr of climate in the French Alps (1958-2002): methodology, model validation, climatology, and trends for air temperature and precipitation. *J. App. Meteorol. Climatol.*, 48(3), 429-449. doi: 10.1175/2008JAMC1808.1
- Farinotti, D., M. Huss, A. Bauder, M. Funk, and M. Truffer. 2009. A method to estimate the ice volume and ice-thickness distribution of alpine glaciers. *J. Glaciol.*, 55, 422-430.
- 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*. Thèse de Doctorat. Université Montpellier II, France, 248 p.
- Favier, V., P. Wagnon, J.-P. Chazarin, L. Maisinsho and A. Coudrain. 2004a. One-year measurements of surface heat budget on the ablation zone of Antizana glacier 15, Ecuadorian Andes. *J. Geophys. Res.*, 109, D18, D18105. doi: 10.1029/2003JD004359
- Favier, V., P. Wagnon and P. Ribstein. 2004b. Glaciers of the inner and outer tropics: a different behaviour but a common response to climatic forcing. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L16403. doi: 10.1029/2004GL020654

- Favier, V., A. Coudrain, E. Cadier, B. Francou, E. Ayabaca, L. Maisincho, E. Praderio, M. Villacis and P. Wagnon. 2008. Evidence of groundwater flow on Antizana ice-covered volcano, Ecuador. *Hydrolog. Sci. J.*, 53, 278-291.
- Favier, V., M. Falvey, A. Rabatel, E. Praderio and D. Lopez. 2009. Interpreting discrepancies between discharge and precipitation in high altitude area of Chile's Norte Chico region (26°S-32°S). *Water Res. Res.*, 45, W02424. doi: 10.1029/2008WR006802
- Fischer, A. 2009. Calculation of glacier volume from sparse ice-thickness data, applied to Schaufelferner, Austria. *J. Glaciol.*, 55, 453-460.
- Florez, A. 1991. La Sierra Nevada del Cocuy, Chita o Guican. *EPG-Geografía*, 1, 7-18.
- Francou, B. 1988. Eboulis stratifiés dans les Hautes Andes Centrales du Pérou. *Zeitschrift Geomorphol.*, 32 (1), 47-76.
- Francou, B. 2004. Andes del Ecuador: los glaciares en la época de los viajeros (siglos XVIII a XX). In: Deler, J.P., Mesclier, E. (Eds.), *Los Andes, el reto del espacio mundo andino homenaje a Olivier Dollfus*. IFEA-IEP, Lima, 137-152.
- Francou, B. et C. Vincent. 2007. *Les glaciers à l'épreuve du climat*. IRD, Belin, Paris, 274 p.
- Francou, B., P. Ribstein, R. Saravia and E. Tiriau. 1995. Monthly balance and water discharge of an inter-tropical glacier: Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16°S. *J. Glaciol.*, 41, 61-67.
- Francou, B., E. Ramirez, B. Caceres and J. Mendoza. 2000. Glacier evolution in the tropical Andes during the last decades of the 20th century: Chacaltaya, Bolivia and Antizana, Ecuador. *Ambio*, 29, 416-422.
- Francou, B., M. Vuille, P. Wagnon, J. Mendoza and J.-E. Sicart. 2003. Tropical climate change recorded by a glacier in the central Andes during the last decades of the twentieth century: Chacaltaya, Bolivia, 16°S. *J. Geophys. Res.*, 108, 4154. doi: 10.1029/2002JD002959
- Francou, B., M. Vuille, V. Favier and B. Caceres. 2004. New evidence for an ENSO impact on low-latitude glaciers: Antizana 15, Andes of Ecuador, 0°28S. *J. Geophys. Res.*, 109, D18106. doi: 10.1029/2003JD004484
- Francou, B. and B. Pouyaud. 2004. *Metodos de observacion de glaciares en los Andes tropicales, mediciones de campo y procesamiento de datos*. IRD, IHH, INAMHI, INRENA, SENAMHI, EMAAP-Q, INGEOMINAS, LGGE.
- Frey, H., F. Paul and T. Strozzi. 2012. Compilation of a glacier inventory for the western Himalayas from satellite data: methods, challenges, and results. *Remote Sens. Environ.*, 124, 832-843. doi: 10.1016/j.rse.2012.06.020
- Frey, H., H. Machguth, M. Huss, C. Huggel, S. Bajracharya, T. Bolch, A. Kulkarni, A. Linsbauer, N. Salzmann and M. Stoffel. 2014. Estimating the volume of glaciers in the Himalayan–Karakoram region using different methods. *Cryosphere*, 8, 2313-2333. doi: 10.5194/tc-8-2313-2014
- Gabbi, J., M. Carenzo, F. Pellicciotti, A. Bauder and M. Funk. 2014. A comparison of empirical and physically based glacier surface melt models for long-term simulations of glacier response. *J. Glaciol.*, 60(224), 1140-1154. doi: 10.3189/2014JoG14J011

- Gallegos, E. 2014. *Variaciones temporal y espacial de la cobertura nivo-glaciar del Nevado Cayambe usando fotografías aéreas*. Mémoire d'ingénieur. EPN-Quito, Equateur, 173 p.
- Gantayat, P., A.V. Kulkarni and J. Srinivasan. 2014. Estimation of ice thickness using surface velocities and slope: case study at Gangotri Glacier, India. *J. Glaciol.*, 60(220), 277-282. doi: 10.3189/2014JoG13J078
- Gardelle, J., E. Berthier and Y. Arnaud. 2012. Slight mass gain of Karakoram glaciers in the early twenty-first century. *Nat. Geosci.*, 5, 322-325. doi: 10.1038/NGEO1450
- Gardelle, J., E. Berthier, Y. Arnaud and A. Kääh. 2013. Region-wide glacier mass balances over the Pamir-Karakoram-Himalaya during 1999-2011. *Cryosphere*, 7, 1263-1286. doi: 10.5194/tc-7-1263-2013
- Gardent, M., A. Rabatel, J.-P. Dedieu and P. Deline. 2014. Multitemporal glacier inventory of the French Alps from the late 1960s to the late 2000s. *Glob. Planet. Chang.*, 120, 24-37. doi: 10.1016/j.gloplacha.2014.05.004
- Gardner, A., G. Moholdt, A. Arendt and B. Wouters. 2012. Accelerated contributions of Canada's Baffin and Bylot Island glaciers to sea level rise over the past half century. *Cryosphere*, 6, 1103-1125. doi: 10.5194/tc-6-1103-2012
- Gardner, A., G. Moholdt, J.G. Cogley, B. Wouters, A.A. Arendt, J. Wahr, E. Berthier, R. Hock, W.T. Pfeffer, G. Kaser, S.R.M. Ligtenberg, T. Bolch, M.J. Sharp, J.O. Hagen, M.R. van den Broeke and Paul, F. 2013. A reconciled estimate of glacier contributions to sea level rise: 2003 to 2009. *Science*, 340, 852-857. doi: 10.1126/science.1234532
- Gascoïn, S., C. Kinnard, R. Ponce, S. Lhermitte, S. MacDonell and A. Rabatel. 2011. Glacier contribution to streamflow in two headwaters of the Huasco River, Dry Andes of Chile. *Cryosphere*, 5, 1099-1113. doi: 10.5194/tc-5-1099-2011
- Gascoïn, S., S. Lhermitte, C. Kinnard, K. Bortels and G.E. Liston. 2013. Wind effects on snow cover in Pascua-Lama, Dry Andes of Chile. *Adv Water Resour.*, 55, 25-39. doi: 10.1016/j.advwatres.2012.11.013
- Georges, C. 2004. The 20th century glacier fluctuations in the tropical Cordillera Blanca, Peru. *Arct. Antarct. Alp. Res.*, 36, 100-107.
- Gerbaux, M., C. Genthon, P. Etchevers, C. Vincent and J.-P. Dedieu. 2005. Surface mass balance of glaciers in the French Alps: distributed modeling and sensitivity to climate change. *J. Glaciol.*, 51(175), 561-572. doi: 10.3189/172756505781829133
- Giesen, R.H. and J. Oerlemans. 2010. Response of the ice cap Hardangerjøkulen in southern Norway to the 20th and 21st century climates. *Cryosphere*, 4, 191-213, 2010.
- Gilbert, A., P. Wagnon, C. Vincent, P. Ginot and M. Funk. 2010. Atmospheric warming at a high-elevation tropical site revealed by englacial temperatures at Illimani, Bolivia (6340 m above sea level, 16 °S, 67 °W). *J. Geophys. Res.*, 115, D10109. doi: 10.1029/2009JD012961
- Gilbert, A., C. Vincent, P. Wagnon, E. Thibert and A. Rabatel. 2012. The influence of snow cover thickness on the thermal regime of Tête Rousse Glacier (Mont Blanc range, 3200 m a.s.l.): consequences for outburst flood hazards and glacier response to climate change. *J. Geophys. Res.*, 117, F04018. doi: 10.1029/2011JF002258

- Gilbert, A., C. Vincent, D. Six, P. Wagnon, L. Piard and P. Ginot. 2014a. Modeling firn near-surface temperature in a cold accumulation zone (Col du Dôme, French Alps): from physical to semi-parameterized approach. *Cryosphere*, 8, 689-703. doi: 10.5194/tc-8-689-2014
- Gilbert, A., O. Gagliardini, C. Vincent and P. Wagnon. 2014. A 3-D thermal regime model suitable for cold accumulation zones of polythermal mountain glaciers. *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 119. doi: 10.1002/2014JF003199.
- Glen, J.W. 1955. The creep of polycrystalline ice. *Proc. R. Soc. London*, 228(1175), 519-538.
- Gouze, P., J. Argollo, J.F. Saliege and M. Servant. 1986. Interprétation paléoclimatique des oscillations des glaciers au cours des 20 derniers millénaires dans les régions tropicales; exemple des Andes boliviennes. *C.R. Acad. Sci.*, 303 Série II, 219-224.
- Greuell, W., J. Kohler, F. Obleitner, P. Glowacki, K. Melvold, E. Bernsen and J. Oerlemans. 2007. Assessment of interannual variations in the surface mass balance of 18 Svalbard glaciers from the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer/Terra albedo product. *J. Geophys. Res.*, 112, D07105. doi: 10.1029/2006JD007245
- Gross, G., H. Kerschner and G. Patzelt. 1978. Methodische untersuchungen über die schneegrenze in alpinen gletschergebieten. *Zeitschrift Gletscherk. Glazialgeol.*, Bd. XII (2), 223-251.
- Gudmundsson G.H. 1999. A three-dimensional numerical model of the confluence area of Unteraargletscher, Bernese Alps, Switzerland. *J. Glaciol.*, 45(150), 219-230.
- Gurgiser, W., T. Mölg, L. Nicholson and G. Kaser. 2013a. Mass balance model parameter transferability on a tropical glacier. *J. Glaciol.*, 59(217), 845-858. doi: 10.3189/2013JoG12J226
- Gurgiser, W., B. Marzeion, L. Nicholson, M. Ortner and G. Kaser. 2013b. Modeling energy and mass balance of Shallap Glacier, Peru. *Cryosphere*, 7, 1787-1802. doi: 10.5194/tc-7-1787-2013
- Haeberli, W. and M. Hoelzle. 1995. Application of inventory data for estimating characteristics of and regional climate-change effects on mountain glaciers: A pilot study with the European Alps. *Ann. Glaciol.*, 21, 206-212.
- Hastenrath, S. 1978. Heat-budget measurements on the Quelccaya Ice Cap, Peruvian Andes. *J. Glaciol.*, 20, 85-97.
- Hastenrath, S. 1984. The glaciers of the equatorial East Africa. Boston, Lancaster: D. Reidel, Norwell, Mass, Dordrecht, 353 p.
- Hastenrath, S. and A. Ames. 1995a. Recession of Yanamarey Glacier in Cordillera Blanca, Peru, during the 20th century. *J. Glaciol.*, 41, 191-196.
- Hastenrath, S. and A. Ames. 1995b. Diagnosing the imbalance of Yanamarey Glacier in the Cordillera Blanca of Peru. *J. Geophys. Res.*, 100, 5105-5112.
- Haylock, M.R., T.C. Peterson, L.M. Alves, T. Ambrizzi, M.T. Anunciacao, J. Baez, V.R. Barros, M.A. Berlato, M. Bidegain, G. Coronel, V. Corradi, V.J. Garcia, A.M. Grimm, D. Karoly, J.A. Marengo, M.B. Marino, D.F. Moncunill, D. Nechet, J. Quintana, E. Rebello, M. Rusticucci, J.L. Santos, I. Trebejo and L.A. Vincent. 2006. Trends in total and extreme South American rainfall in 1960-2000 and links with sea surface temperature. *J. Clim.*, 19, 1490-1512.

- Herrera, G. and J. Ruiz. 2009. Retroceso glaciar en la Sierra Nevada del Cocuy, Boyaca - Colombia, 1986-2007. *Perspectiva Geografica*, 13, 27-36.
- Hock, R. 1999. A distributed temperature-index ice- and snowmelt model including potential direct solar radiation. *J. Glaciol.*, 45(149), 101-111.
- Hock, R. and B. Holmgren. 2005. A distributed surface energy balance model for complex topography and its application to Storglaciären, Sweden. *J. Glaciol.*, 51(172), 25-36 doi: 10.3189/172756505781829566
- Hubbard, A., H. Blatter, P. Nienow, D. Mair and B. Hubbard. 1998. Comparison of a three dimensional model flow with field data from Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *J. Glaciol.*, 44(147), 368-378.
- Huss, M. 2011. Present and future contribution of glacier storage change to runoff from macroscale drainage basins in Europe. *Water Resour. Res.*, 47, W07511, doi: 10.1029/2010WR010299
- Huss, M. 2012. Extrapolating glacier mass balance to the mountain-range scale: the European Alps 1900-2100. *Cryosphere*, 6, 713-727. doi: 10.5194/tc-6-713-2012
- Huss, M. and D. Farinotti. 2012. Distributed ice thickness and volume of all glaciers around the globe. *J. Geophys. Res.*, 117, F04010, doi:10.1029/2012JF002523
- Huss, M., D. Farinotti, A. Bauder and M. Funk. 2008. Modelling runoff from highly glacierized alpine drainage basins in a changing climate. *Hydrol. Process.*, 22, 3888-3902. doi: 10.1002/hyp.7055
- Huss, M., G. Juvet, D. Farinotti and A. Bauder. 2010. Future high-mountain hydrology: a new parameterization of glacier retreat. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 14, 815-829.
- Jauvin, M. 2014. *Traitement de l'archive d'images satellites Landsat pour déterminer les champs de vitesse d'écoulement en surface des glaciers des Alpes Occidentales*. Rapport de stage, Ecole Nationale Supérieure de Géologie, 43 p.
- Jóhannesson, T., C. Raymond and E. Waddington. 1989. Time-scale for adjustment of glaciers to changes in mass balance. *J. Glaciol.*, 35(121), 355-369.
- Jomelli, V., P. Ginot, A. Rabatel, D. Grancher and D. Brunstein. 2007. The Little Ice Age in the tropical Andes. In: Is it the end of snowy heights? *Glaciers and climatic change in the Andean Community*. Published by the General Secretariat of the Andean Community, IRD, UNESCO and the Spanish International cooperation Agency. Lima. Peru, Communita Andina, 103 p.
- Jomelli, V., D. Grancher, D. Brunstein and O. Solomina O. 2008a. Recalibration of the Rhizocarpon growth curve in Cordillera Blanca (Peru) and LIA chronology implication. *Geomorph.*, 93, 201-212.
- Jomelli, V., J. Argollo, D. Brunstein, V. Favier, G. Hoffmann, M.-P. Ledru and J.-E. Sicart. 2008b. Multiproxy analysis of climate variability for the last millennium in the tropical Andes. In: Peretz, L.N. (Ed.), *Climate Change Research Progress*. Nova Science Publishers, 127-159.
- 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 paleoclimatic implications: a

- review. *Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 281, 269-282. doi: 10.1016/j.palaeo.2008.10.033
- Jomelli, V., M. Khodri, V. Favier, D. Brunstein, M.-P. Ledru, P. Wagnon, P.-H. Blard, J.-E. Sicart, R. Braucher, D. Grancher, D.-L. Bourles, P. Braconnot and M. Vuille. 2011. Irregular tropical glacier retreat over the Holocene epoch driven by progressive warming. *Nature*, 474(7350), 196-199. doi: 10.1038/nature10150
- Jordan, E. 1991. *Die Gletscher der Bolivianischen Anden: eine photogrammetrisch-kartographische Bestandsaufnahme der Gletscher Boliviens als Grundlage für klimatische Deutungen und Potential für die wirtschaftliche Nutzung*. Stuttgart, Franz Steiner Verlag, (Erdwissenschaftliche Forschung 23.).
- Jordan, E., L. Ungerechts, B. Caceres, A. Penafiel and B. Francou. 2005. Estimation by photogrammetry of the glacier recession on the Cotopaxi Volcano (Ecuador) between 1956 and 1997. *Hydrol. Sci. J.*, 50, 949-961.
- Jouvet, G., M. Picasso, J. Rappaz and H. Blatter. 2008. A new algorithm to simulate the dynamics of a glacier: theory and applications. *J. Glaciol.*, 54, 801-811.
- Jouvet, G., M. Huss, M. Funk and H. Blatter. 2011. Modelling the retreat of Grosser Aletschgletscher, Switzerland, in a changing climate. *J. Glaciol.*, 57(206), 1033-1045.
- Juen, I., G. Kaser and C. Georges. 2007. Modeling observed and future runoff from a glacierized tropical catchment (Cordillera Blanca, Peru). *Glob. Planet. Chang.*, 59, 37-48.
- Kääb, A. 2002. Monitoring high-mountain terrain deformation from repeated air- and spaceborne optical data: examples using digital aerial imagery and ASTER data. *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.*, 57(1-2), 39-52.
- Kääb, A. 2005. Combination of SRTM3 and repeat ASTER data for deriving alpine glacier flow velocities in the Bhutan Himalaya. *Remote Sens. Environ.*, 94, 463-474. doi: 10.1016/j.rse.2004.11.003
- Kääb, A., C. Huggel, F. Paul, R. Wessels, B. Raup, H. Kieffer and J. Kargel. 2002. Glacier monitoring from ASTER imagery: Accuracy and applications. *Proc. EARSeL-LISSIG-Workshop. Observing our Cryosphere from Space*, vol. 43.
- Kääb, A., E. Berthier, C. Nuth, J. Gardelle and Y. Arnaud. 2012. Contrasting patterns of early 21st century glacier mass change in the Himalayas. *Nature*, 488, 495-498. doi: 10.1038/nature11324
- Kaser, G. 2001. Glacier climate interaction at low latitudes. *J. Glaciol.*, 47(157), 195-204.
- Kaser, G. and C. Georges. 1997. Changes of the equilibrium-line altitude in the tropical Cordillera Blanca, Peru, 1930-50, and their spatial variations. *Ann. Glaciol.*, 24, 344-349.
- Kaser, G., A. Ames and M. Zamora. 1990. Glacier fluctuations and climate in the Cordillera Blanca, Peru. *Ann. Glaciol.*, 14, 136-140.
- Kaser, G., S. Hastenrath and A. Ames. 1996. Mass balance profiles on tropical glaciers. *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, 32, 75-81.
- Kaser, G., A. Fountain and P. Jansson. 2003. *A manual for monitoring the mass balance of mountain glaciers*. IHP-VI Technical Documents in Hydrology No. 59, ICSI, UNESCO, Paris.

- Kinzl, H. 1969. La glaciacion actual y pleistocena en los Andes centrales. *Bol. Soc. Geog. Lima*, 89, 89-100.
- König, M., J.G. Winther and E. Isaksson. 2001. Measuring snow and glacier ice properties from satellite. *Rev. Geophys.*, 39(1), 1-28.
- Kraemer, M. 2014. *Étude de la variabilité de l'aire des zones humides alto-andines dans un contexte de changement climatique*. Mémoire de Master, Univ. Strasbourg, France, 56 p.
- Krug, J., J. Weiss, O. Gagliardini and G. Durand. 2014. Combining damage and fracture mechanics to model calving. *Cryosphere*, 8(2), 2101-2117, doi: 10.5194/tc-8-2101-2014
- Kuhn, M. 1984. Mass budget imbalances as criterion for a climatic classification of glaciers. *Geog. Ann.*, 66, 229-238.
- Kuhn, M. 1989. The response of the ELA to climatic fluctuation; theory and observation. In Oerlemans, J., ed. *Glacier Fluctuations and climatic change*. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 407-417.
- La Chapelle, E.R. 1962. Assessing glacier mass budgets by reconnaissance aerial photography. *J. Glaciol.*, 1-4(33), 290-297.
- Lafaysse, M., S. Morin, M. Dumont, A. Wegiel, L. Charrois and A. Rabatel. 2013. Set up and evaluation of distributed and semi-distributed simulations using SURFEX/ISBA-Crocus in the partly glacierized Arve Mont-Blanc catchment at Chamonix, France. *Proc. Davos Atmos. Cryosph. Ass.* 2013. A-544-0063-01044.
- 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*. Thèse de Doctorat. Université J. Fourier - Grenoble 1, France, 358 p.
- Lejeune, Y., P. Wagnon, L. Bouilloud, P. Chevallier, P. Etchevers, E. Martin, J.-E. Sicart and F. Habets. 2007. Melting of snow cover in a tropical mountain environment: processes and modeling. *J. Hydrometeorol.*, 8, 922-937.
- Le Meur, E. and C. Vincent. 2003. A two-dimensional shallow ice flow of Glacier de Saint Sorlin, France. *J. Glaciol.*, 49(167), 527-538. doi: 10.3189/172756503781830421
- Le Meur, E., M. Schaefer, M. Gerbaux and C. Vincent. 2007. Disappearance of an Alpine glacier over the 21st Century simulated from modeling its future surface mass balance. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 261, 367374. doi: 10.1016/j.epsl.2007.07.022
- Li, H., F. Ng, Z. Li, D. Qin and G. Cheng. 2012. An extended "perfect plasticity" method for estimating ice thickness along the flow line of mountain glaciers. *J. Geophys. Res.*, 117, F01020, doi: 10.1029/2011JF002104.
- Linsbauer, A., F. Paul, M. Hoelzle, H. Frey and W. Haeberli. 2009. The Swiss Alps without glaciers—a GIS-based modelling approach for reconstruction of glacier beds. In *Proceedings of Geomorphometry 2009*, Ed. R. Purves *et al.*, pp. 243-247, Univ. of Zurich, Switzerland.
- Linsbauer, A., F. Paul and W. Haeberli. 2012. Modeling glacier thickness distribution and bed topography over entire mountain ranges with GlabTop: Application of a fast and robust approach. *J. Geophys. Res.*, 117, F03007. doi: 10.1029/2011JF002313

- Linsbauer, A., F. Paul, H. Machguth and W. Haeberli. 2013. Comparing three different methods to model scenarios of future glacier change in the Swiss Alps. *Ann. Glaciol.*, 54(63), 241-253.
- Liu, K.B., C.A. Rees and L.G. Thompson. 2005. Ice-core pollen record of climatic changes in the central Andes during the last 400 years. *Quat. Res.*, 64(2), 272-278.
- Lliboutry, L. 1965. *Traité de glaciologie. Tome II: Glaciers, variations du climat, sols gelés*. Paris, Masson et Cie.
- Lliboutry, L. 1974. Multivariate statistical analysis of glacier annual balances. *J. Glaciol.*, 13, 371-392.
- Lliboutry, L. 1977a. Glaciological problems set by the control of dangerous lakes in Cordillera Blanca, Peru. II. Movement of a covered glacier embedded within a rock glacier. *J. Glaciol.*, 18(79), 255-273.
- Lliboutry, L., B. Morales Arnao, A. Pautre and B. Schneider. 1977b. Glaciological problems set by the control of dangerous lakes in Cordillera Blanca, Peru. I. Historical failures of morainic dams, their causes and prevention. *J. Glaciol.*, 18(79), 239-254.
- Lliboutry, L., B. Morales Arnao and B. Schneider. 1977c. Glaciological problems set by the control of dangerous lakes in Cordillera Blanca, Peru. III. Study of moraines and mass balances at Safuna. *J. Glaciol.*, 18(79), 275-290.
- Loarte, E., A. Rabatel and J. Gomez. 2015. Determination of the spatio-temporal variations of the glacier equilibrium-line altitude from the snowline altitude in the Cordillera Blanca (Peru). *Revista Peruana Geo-Atmosferica*, sous presse.
- Maisincho, L., V. Favier, P. Wagnon, R. Basantes Serrano, B. Francou, M. Villacis, A. Rabatel, L. Murre, V. Jomelli and B. Cáceres. 2014. On the interest of positive degree day models for mass balance modeling in the inner tropics. *Cryosphere Discuss.*, 8, 2637-2684.
- Machguth, H., F. Paul, M. Hoelzle and W. Haeberli. 2006a. Distributed glacier mass-balance modelling as an important component of modern multi-level glacier monitoring. *Ann. Glaciol.*, 43, 335-343. doi: 10.3189/172756406781812285
- Machguth, H., O. Eisen, F. Paul and M. Hoelzle. 2006b. Strong spatial variability of snow accumulation observed with helicopter borne GPR on two adjacent Alpine glaciers. *Geophys. Res. Lett.*, 33(13), L13503. doi: 10.1029/2006GL026576
- Machguth, H., F. Paul, S. Kotlarski and M. Hoelzle. 2009. Calculating distributed glacier mass balance for the Swiss Alps from regional climate model output: A methodical description and interpretation of the results. *J. Geophys. Res.*, 114, D19106. doi: 10.1029/2009JD011775
- Mark, B.G. and G.O. Seltzer. 2005. Evaluation of recent glacier recession in the Cordillera Blanca, Peru (AD 1962-1999): spatial distribution of mass loss and climatic forcing. *Quat. Sci. Rev.*, 24, 2265-2280.
- Massom, R. 1995. Satellite remote sensing of polar snow and ice: present status and future directions. *Polar Record*, 31(177), 99-114.
- Meier, M.F. and A.S. Post. 1962. Recent variations in mass net budgets of glaciers in western North America. IUGG-IAHS. Colloque d'Obergurgl, Publication 58 if the IAHS, 63-77.

- Meier, M.F. 1979. *Remote sensing of snow and ice*. Paris, Unesco/International Association of Hydrological Sciences. Technical Papers in Hydrology 19.
- Mingo, L. and G.E. Flowers. 2010. An integrated lightweight ice-penetrating radar system. *J. Glaciol.*, 56(198), 709-714.
- Mölg, T. and D.R. Hardy. 2004. Ablation and associated energy balance of a horizontal glacier surface on Kilimanjaro. *J. Geophys. Res.*, 109, D16104. doi: 10.1029/2003JD004338
- Morlighem, M., E. Rignot, J. Mouginot, H. Seroussi and E. Larour. 2014. Deeply incised submarine glacial valleys beneath the Greenland Ice Sheet. *Nat. Geosci.*, 7, 418-422. doi: 10.1038/ngeo2167
- Morris, J.N., A.J. Poole and A.G. Klein. 2006 Retreat of tropical glaciers in Colombia and Venezuela from 1984 to 2004 as measured from ASTER and Landsat images. In: Proc. 63rd Eastern Snow Conference, Newark, Delaware, USA, 181-191.
- Mougin, P. 1925. *Etudes Glaciologiques. Tome V*. Imprimerie Nationale, Paris, 223 p.
- Müller, R. 1985. *Zur gletschergeschichte in der Cordillera Quimsa Cruz (Depto. La Paz, Bolivien)*. Ph. D. Tesis, Zurich, Switzerland, 188 p.
- Naveau, P., V. Jomelli, D. Cooley, D. Grancher and A. Rabatel. 2007. Modelling uncertainties in lichenometry studies. *Arct. Antarct. Alp. Res.*, 39, 277-285.
- Nicholson, L., J. Marín, D. Lopez, A. Rabatel, F. Bown and A. Rivera. 2009. Glacier inventory of the upper Huasco valley: glacier characteristics, recent change and comparison to the upper Aconcagua valley, Chile. *Ann. Glaciol.*, 53, 111-118.
- Oerlemans, J., B. Anderson, A. Hubbard, P. Huybrechts, T. Johannesson, W.H. Knap, M. Schmeits, A.P. Stroeven, R.S.W. van de Wal, J. Wallinga and Z. Zuo. 1998. Modelling the response of glaciers to climate warming. *Climate Dyn.*, 14, 267-274.
- Østrem, G. 1975. ERTS data in glaciology - an effort to monitor glacier mass balance from satellite imagery. *J. Glaciol.*, 15(73), 403-415.
- Paul, F. and A. Linsbauer. 2012. Modeling of glacier bed topography from glacier outlines, central branch lines and a DEM. *Int. J. Geograph. Inf. Sci.*, 26(7), 1173-1190. doi: 10.1080/13658816.2011.627859
- Paul, F., C. Huggel and A. Kääb. 2004a. Combining satellite multispectral image data and a digital elevation model for mapping debris-covered glaciers. *Remote Sens. Environ.*, 89(4), 510-518.
- Paul, F., A. Kääb, M. Maisch, T. Kellenberger and W. Haeberli. 2004b. Rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data. *Geophys. Res. Lett.*, 31(21), L21402.
- Paul, F., N.E. Barrand, S. Baumann, E. Berthier, T. Bolch, K. Casey, H. Frey, S.P. Joshi, V. Konovalov, R. Le Bris, N. Mölg, G. Nosenko, C. Nuth, A. Pope, A. Racoviteanu, P. Rastner, K. Scharrer, S. Steffen and S. Winsvold. 2013. On the accuracy of glacier outlines derived from remote-sensing data. *Ann. Glaciol.* 54(63), 171-182. doi : 10.3189/2013AoG63A296
- Pellicciotti, F., B. Brock, U. Strasser, P. Burlando, M. Funk and J.G. Corripio. 2005. An enhanced temperature-index glacier melt model including shortwave radiation balance: development and testing for Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *J. Glaciol.*, 51(175), 573-587. doi: 10.3189/172756505781829124

- Perkal, J. 1956. On epsilon length. *Bull. Acad. Pol. Sci.*, 4, 399-403.
- Pfeffer, W.T., A. Arendt, A. Bliss, T. Bolch, J.G. Cogley, A. Gardner, J.O. Hagen, R. Hock, G. Kaser, C. Kienholz, E.S. Miles, G. Moholdt, N. Mölg, F. Paul, V. Radić, P. Rastner, B. Raup, J. Rich, M. Sharp. 2014. The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers. *J. Glaciol.*, 60(221), 537-552. doi: 10.3189/2014JoG13J176
- Polissar, P.J., M.B. Abbott, A.P. Wolfe, M. Bezada, V. Rull and R.S. Bradley. 2006. Solar modulation of Little Ice Age climate in the tropical Andes. *Proc. Nat. Acad. Sci.*, 103(24), 8937-8942.
- Poveda, G. and K. Pineda. 2009. Reassessment of Colombia's tropical glaciers retreat rates: are they bound to disappear during the 2010–2020 decade? *Adv. Geosci.*, 22, 107-116. doi: 10.5194/adgeo-22-107-2009
- Quintana-Gomez, R.A. 2000. Trends of maximum and minimum temperatures in Ecuador and homogeneity evaluation during 1961-90. 6th *Internat. Conf. Southern Hemis. Meteorol. Oceano.*, 3-7 April 2000, Santiago, Chile, 292-293.
- Rabatel, A. 2005. *Chronologie et interprétation paléoclimatique des fluctuations des glaciers dans les Andes de Bolivie depuis le maximum du Petit Age Glaciaire*. Thèse de Doctorat. Université J. Fourier - Grenoble 1, France, 196 p.
- Rabatel, A. 2009. Evolution glaciaire dans les Andes subtropicales chiliennes entre 1955 et 2007 : conséquences pour la ressource en eau. *Cahiers de Géographie, Collection Edytem*. 8, 91-100.
- Rabatel, A. and V. Jomelli. 2011. Reconstruction et interprétation paléoclimatique des fluctuations glaciaires dans les Andes intertropicales au cours du dernier millénaire. *Bull. Asso. Geog. Fra.*, 1, 7-16.
- Rabatel, A., J.-P. Dedieu and L. Reynaud. 2002. Reconstitution des fluctuations du bilan de masse du Glacier Blanc (Massif des Ecrins, France) par télédétection optique (imagerie Spot et Landsat). *Houille Blanche*, 6/7, 64-71.
- Rabatel, A., J.-P. Dedieu and C. Vincent. 2005a. Using remote-sensing data to determine equilibrium-line altitude and mass-balance time series: validation on three French glaciers, 1994–2002. *J. Glaciol.*, 51, 539-546. doi: 10.3189/172756505781829106
- Rabatel, A., V. Jomelli, P. Naveau, B. Francou and D. Grancher. 2005b. Dating of Little Ice Age glacier fluctuations in the tropical Andes: Charquini glaciers, Bolivia, 16°S. *C. R. Geosci.*, 337, 1311-1322. doi: 10.1016/j.crte.2005.07.009
- Rabatel, A., A. Machaca, B. Francou and V. Jomelli. 2006. Glacier recession on the Cerro Charquini (Bolivia 16°S) since the maximum of the Little Ice Age (17th century). *J. Glaciol.*, 52, 110-118. doi: 10.3189/172756506781828917
- Rabatel, A., J.-P. Dedieu, E. Thibert, A. Letréguilly and C. Vincent. 2008a. 25 years (1981–2005) of equilibrium-line altitude and mass-balance reconstruction on Glacier Blanc, French Alps, using remote-sensing methods and meteorological data. *J. Glaciol.*, 54, 307-314. doi: 10.3189/002214308784886063.
- Rabatel, A., B. Francou, V. Jomelli, P. Naveau and D. Grancher. 2008b. A chronology of the Little Ice Age in the tropical Andes of Bolivia (16°S) and its implications for climate reconstruction. *Quat. Res.*, 70, 198-212. doi: 10.1016/j.yqres.2008.02.012

- Rabatel, A., P. Deline, S. Jaillet and L. Ravel. 2008c. Rock falls in high-alpine rock walls quantified by terrestrial LIDAR measurements. A case study in the Mont Blanc area. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L10502.
- Rabatel, A., H. Castebrunet, V. Favier, L. Nicholson and C. Kinnard. 2011. Glacier changes in the Pascua-Lama region, Chilean Andes (29°S): recent mass balance and 50-yr surface area variations. *Cryosphere*, 5, 1029-1041. doi: 10.5194/tc-5-1029-2011
- Rabatel, A., A. Bermejo, E. Loarte, A. Soruco, J. Gomez, G. Leonardini, C. Vincent and J.-E. Sicart. 2012a. Can the snowline be used as an indicator of the equilibrium line and mass balance for glaciers in the outer tropics? *J. Glaciol.*, 58, 1027-1036. doi: 10.3189/2012JoG12J027
- Rabatel, A., J.-P. Dedieu, A. Letréguilly and D. Six. 2012b. Remote sensing monitoring of the evolution of glacier surface area and equilibrium-line altitude in the French Alps. *Proc. 25th symposium of the International Association of Climatology*, 5-8 September 2012, Grenoble, France.
- Rabatel, A., B. Francou, A. Soruco, J. Gomez, B. Caceres, J.L. Ceballos, R. Basantes, M. Vuille, J.-E. Sicart, C. Huggel, M. Scheel, Y. Lejeune, Y. Arnaud, M. Collet, T. Condom, G. Consoli, V. Favier, V. Jomelli, R. Galarraga, P. Ginot, L. Maisincho, M. Ménégoz, J. Mendoza, E. Ramirez, P. Ribstein, W. Suarez, M. Villacis and P. Wagnon. 2013a. Current state of glaciers in the tropical Andes: a multi-century perspective on glacier evolution and climate change. *Cryosphere*, 7, 81-102. doi: 10.5194/tc-7-81-2013
- Rabatel, A., A. Letréguilly, J.-P. Dedieu and N. Eckert. 2013b. Changes in glacier equilibrium-line altitude in the western Alps over the 1984-2010 period: evaluation by remote sensing and modeling of the morpho-topographical and climate controls. *Cryosphere*, 7, 1455-1471. doi: 10.5194/tc-7-1455-2013
- Racoviteanu, A., W. Manley, Y. Arnaud and M. Williams. 2007. Evaluating digital elevation models for glaciologic applications: an example from Nevado Coropuna, Peruvian Andes. *Glob. Planet. Chang.*, 59, 110-125.
- Racoviteanu, A., Y. Arnaud, M. Williams and J Ordoñez. 2008. Decadal changes in glacier parameters in the Cordillera Blanca, Peru, derived from remote sensing. *J. Glaciol.*, 54, 499-510.
- Racoviteanu, A., F. Paul, B. Raup, S. Khalsa and R. Armstrong. 2009. Challenges and recommendations in mapping of glacier parameters from space: results of the 2008 Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS) workshop, Boulder, Colorado, USA. *Ann. Glaciol.*, 50, 53-69. doi: 10.3189/172756410790595804
- Racoviteanu, A., Y. Arnaud and L. Nicholson. 2013. Surface characteristics of debris-covered glaciers tongues in the Khumbu Himalaya derived from remote sensing texture analysis. *Geophys. Res. Abstr.* 15 (EGU 2013–10174).
- Ramirez, E., B. Francou, P. Ribstein, M. Desclotres, R. Guerin, J. Mendoza, R. Gallaire, B. Pouyaud and E. Jordan, E. 2001. Small glaciers disappearing in the tropical Andes: a case-study in Bolivia: Glaciar Chacaltaya (16 °S). *J. Glaciol.*, 47, 187-194.

- Raup, B., H.H. Kieffer, T.M. Hare and J.S. Kargel. 2000. Generation of Data Acquisition Requests for the ASTER Satellite Instrument for Monitoring a Globally Distributed Target: Glaciers. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 38(2), 1105-1112.
- Raup, B., A. Racoviteanu, S. Khalsa, C. Helm, R. Armstrong and Y. Arnaud. 2007. The GLIMS geospatial glacier database: a new tool for studying glacier change. *Glob. Planet. Chang.*, 56, 101-110. doi: 10.1016/j.gloplacha.2006.07.018
- Rees, W.G. 2005. *Remote sensing of snow and ice*. CRC Press, Boca Raton, Florida, 285 pp.
- Réveillet, M., A. Rabatel, F. Gillet-Chaulet and A. Soruco. 2015. Simulations of changes in Glacier Zongo, Bolivia (16°S), over the 21st century using a 3D full-Stokes model and CMIP5 climate projections. *Ann. Glaciol.*, 56(70). doi: 10.3189/2015AoG70A113
- Revuelto, J., J.I. López-Moreno, C. Azorin-Molina and S.M. Vicente-Serrano. 2014. Topographic control of snowpack distribution in a small catchment in the central Spanish Pyrenees: intra- and inter-annual persistence. *Cryosphere*, 8, 1989-2006, doi: 10.5194/tc-8-1989-2014
- Ribstein, P., E. Tiriau, B. Francou and R. Saravia. 1995. Tropical climate and glacier hydrology: A case study in Bolivia. *J. Hydrol.*, 165, 221-234. doi: 10.1016/0022-1694(94)02572-S
- Salzmann, N., C. Huggel, M. Rohrer, W. Silverio, B.G. Mark, P. Burns and C. Portocarrero. 2013. Glacier changes and climate trends derived from multiple sources in the data scarce Cordillera Vilcanota region, southern Peruvian Andes. *Cryosphere*, 7, 103-118.
- Scambos, T.A., M.J. Dutkiewicz, J.C. Wilson and R.A. Bindshadler. 1992. Application of image cross-correlation to the measurement of glacier velocity using satellite image data. *Remote Sens. Environ.*, 42(3), 177-186.
- Schaefer, M. and E. Le Meur. 2007. Improvement of a 2-D SIA ice-flow model: application to Glacier de Saint-Sorlin, France. *J. Glaciol.*, 53(183), 713-722 doi: 10.3189/002214307784409234
- Schauwecker, S., M. Rohrer, D. Acuña, A. Cochachin, L. Dávila, H. Frey, C. Giráldez, J. Gómez, C. Huggel, M. Jacques-Coper, E. Loarte, N. Salzmann and M. Vuille. 2014. Climate trends and glacier retreat in the Cordillera Blanca, Peru, revisited. *Glob. Planet. Chang.*, 119, 85-97.
- Seltzer, G.O. 1992. Late Quaternary Glaciation of the Cordillera Real, Bolivia. *J. Quat. Sci.*, 7 (2), 87-98.
- Shea, J.M., B. Menounos, R.D. Moore and C. Tennant. 2013. An approach to derive regional snow lines and glacier mass change from MODIS imagery, western North America. *Cryosphere*, 7, 667-680. doi: 10.5194/tc-7-667-2013
- Sicart, J.-E. 2002. *Contribution à l'étude des flux d'énergie, du bilan de masse et du débit de fonte d'un glacier tropical : le Zongo, Bolivie*. Thèse de Doctorat. Université Paris VI, France, 333 p.
- Sicart, J.-E., P. Ribstein, J.-P. Chazarin and E. Berthier. 2002. Solid precipitation on a tropical glacier in Bolivia using ultrasonic depth gauge measurements. *Water Res. Res.*, 38, 7.1-7.7.
- Sicart, J.-E., P. Wagnon and P. Ribstein. 2005. Atmospheric controls of heat balance of Zongo Glacier (16°S, Bolivia). *J. Geophys. Res.*, 110, D12106. doi: 10.1029/2004JD005732

- Sicart, J.-E., P. Ribstein, B. Francou, B. Pouyaud and T. Condom. 2007. Glacier mass balance of tropical Zongo glacier, Bolivia, comparing hydrological and glaciological methods. *Glob. Planet. Chang.*, 59, 27-36. doi: 10.1016/j.gloplacha.2006.11.024
- Sicart, J.-E., R. Hock and D. Six. 2008. 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.
- Sicart, J.-E., R. Hock, P. Ribstein, M. Litt and 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.*, 116, D13105. doi: 10.1029/2010JD015105
- Sicart, J.-E., M. Litt, W. Helgason, V. Ben Tahar and T. Chaperon. 2014. A study of the atmospheric surface layer and roughness lengths on the high-altitude tropical Zongo glacier, Bolivia. *J. Geophys. Res.*, 119. doi: 10.1002/2013JD020615
- Silverio, W. and J.-M. Jaquet. 2005. Glacial cover mapping (1987-1996) of the Cordillera Blanca (Peru) using satellite imagery. *Remote Sens. Environ.*, 95, 342-350.
- Sirguey, P., R. Mathieu and Y. Arnaud. 2009. Subpixel monitoring of the seasonal snow cover with MODIS at 250m spatial resolution in the Southern Alps of New Zealand: methodology and accuracy assessment. *Remote Sens. Environ.*, 113, 160-181. doi: 10.1016/j.rse.2008.09.008
- Six, D., P. Wagnon, J.-E. Sicart and C. Vincent. 2009. Meteorological controls on snow and ice ablation for two very contrasted months on Saint-Sorlin Glacier (France). *Ann. Glaciol.*, 50, 66-72.
- Sold, L., M. Huss, M. Hoelzle, H. Andereggen, P.C. Joerg and M. Zemp. 2013. Methodological approaches to infer end-of-winter snow distribution on alpine glaciers. *J. Glaciol.*, 59(218), 1047-1059. doi: 10.3189/2013JoG13J015
- Solomina, O., V. Jomelli, G. Kaser, A. Ames and B. Pouyaud. 2007. Little Ice Age moraines in the Cordillera Blanca: lichenometric data replication. *Glob. Planet. Chang.*, 59, 225-235.
- Soruco, A. 2008. *Etude du retrait des glaciers depuis cinquante ans dans les bassins hydrologiques alimentant en eau la ville de La Paz - Bolivie (16°S)*. Thèse de Doctorat. Université Joseph Fourier - Grenoble 1, France, 244 p.
- Soruco, A., C. Vincent, B. Francou, P. Ribstein, T. Berger, J.-E. Sicart, P. Wagnon, Y. Arnaud, V. Favier and Y. Lejeune. 2009a. Mass balance of Glacier Zongo, Bolivia, between 1956 and 2006, using glaciological, hydrological and geodetic methods. *Ann. Glaciol.*, 50, 1-8.
- Soruco, A., C. Vincent, B. Francou and J.F. Gonzalez. 2009b. Glacier decline between 1963 and 2006 in the Cordillera Real, Bolivia. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L03502. doi: 10.1029/2008GL036238
- Soruco, A., C. Vincent, A. Rabatel, B. Francou, E. Thibert, J.-E. Sicart and T. Condom. 2015. Impacts of glacier shrinkage on water resources of La Paz city, Bolivia (16°S). *Ann. Glaciol.*, 56(70), sous presse.

- Stokes, C.R., M. Shahgedanova, I.S. Evans and V.V. Popovnin. 2013. Accelerated loss of alpine glaciers in the Kodar Mountains, south-eastern Siberia. *Glob. Planet. Chang.*, 101, 82-96. doi: 10.1016/j.gloplacha.2012.12.010.
- Sugiyama, S., A. Bauder, Z. Conradin and M. Funk. 2007. Evolution of Rhonegletscher, Switzerland, over the past 125 years and in the future: application of an improved flow line model. *Ann. Glaciol.*, 46, 268-274.
- Thibert, E., R. Blanc, C. Vincent and N. Eckert. 2008. Glaciological and volumetric mass-balance measurements: error analysis over 51 years for Glacier de Sarennes, French Alps. *J. Glaciol.*, 54(186), 522-532.
- Thibert, E., N. Eckert and C. Vincent. 2013. Climatic drivers of seasonal glacier mass balances: an analysis of 6 decades at Glacier de Sarennes (French Alps). *Cryosphere*, 7, 47-66. doi: 10.5194/tc-7-47-2013
- Thompson, L.G., E. Mosley-Thompson and J.F. Koci. 1985. A 1500-years record of tropical precipitation in ice cores from the Quelccaya ice cap, Peru. *Science*, 229, 971-973.
- Thompson, L.G., E. Mosley-Thompson, H. Brecher, M. Davis, B. Leon, D. Les, P.N. Lin, T. Mashiotta and K. Mountain. 2006. Abrupt tropical climate change: past and present. *Proc. Nat. Acad. Sci.*, 103(28), 10536-10543.
- Trenberth, K.E., P.D. Jones, P. Ambenje, R. Bojariu, D. Easterling, A. Klein Tank, D. Parker, F. Rahimzadeh, J.A. Renwick, M. Rusticucci, B. Soden and P. Zhai. 2007. Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*, edited by: Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B., Averyt, M. Tignor and L.H. Miller. 235-336, Cambridge Univ. Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos (UGRH). 2010. *Inventario de glaciares, Cordillera Blanca, Peru*. Autoridad Nacional del Agua, Huaraz, 81 p.
- Villacis, M. 2008. *Ressources en eau glaciaire dans les Andes d'Equateur en relation avec les variations du climat: le cas du volcan Antisana*. Thèse de Doctorat. Université de Montpellier II, France, 231 p.
- Vivian, R. 1975. *Les Glaciers des Alpes Occidentales*. Allier, Grenoble, 516 p.
- Vaughan, D.G., J.C. Comiso, I. Allison, J. Carrasco, G. Kaser, R. Kwok, P. Mote, T. Murray, F. Paul, J. Ren, E. Rignot, O. Solomina, K. Steffen and T. Zhang. 2013. Observations: Cryosphere. 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.
- Vincent, C. 2002. Influence of climate change over the 20th Century on four French glacier mass balances. *J. Geophys. Res.*, 107, 4-12. doi: 200210.1029/2001JD000832
- 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. *Ann. Glaciol.*, 54(63), 11-17. doi: 10.3189/2013AoG63A301
- Vincent, C., M. Vallon, J.-F. Pinglot, M. Funk and L. Reynaud. 1997. Snow accumulation and ice flow at Dôme du Goûter (4300 m.), Mont Blanc, French Alps. *J. Glaciol.*, 43(145) 513-521.

- Vincent, C., M. Vallon, L. Reynaud and E. Le Meur. 2000. Dynamic behaviour analysis of glacier de Saint Sorlin, France, from 40 years of observations, 1957-1997. *J. Glaciol.*, 46(154), 499-506.
- Vincent, C., E. Le Meur, D. Six, P. Possenti, E. Lefebvre and M. Funk. 2007. Climate warming revealed by englacial temperatures at Col du Dôme (4250 m, Mont Blanc area). *Geophys. Res. Lett.*, 34, L16502. doi: 10.1029/2007GL029933
- Vincent, C., A. Soruco, D. Six and E. Le Meur. 2009. Glacier thickening and decay analysis from 50 years of glaciological observations performed on Glacier d'Argentière, Mont-Blanc area, France. *Ann. Glaciol.*, 50, 73-79.
- Vincent C., Al. Ramanathan, P. Wagnon, D.P. Dobhal, A. Linda, E. Berthier, P. Sharma, Y. Arnaud, M.F. Azam, P.G. Jose and J. Gardelle. 2013. Balanced conditions or slight mass gain of glaciers in the Lahaul and Spiti region (northern India, Himalaya) during the nineties preceded recent mass loss. *Cryosphere*, 7, 1-14. doi: 10.5194/tc-7-1-2013
- Vincent, C., M. Harter, A. Gilbert, E. Berthier and D. Six. 2014. Future fluctuations of Mer de Glace, French Alps, assessed using a parameterized model calibrated with past thickness changes. *Ann. Glaciol.*, 55(66), 15-24. doi: 10.3189/2014AoG66A050
- Vuille, M. and R.S. Bradley. 2000. Mean annual temperature trends and their vertical structure in the tropical Andes. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 3885-3888.
- Vuille, M., R.S. Bradley and F. Keimig. 2000. Interannual climate variability in the Central Andes and its relation to tropical Pacific and Atlantic forcing. *J. Geophys. Res.*, 105, 12447-12460.
- Vuille, M., R.S. Bradley, M. Werner and F. Keimig. 2003. 20th century climate change in the tropical Andes: observations and model results. *Climatic Change*, 59, 75-99.
- Vuille, M., B. Francou, P. Wagnon, I. Juen, G. Kaser, B. Mark and R.S. Bradley. 2008. Climate change and tropical Andean glaciers: Past, present and future. *Earth-Sci. Rev.*, 89, 79-96. doi: 10.1016/j.earscirev.2008.04.002
- Wagnon, P. 1999. *Analyse du bilan d'énergie d'un glacier tropical; application à la relation glacier - climat*. Thèse de Doctorat. Université Joseph Fourier - Grenoble 1, France, 199 p.
- Wagnon, P. 2010. *Relation climat – glacier en zone tropicale : études de cas dans les Andes et perspectives en Himalaya*. Habilitation à Diriger des Recherches. Université Joseph Fourier - Grenoble 1, France, 88 p.
- Wagnon, P., P. Ribstein, B. Francou and B. Pouyaud. 1999. Annual cycle of energy balance of Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia. *J. Geophys. Res.*, 104, 3907-3923.
- Wagnon, P., P. Ribstein, B. Francou and J.-E. Sicart. 2001. Anomalous heat and mass balance budget of Glacier Zongo, Bolivia, during the 1997/98, El Niño year. *J. Glaciol.*, 47, 21-28.
- Wagnon, P., M. Lafaysse, Y. Lejeune, L. Maisincho, M. Rojas and J.-P. Chazarin. 2009. Understanding and modeling the physical processes that govern the melting of snow cover in a tropical mountain environment in Ecuador. *J. Geophys. Res.*, 114, D19113. doi: 10.1029/2009JD012292
- Winstral, A. and D. Marks. 2002. Simulating wind fields and snow redistribution using terrain-based parameters to model snow accumulation and melt over a semi-arid mountain catchment. *Hydrol. Process.*, 16(18), 3585-3603. doi: 10.1002/hyp.1238

- Zeballos, G. 2013. *Cuantificación de la variabilidad de la extensión de humedales, lagunas, y nevados, de la Cordillera Real (15°45' - 16°45' Sur, 67°40' – 68°40' Oeste), entre 1984 y 2009, empleando imágenes Landsat TM*. Tesis de Grado. EMI, La Paz, Bolivia, 154 p.
- Zeballos, G., A. Soruco, D. Cusicanqui, R. Joffré and A. Rabatel. 2014. Using satellite images, digital elevation models and geographic information systems to characterize the spatial dynamics of glaciers and high Andean wetlands in Bolivia. *Ecología en Bolivia*, 49(3), 14-26.
- Zemp, M., E. Thibert, M. Huss, D. Stumm, C. Rolstad Denby, C. Nuth, S.U. Nussbaumer, G. Moholdt, A. Mercer, C. Mayer, P.C. Joerg, P. Jansson, B. Hynke, A. Fischer, H. Escher-Vetter, H. Elvehøy and L.M. Andreassen. 2013. Reanalysing glacier mass balance measurement series. *Cryosphere*, 7, 1227-1245. doi: 10.5194/tc-7-1227-2013
- Zhao, L., L. Tian, T. Swinger, R. Din, J. Zong, Q. Ye and J.C. Moore. 2014. Numerical simulations of Gurenhekou Glacier on the Tibetan Plateau. *J. Glaciol.*, 60(219), 71-82.
- Zimmer, A., R. Meneses, A. Rabatel, A. Soruco and F. Anthelme. 2014. Characterizing the upward migration of high-Andean plant communities under the effects of global warming with early post-glacial chronosequences. *Ecología en Bolivia*, 49(3), 27-41.

Annexes

Annexe 1 : Curriculum vitae

Annexe 2 : Synthèse des activités d'administration, d'encadrement, de diffusion

Annexe 3 : Rayonnement national et international

Annexe 4 : Liste des publications, conférences

Annexe 5 : Quelques publications

Annexe 1 : Curriculum vitae

Nom, Prénom : **RABATEL Antoine**

Date de naissance : **20/09/1978**

Grade : **Physicien-Adjoint (CNAP)**

Section du CNU : **37**

Université Joseph Fourier – Grenoble 1

LGGE

Ad. prof. : 54, rue Molière
38400 Saint Martin d'Hères

Tél. prof. : 04.76.82.42.71

Courriel : antoine.rabatel@ujf-grenoble.fr

URL : http://www-lqge.obs.ujf-grenoble.fr/personnels/rabatel_antoine/

Ad. perso. : 140, impasse du Luiset

38410 Saint Martin d'Uriage

Tél. perso. : 06.29.36.13.68

Parcours professionnel et formation universitaire

- Depuis oct. 2009** Physicien-Adjoint du CNAP, UJF - OSUG, Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (LGGE).
- 2009** Contrat post-doctoral (4 mois), CNRS, Laboratoire d'Etude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE).
- 2007-2008** Contrat post-doctoral (15 mois), Université de La Serena (Chili), Centre d'Etudes Avancées des Zones Arides (CEAZA).
- 2006-2007** Contrat post-doctoral (10 mois), Université de Savoie, Laboratoire Edytem.
- 2005-2006** Attaché Temporaire d'Enseignement et de Recherche (ATER), UJF – Grenoble 1.
- 2005** Thèse de Doctorat. UJF, ED Terre-Univers- Environnement. LGGE. Débutée le 01/10/2002, soutenue le 23/09/2005. Publiable en l'état.
- 2001** DEA de Géographie, UJF, Institut de Géographie Alpine. Mention Bien.
- 2000** Maîtrise de Géographie, UJF, Institut de Géographie Alpine. Mention Bien.

Responsabilités scientifiques (détail en Annexe 2)

- Coordination Depuis 2015** Responsable de l'équipe CYME (Cryosphère et hydrologie de Montagne) avec Y. Arnaud (LTHE), équipe commune LGGE-LTHE.
- Depuis 2012** SO/SOERE GLACIOCLIM ([Les GLACIers un Observatoire du CLIMat](#)). Co-responsable de l'observatoire.

	Depuis 2011	LMI Great Ice (Laboratoire Mixte International : Glaciers et Ressources en Eau dans les Andes Tropicales - Indicateurs Climatiques et Environnementaux). Coordinateur du thème « Evolutions spatio-temporelles des glaciers dans les Andes tropicales ».
	Depuis 2010	GLIMS (Global Land Ice Measurements from Space) : Coordinateur pour la France (Regional Center #33 "French Alps").
	2010-2011	SO/SOERE GLACIOCLIM (Les GLACIers un Observatoire du CLIMat) : Coordinateur du volet « Andes » de l'observatoire.
Encadrements	Post-Doc /CDD	1 Post-Doc, 6 contrats à durée déterminée (de 3 à 24 mois)
	Doctorat	Ruben Basantes. ED TUE, LGGE, soutenance prévue en 2015. Marion Réveillet. ED TUE, LGGE, soutenance prévue en 2016.
	M2R / dip. Ingé / M1	14 étudiants de M2R ou diplôme d'ingénieur depuis 2009. 2 encadrements de stage de M1 ou équivalent.

Production scientifique, récompenses (détail en Annexes 3 et 4)

Publications de Rang A	28 publications dont 11 en 1^{er} auteur : 6 dans <i>The Cryosphere</i> (IF = 4,37), 4 dans <i>J. Glaciol.</i> (IF = 3,21), 2 dans <i>Ann. Glaciol.</i> (IF = 2,52), 1 dans <i>Geophys Res. Let.</i> (IF = 4,45), 1 dans <i>Global Planet. Change</i> (IF = 3,71), 1 dans <i>J. Geophys. Res.</i> (IF = 3,17), 1 dans <i>Paleo3</i> (IF = 2,75), 1 dans <i>Quat. Res.</i> (IF = 2,58), ... 2 en révision.
Autres revues à comité de lecture	9 publications depuis 2002 dont 3 en 1^{er} auteur . 1 en révision.
Livres, chapitres d'ouvrages	1 livre : <i>Glaciares de los Andes tropicales, victimas del cambio climático</i> , publié en 2013. 5 chapitres d'ouvrages depuis 2006 dont 1 en 1^{er} auteur .
Conf. avec actes ou résumé	46 depuis 2003 dont 13 en 1^{er} auteur : EGU, AGU, IGARSS, AVH, AIC, ...
Conf. sans actes	32 depuis 2003 dont 8 en 1^{er} auteur : SHF, IGS, ...
Récompenses	2013 Prime d'Excellence Scientifique de l'Université J. Fourier, Grenoble. 2011 Médaille d'Honneur du Mérite de l'Université Nationale de Huaraz, Pérou. 2009 Top reviewer , pour le journal <i>Remote Sensing of Environment</i> (Elsevier). 2006 Prix La Recherche , mention "Prix du Ministère de la recherche".
Organisation de conférences scientifiques	2014 Organisateur de la session CR3.1 : "Changing dynamics and environmental services of glacierized low latitude catchments" à l'EGU 2014. 2013 Organisateur de la session CR3.8 : "Tropical glaciers and climate dynamic" à l'EGU 2013. 2012 Membre du comité d'organisation et du comité scientifique de la 25 ^{ème} conférence de l'Association Internationale de Climatologie

(sept. 2012, Grenoble).

Peer review 5 à 6 articles par an, IPCC 5th AR.

Diffusion des savoirs (détail en Annexe 2)

Enseignement universitaire 66 h éq. TD par an à l'UJF : PhITEM (filiale STE) et IGA.

Ecole d'été Membre du comité d'organisation et d'encadrement de l'école d'été du World Glacier Monitoring Service (sept. 2013, Zermatt, Suisse) : www.wgms.ch/mb_summerschool.html

Conférences grand public 2 à 3 conférences grand public par an, en France et en Amérique du Sud.

Accueil de classe 2 à 3 visites de classe par an au LGGE.

Annexe 2 : Synthèse des activités d'administration, d'encadrement, de diffusion

Responsabilités scientifiques (depuis mon recrutement en 2009)

Structures de recherche et d'observation

Depuis janvier 2015 **Responsable de l'équipe « Cryosphère et hydrologie de Montagne » (CYME)**, avec Y. Arnaud (LTHE). Rédaction du document de prospective d'équipe durant l'été et l'automne 2014. Réalisation de la présentation du projet devant les comités d'évaluation (HCERES) des laboratoires LGGE et LTHE. Gouvernance de l'équipe depuis janvier 2015.

Depuis 2014 **Membre de la commission recherche de l'OSUG**. Cette commission se réunit en moyenne une fois par trimestre pour discuter des activités de recherches des différents laboratoires de l'OSUG (~1200 personnes), notamment attribution des financements dans le cadre du LabEx OSUG@2020.

Depuis 2012 **Coresponsable du Service d'Observation (SO-INSU) et Service d'Observation et d'Expérimentation pour la Recherche en Environnement (SOERE-AllEnvi) GLACIOCLIM** (Les GLACIers un Observatoire du CLIMat) avec D. Six et V. Favier. GLACIOCLIM vise à constituer une base de données glacio-météorologiques sur le long terme pour :

- Etudier la relation climat/glacier : comprendre les relations entre les variations climatiques et les bilans de masse glaciaires.
- Prévoir l'évolution future des glaciers en termes de ressource en eau, de contribution à l'élévation future du niveau des mers, et autres impacts liés à la nature des glaciers.
- Comprendre la réponse dynamique des glaciers aux fluctuations des bilans de masse.

Depuis 2011 **Coordinateur du thème 1 : « Evolution des masses glaciaires dans les Andes tropicales » du Laboratoire Mixte International (LMI) Great-Ice** (Glaciers et Ressources en Eau dans les Andes Tropicales - Indicateurs Climatiques et Environnementaux).

Un LMI est une forme de partenariat renforcé entre l'IRD et plusieurs partenaires pour une durée de 4 ans renouvelable. Comme tout laboratoire, il définit des thèmes de recherche, une stratégie pour atteindre ses objectifs, une politique de formation et de diffusion des résultats. Il dispose de financements propres venant des institutions de tutelle et de sources extérieures.

Le LMI Great-Ice a été validé en 2011 et créé sous forme contractuelle en 2012 entre l'IRD et la *Escuela Politécnica Nacional* de Quito. 11 institutions participent à ce LMI (5 en France, 6 dans les Andes) regroupant 20 membres (9 en France, 11

dans les Andes).

Depuis 2010 **Responsable de GLACIOCLIM-Andes** (partie Andine du SO/SOERE GLACIOCLIM).

Projets de recherche internationaux

Depuis 2013 **Responsable du WP 1.2 « Glacier mass balance and water run-off regimes » du projet BIO-THAW.** Le projet BIO-THAW (2013-2017), cofinancé par la Fondation française pour la Recherche sur la Biodiversité (FRB) et le Fond français pour l'Environnement Mondial (FFEM), vise à déterminer l'influence du réchauffement global dans les Andes de Bolivie sur la biodiversité et la productivité des zones humides de haute altitude, notamment en lien avec le retrait glaciaire. Projet coordonné par O. Dangles (IRD).

Depuis 2011 Le projet **CATCOS, 2011-2016 (Capacity Building and Twinning for Climate Observing Systems)** a pour objectif de soutenir et développer l'observation systématique des variables climatologiques essentielles, dont les glaciers, dans plusieurs pays émergents. Un accent est mis sur la formation de personnel qualifié et compétent au sein des institutions partenaires. CATCOS est financé par la Direction Suisse du Développement et de la Coopération et coordonné par l'Office Fédéral Suisse de météorologie et climatologie (MeteoSwiss). Je suis le représentant français de ce projet.

Depuis 2010 **Coordinateur pour la France** (Regional Center 33) **de l'initiative internationale GLIMS** (Global Land Ice Measurements from Space), coordonnée par J.S. Kargel (Univ. d'Arizona, USA).

Projets de recherche nationaux/régionaux

Depuis oct. 2014 **Coordinateur du projet ISOTHERM (Ice SnOW vegetation HypERSpectRal Measurements)**, financé par EUFAR (European Facility for Airborne Research) qui a pour but d'acquérir un MNT LiDAR aéroport ainsi que des images hyperspectrales (caméra Fenix) sur les massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges.

Depuis oct. 2014 **Responsable du WP 3.1 « Current and future changes in surface-area and volume of the glaciers at the scale of MBM »** du projet VIP Mont-Blanc (2014-2019). Projet financé par l'ANR, coordonné par J.-L. Mugnier (CNRS, ISTERre) qui vise à étudier les vitesses des processus contrôlant les évolutions morphologiques et environnementales du massif du Mont-Blanc.

Depuis janv. 2014 **Projet ARVE : participant au WP1 : compréhension des processus générateurs des crues de l'Arve**, et plus particulièrement des processus glaciaires. Le projet ARVE (2014-2017) est financé par le syndicat mixte des communes de la vallée de l'Arve (SM3A), il a pour objectif de réaliser une étude de la faisabilité d'un système glacio-nivo-hydro-météorologique intégré pour la mise en alerte et la prévision des crues de l'Arve à Chamonix. Projet coordonné par D. Six (LGGE) et I. Zin (LTHE).

LabEx OSUG@2020 **AO4 Recherche (2014)** : statut = porteur. Réalisation d'un MNT photogrammétrique pour le massif du Mont-Blanc pour 1952. Financement = 10,5 k€

AO3 Observation (2013) : statut = co-porteur avec D. Six (LGGE). Jouvence de

matériel + CDD 6 mois. Financement = 13 k€ + 14 k€

AO2 Observation (2012) : statut = porteur. Nouvel équipement : station de travail photogrammétrique. Financement = 7,5 k€

AO2 Recherche (2012) : statut = co-porteur avec D. Six (LGGE). Nouvel équipement : Lidar terrestre. Financement = 65 k€

AO1 Recherche (2011) : statut = porteur. Objectif : Quantification et analyse du retrait glaciaire depuis le milieu du 20^{ème} siècle dans les Alpes françaises. Financement = 7 k€

ISIS - CNES Le programme ISIS (Incitation à l'utilisation Scientifique des Images SPOT) vise à promouvoir l'utilisation des images SPOT auprès de la communauté scientifique. Les demandes de projet (durée max. 2 ans) sont examinées par le CNES qui en cas d'acceptation finance la majeure partie (~90%) du coût des images.

ISIS #799 (2014) : Actualisation de l'inventaire des glaciers de la Cordillère Blanche (Pérou). Acquisition de 3 images d'archives (XS, 5 m).

ISIS – Pléiades #18473 (2013-2014) : Quantifier les variations de volume glaciaire en Cordillère Royale de Bolivie. Programmation d'acquisition de triplets d'images Pléiades.

ISIS #513 (2012) : Suivi des variations de volume des glaciers des Alpes françaises entre 2003 et 2011. Acquisition d'un MNT d'archive (2003), et programmation d'acquisition de couples stéréo d'images SPOT 5 en 2011 + production du MNT correspondant.

ISIS #503 (2011) : Spatialisation de la mesure des paramètres glaciaires au sein de la Cordillère Royale de Bolivie. Acquisition de 9 images d'archives.

ISIS #435 (2010) : Suivi spatio-temporelle de la ligne de neige sur glacier dans les Alpes françaises (1984-2010). Acquisition de 12 images d'archives.

Encadrement doctoral et scientifique (depuis mon recrutement en 2009)

Thèses de doctorat

13-01 **Marion Réveillet**, UJF, Grenoble. Du 1^{er} octobre 2013 au 30 septembre 2016. Co-encadrement avec C. Vincent (LGGE) et D. Six (LGGE). Ma participation à l'encadrement est de 30%. « Etude de sensibilité des bilans de masse des glaciers alpins ».

11-01 **Ruben Basantes**, UJF, Grenoble. Du 1^{er} décembre 2011 au 30 novembre 2014. Co-encadrement avec B. Francou (LTHE). Ma participation à l'encadrement est de 90%. « Le recul des glaciers de l'Antisana à cause des changements climatiques, conséquences sur la ressource en eau à la ville de Quito – Equateur. Période d'étude 1956 – 2010 ».

Stages de M2R (ou équivalent = diplôme d'ingénieur) : 15 entre 2009 et 2014 (17 en tout)

14-04 **Diego Cusicanqui**, stage de fin d'études d'ingénieur à l'Ecole Militaire d'Ingénierie, La Paz, Bolivie. 6 mois du 1^{er} septembre 2014 au 30 mars 2015. Co-encadrement avec A. Soruco (UMSA – Bolivie). Participation à l'encadrement = 20%.

- 14-03 Edwin Loarte**, M2R, Univ. Madrid, Espagne. 5 mois, du 1^{er} avril au 31 août 2014. Co-encadrement avec F. Hernández Sancho (Univ. Madrid). Participation à l'encadrement = 30%.
- 14-02 Martin Kraemer**, stage de M2R, Univ. Strasbourg. 5 mois, du 1^{er} avril au 31 août 2014. Participation à l'encadrement = 20%.
- 14-01 Elvia Gallegos**, stage de fin d'études d'ingénieur à l'Ecole Polytechnique Nationale de Quito, Equateur. 6 mois du 1^{er} février au 31 juillet 2014. Co-encadrement avec R. Galarraga (EPN-Quito – Equateur). Participation à l'encadrement = 30%.
- 13-03 Gabriel Zeballos**, stage de fin d'études d'ingénieur à l'Ecole Militaire d'Ingénierie, La Paz, Bolivie. 6 mois du 1^{er} janvier au 30 juin 2013. Co-encadrement avec A. Soruco (UMSA – Bolivie). Participation à l'encadrement = 40%.
- 13-02 Marion Réveillet**, M2R STE-ECE, UFR PhITEM, UJF, Grenoble. 5 mois, du 1^{er} février au 30 juin 2013. Co-encadrement avec F. Gillet-Chaulet (LGGE). Participation à l'encadrement = 50%.
- 13-01 Léo Decaux**, M2R STADE, UFR IGA, UJF, Grenoble. 5 mois, du 1^{er} février au 30 juin 2013. Co-encadrement avec D. Six (LGGE) et M. Dumont (CEN). Participation à l'encadrement = 50%.
- 12-02 Edwin Loarte**, stage de fin d'études d'ingénieur à l'Université Nationale de Huaraz, Pérou. 8 mois, du 1^{er} février au 31 août 2012. Participation à l'encadrement = 100%.
- 12-01 Léo Decaux**, M2R STE-ECE, UFR PhITEM, UJF, Grenoble. 5 mois, du 1^{er} février au 30 juin 2012. Co-encadrement avec D. Six (LGGE) et M. Dumont (CEN). Participation à l'encadrement = 40%.
- 11-02 Gonzalo Leonardini**, M2R STE-ECE, UFR PhITEM, UJF, Grenoble. 5 mois, du 1^{er} février au 30 juin 2011. Co-encadrement avec J.-E. Sicart (LTHE) et P. Ginot (LGGE). Participation à l'encadrement = 40%.
- 11-01 Guillaume Consoli**, M2R STADE, UFR IGA, UJF, Grenoble. 5 mois, du 1^{er} février 2011 au 30 juin 2011. Co-encadrement avec P. Schoeneich (IGA). Participation à l'encadrement = 95%.
- 10-02 Maële Collet**, M2R, Univ. de Rennes. 5 mois, du 1^{er} avril au 31 août 2010. Co-encadrement avec M. Villacis (Ecole Polytechnique de Quito). Participation à l'encadrement = 70%.
- 10-01 Ruben Basantes**, M2R Prefalc, Univ. de Nice – Ecole Polytechnique de Quito-Equateur. 6 mois, du 1^{er} mars au 31 août 2010. Co-encadrement avec B. Francou (IRD). Participation à l'encadrement = 80%.
- 09-02 Ana Bermejo**, stage de fin d'études d'ingénieur de l'Ecole Polytechnique de Valencia, Espagne. 5 mois, du 1^{er} octobre 2009 au 28 février 2010). Participation à l'encadrement = 100%.
- 09-01 Imanol Goni**, stage de fin d'études d'ingénieur de l'Ecole Polytechnique de Valencia, Espagne. 5 mois, du 1^{er} octobre 2009 au 28 février 2010). Participation à l'encadrement = 100%.

Stage de M1 ou équivalent

- 14-02 Mathias Jauvin**, stage de 2^{ème} année d'école d'ingénieur, ENSG-Nancy, 2 mois, du 15 juin au 15 septembre 2014. Participation à l'encadrement = 30%.
- 12-01 Marion Réveillet**, stage de M1, UJF, Grenoble. 2 mois, du 1^{er} juillet au 31 août 2012. Participation à l'encadrement = 100%.

Autres encadrements

Post-Doc **Julie Gardelle**, 5 mois (sept. 2013 à janvier 2014), projets BIO-THAW (FRB – FFEM) et ISIS #18473 (CNES). Réalisation d'un modèle numérique de terrain à haute résolution spatiale à partir de triplets d'images Pléiades. Participation à l'encadrement = 100%.

VIE (Volontariat International à l'Étranger)

Maxime Harter, 24 mois (nov. 2013 à oct. 2015), IRD. Gestion du réseau de mesures glacio-hydro-météorologiques sur les glaciers du SO/SOERE GLACIOCLIM en Bolivie. Co-encadrement avec J.-E. Sicart (LTHE). Participation à l'encadrement = 50%.

Benjamin Lehmann, 24 mois (nov. 2011 à oct. 2013), IRD. Gestion du réseau de mesures glacio-hydro-météorologiques sur les glaciers du SO/SOERE GLACIOCLIM en Bolivie. Co-encadrement avec J.-E. Sicart (LTHE). Participation à l'encadrement = 50%.

CDD **Olivier Sanchez**, 15 mois (fév. 2015 à avril 2016), ANR_VIP-Mont-Blanc, niveau IE. Développement de routines pour quantifier les épaisseurs de glaciers. Participation à l'encadrement = 100%.

Olivier Sanchez, 6 mois (nov. 2013 à avril 2014), LabEx OSUG@2020, niveau AI. Acquisition et traitement de données Lidar terrestre appliqué à la cryosphère alpine. Participation à l'encadrement = 100%.

Guillaume Consoli, 4 mois (nov. 2011 à février 2012), CNRS, niveau AI. Traitement et analyse de données de télédétection sur les glaciers des Andes de Bolivie. Participation à l'encadrement = 100%.

Maële Collet, 3 mois (oct. à déc. 2010), CNRS, niveau T. Traitement d'images satellites SPOT : orthorectification, géoréférencement. Participation à l'encadrement = 100%.

Enseignement, diffusion des savoirs (depuis mon recrutement en 2009)

En tant que Physicien-Adjoint, j'ai un volume horaire annuel de 66 h éq. TD.

Depuis mon recrutement, j'ai dispensé des enseignements majoritairement au sein de l'UFR PhITEM (UJF-Grenoble 1) dans le cadre de la filière Licence STE (Sciences de la Terre et de l'Environnement), mais également au sein de l'UFR de Géographie : IGA (UJF-Grenoble 1).

- UE STE 110, Licence STE – 1^{ère} année, UFR PhITEM, UJF-Grenoble 1. Encadrement de TD.
- UE STE 35t, Licence STE – 3^{ème} année, UFR PhITEM, UJF-Grenoble 1. Encadrement de stages terrain.
- UE ENV23C, Licence Environnement – 2^{ème} année, UFR IGA, UJF-Grenoble 1. Cours magistraux.
- UE ENV121, Licence Aménagement – 1^{ère} année, UFR IGA, UJF-Grenoble 1. Cours magistraux.

Membre du comité d'organisation et d'encadrement de l'école d'été du World Glacier Monitoring Service (sept. 2013, Zermatt, Suisse) : www.wgms.ch/mb_summerschool.html

Annexe 3 : Rayonnement national et international

Récompenses, prix (4 depuis 2006)

- 2013** Prime d'Excellence Scientifique (PES) de l'Université Joseph Fourier – Grenoble 1
- 2011** Médaille d'Honneur du Mérite de l'Université Nationale S.A. de Mayolo (Huaraz, Pérou) en récompense à mes travaux sur « les fluctuations glaciaires dans les Andes tropicales ».
- 2009** Top reviewer, pour la revue Remote Sensing of Environment, Elsevier
- 2006** Prix La Recherche. Mention "Prix du Ministère de la Recherche et de l'Enseignement Supérieur" sur le sujet « Le Petit Age Glaciaire dans les Andes tropicales, une approche pluridisciplinaire »

Organisation de conférence, colloque

- 2014** Convener de la session CR3.1 : "Changing dynamics and environmental services of glacierized low latitude catchments" à l'EGU 2014.
- 2013** Convener de la session CR3.8 : "Tropical glaciers and climate dynamic" à l'EGU 2013.
- 2012** Membre du comité d'organisation et du comité scientifique de la 25^{ème} conférence de l'Association Internationale de Climatologie (sept. 2012, Grenoble).

Expertise, évaluation d'articles scientifiques, de projets de recherche

- Articles** Une trentaine d'articles pour les revues : Journal of Glaciology, Annals of Glaciology, The Cryosphere, Remote Sensing of Environment, Journal of Geophysical Research, Water Resources Research, Sensors, Global and Planetary Change, Eos, Earth Science System Data, Remote Sensing Letters, International Journal of Remote Sensing.
- Rapport** Réviseur du Chapitre 4 « Cryosphere » du 5^{ème} rapport d'évaluation (AR5 – 2013) de l'IPCC.
- Projets** Réviseur de projets pour l'ANR Jeunes Chercheurs – Jeunes Chercheuses et pour le FWF autrichien (équival. ANR)

Conférences invitées

- 2014** AGU Fall Meeting 2014, 15-19/12/2014. « Benefits of a multi-level monitoring strategy. Some examples of the recent advances within the French GLACIOCLIM observatory ». Présentation invitée dans la session “Glacier monitoring from *in situ* and remotely sensed observations”
- 2014** Global Cryospheric Watch “Cryonet meeting”. Santiago de Chile, Chili, 27-29/10/2014. Invité en tant qu’expert pour l’OMM.
- 2013** Foro Internacional de Glaciología, Pérou, le 02/07/2013. « Can the snowline be used as an indicator of the equilibrium-line and mass balance for glaciers in the outer tropics? »
- 2011** Universidad Nacional de Huaraz, Pérou, le 19/05/2011. « Evolución de los glaciares en los Andes tropicales: relación con el clima y consecuencias para los recursos en agua »
- 2009** National Snow and Ice Data Center (NSIDC), Boulder, Colorado, USA, le 28/08/2009. « Glacier mass-balance monitoring and glaciological inventory using remote-sensing imagery »

Jury de thèse

- 2014** Membre du jury de la thèse de Marie Gardent (Univ. Savoie) en tant qu’examinateur. Soutenance le 14 mars 2014.

Mobilité géographique

- 2014** 2 semaines de mission en Colombie
- 2013** 1,5 mois de mission en Equateur, Pérou, Bolivie
- 2012** 2 mois de mission longue durée (MLD) en Equateur, Pérou, Bolivie
- 2011** 2 mois de MLD en Equateur, Pérou, Bolivie
- 2010** 3 mois de MLD en Equateur, Bolivie, Pérou
- 2007-2008** 15 mois de contrat post-doctoral au *Centro de Estudios Avanzados en Zonas Aridas* (CEAZA), Université de La Serena, Chili.
- 2002-2004** 2 ans en Bolivie. Volontaire International au sein de l’Unité de Recherche Great-Ice de l’IRD.

Annexe 4 : Liste des publications, conférences

Publications en révision/parues dans des revues à facteur d'impact (28 parues dont 11 en 1er auteur)

- En révision Basantes Serrano, R., **A. Rabatel**, B. Cáceres, D. Alvarez, B. Francou, L. Maisincho, R. Galarraga. Assessing glaciological mass balance series on the basis of geodetic mass balance on the Glaciar Antisana 15a, Ecuador (1995-2012). *Annals of Glaciology*, en révision.
- En révision Maisincho, L., V. Favier, P. Wagnon, R. Basantes Serrano, B. Francou, M. Villacis, **A. Rabatel**, L. Mourre, V. Jomelli, B. Cáceres. On the interest of positive degree day models for mass balance modeling in the inner tropics. *The Cryosphere Discussion*, 8, 2637-2684. doi: 10.5194/tcd-8-2637-2014.
- 15-03 Soruco, A., C. Vincent, **A. Rabatel**, B. Francou, E. Thibert, J.-E. Sicart, T. Condom. Impacts of glacier shrinkage on water resources of La Paz city, Bolivia (16°S). *Annals of Glaciology*, 56(70), sous presse.
- 15-02 Brun, F., M. Dumont, P. Wagnon, E. Berthier, M.F. Azam, J.M. Shea, P. Sirguey, **A. Rabatel**, A. Ramanathan. 2015. Seasonal changes in surface albedo of Himalayan glaciers from MODIS data and links with the annual mass balance. *The Cryosphere*, sous presse.
- 15-01 Réveillet, M., **A. Rabatel**, F. Gillet-Chaulet, A. Soruco. 2015. Simulations of changes in Glaciar Zongo, Bolivia (16°S), over the 21st century using a 3D full-Stokes model and CMIP5 climate projections. *Annals of Glaciology*, 56(70), doi: 10.3189/2015AoG70A113.
- 14-02 Carlson, B., D. Georges, **A. Rabatel**, C. Randin, J. Renaud, A. Delestrade, N. Zimmermann, P. Choler, W. Thuiller. 2014. Accounting for treeline shift, glacier retreat and primary succession in mountain plant distribution models. *Diversity and Distribution*, 20 (12), 1379-1391.
- 14-01 Gardent, M., **A. Rabatel**, J.-P. Dedieu, P. Deline. 2014. Multitemporal glacier inventory in the French Alps from the late 1960s to the late 2000s. *Global and Planetary Change*, 120, 24-37.
- 13-03 Cauvy-Fraunié, S., T. Condom, **A. Rabatel**, M. Villacis, D. Jacobsen, O. Dangles. 2013. Glacial influence in tropical mountain hydrosystems evidenced by the diurnal cycle in water levels. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17, 4803-4816.
- 13-02 **Rabatel, A.**, A. Letréguilly, J.-P. Dedieu, N. Eckert. 2013b. Changes in glacier equilibrium-line altitude (ELA) in the western Alps over the 1984-2010 period: evaluation by remote sensing and modeling of the morpho-topographical and

- climate controls. *The Cryosphere*, 7, 1455-1471.
- 13-01 **Rabatel, A.**, B. Francou, A. Soruco, J. Gomez, B. Caceres, J.L. Ceballos, R. Basantes, M. Vuille, J.-E. Sicart, C. Huggel, M. Scheel, Y. Lejeune, Y. Arnaud, M. Collet, T. Condom, G. Consoli, V. Favier, V. Jomelli, R. Galarraga, P. Ginot, L. Maisincho, M. Ménégoz, J. Mendoza, E. Ramirez, P. Ribstein, W. Suarez, M. Villacis, P. Wagnon. 2013a. Current state of glaciers in the tropical Andes: a multi-century perspective on glacier evolution and climate change. *The Cryosphere*, 7, 81-102.
- 12-03 Dumont, M., J. Gardelle, P. Sirguey, A. Guillot, D. Six, **A. Rabatel**, Y. Arnaud. 2012. Linking glacier annual mass balance and glacier albedo retrieved from MODIS data. *The Cryosphere*, 6, 1527-1539.
- 12-02 **Rabatel, A.**, A. Bermejo, E. Loarte, A. Soruco, J. Gomez, G. Leonardini, C. Vincent, J.-E. Sicart. 2012. Can the snowline be used as an indicator of the equilibrium line and mass balance for glaciers in the outer tropics? *Journal of Glaciology*, 58 (212), 1027-1036.
- 12-01 Gilbert, A., C. Vincent, P. Wagnon, E. Thibert, **A. Rabatel**. 2012. The influence of snow cover thickness on the thermal regime of Tête Rouse Glacier (Mont Blanc range, 3200 m a.s.l.): consequences for outburst flood hazards and glacier response to climate change. *Journal of Geophysical Research*, 117, F04018.
- 11-02 Gascoïn, S., C. Kinnard, R. Ponce, S. Lhermitte, S. MacDonell, **A. Rabatel**. 2011. Glacier contribution to streamflow in two headwaters of the Huasco River, Dry Andes of Chile. *The Cryosphere*, 5, 1099-1113.
- 11-01 **Rabatel, A.**, H. Castebrunet, V. Favier, L. Nicholson, C. Kinnard. 2011. Glacier changes in the Pascua-Lama region, Chilean Andes (29°S): recent mass-balance and 50-year surface area variations. *The Cryosphere*, 5, 1029-1041.
- 10-01 Jomelli, V., P. Naveau, D. Cooley, D. Grancher, D. Brunstein, **A. Rabatel**. 2010. A response to Bradwell's commentary on recent statistical studies in lichenometry. *Geografiska Annaler*, 92A(4), 487-489.
- 09-03 Nicholson, L., J. Marín, D. Lopez, **A. Rabatel**, F. Bown, A. Rivera. 2009. Glacier inventory of the upper Huasco valley: glacier characteristics, recent change and comparison to the upper Aconcagua valley, Chile. *Annals of Glaciology*, 53, 111-118.
- 09-02 Jomelli, V., V. Favier, **A. Rabatel**, D. Brunstein, G. Hoffmann, B. Francou. 2009. Fluctuations of glaciers in the tropical Andes over the last millennium and paleoclimatic implications: a review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281, 269-282.
- 09-01 Favier, V., M. Falvey, **A. Rabatel**, E. Praderio, D. Lopez. 2009. Interpreting discrepancies between discharge and precipitation 1 m in high altitude 2 area of Chile's Norte Chico region (26°S-32°S). *Water Resources Research*, 45, W02424.
- 08-03 **Rabatel, A.**, V. Jomelli, B. Francou, P. Naveau, D. Grancher. 2008. The Little Ice Age in the tropical Andes of Bolivia (16°S) and its implication for a climate reconstruction. *Quaternary Research*, 70, 198-212.
- 08-02 **Rabatel, A.**, P. Deline, S. Jaillet, L. Ravanel. 2008. Rock falls in high-alpine rock walls quantified by terrestrial LiDAR measurements. A case study in the Mont Blanc area. *Geophysical Research Letters*, 35, L10502.
- 08-01 **Rabatel, A.**, J.-P. Dedieu, E. Thibert, A. Letréguilly, C. Vincent. 2008. Twenty-five years of equilibrium-line altitude and mass balance reconstruction on the Glacier Blanc, French Alps (1981-2005), using remote-sensing method and meteorological data. *Journal of Glaciology*, 54 (185), 307-314.

- 07-01 Naveau, P., V. Jomelli, D. Cooley, D. Grancher, **A. Rabatel**. 2007. Modelling uncertainties in lichenometry studies. *Arctic Antarctic and Alpine Research*, 39 (2), 277-285.
- 06-02 **Rabatel, A.**, A. Machaca, B. Francou, V. Jomelli. 2006. Glacier recession on the Cerro Charquini (Bolivia, 16°S) since the maximum of the Little Ice Age (17th century). *Journal of Glaciology*, 52 (176), 110-118.
- 06-01 Cooley, D., P. Naveau V. Jomelli, **A. Rabatel**, D. Grancher. 2006. A Bayesian Hierarchical Extreme Value Model for Lichenometry. *Environmetrics*, 17 (6), 555-574.
- 05-02 **Rabatel, A.**, J.-P. Dedieu, C. Vincent. 2005. Using remote-sensing data to determine equilibrium-line altitude and mass-balance time series: validation on three French glaciers, 1994-2002. *Journal of Glaciology*, 51 (175), 539-546.
- 05-01 **Rabatel, A.**, V. Jomelli, P. Naveau, B. Francou, D. Grancher. 2005. Dating fluctuations of glaciers during the Little Ice Age in the tropical Andes: Charquini glaciers (Bolivia, 16°S). *Comptes Rendus Géoscience*, 337 (15), 1311-1322.
- 04-01 Dedieu, J.-P., **A. Rabatel**, C. Vincent, A. Soruco. 2004. Glacier mass balance reconstruction by remote sensing in the French Alps: comparison with ground measurements. *IEEE*, 5, 3002-3004.
- 03-01 Dedieu, J.-P., **A. Rabatel**, C. Vincent, F. Valla, E. Thibert, Y. Arnaud. 2003. Glacier mass balance determination by remote sensing in the French Alps: progress and limitation for time series monitoring. *IEEE*, 4, 2602-2604.
- 02-01 **Rabatel, A.**, J.-P. Dedieu, L. Reynaud. 2002. Reconstitution des fluctuations du bilan de masse du Glacier Blanc (Massif des Ecrins, France) entre 1985 et 2000, par télédétection optique (imagerie Spot et Landsat). *La Houille Blanche*, N° 6/7-2002, 64-71.

Autres articles parus dans des revues à comité de lecture (9 parues dont 3 en 1er auteur)

- En révision Cusicanqui, D., A. Soruco, **A. Rabatel**, F. Anthelme. Mass balance of Zongo Glacier between 2006 and 2013 using the volumetric method from Pléiades high resolution images acquired over the Cordillera Real, Bolivia (16° S, 68° W). *Revista Boliviana de Física*. En revision.
- 15-01 Loarte, E., **A. Rabatel**, J. Gomez. 2015. Determination of the spatio-temporal variations of the glacier equilibrium-line altitude from the snowline altitude in the Cordillera Blanca (Peru). *Revista Peruana Geo-Atmosferica*, sous presse.
- 14-03 Zimmer, A., R. Meneses, **A. Rabatel**, A. Soruco, F. Anthelme. 2014. Characterizing the upward migration of high-Andean plant communities under the effects of global warming with early post-glacial chronosequences. *Ecologia en Bolivia*, 49(3), 27-41.
- 14-02 Zeballos, G., A. Soruco, D. Cusicanqui, R. Joffré, **A. Rabatel**. 2014. Using satellite images, digital elevation models and geographic information systems to characterize the spatial dynamics of glaciers and high Andean wetlands in Bolivia. *Ecologia en Bolivia*, 49(3), 14-26
- 14-01 Soruco, A., C. Vincent, B. Francou, **A. Rabatel**. 2014. Comparación de métodos para

- estimar el balance de masa del glaciar de Zongo, Bolivia (16° S, 68° O). *Geoacta*, 39(1), 154-165.
- 12-01 Leonardini, G., J.E. Sicart, **A. Rabatel**, A. Soruco, P. Ginot, E. Ramirez. 2012. Analisis del balance anual y mensual del glaciar tropical Zongo (Bolivia). *Revista Boliviana de Fisica*, 21, 6-11.
- 11-01 **Rabatel, A.**, V. Jomelli. 2011. Reconstruction et interprétation paléoclimatique des fluctuations glaciaires dans les Andes intertropicales au cours du dernier millénaire. *Bulletin de l'Association des Géographes Français*. 1, 7-16.
- 09-02 **Rabatel, A.** 2009. Evolution glaciaire dans les Andes subtropicales chiliennes entre 1955 et 2007 : conséquences pour la ressource en eau. *Cahiers de Géographie, Collection Edytem*. 8, 91-100.
- 09-01 Deline, P., V. Coviello, E. Cremose, S. Gruber, M. Krautblatter, S. Jaillet, E. Malet, U. Morra, J. Noetzli, P. Pogliotti, **A. Rabatel**, L. Ravel, B. Sadier, S. Verleysdonk. 2009. L'Aiguille du Midi (Mont-Blanc) : un site remarquable pour l'étude du permafrost des parois d'altitude. *Cahiers de Géographie, Collection Edytem*, 8, 135-146.
- 02-01 **Rabatel, A.**, J.-P. Dedieu, L. Reynaud. 2002. Suivi du bilan de masse glaciaire par télédétection : application au Glacier Blanc (Massif des Ecrins, France) entre 1985 et 2000. *Revue de Géographie Alpine*, 3, 99-109.

Livre, chapitres d'ouvrages (1 livre et 5 chapitres dont 1 en 1er auteur)

- 13-01 Francou, B., **A. Rabatel**, A. Soruco, J.-E. Sicart, E. Silvestre, P. Ginot, B. Caceres, T. Condom, M. Villacis, J.-L. Ceballos, B. Lehmann, F. Anthelme, O. Dangles, J. Gomez, V. Favier, L. Maisincho, V. Jomelli, M. Vuille, P. Wagnon, Y. Lejeune, C. Ramallo, J. Mendoza. 2013. *Glaciares de los Andes tropicales, victimas del cambio climático*. CAN-PRAA-IRD, Lima, 100 p.
- 11-01 Blard, P.H., P. Wagnon, **A. Rabatel**. 2011. Les fluctuations des glaciers de montagne, archives des paléoclimats continentaux. In Jeandel C. and Mosseri R. (eds.), *Le climat à découvert*. CNRS, Paris, 120-121.
- 08-02 Jomelli, V., **A. Rabatel**, P. Ginot, V. Favier, D. Grancher, D. Brunstrein, J. Gomez, A. Machaca, B. Caceres. 2008. Glacial fluctuations in the central Andes during the last millenium. In Francou, B. (ed.), *Is it the end of snowy heights? Glaciers and climate change in the Andean community*. SGCA-IRD-UNEP-AECI. Lima, Perou, 57-63.
- 08-01 Francou, B., T. Berger, B. Caceres, E. Cadier, A. Cochachin, V. Favier, R. Gallaire, J. Gomez, L. Maisincho, J. Mendoza, B. Pouyaud, **A. Rabatel**, E. Ramirez, J.E. Sicart, A. Soruco, M. Villacis, P. Wagnon, M. Zapata. 2008. Glacier retreat in the context of regional climate change. In Francou, B. (ed.), *Is it the end of snowy heights? Glaciers and climate change in the Andean community*. SGCA-IRD-UNEP-AECI. Lima, Perou, 43-55.
- 06-02 **Rabatel, A.**, B. Francou, V. Jomelli, A. Machaca. 2006. Climatic inferences from glacier variations in the Bolivian Andes since the Little Ice Age maximum (17th century). In Price M.F. (ed.), *Global Change in Mountain Regions*. Sapiens Publishing, 63-65.
- 06-01 Jomelli, V., G. Hoffmann, P. Naveau, D. Grancher, **A. Rabatel**, D. Brunstrein, V. Favier. 2006. Changes in Pacific teleconnection patterns in the tropical Andes during the Little Ice Age. In Price M.F. (ed.), *Global Change in Mountain Regions*. Sapiens Publishing, 61-62.

Conférences avec actes ou résumé

Année	Nombre en 1 ^{er} auteur	Nombre en co-auteur	Exemple de conférence
2003		4	EGU, IGARSS, AGU, 1 st MAAG
2004	3	2	EGU, IGARSS, AIC, 2 nd MAAG
2005	1	2	AISH, GCMR
2006			
2007	2	1	EGU, 2 nd R3ESME
2008	2	5	EGU, 4 th AVH
2009		2	EGU, AGF
2010		2	VIC, AUF
2011	2	1	AGU
2012	1	5	EGU, AGU, AIC, AAAG
2013	1	3	EGU, AGU
2014	1	6	EGU, AGU (invited speaker)
Total	13	33	

Autres conférences

Année	Nombre en 1 ^{er} auteur	Nombre en co-auteur	Exemple de conférence
2003		1	Journées Glacio - SHF
2004	1	2	Journées Glacio – SHF, AGM
2005	1	2	Journées Glacio – SHF
2006		2	Journées Glacio – SHF, Concord
2007	1	2	Journées Glacio – SHF, AGM
2008			
2009	1		AGM
2010		2	CCA
2011			
2012	2	2	Journées Glacio – SHF, AGM, RSS
2013	2	9	Journées Glacio – SHF, AGM, DACA, SIA, SEFS, FIG
2014		4	Earsel, AGM, IGS-Chamonix, CNGB-La Paz
Total	8	25	

Articles de vulgarisation, presse grand public, reportages TV

- 13-01 *Actualité Scientifiques de l'IRD* n°424: « Le spectaculaire recul des glaciers andins depuis 30 ans »
- 12-03 *Sciences et vie* n°1133 : « Les glaciers alpins reculent »
- 12-02 *La Recherche* n°461 : « Les glaciers alpins reculent à grande vitesse »
- 12-01 *Alpes Magazine* n° 136 : « Glaciers du Mont Blanc »
- 11-01 *Le Monde* du 12/12/2011 : « Et pendant ce temps, la fonte des glaciers s'accélère »
- 10-01 *La Razon* du 20/04/2010 (Bolivie) : « Glaciares de la Cordillera Real »
- 08-01 *El Diaro* du 25/05/08 (Chili) : « El enemigo silencioso nos acecha »

06-01 *La Recherche* n° 403 : « Des lichens datent les glaciers »

04/01 *Pour la science* Dossier hors-série n°42 : « Petit âge de glace, lichens et archives religieuses »

J'ai participé à la réalisation de plusieurs reportages/documentaires pour la télévision :

- « La glace et le ciel », participation à ce projet multimédia (cinéma, télévision, site-web) conduit par Luc Jacquet (réalisateur de « La Marche de l'Empereur », Oscar du meilleur film documentaire en 2006) et réalisé dans le cadre de sa fondation « Wild-Touch ». J'ai contribué au projet pédagogique, disponible sur Internet, à destination du grand public et des enseignants du primaire/secondaire (<http://education.laglaceetleciel.com/>)
- « Planète Glace », ARTE-IRD-CNRS, réalisé par Pierre Cressent et Vincent Amouroux, diffusion en 2013. Participation au tournage dans les Andes en juillet 2012. Conseils techniques et scientifiques.
- « J'ai marché sur la Terre », France 2, présenté par Mathieu Vidard, diffusé le 15/04/2012. Reportage réalisé par Pierre Bellet, tournage en Bolivie et oct-nov 2011. Conseils techniques et scientifiques.

J'ai conduit en avril 2010, Mr Brice Lalonde (Ambassadeur français en charge des négociations sur le réchauffement climatique, de passage en Bolivie pour le sommet sur le climat de Cochabamba), jusqu'au Glacier Zongo pour lui présenter l'observatoire GLACIOCLIM et les travaux menés sur les glaciers andins depuis 1991. A cette occasion, la chaîne de télévision CNN-Espagnol a réalisé un reportage d'une dizaine de minutes qui a été diffusé quelques jours plus tard.

Plusieurs des résultats scientifiques que j'ai présentés dans des conférences internationales et publiés dans des revues scientifiques ont été repris par la presse nationale et internationale. Ci-dessous, un liste non exhaustive des journaux et sites internet de presse :

- BBC (UK): www.bbc.co.uk/news/science-environment-21163386
- The Times (UK): www.thetimes.co.uk/tto/environment/article3666544.ece
- Telegraph (UK): www.telegraph.co.uk/earth/environment/climatechange/9821421/Andes-glaciers-have-shrunk-by-up-to-50-per-cent.html
- Chicago Tribune (USA): www.chicagotribune.com/business/sns-rt-us-andes-glaciersbre90l15z-20130122,0,3781545.story
- The Independent (USA): www.independent.co.uk/environment/climate-change/bolivia-andes-glaciers-are-melting-fast-8463899.html
- AlertNet: www.trust.org/alertnet/news/andean-glaciers-melting-at-unprecedented-rates-study
- TVNZ (New Zealand): tvnz.co.nz/world-news/andean-glaciers-melting-unprecedented-rates-study-5324681
- Cronica Viva (Peru): www.cronicaviva.com.pe/index.php/mundo/7-mundo/59762-glaciares-de-los-andes-qse-han-reducido-hasta-en-un-50q
- Scientias (NL): www.scientias.nl/gletsjers-in-de-andes-smelten-harder-dan-ooit-gemeten/79290
- Radio Taiwan International: news.rti.org.tw/index_newsContent.aspx?nid=402388
- Ceskatelevize (CZ): www.ceskatelevize.cz/ct24/svet/212061-v-andach-taji-ledy-ale-moc-rychle/
- Yahoo! News: news.yahoo.com/andes-glaciers-vanishing-rapidly-study-finds-172514464.html
- La Razon (BO) www.la-razon.com/versiones/20100420_007068/nota_244_991355

Annexe 5 : Quelques publications

Cette annexe regroupe certaines des publications qui retracent mon activité scientifique et qui illustrent les différents chapitres de ce document. Elles apparaissent, ci-après, dans l'ordre des chapitres du manuscrit auxquels elles sont principalement reliées.

Rabatel A. *et al.*, *Journal of Glaciology*, 2012

Rabatel A. *et al.*, *Quaternary Research*, 2008

Rabatel A. *et al.*, *The Cryosphere*, 2013a

Gardent M., A. Rabatel *et al.*, *Global and Planetary Change*, 2014

Rabatel A. *et al.*, *Journal of Glaciology*, 2005

Rabatel A. *et al.*, *The Cryosphere*, 2013b

Réveillet M., A. Rabatel *et al.*, *Annals of Glaciology*, 2015

Can the snowline be used as an indicator of the equilibrium line and mass balance for glaciers in the outer tropics?

Antoine RABATEL,¹ Ana BERMEJO,¹ Edwin LOARTE,² Alvaro SORUCO,³ Jesus GOMEZ,² Gonzalo LEONARDINI,⁴ Christian VINCENT,¹ Jean Emmanuel SICART⁴

¹Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, CNRS/Université Joseph Fourier – Grenoble I, Grenoble, France

E-mail: rabatel@lgge.obs.ujf-grenoble.fr

²Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos, Huaraz, Peru

³Instituto de Investigaciones Geológicas y del Medio Ambiente, Universidad Mayor de San Andrés, La Paz, Bolivia

⁴IRD/Université Joseph Fourier – Grenoble I/CNRS/G-INP, Grenoble, France

ABSTRACT. Because the glacier snowline is easy to identify on optical satellite images and because in certain conditions it can be used as an indicator of the equilibrium line, it may be a relevant parameter for the study of the relationships between climate and glaciers. Although several studies have shown that the snowline altitude (SLA) at the end of the hydrological year is a good indicator of the equilibrium-line altitude (ELA) for mid-latitude glaciers, such a relationship remains conjectural for tropical glaciers. Indeed, unlike in mid-latitudes, tropical climate conditions result in a distinct seasonality of accumulation/ablation processes. We examine this relationship using direct field ELA and mass-balance measurements made on Glaciar Zongo, Bolivia (~16° S), and Glaciar Artesonraju, Peru (~9° S), and the SLA retrieved from satellite images acquired in the past two decades. We show that on glaciers in the outer tropics: (1) ablation is reduced during the dry season in austral winter (May–August), the SLA does not change much, and satellite images acquired between May and August could be used to compute the SLA; and (2) the highest SLA detected on a number of satellite images acquired during the dry season provides a good estimate of the annual ELA. However, as snowfall events can occur during the dry season, the SLA detected on satellite images tends to underestimate the ELA. Thus, we recommend validating the SLA computed from satellite images with field data collected on a benchmark glacier before measuring the SLA on other glaciers in the same mountain range for which no field data are available. This study is a major step towards extending the measurement of glacier parameters (ELA and mass balance) at the scale of a whole mountain range in the outer tropics to better document the relationships between climate and glaciers.

1. INTRODUCTION

In situ measurements of glacier mass balance are rare at the global scale. The World Glacier Monitoring Service has compiled data from 110 of the ~100 000 existing glaciers listed in the World Glacier Inventory. To better understand the climate–glacier relationship at regional scale and to analyze the influences of both morphological (e.g. aspect, slope, elevation, latitude) and meteorological parameters (e.g. temperature, precipitation) on glacial changes, glaciological parameters (mass balance, equilibrium-line altitude (ELA)) at the scale of a mountain chain or a climatic region need to be measured. Remote-sensing techniques appear to be appropriate for this purpose (e.g. Rees, 2006; Bamber and Rivera, 2007).

The equilibrium line of a glacier separates the accumulation zone (where the annual mass balance is >0) from the ablation zone (where the annual mass balance is <0). Its position is determined by the climatological environment and the net budget for each individual year (Meier and Post, 1962; Kuhn, 1989). Lliboutry (1965) stated that for mid-latitude glaciers the position of the end-of-summer snowline, i.e. the snowline at the end of the hydrological year, can be considered as representative of the ELA. This assertion has since been confirmed for mid-latitude mountain glaciers (e.g. Rabatel and others, 2005). This enables variations in the ELA to be reconstructed from remote-sensing data like aerial

photographs and/or satellite images on which the snowline is generally easy to discern, and consequently study of the climate–glacier relationship in remote areas for which no direct measurements are available (e.g. Chinn and others, 2005; Barcaza and others, 2009). The relationship between the end-of-summer snowline and glaciological parameters also enables reconstruction of annual mass-balance time series, assuming that: (1) the mass-balance gradient in the vicinity of the ELA is representative of the mass-balance gradient of the whole glacier and remains constant throughout the study period; and (2) the average glacier mass balance over the study period has been determined using the geodetic method, which enables changes in volume to be computed by subtracting digital elevation models (DEMs) created by photogrammetry or field topography (e.g. Braithwaite, 1984; Rabatel and others, 2005, 2008).

However, the above relationship is not valid for glaciers where superimposed ice (resulting from freeze/thaw cycles at the surface) is accreted to the glacier, which is the case for cold glaciers; in such cases, at the end of the hydrological year, the ELA is lower than the snowline altitude (SLA) (Lliboutry, 1998). For glaciers in the outer tropics, the representativeness of the snowline as an indicator of the ELA is still highly conjectural. The few studies performed in the outer tropical Andes that made use of this relationship assumed that the relationship is clear

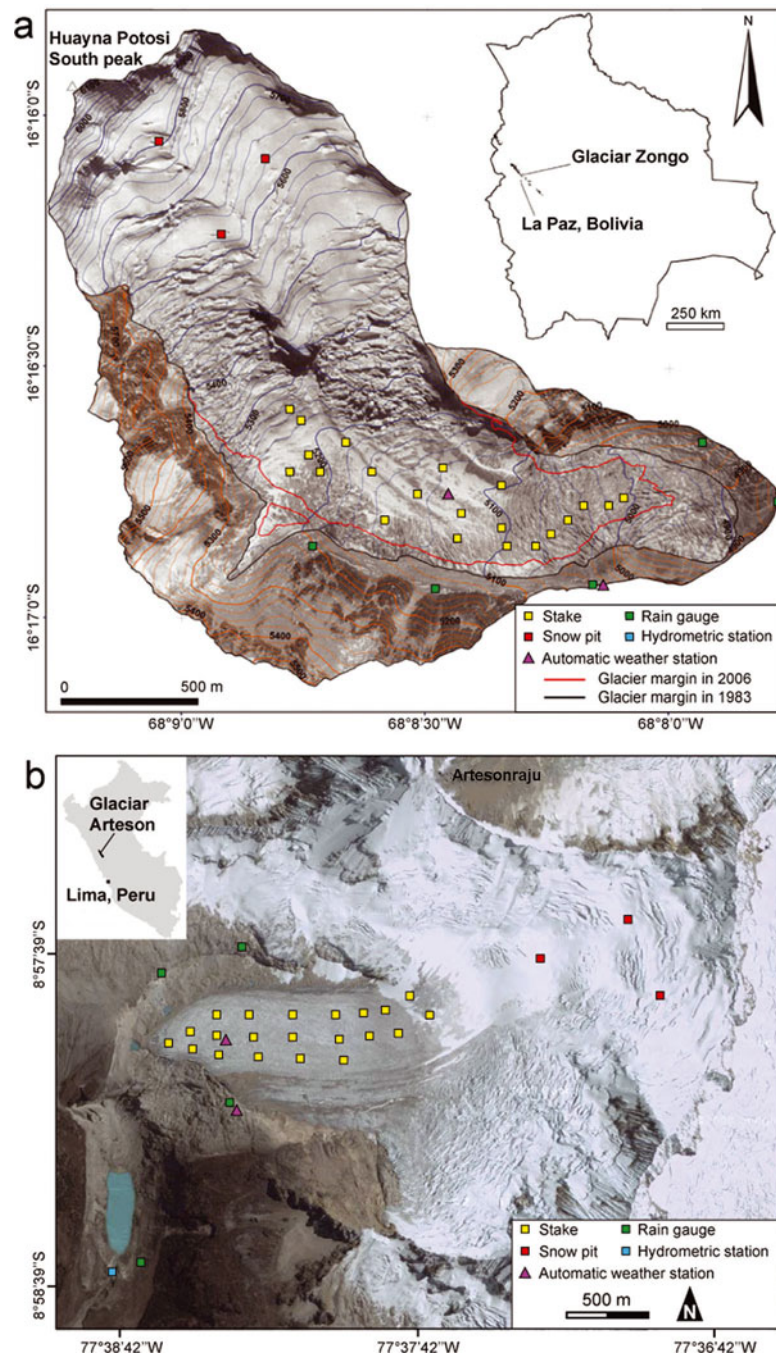


Fig. 1. (a) Orthophoto map of Glaciar Zongo showing the surface topography in 1983, with 20 m contour intervals, and the terminus of the glacier in 2006 (adapted from Soruco and others, 2009). (b) Glaciar Artesonraju in 2010 (adapted from ©Google Earth).

and comparable with that found in mid-latitude glaciers (e.g. McFadden and others, 2011; A. Klein and B. Isacks, unpublished information). On the one hand, it is known that most tropical glaciers are temperate (Francou and others, 1995), so that the SLA–ELA relationship could be valid. However, previous glaciological studies in the outer tropical Andes have shown that: (1) the strong seasonality of precipitation, contrasting with the limited seasonality of temperature, generates a sequence of accumulation and ablation processes all year round that differs from those that take place in mid-latitude glaciers; and (2) tropical glaciers are characterized by a high mass-balance gradient mainly because of frequent changes in snow cover throughout the long ablation season (7–8 months) (e.g. Kuhn, 1984; Sicart and others, 2011). For these reasons, the aim of this study

was to test the validity of the SLA–ELA relationship for outer-tropical glaciers. We wanted to identify the most appropriate period of the year to measure the position of the snowline on glaciers in the outer tropics that could be considered representative of the equilibrium line. To this end, we first examined a 15 year time series of monthly field mass-balance and ELA data on Glaciar Zongo to quantify their pattern of changes over the year. We then compared the SLAs computed for each year using remote sensing with the annual ELAs measured from field data to assess the validity of the SLA–ELA relationship for Glaciar Zongo and Glaciar Artesonraju in the outer tropics. The topic is important as it will help to improve our understanding of the climate–glacier relationship at the scale of a whole mountain range in the outer tropics.

2. STUDY AREA, CLIMATE CONDITIONS AND GLACIOLOGICAL PROCESSES

Glaciar Zongo is located in the Bolivian Cordillera Real between the Altiplano plateau in the west and the Amazon basin in the east (Fig. 1a). In 2006, the glacier covered an area of 1.96 km² extending from 6100 to 4900 m a.s.l. (Soruco and others, 2009). Glaciar Artesonraju is located in the Peruvian Cordillera Blanca (Fig. 1b). In 2003, the glacier covered an area of 5.39 km² extending from 5980 to 4685 m a.s.l. (UGRH, 2010). Both Cordillera Real and Cordillera Blanca are situated in the outer tropical zone, which forms a transition zone between the tropics (continuously humid conditions) and the subtropics (dry conditions) (Kaser, 2001).

The climate of the outer tropics is characterized by low seasonal temperature variability, high solar radiation influx all year round and marked seasonality of humidity and precipitation (Fig. 2) (e.g. Wagnon and others, 1999). The hydrological year starts at the end of the dry season when discharge is minimal (fig. 2 of Soruco and others, 2009), i.e. 1 September (Ribstein and others, 1995). The hydrological year can be divided into three periods: (1) September–December, with a progressive increase in moisture and precipitation; (2) January–April, which is the core of the rainy season (approximately two-thirds of total annual precipitation); and (3) May–August, when conditions are dry (e.g. Sicart and others, 2011). However, precipitation can also occur during the dry period due to Southern Hemisphere mid-latitude disturbances tracking abnormally north of their usual path (Ronchail, 1995; Vuille and Ammann, 1997).

Wagnon and others (1999, 2001) and Sicart and others (2005, 2010, 2011) studied seasonal variations in the melt rate of Glaciar Zongo using surface energy-balance methods. Here we only present a short summary of the main results; for more details the reader should refer to the above-mentioned publications. Those authors showed that: (1) melt rates are highest in October–December, mainly as a result of ice melt due to solar radiation; (2) ablation remains high in January–April mainly due to snowmelt, with a decreasing trend toward the end of the period; and (3) from May to August ablation is limited because of significant energy losses due to longwave radiation, and consists mainly of sublimation because of strong winds and dry air, except at the glacier snout where melting can also occur as the elevation of the 0°C isotherm is very close to that of the snout. From May to August, the lower part of the glacier is usually snow-free and the snowline is high. However, any snowfall occurring in May–August will persist for a long time due to limited ablation. In such cases, the snowline is located close to the glacier snout and may remain in that position throughout the dry season.

3. METHODS AND DATA

3.1. Mass balance and ELA computed from direct field measurements

The mass balance of Glaciar Zongo has been monitored since 1991 using the glaciological method (Paterson, 1994). On the lower part of the glacier (<5200 m a.s.l.), stake emergence is measured at monthly intervals using a network of 10–25 stakes (Fig. 1a). The number of stakes can vary from one month to another, as stakes can be lost, broken or covered by

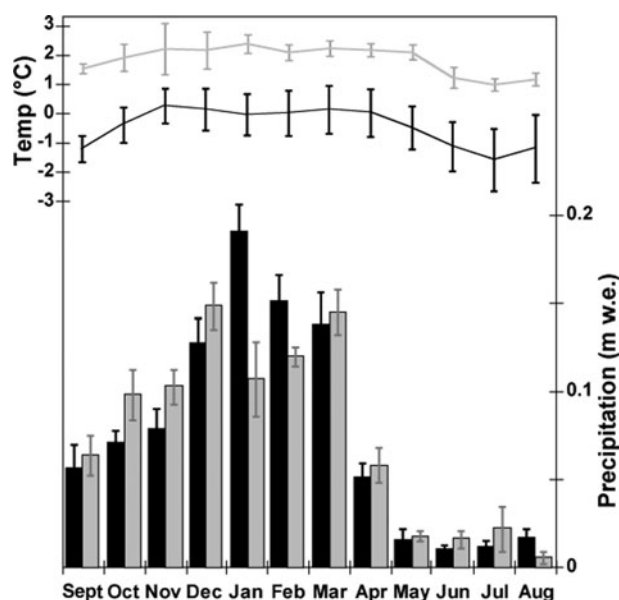


Fig. 2. Monthly precipitation and temperatures on Glaciar Zongo (in black) and Glaciar Artesonraju (in gray). Precipitation on Glaciar Zongo was recorded throughout 1995–2006 (the black boxes represent the monthly average of eight rain gauges located in the Glaciar Zongo watershed between 4750 and 5150 m a.s.l., and the vertical black bars represent the $\pm 1\sigma$ interval between the eight rain gauges). The black line represents the monthly temperature recorded during 1995–2006 on the right-hand lateral moraine at 5150 m a.s.l.; the black vertical bars represent the $\pm 1\sigma$ interval between the different years. Precipitation on Glaciar Artesonraju was recorded during 2002–04 (the gray boxes represent the monthly average of four rain gauges located in the Glaciar Artesonraju watershed between 4310 and 4935 m a.s.l., and the vertical gray bars represent the $\pm 1\sigma$ interval between the four rain gauges). The gray line represents the monthly temperature recorded during 2001–04 on the left-hand lateral moraine at 4840 m a.s.l.; the gray vertical bars represent the $\pm 1\sigma$ interval between the different years.

snow. Snow height and density measurements are required together with stake emergence measurements because snowfall can occur on the glacier surface at any time of the year. On the upper part of the glacier, net accumulation (snow height and density) is measured at the end of the hydrological year, i.e. in late August of each year, at three locations (Fig. 1a). To compute the monthly mass balance of Glaciar Zongo, the accumulation measurements were distributed at a monthly timescale using monthly precipitation data measured on a network of five rain gauges located on the glacier foreland between 4830 and 5150 m a.s.l. (Fig. 1a), assuming that monthly variability is identical. Finally, to compute the specific mass balance of the glacier, its hypsometry was calculated using digital elevation models (DEMs) computed from aerial photogrammetry in 1983, 1997 and 2006 (Soruco and others, 2009; Section 3.2 below).

The ELA of Glaciar Zongo was calculated for each year between 1991 and 2006 using the stake measurements made on the lower part of the glacier. For each year, the mass balance of each stake was cumulated monthly from September to August. Then, for each month, the linear regression of mass balance with stake altitude was used to calculate the ELA (Fig. 3). ELA uncertainty was calculated from the standard error of the linear regression of the mass balance with stake altitude.

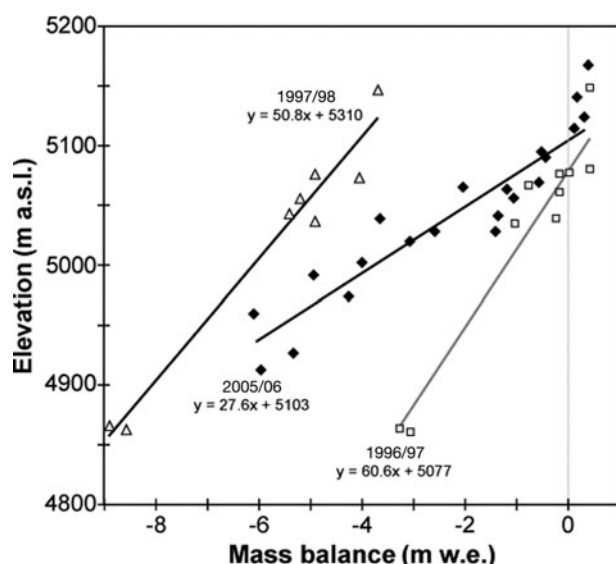


Fig. 3. Measured mass balance as a function of elevation of the stake network located in the lower part of Glaciar Zongo (each dot represents one stake) for three contrasted years: 1996/97 (squares), a positive mass-balance year; 1997/98 (triangles), a very negative mass-balance year; and 2005/06 (diamonds), an almost balanced year.

On Glaciar Artesonraju, field mass-balance measurements have been made since 2000 using a stake network distributed throughout the ablation zone up to ~ 4850 m a.s.l. These measurements are made at a varying timescale of ~ 3 months. Since 2004, accumulation measurements have also been made once a year (at the end of the dry season), enabling the specific mass balance of the glacier to be computed. The ELA of Glaciar Artesonraju was calculated for each year between 2000 and 2010, using the stake measurements made on the lower part of the glacier.

3.2. Satellite images and DEM description

Landsat-5 Thematic Mapper (TM), Landsat-7 Enhanced TM Plus (ETM+) and Système Pour l'Observation de la Terre (SPOT 4) images were used for this study. No Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) image was used because, among the available images, the only images with satisfactory cloudiness conditions were acquired on the same day as the Landsat images. These sensors are appropriate for the purpose of our study as they are of high spatial resolution: 15 and 30 m for Landsat, 10 and 20 m for SPOT in the panchromatic and multi-spectral modes, respectively.

One limitation of optical satellites such as Landsat, SPOT or ASTER is the cloud cover. For both the Cordillera Real, Bolivia and Cordillera Blanca, Peru, the high cloudiness at the onset and during the core of the rainy season (September–April) precludes the use of images acquired during this period of the year. Consequently, the time of year when images can be used is limited to the dry season, i.e. from late April/early May to late August/early September. Another limitation is the temporal resolution with a repeat cycle ranging from 16 to 26 days depending on the satellite.

For Glaciar Zongo, of the 55 Landsat images available on the Global Visualization Viewer (GLOVIS) of the United States Geological Survey–EROS Data Center (USGS–EDC) for the period 1991–2006, conditions were satisfactory in 29 images. All the Landsat images were provided with systematic radiometric and geometric corrections (http://landsat.usgs.gov/Landsat_Processing_Details.php). As no image was available between 1991 and 1995, we reduced our study period to 1996–2006. Fortunately Glaciar Zongo is located at the center of the Landsat images and was consequently not affected by the failure of the Landsat-7 scan-line corrector on 31 May 2003.

To complete the Landsat image series for Glaciar Zongo, three SPOT images were obtained through the French Space Agency (CNES)/Spot-Image ISIS program (Table 1). The SPOT

Table 1. Satellite images used for SLA measurements. For Landsat-5 TM (LT5) and Landsat-7 ETM+ (LE7) images, the path/row was 001/070 for Glaciar Zongo and 008/066 for Glaciar Artesonraju; the pixel size was 15 and 30 m for the panchromatic and multispectral modes, respectively. For the SPOT images used for Glaciar Zongo, the path/row was 668/382 or 668/383 and the pixel size was 10 m for the panchromatic mode (PAN) and 20 m for the multispectral mode (XS)

Glaciar Zongo				Glaciar Artesonraju			
Sensor	Date	Sensor	Date	Sensor	Date	Sensor	Date
LT5	25 Jul 1996	LT5	5 Aug 2000	LT5	5 May 2001	LE7	27 May 2006
LT5	9 May 1997	LE7	31 Jul 2001	LE7	14 Jun 2001	LT5	6 Jul 2006
LT5	10 Jun 1997	SPOT4 PAN	27 May 2002	LE7	30 Jun 2001	LT5	22 May 2007
LT5	28 Jul 1997	SPOT4 XS	18 Jun 2002	LE7	17 Jun 2002	LE7	1 Jul 2007
LT5	29 Aug 1997	SPOT4 PAN	23 Jun 2002	LE7	19 Jul 2002	LT5	24 May 2008
LT5	12 May 1998	LE7	21 Jul 2003	LT5	14 Jul 2003	LT5	9 Jun 2008
LT5	28 May 1998	LE7	22 Aug 2003	LE7	7 Aug 2003	LE7	19 Jul 2008
LT5	13 Jun 1998	LE7	5 Jun 2004	LE7	13 May 2004	LT5	11 May 2009
LT5	31 Jul 1998	LE7	21 Jun 2004	LE7	8 May 2005	LE7	4 Jun 2009
LT5	15 May 1999	LT5	15 May 2005	LE7	24 May 2005	LT5	28 Jun 2009
LT5	31 May 1999	LT5	16 Jun 2005	LE7	9 Jun 2005	LT5	14 May 2010
LT5	2 Jul 1999	LT5	4 Sept 2005	LT5	3 Jul 2005	LE7	23 Jun 2010
LT5	3 Aug 1999	LE7	10 May 2006	LE7	11 Jul 2005	LE7	9 Jul 2010
LT5	1 May 2000	LE7	26 May 2006	LE7	27 Jul 2005	LE7	25 Jul 2010
LE7	25 May 2000	LE7	13 Jul 2006	LE7	12 Aug 2005	LE7	26 Aug 2010
LT5	4 Jul 2000	LE7	14 Aug 2006				

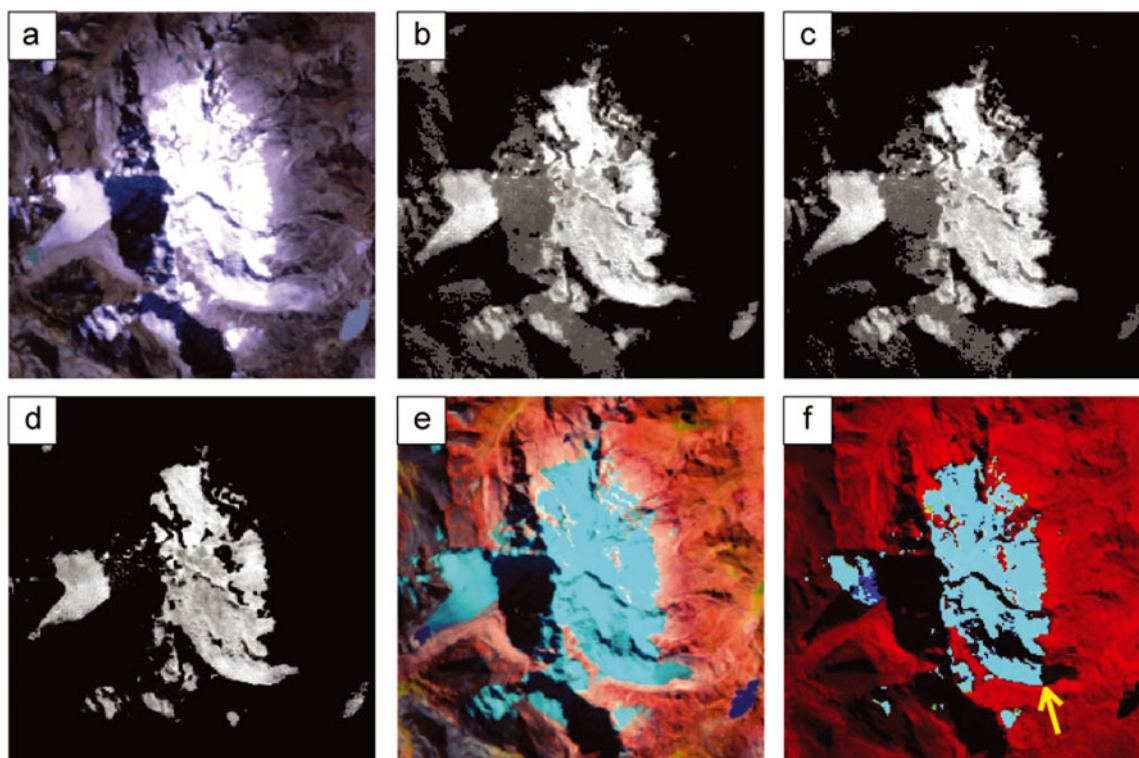


Fig. 4. Test of different combinations of bands and band ratios applied on Landsat-5 image acquired on 2 July 1999 to facilitate the identification of the snowline: (a) combination of spectral bands 3, 2 and 1; (b) ratio 3/5; (c) ratio 4/5; (d) normalized-difference snow index (NDSI) with threshold at 0.6; (e) combination of spectral bands 5, 4 and 2; (f) same as (e) with threshold of 120 and 135 for bands 4 and 2, respectively. In (f) the yellow arrow shows the position of the snowline on Glaciar Zongo.

images were geometrically corrected and georeferenced on the basis of the Landsat images using the commercial PCI Geomatics® software. The root-mean-square error in longitude and latitude (RMSE_{xy}) at the ground-control points used for the geometrical correction is <1 pixel.

For Glaciar Artesonraju, of the 49 Landsat images available on GLOVIS for the period 2000–10, conditions were satisfactory in 30. As for Glaciar Zongo, all the Landsat images were provided free of charge by the USGS including systematic radiometric and geometric corrections.

Once the snowline was identified on the satellite images, its average altitude was calculated using a DEM. For Glaciar Zongo, the DEM was computed photogrammetrically using 2006 aerial photographs from the National Service of Aerophotogrammetry, Bolivia (see Soruco and others (2009) for details of the construction of this DEM). The horizontal and vertical accuracies of this DEM are 1.38 and 3.50 m, respectively. Using the geodetic method, Soruco and others (2009) showed that at the level of the mean ELA (~5150 m a.s.l., which is the average of the annual ELAs for the period 1991–2006 computed from field measurements), Glaciar Zongo lost about 20 m between 1997 and 2006. Thus, to compensate for the fact that the DEM used to compute the SLAs dates from the end of the study period (2006), the SLA for each year was corrected considering a linear trend of surface lowering of 2 m a⁻¹. For Glaciar Artesonraju, because no DEM was computed from aerial photogrammetry, the DEM used to compute the altitude of the snowline identified on the satellite images was the ASTERGDEM V2, the vertical accuracy of which is ~20 m (<http://www.ersdac.or.jp/GDEM/E/4.html>). With such vertical accuracy, there was no need to undertake

altitudinal correction of the SLA as for Glaciar Zongo, because the accuracy is of the same order of magnitude as the surface lowering.

3.3. SLA retrieved from satellite images

Since the first optical satellite images from the Landsat program became available in 1972, several methods have been developed to monitor the properties of glaciers including ice extent, terminus position, surface elevation and the position of the snowline. Several compilations of these techniques have been published in review papers and books (e.g. Meier, 1980; Rees, 2006). For snowline delineation, we advise the reader to consult the above-mentioned references for an extensive description of the different methods corresponding to the potential of each satellite.

Figure 4 shows the results of a test of different band combinations and band ratios recommended in the above-mentioned references to facilitate the identification of the snowline on the satellite images. Case F turned out to be the most appropriate, as the limit between snow (light blue) and ice (black) is clearly visible. This case combines the green, near-infrared and shortwave infrared bands with thresholds for the green and near-infrared bands. The thresholds depend on lighting conditions on the acquisition date. For the Landsat images listed in Table 1, the spectral bands used were 2 (0.52–0.60 µm), 4 (0.77–0.90 µm) and 5 (1.55–1.75 µm), and the thresholds ranged between the digital number values of 80 and 160 for band 2 and between 60 and 135 for band 4. For the SPOT multispectral images, spectral bands 1 (0.50–0.59 µm), 3 (0.79–0.89 µm) and 4 (1.58–1.75 µm) were used.

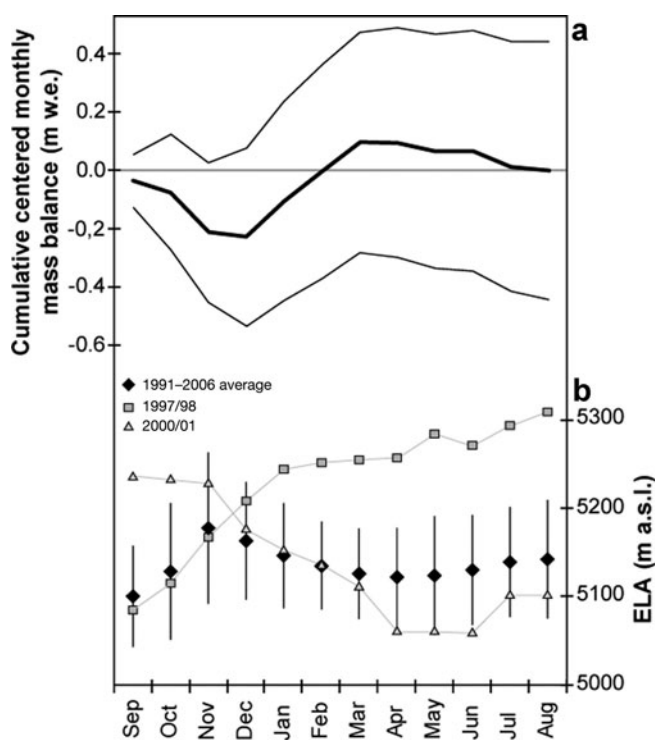


Fig. 5. Cumulated monthly mass balance and ELA of Glaciar Zongo from September to August (average values for the period 1991–2006). (a) The mass balance is centered and cumulated monthly (thick black line). Gray lines represent cumulated variability for the whole year. (b) Black diamonds represent the average ELA for the study period, with uncertainty bars matching the $\pm 1\sigma$ interval. Gray squares and triangles represent the two extreme ELA patterns for 1997/98 and 2000/01, respectively.

Uncertainty was estimated for each SLA. Uncertainty results from different sources of error (Rabatel and others, 2002, 2005): (1) the pixel size of the images, which ranges between 10 and 30 m depending on the sensor; (2) the slope of the glacier in the vicinity of the SLA, which ranges between 12% and 49% depending on the zone where the SLA was located in the year concerned; (3) the accuracy of the DEM (3.5 and 20.0 m for Glaciar Zongo and Glaciar Artesonraju, respectively); and (4) the standard deviation of the calculation of the average SLA along its delineation, which ranges between 10 and 80 m depending on the year. The latter source of error was the most important. The resulting total uncertainty on the SLAs (root of the quadratic sum of the different independent errors) varied between ± 11 and ± 86 m depending on the year. The uncertainty is greater when the SLA is located in the upper part of the glacier because the slope is steeper there and the standard deviation of the computed SLA is larger.

4. RESULTS AND DISCUSSION

4.1. Changes in monthly mass balance and ELA over the year

Figure 5a shows the mass balance cumulated at a monthly timescale from September to August on Glaciar Zongo. From 1991 to 2006, the centered monthly mass balance was negative, except between January and March when accumulation was maximal. The most negative mass-balance values were recorded in November, i.e. before the core of the rainy

season. Monthly variability of the mass balance was highest in October–December due to the variability of the onset of the rainy season. Indeed, the later the rainy season begins, the longer the period with the highest ablation rates (Sicart and others, 2011). Soruco and others (2009) showed that the variance of the mass-balance time series of the lower part of the glacier ($z < 5200$ m a.s.l.), where the mass balance is measured directly from the stake network, was responsible for 80% of the interannual variability of the mass balance of the whole glacier.

Along with changes in the monthly mass balance, Figure 5 shows changes in the monthly ELA on Glaciar Zongo during the study period: (1) the ELA increased progressively from September to November due to increasing ablation rates that reached their peak around November; (2) the ELA reached maximum around November, but with marked year-to-year variability; (3) the ELA decreased from December to April due to frequent snowfalls on the glacier; and (4) the ELA increased again over the dry season from May onwards, but this increase (20 m on average between April and August during our study period) was limited due to low ablation rates. The average annual ELA on Glaciar Zongo for the study period was 5144 ± 67 m a.s.l.

As mentioned in Section 2, discharge is minimal in July–August. The glaciological mass balance was calculated for the same period as the hydrological mass balance (Ribstein and others, 1995), i.e. from 1 September to 31 August, and not at the end of the strongest ablation period (November in our case) as is the case for mid-latitude glaciers. As a consequence, and because changes in the mass balance and ELA are very low between May and August, the cumulated monthly mass balance and the position of the equilibrium line at the end of the wet season, i.e. in April, account for the accumulation and ablation processes that mainly control the annual mass balance. One consequence of these changes in the mass balance and ELA over the hydrological year is that if one wishes to use the snowline measured on satellite images as an indicator of the annual equilibrium line, and thus of the annual mass balance, it is best to use satellite images acquired between May and August.

4.2. Comparison of ELA and SLA

Figure 6 compares the SLAs computed from the satellite images with the annual ELAs computed from field mass balance for both Glaciar Zongo and Glaciar Artesonraju for the corresponding years. Each dot corresponds to one image. Note that for several years, four or five images acquired between May and August were available (e.g. 1996/97 and 1997/98 for Glaciar Zongo), but for other years only one image was available (e.g. 1995/96 or 2000/01 for Glaciar Zongo; see also list of images in Table 1). When several images were available for a given year, there is considerable scatter between the image data. The scatter was computed as the difference between the lowest and highest SLAs measured on the available images for each year. This varied between 7 and 236 m, with an average of 77 m, for Glaciar Zongo and between 26 and 73 m, with an average of 44 m, for Glaciar Artesonraju. However, regardless of the year, the highest SLA was usually close to the 1 : 1 diagonal, suggesting that the highest remotely sensed SLA is a good indicator of the annual ELA. However, for a few years, the SLA on Glaciar Zongo was significantly below the ELA. This was the case for 1995/96, 1998/99, 2000/01 and 2001/02. In these cases, the glacier tongue was almost

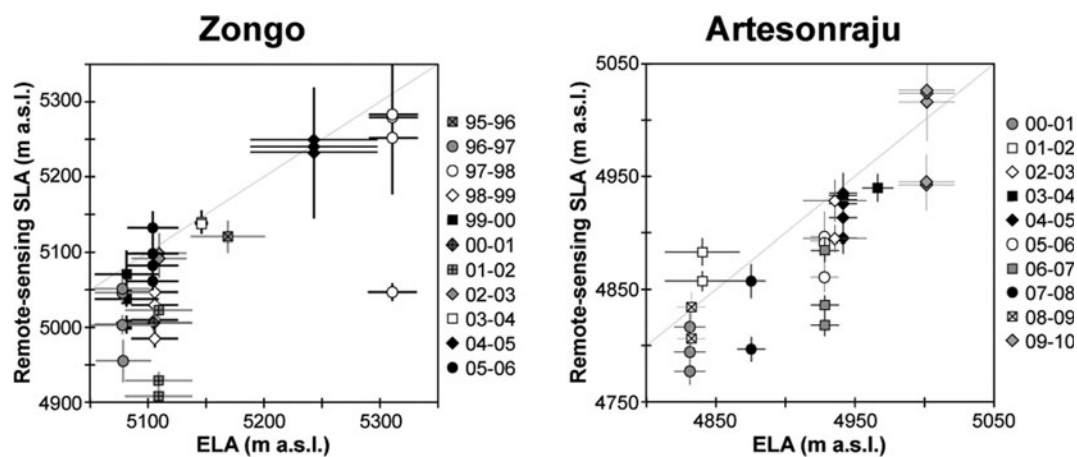


Fig. 6. Comparison of the annual ELA calculated from field mass-balance measurements and SLAs computed from all the available satellite images acquired in May–August of the corresponding year for each year of the study period. Each dot corresponds to one image. Uncertainty bars match the $\pm 1\sigma$ interval. The pale gray line matches the 1 : 1 diagonal.

completely covered by snow when the image was acquired (SLA < 5000 m.a.s.l.) due to snowfalls that occurred in the dry season.

Furthermore, the highest SLA was not necessarily concomitant with the end of the hydrological year, i.e. late August, but could occur in May, June or July. For example, in 1997/98, the highest SLA was measured on the Landsat image dated 13 June, while the SLA measured on the Landsat image dated 31 July was about 240 m lower.

One could argue that an alternative method is to measure the SLA on all the available satellite images and take the highest one, but even proceeding in that way there is no guarantee that the SLA is representative of the ELA. For example, if on all the available images for a given year the major part of the glacier appears to be covered with snow due to snowfalls that occurred in the days preceding the acquisition of the images by the satellite, none of the SLAs computed from these images would be representative of the ELA. Thus, the comparison of the highest SLA measured on the available satellite images with the ELA computed from field data of a benchmark glacier is the only way to be sure that the SLA is representative of the ELA. For validation, this

comparison is an essential step before taking SLA measurements on other glaciers on the same image for which no field data are available.

Figure 7 compares the annual ELA with the highest SLA for the period May–August computed using satellite images of Glaciar Zongo acquired in 1996–2006 and of Glaciar Artesonraju acquired in 2000–10. The correlation was significant at the 99% confidence interval ($r^2=0.84$ for Glaciar Zongo and $r^2=0.89$ for Glaciar Artesonraju). The average difference between the SLA and the annual ELA for each year of the study period was about -32 m for Glaciar Zongo and about -10 m for Glaciar Artesonraju. For Glaciar Zongo, the biggest difference was observed in four years: 1995/96, 1998/99, 2000/01 and 2001/02. Figure 7 shows that for these years, even considering the uncertainty bars on the SLA values, there was no overlap with the 1 : 1 diagonal. Removing these values, the correlation increased ($r^2=0.98$) and the average difference between the SLA and the ELA for each year over the study period decreased to -7 m. For these years, the SLA computed from satellite images underestimated the ELA. This was because snow covered the glacier tongue in June or July. Figure 8 shows daily precipitation

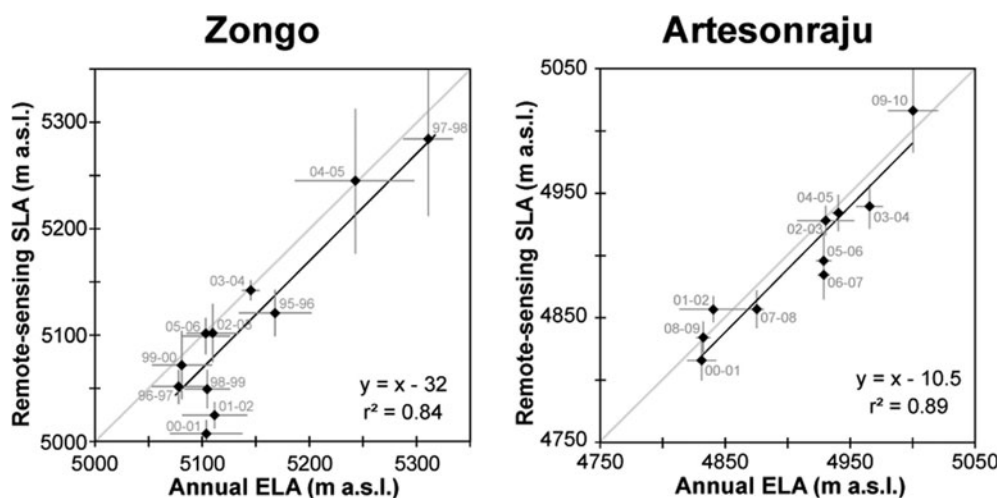


Fig. 7. Comparison of the highest remote-sensed SLA for each year and the annual ELA of the corresponding year for Glaciar Zongo (1996–2006) and Glaciar Artesonraju (2000–10). Error bars match the uncertainties in the ELA and SLA measurements.

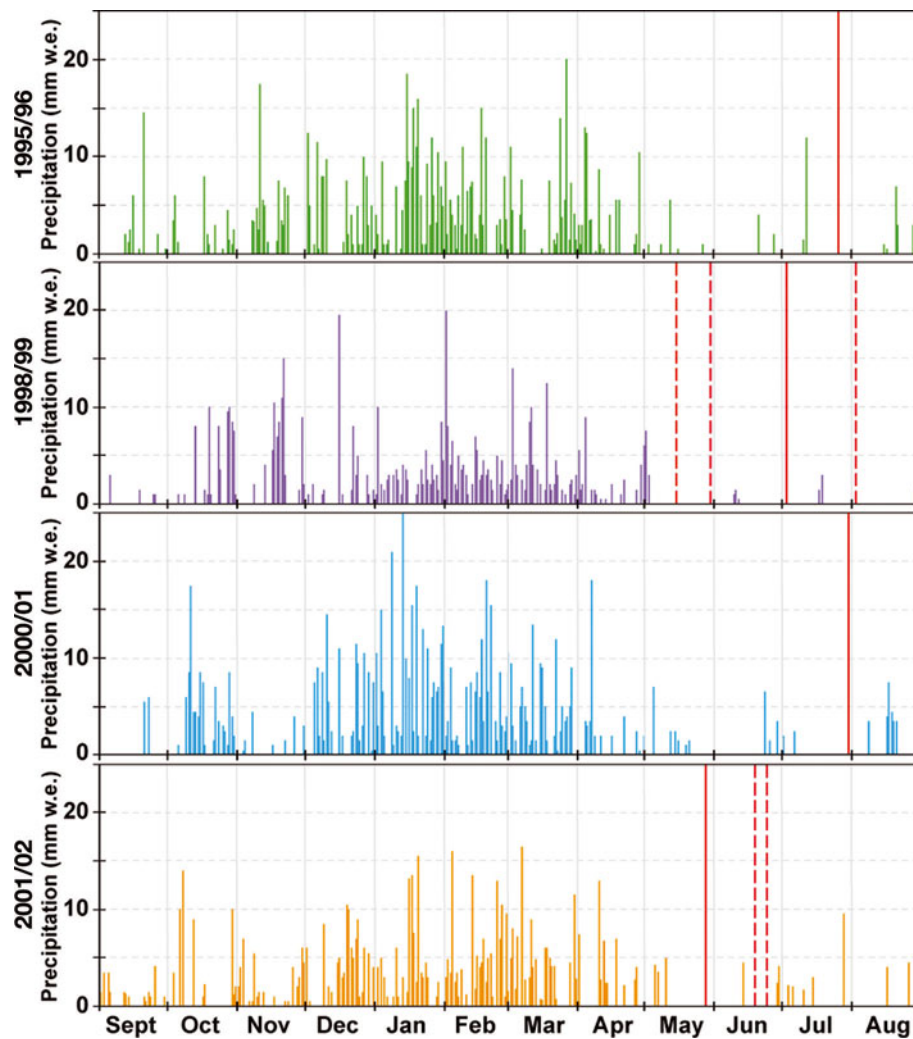


Fig. 8. Daily precipitation (mm w.e.) for the years 1995/96, 1998/99, 2000/01 and 2001/02 recorded at 'La Plataforma' (4800 m a.s.l.) located ~1 km from the snout of Glaciar Zongo. The vertical red lines show the dates of the satellite images available for each of the years concerned: solid lines show the image for which the SLA is closest to the ELA, and dashed lines show the other images. At this elevation, precipitation may fall in liquid form between November and March, but falls almost exclusively in solid form between May and August.

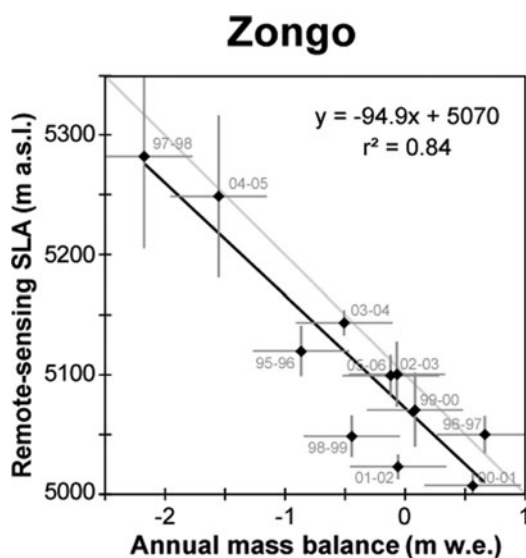


Fig. 9. Comparison of the highest remote-sensed SLA for each year and the annual mass balance of the corresponding year for Glaciar Zongo (1996–2006). Error bars match the uncertainties on the mass balance and SLA measurements.

recorded at 'La Plataforma' (4800 m a.s.l.), about 1 km from the snout of Glaciar Zongo, for 1995/96, 1998/99, 2000/01 and 2001/02. The vertical red lines indicate the dates of the satellite images available for each of the years concerned. In May–August, precipitation at La Plataforma was almost exclusively in solid form. This was also the case on the glacier, which is located 100 m higher (e.g. Wagnon and others, 1999). Considering each of these years individually, only one image was available for two of them (1995/96 and 2000/01). In both cases, precipitation events occurred within the 15 day period before the image was acquired (~15 mm w.e. in 2 days for 1995/96 and ~16 mm w.e. in 5 days for 2000/01) and because the ablation is almost negligible at this period of the year, snow still covered the glacier surface. For 1998/99 and 2001/02, although several images were available, precipitation events also led to a low SLA.

Figure 9 compares the annual mass balance with the highest SLA of the corresponding year for Glaciar Zongo. Even assuming that the SLA values in the four years discussed above are too low and that the mass-balance gradient on Glaciar Zongo is high at the glacier snout and decreases with altitude, the correlation was significant at the 99% confidence interval ($r^2 = 0.84$). We thus conclude that,

for our study period, these SLAs are good indicators of the annual mass balance of the glacier. This is an important finding for the reconstruction of annual mass-balance time series on the basis of SLA measurements by remote sensing, which is one possible application of the method developed by Rabatel and others (2005, 2008) in the outer tropical Andes. This will be the topic of a forthcoming publication.

5. SUMMARY AND CONCLUDING REMARKS

One advantage of using satellite images in glaciology is being able to measure the position of the snowline as an indicator of the equilibrium line on glaciers for which no direct field measurements are available. Although the representativeness of the snowline as an indicator of the ELA is well known for mid-latitude glaciers, the relationship between these two parameters had been poorly studied in the outer tropics. In this study, we have shown that:

1. Changes that occur during the dry season (May–August) in both the ELA computed from field measurements and in the SLA computed from satellite images are very limited because of the low melt rates. Consequently all satellite images acquired between May and August can be used to compute the SLA representative of the ELA for glaciers in the outer tropics.
2. Choosing the highest SLA detected on different satellite images acquired during the dry season makes it possible to obtain a good estimate of the ELA. However, as snowfall events can also occur during the dry season, the SLA detected on satellite images tends to underestimate the ELA. As a consequence, the validity of the SLA computed from satellite images with field data collected on a benchmark glacier has to be checked before measuring the SLA on other glaciers in the same mountain range visible in the images.

In this context, field measurements made on several tropical glaciers of the Andes (Cordillera Real, Bolivia; Cordillera Blanca, Peru; Cordillera Central, Ecuador) by the GLACIOCLIM Observatory and local institutions, such as the Universidad Mayor de San Andrés (UMSA), Bolivia, the Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos (UGRH), Peru and the Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología (INAMHI), Ecuador, are very valuable and it is crucial to maintain such monitoring networks in the long term.

Once the relationship between the SLA and the ELA has been validated, the satellite images can be used to measure the snowline on other glaciers visible in the images in order to reconstruct mass-balance time series and to quantify the sensitivity of mass balance to climate and morphological parameters at the scale of a mountain area or a climatic region. These reconstructions of annual mass-balance time series will be the topic of a forthcoming publication.

ACKNOWLEDGEMENTS

We are grateful to all those who took part in field campaigns to measure mass balances on Glaciar Zongo (especially Rolando Fuertes) and Glaciar Artesonraju. We thank the USGS–EDC for allowing us free access to Landsat images. SPOT images were provided through the CNES/SPOT-Image ISIS program, contract No. 503. This study was funded by the French IRD (Institut de Recherche pour le Développement)

through the ‘Glaciers Observatory’: GLACIOCLIM (<http://www-lgge.ujf-grenoble.fr/ServiceObs/SiteWebAndes/index.htm>). Comments from two anonymous reviewers helped us to improve the paper.

REFERENCES

- Bamber JL and Rivera A (2007) A review of remote sensing methods for glacier mass balance determination. *Global Planet. Change*, **59**(1–4), 138–148 (doi: 10.1016/j.gloplacha.2006.11.031)
- Barcaza G, Aniya M, Matsumoto T and Aoki T (2009) Satellite-derived equilibrium lines in Northern Patagonia Icefield, Chile, and their implications to glacier variations. *Arct. Antarct. Alp. Res.*, **41**(2), 174–182
- Braithwaite RJ (1984) Can the mass balance of a glacier be estimated from its equilibrium-line altitude? *J. Glaciol.*, **30**(106), 364–368
- Chinn TJ, Heydenrych C and Salinger MJ (2005) Use of the ELA as a practical method of monitoring glacier response to climate in New Zealand’s Southern Alps. *J. Glaciol.*, **51**(172), 85–95 (doi: 10.3189/172756505781829593)
- Franco B, Ribstein P, Saravia R and Tiriau E (1995) Monthly balance and water discharge of an inter-tropical glacier: Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16° S. *J. Glaciol.*, **41**(137), 61–67
- Kaser G (2001) Glacier–climate interaction at low latitudes. *J. Glaciol.*, **47**(157), 195–204 (doi: 10.3189/172756501781832296)
- Kuhn M (1984) Mass budget imbalances as criterion for a climatic classification of glaciers. *Geogr. Ann.*, **66A**(3), 229–238
- Kuhn M (1989) The response of the equilibrium line altitude to climatic fluctuations: theory and observations. In Oerlemans J ed. *Glacier fluctuations and climatic change*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 407–417
- Lliboutry L (1965) *Traité de glaciologie. Tome II: Glaciers, variations du climat, sols gelés*. Masson et Cie, Paris
- Lliboutry L (1998) Glaciers of South America – glaciers of the dry Andes. In Williams RS, Jr and Ferrigno JG eds. *Satellite image atlas of glaciers of the world*, 1119–1147 (USGS Professional Paper 1386-I)
- McFadden EM, Ramage J and Rodbell DT (2011) Landsat TM and ETM+ derived snowline altitudes in the Cordillera Huayhuash and Cordillera Raura, Peru, 1986–2005. *Cryosphere*, **5**(2), 419–430 (doi: 10.5194/tc-5-419-2011)
- Meier MF (1980) Remote sensing of snow and ice. *Hydrol. Sci. Bull.*, **25**(3), 307–330 (doi: 10.1080/02626668009491937)
- Meier MF and Post AS (1962) Recent variations in mass net budgets of glaciers in western North America. *IASH Publ.* 58 (Symposium at Oberurgl 1962 – *Variations of the Regime of Existing Glaciers*), 63–77
- Paterson WSB (1994) *The physics of glaciers*, 3rd edn. Elsevier, Oxford
- Rabatel A, Dedieu J-P and Reynaud L (2002) Reconstitution des fluctuations du bilan de masse du Glacier Blanc (Massif des Ecrins, France) par télédétection optique (imagerie Spot et Landsat). *Houille Blanche* (6/7), 64–71
- Rabatel A, Dedieu J-P and Vincent C (2005) Using remote-sensing data to determine equilibrium-line altitude and mass-balance time series: validation on three French glaciers, 1994–2002. *J. Glaciol.*, **51**(175), 539–546 (doi: 10.3189/172756505781829106)
- Rabatel A, Dedieu J-P, Thibert E, Letréguilly A and Vincent C (2008) 25 years (1981–2005) of equilibrium-line altitude and mass-balance reconstruction on Glacier Blanc, French Alps, using remote-sensing methods and meteorological data. *J. Glaciol.*, **54**(185), 307–314 (doi: 10.3189/002214308784886063)
- Rees WG (2006) *Remote sensing of snow and ice*. CRC Press, Boca Raton, FL
- Ribstein P, Tiriau E, Franco B and Saravia R (1995) Tropical climate and glacier hydrology: a case study in Bolivia. *J. Hydrol.*, **165**(1–4), 221–234 (doi: 10.1016/0022-1694(94)02572-S)

- Ronchail J (1995) Variabilidad interanual de las precipitaciones en Bolivia. *Bull. Inst. Fr. Étud. Andin. [Lima]*, **24**(3), 369–378
- Sicart JE, Wagnon P and Ribstein P (2005) Atmospheric controls of the heat balance of Zongo Glacier (16°S, Bolivia). *J. Geophys. Res.*, **110**(D12), D12106 (doi: 10.1029/2004JD005732)
- Sicart JE, Hock R, Ribstein P and Chazarin JP (2010) Sky longwave radiation on tropical Andean glaciers: parameterization and sensitivity to atmospheric variables. *J. Glaciol.*, **56**(199), 854–860 (doi: 10.3189/002214310794457182)
- Sicart JE, Hock R, Ribstein P, Litt M and Ramirez E (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.*, **116**(D13), D13105 (doi: 10.1029/2010JD015105)
- Soruco A and 9 others (2009) Mass balance of Glaciar Zongo, Bolivia, between 1956 and 2006, using glaciological, hydrological and geodetic methods. *Ann. Glaciol.*, **50**(50), 1–8 (doi: 10.3189/172756409787769799)
- Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos (UGRH) (2010) *Inventario de glaciares Cordillera Blanca*. Autoridad Nacional del Agua, Huaraz
- Vuille M and Ammann C (1997) Regional snowfall patterns in the high, arid Andes. *Climatic Change*, **36**(3–4), 413–423 (doi: 10.1023/A:1005330802974)
- Wagnon P, Ribstein P, Francou B and Pouyaud B (1999) Annual cycle of energy balance of Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia. *J. Geophys. Res.*, **104**(D4), 3907–3924 (doi: 10.1029/1998JD200011)
- Wagnon P, Ribstein P, Francou B and Sicart JE (2001) Anomalous heat and mass budget of Glaciar Zongo, Bolivia, during the 1997/98 El Niño year. *J. Glaciol.*, **47**(156), 21–28 (doi: 10.3189/172756501781832593)

MS received 6 February 2012 and accepted in revised form 12 June 2012



A chronology of the Little Ice Age in the tropical Andes of Bolivia (16°S) and its implications for climate reconstruction

Antoine Rabatel ^{a,b,*}, Bernard Francou ^c, Vincent Jomelli ^d, Philippe Naveau ^e, Delphine Grancher ^f

^a CNRS, Edytem (UMR CNRS-Université de Savoie), Campus Universitaire, 73376 Le Bourget du Lac, France

^b IRD, Great Ice (UR032 IRD), LGGE, 54 rue Molière, 38402 Saint Martin d'Hères, France

^c IRD, Great Ice (UR032 IRD), Apartado postal 17 12 857 - Whympet 442 y Coruña, Quito, Ecuador

^d CNRS, Great Ice (UR032 IRD), Maison des Sciences de l'Eau, Montpellier, France

^e CNRS, LSCE (UMR CNRS-CEA), Gif-sur-Yvette, France

^f CNRS, LGP (UMR CNRS-Université de Meudon), Meudon, France

Received 12 March 2007

Available online 9 August 2008

Abstract

Dating moraines by lichenometry enabled us to reconstruct glacier recession in the Bolivian Andes since the Little Ice Age maximum. On the 15 proglacial margins studied, we identified a system of ten principal moraines that marks the successive positions of glaciers over the last four centuries. Moraines were dated by performing statistical analysis of lichen measurements based on the extreme values theory. Like glaciers in many mid-latitude mountain areas, Bolivian glaciers reached their maximal extent during the second half of the 17th century. This glacier maximum coincides with the Maunder minimum of solar irradiance. By reconstructing the equilibrium-line altitude and changes in mass-balance, we think the glacier maximum may be due to a 20 to 30% increase in precipitation and a 1.1 to 1.2 °C decrease in temperature compared with present conditions. In the early 18th century, glaciers started to retreat at varying rates until the late 19th to early 20th century; this trend was generally associated with decreasing accumulation rates. By contrast, glacier recession in the 20th century was mainly the consequence of an increase in temperature and humidity. These results are consistent with observations made in the study region based on other proxies.

© 2008 University of Washington. All rights reserved.

Keywords: Little ice age; Moraines; Lichenometry; Glacier fluctuations; Climate reconstruction; Tropical Andes; Bolivia

Introduction

The concept of Little Ice Age (LIA) was introduced by Matthes (1939) on the basis of glacier advances that occurred between the 16th and 19th centuries. Although these advances were well documented in many mountains in the Northern Hemisphere, data remain very scarce for the tropics (Grove, 1988). Thus, many uncertainties persist concerning the timing of glacier fluctuations and the type of climate that triggered them. Were glacier fluctuations during the LIA in the tropics of the same magnitude as those in mid-latitudes? Were these fluctuations synchronous with others observed elsewhere, sug-

gesting that climate changes during this period were similar and produced the same effects worldwide? Documenting the LIA in the central Andes is very important to understand the origin of the LIA and to strengthen climatic reconstructions in the tropics, where proxies from continental environments are scarce and difficult to interpret. The present study is a component of the international IGBP-PAGES initiative called “Long-Term climate REconstruction and Diagnosis of southern South America (LOTRED-SA)” a collaborative, high-resolution multi-proxy approach to produce a regional climate reconstruction for the last 1000–2000 years (Grosjean and Villalba, 2005).

In recent papers, we presented a chronology of moraines for glaciers of the Charquini, Bolivia (Rabatel et al., 2005) and the reconstruction of their evolution in terms of surface area, equilibrium-line altitude (ELA), volume and mass balance (Rabatel et al., 2006). The aims of the present study were: i) to

* Corresponding author. Laboratoire Edytem, CISM Université de Savoie. Campus scientifique, F-73376 Le Bourget du Lac.

E-mail address: antoine.rabatel@univ-savoie.fr (A. Rabatel).

extend the analysis of glacier evolution to the whole Bolivian Eastern Cordillera using a larger number of proglacial margins in order to test the coherence of our previous results, and to propose a reference chronology of the LIA for this tropical cordillera; and ii) to use the proposed chronology to deduce climate changes that occurred during and after the LIA using simple glacier–climate models tested on monitored glaciers in the same area.

LIA in the tropical Andes

There is plenty of evidence that glaciers in the tropical Andes were much more extensive during the LIA than today (Hastenrath, 1981; Clapperton, 1983) but up until now the date of their maximum extent and the stages of their subsequent retreat remain very conjectural. Historical sources (Broggi, 1945; Francou,

2004) and mining settlements established in the colonial period (Pflücker, 1905) indicate that glaciers advanced considerably during the 16th–19th centuries, then began to retreat after AD 1860 in Peru (Ames and Francou, 1995) and Ecuador (Hastenrath, 1981). Based on these reports and on field observations, but with no access to dating methods, the LIA maximum in the tropical Andes was generally assumed to have occurred either in the middle (Kaser, 1999) or at the end of the 19th century (Kinzl, 1965), or even during the early 20th century (Lliboutry et al., 1977).

Some authors tried to date the LIA in the tropical Andes from glacier evidence using ^{14}C dating. In Bolivia, Gouze et al. (1986) suggested 670–280 cal yr BP as the interval displaying the maximal ice extension. In Peru, Thompson et al. (1986) suggested the LIA lasted between AD 1500 and 1900 on the basis of evidence found in the ice core retrieved on the Quelccaya ice cap.

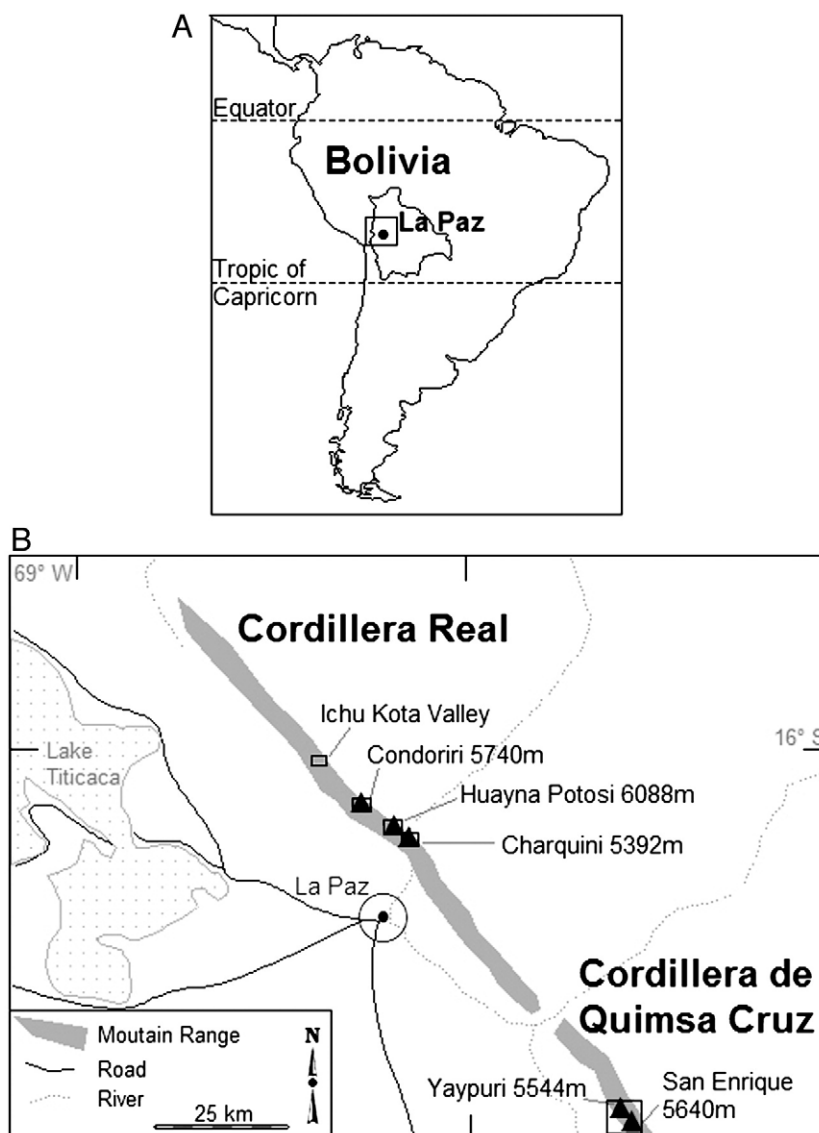


Figure 1. Study area: General map (A and B), Charquini Massif (C), Huayna Potosi Massif (D), Condoriri Massif (E), Ichu Kota Valley (F), Quimsa Cruz Massif (G). Although 10 moraines were found on each glacier foreland, only the five biggest (M1, M3, M6, M8 and M9) are shown here.

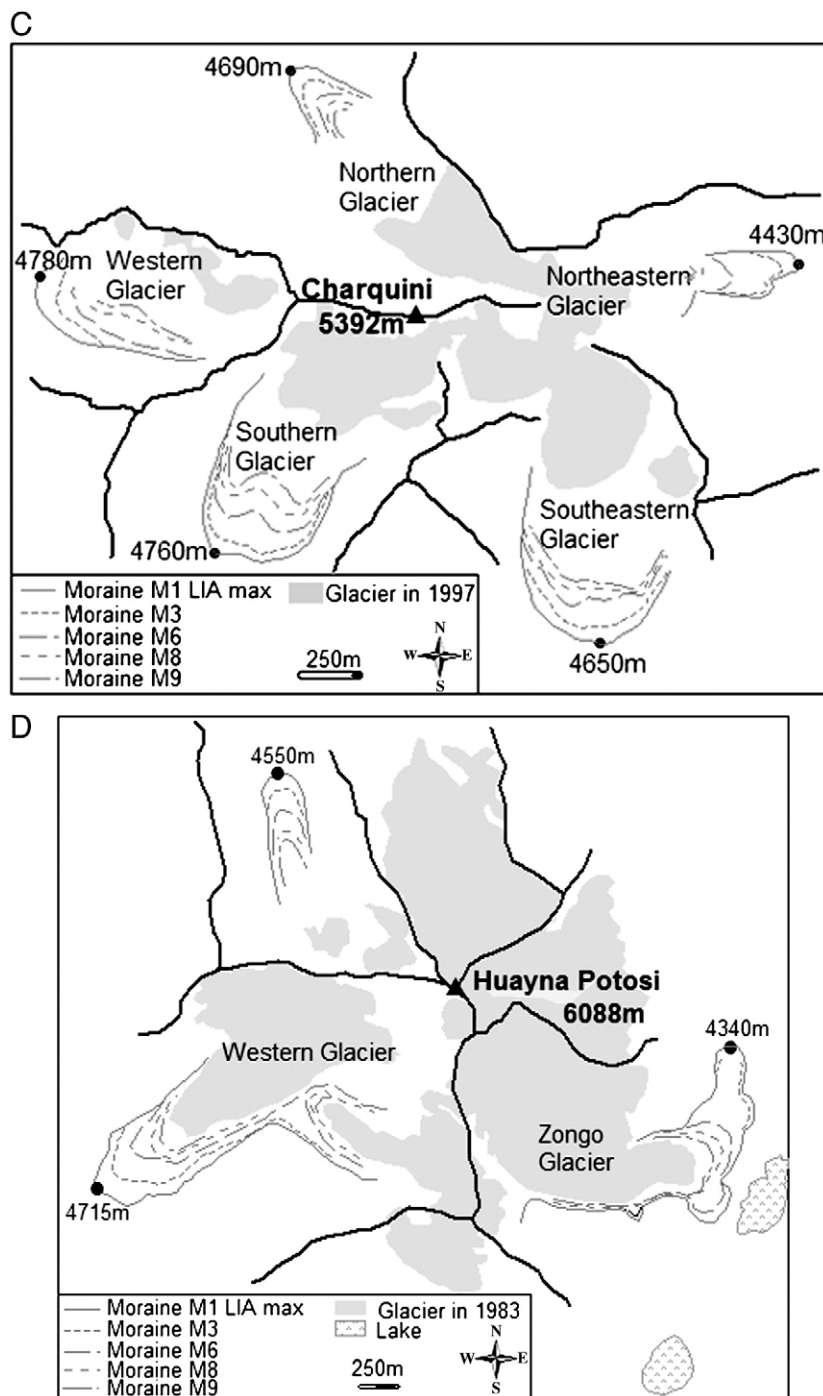


Figure 1 (continued).

Recently, Polissar et al. (2006) presented evidence for four glacial advances between AD 1250 and 1810 in the Venezuelan Andes based on lake-sediment analysis. But this method did not enable the authors to specify when glaciers were at their maximum or minimum extent.

The presence of very well preserved moraines on glacier forelands makes it possible to fill this gap and to offer a detailed chronology of glacier fluctuations. Lichenometry provides a reliable technique for dating using *Rhizocarpon sp.*, which

grows up to 5000 m asl in this terrain. The method was first used in the tropics by Rodbell (1992) in the Peruvian Cordillera Blanca to establish a chronology of Holocene glaciations. Rodbell described several morainic ridges deposited in the Holocene, but only the ridge located closest to current glacier snouts was linked to the LIA. Dates reported for these moraines (AD 750 to 1900) did not allow the author to present a detailed chronology of glacier fluctuations during this period. The first lichenometric study focussing on the LIA was performed in

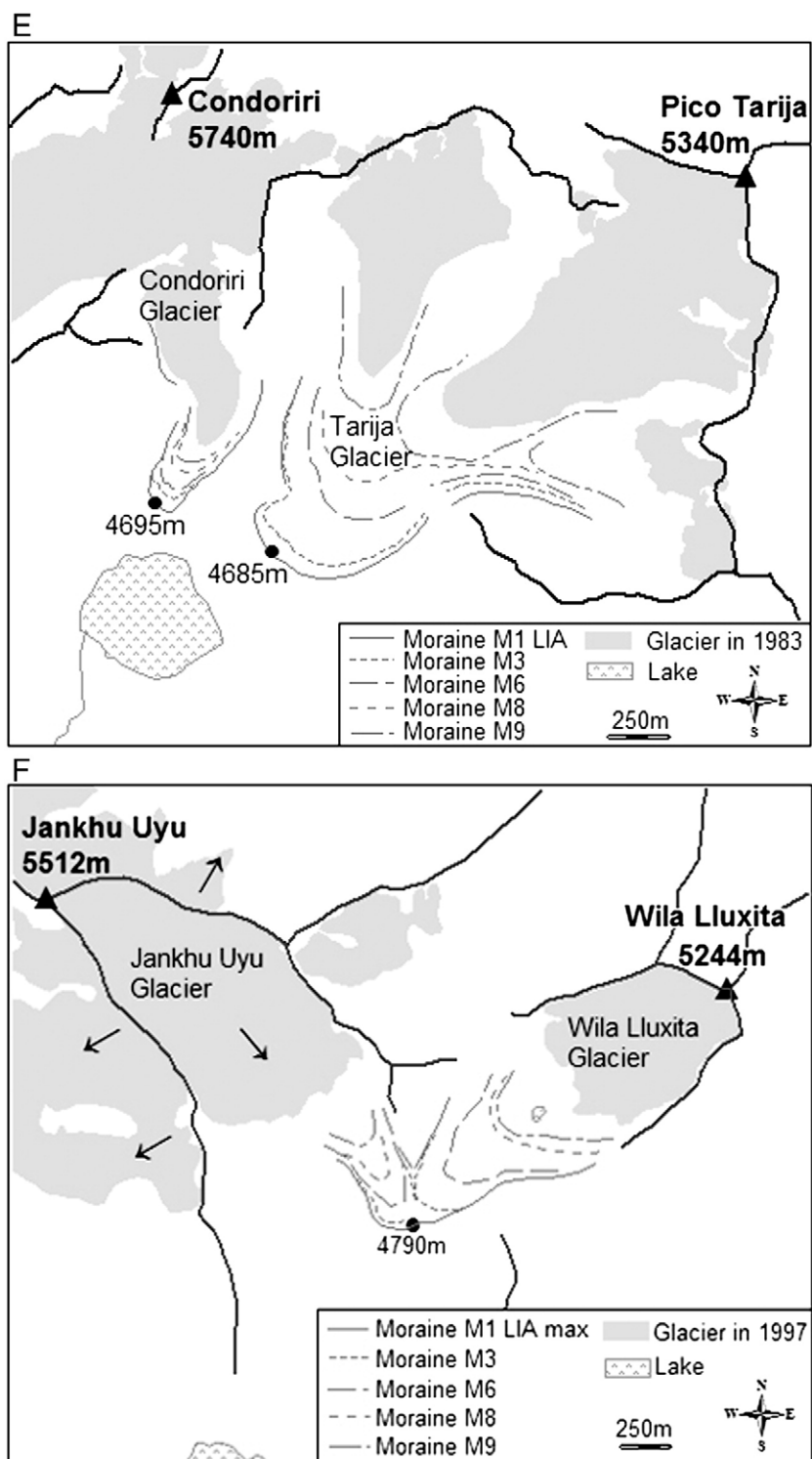


Figure 1 (continued).

the same Cordillera Blanca by Solomina et al. (2007). These authors improved the results obtained by Rodbell by revealing a clear glacier maximum between AD 1590 and 1720 followed by minor advances between AD 1780 and 1880. By reassessing LIA moraine ages previously obtained by Solomina et al. (2007), using the same statistical analysis as the one used here,

Jomelli et al. (in press) dated the maximum glacial advance in the Cordillera Blanca from AD 1630±27.

Recently, we presented a detailed chronology of LIA glacier evolution in the tropical Andes based on a case study in Bolivia (Rabatel et al., 2005; 2006). Using five glaciers forelands, we showed that the LIA glacier maximum occurred in the second half

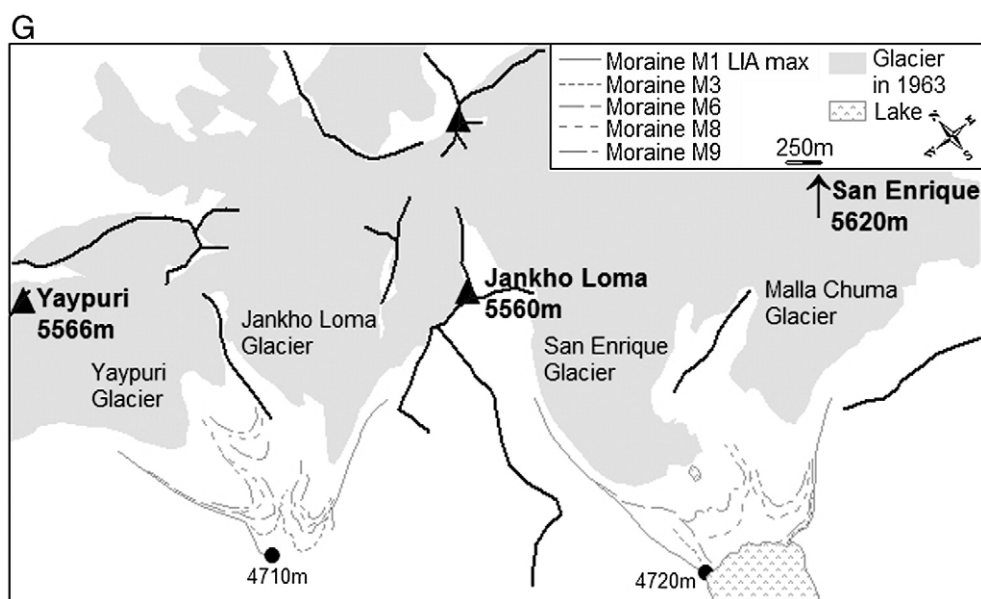


Figure 1 (continued).

of the 17th century. Glaciers kept a large extension until about AD 1735, and then began to recede at rates that varied with the period.

Study area

Climatic setting

Climate of this tropical cordillera is characterized by a low annual temperature range ($<5^{\circ}\text{C}$) with a slight peak in summer (December–February) when extraterrestrial radiation and air moisture are at their maximum. Incident solar radiation is strong all year round and not very seasonally contrasted due to the low latitude and because at its maximum (in summer) it is attenuated by pronounced cloudiness. On the other hand, when incident solar radiation is minimum (May–August), the atmosphere is dry and cloudiness is not a limiting factor.

In contrast, seasonality of humidity and precipitation is very strong. Humid and precipitation fluxes come from the northeast via the Amazonian basin and (measured) precipitation can reach $800\text{--}1000\text{ mm yr}^{-1}$ on the glacier at low elevation. The October–December period is characterised by a progressive increase in moisture and precipitation. Accumulation rates reach maximum between January and April (2/3 of the total amounts). The period between May and September is characterized by a dry atmosphere, strong westerly winds at high elevations, low cloudiness, and cooler temperatures.

The seasonal pattern displays significant modifications due to climatic variability. At the decadal time scale, climate variability is mainly controlled by El Niño Southern Oscillation (ENSO) phases (Francou et al., 2003). The warm El Niño phase results in a significant decrease in precipitation during the austral summer. The reduction in precipitation before February–March delays snow cover (Wagnon et al., 2001). By contrast, during La Niña periods, snow cover on glaciers is maintained

from October/November to April/May due to regular snowfall, increased cloudiness and lower temperatures.

Behaviour of tropical glaciers

Continuous monitoring of the Zongo glacier by IRD since 1991 has revealed the key factors of mass-balance variability (Wagnon et al., 1999; Sicart, 2002). These factors are: 1) precipitation through accumulation in the upper glacier and feedback mechanisms on the albedo, which controls ablation in the lower glacier; 2) cloudiness, which decreases short-wave radiation during the wet season; and 3) relative humidity, which modulates the energy transfer from melting to sublimation.

These parameters are strongly affected by ENSO (Francou et al., 2003). During El Niño phases, the combined effect of precipitation deficit, decrease in cloudiness and increase in heat flux increases melting of glacier surface even above 5300 m asl. Consequently, the mass balance is very negative (Wagnon et al., 2001). By contrast, during La Niña phases, glacier mass balance can be close to equilibrium or even positive.

Glaciers and moraine systems sampled for this study

The Cordillera Real and Cordillera de Quimsa Cruz are part of the Bolivian Eastern Cordillera (Figs. 1A and B). Many summits reach more than 6000 m asl. Due to the low latitude, glaciation is reduced and glaciers are small (80% cover less than 0.5 km^2). The Eastern Cordillera is made up of an intrusive granodiorite, a substratum that enables widespread growth of the *Rhizocarpon sp* which can thus be used to date surfaces.

Fifteen glaciers were selected in both Cordillera Real and Cordillera de Quimsa Cruz (Table 1): eleven in the Cordillera Real (five on the Cerro Charquini, Figure 1C; two on the Cerro Huayna Potosi, Figure 1D; two on the Cerro Condoriri, Figure 1E; two in the upper part of the Ichu Kota Valley, Figure 1F), and four in

Table 1
Characteristics of the 15 glaciers studied

	Ichu Kota glaciers		Charquini glaciers					Huayna Potosi glaciers		Condoriri glaciers		Quimsa Cruz glaciers			
	Jankhu Uyu	Wila L.	Southern	South-E.	North-E.	Northern	Western	HP West	Zongo	Condoriri	Tarija	Malla C.	San Enrique	Jankho L.	Yaypuri
Surface area (km ²)	0.335	0.329	0.493	0.521	0.359	0.232	0.108	2.156*	2.360*	0.444*	1.553*	Unknown	Unknown	Unknown	Unknown
Aspect	S–E	S–W	S–S–W	E–S–E	E	N–N–W	W–S–W	S–W	S–E	S	S–W	W	S–W	S–W	S
Summit (m asl)	5450	5240	5350	5350	5300	5260	5150	5450*	5950*	5530*	5320*	5550	5500	5550	5450
Snout (m asl)	5100	5000	4960	4830	4870	5070	4950	4880*	4850*	4790*	4740*	5000	4900	4950	5050

For Quimsa Cruz glaciers data results from field measurements made in 2004. Data are from the photogrammetric restitution in 1997 or 1983*.

the Cordillera de Quimsa Cruz (Cerros Yaypuri and San Enrique, Fig. 1G). Morainic systems were selected with a view to capturing the respective effects of slope exposure (all are represented), glacier sizes (between 0.1 and more than 2 km² in 1997), and spatial fluctuations in LIA glaciers evolution throughout the cordillera (16°S–17°S).

Every glacier presents several well-preserved moraines located about 1 km below present snouts that indicate past extents (Fig. 1). As they are not yet covered by vegetation, these moraines can be considered to date from recent centuries. Moreover, moraines are well preserved thanks to the limited impact of erosion by flowing water and frost penetration. According to recent observations on glaciers in this region, the delay between mass-balance variations and dynamical response of snouts is short (Francou et al., 2004). Thus, moraines are believed to represent glaciers close to the equilibrium.

Methods

Moraine dating

To reconstruct the chronology of glacier fluctuations, a systematic morphostratigraphic analysis of the main moraines was performed using the following criteria: 1) the shape of moraines (size, height, slope of the outer and inner side); 2) the continuity of ridges on the proglacial margin; 3) any and evidence that moraines have (or have not) removed previous deposits; 4) the position of moraines along the glacier foreland.

To date moraines, lichens of *Rhizocarpon sp.* were measured both on moraines and on dated surfaces to compute the relation between lichen diameter and age. A detailed description of the sampling method can be found in Rabatel (2005) and Rabatel et al. (2005). Lichens selected for sampling were the biggest growing on the surfaces; they can therefore be considered as extreme values (Naveau et al., 2005; 2007). Consequently, we chose to process our data using a statistical method based on extreme values (General Extreme Value distribution called GEV) and Bayesian approaches. Our choice is also based on the results presented by Jomelli et al. (2007), who demonstrated by comparing different methods used in lichenometry that the GEV approach has three advantages: 1) the statistical method is appropriated to the type of data (i.e., extremes), 2) the accuracy of

estimated dates is better than with other methods, and 3) the GEV approach allows to compute uncertainties on the given ages.

The statistical theory was extensively detailed in Cooley et al. (2006) and Naveau et al. (2007). Here we summarize only the main principles.

To implement the data, the strategy is to describe the largest lichen diameters by modelling the entire distribution of lichen measurements. The GEV distribution depends on three parameters and can be summarized as follows:

$$G(x; \mu, \sigma, \xi) = \begin{cases} \exp\left\{-\left[1+\xi\frac{x-\mu}{\sigma}\right]^{-1/\xi}\right\}, & \text{when } \xi \neq 0 \text{ and } a_+ = \max(0, a), \\ \exp\left\{-\exp\left(-\frac{x-\mu}{\sigma}\right)\right\}, & \text{when } \xi = 0, \end{cases} \quad (1)$$

where μ , σ , ξ , are the location, scale, and shape of the distribution, respectively. Maximum lichen measurements can be modelled by varying the distribution of GEV parameters as a function of moraine location and age. The parameter ξ is constant (Naveau et al., 2005). The two other parameters (μ and σ) are a function of the age of the moraine. Thus each sample surface is characterised over time, by letting the GEV location and shape parameters vary as a function of the age of the surface; and in space, by fixing the scale parameter. Based on this procedure a Bayesian model is built, i.e., the GEV and growth function parameters are treated as random variables with prior distributions (these prior distributions come from information about dated surfaces and biological knowledge). A Monte Carlo Markov Chain (MCMC) procedure is applied. The convergence properties of MCMC allow a good approximation of posterior distribution (Cooley et al., 2006) of parameters after a large number of iterations (more than 100,000 in our case). At each iteration, all parameters (GEV and growth curve parameters), are updated one-at-a-time until the best combination of parameters is found. This enables an empirical distribution to be computed for each parameter. In particular, the posterior age distribution of each undated surface is provided. Confidence intervals for the age of undated moraines are computed from the mean and the variance of previous age distributions. Finally, to reduce error estimates, measurements

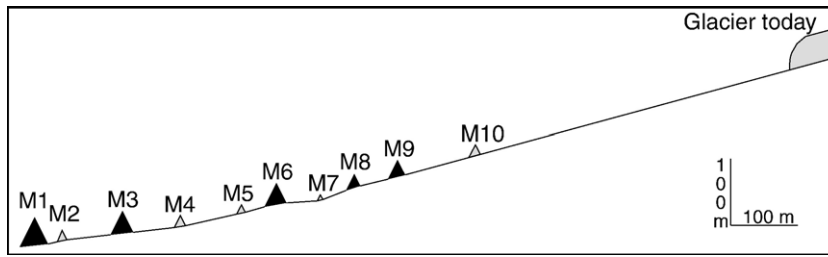


Figure 2. Morphostratigraphy of the 10 main moraines of the Bolivian glacier forelands. Black triangles represent the biggest moraines that attest to a glacier advance or a long standstill; grey triangles represent only a short halt of the snout during a glacier recession. The distance between the moraines and differences in altitude are averaged for the 15 glacier forelands considered in this study. The height of the moraine does not match the vertical scale.

corresponding to dated and undated surfaces are collected in the same data set and analysed together.

Reconstruction of glacier parameters and climatic interpretation

Glacier areas corresponding to the moraine contours were reconstructed for each glacier. Stereo-photogrammetric reconstructions were made for the AD 1940–1997 period (Rabatel et al., 2006). The ELA was determined on each glacier and each morainic stage using the accumulation area ratio (AAR) method (Gross et al., 1978).

Glacier LIA volumes were reconstructed by contour line interpolation based on the moraine height and the bedrock morphology. For the 20th century, volume variations were computed using photogrammetric reconstructions of the Charquini glaciers only (Rabatel et al., 2006). Then, as the moraines were dated and the date of aerial photographs was known, it was possible to calculate the mean annual mass balance for each period (Rabatel, 2005; Rabatel et al., 2006).

To interpret glacier variations as a paleoclimatic proxy requires that glacier–atmosphere interactions are known, particularly variables such as mass balance and ELA, and the climatic parameters that govern their fluctuations. A possible modelling approach consists in deriving temperature and precipitation from ELA fluctuations using Kaser's (2001) model. Details of this approach can be found in this paper or in Rabatel (2005, chapters 3.4.1 and 3.4.2.) where the variables and constants used are fully described. We briefly mention here that it consists in translating variations of ELA into variations of accumulation amounts, temperature, radiative balance or any combination of these parameters according to Eq. (2):

$$\frac{\partial c}{\partial z} A_{\text{ELA}} + \Delta c = F_{\tau} \left\{ \delta[G(1 - \alpha)] + C_S \left(\frac{\partial T_a}{\partial z} A_{\text{ELA}} + \Delta T_a \right) + C_R \Delta T_a \right\} \quad (2)$$

where, F_{τ} , characterizing the contribution of melting and sublimation in ablation processes is given by:

$$F = \frac{1-f}{L_M} + \frac{f}{L_S} \quad (3)$$

and:

$$f = \frac{Q_L}{Q_M + Q_L} \quad (4)$$

with, Δ_{ELA} the ELA variation between two glacier stages; $\partial c/\partial z = 0.0003 \text{ m m}^{-1}$ and $\partial T_a/\partial z = -0.006 \text{ }^{\circ}\text{C m}^{-1}$ are respectively the precipitation and air temperature gradients; $\Delta c \text{ (m m}^{-1}\text{)}$ and $\Delta T_a \text{ (}^{\circ}\text{C)}$ represent accumulation and temperature variations between two considered glacier stages; $C_S = 1,7 \text{ MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1} \text{ K}^{-1}$ and $C_R = 0.28 \text{ MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1} \text{ K}^{-1}$ are heat transfer coefficients; $G(1-\alpha)$ represents the net radiation; $L_M = 0.334 \text{ MJ kg}^{-1}$ and $L_S = 2.835 \text{ MJ kg}^{-1}$ are the latent heat for melting and sublimation, respectively; and Q_L and Q_M are the heat fluxes for sublimation and melting, respectively.

We also used the mass-balance sensitivity analysis proposed by Hastenrath and Ames (1995), which consists of interpreting mass-balance variations in terms of energy modulation. Assuming that all the energy available at the glacier surface is used for melting, the possible variations of climatic parameters (cloudiness, air temperature and relative humidity) that can produce such an energy modulation can be deduced independently (see Hastenrath and Ames, 1995 for more details).

Results

LIA moraine chronology

Figure 2 presents the typical succession of moraines found on glacier forelands. Geomorphic criteria enabled us to distinguish: 1) prominent moraines—several meters high with a steep outer slope—that are caused by glaciers advancing or remaining in the same position for several years. In some cases these moraines have removed small ridges; and 2) small and blunted moraines, which indicate short breaks in the glacier recession.

We identified 10 main morainic ridges (numbered upstream from M1 to M10) in each foreland of the 15 glaciers sampled. The succession and the morphology of all the moraines are similar (Figs. 1 and 2). The typical moraine sequence of the proglacial margins of the Bolivian Eastern Cordillera is consistent with that previously identified in the Charquini massif (Rabatel et al., 2005).

Table 2
Lichenometric measurements from the 10 main moraines of the Bolivian Eastern Cordillera glaciers used in this study

Moraine	Ichu Kota glaciers				Charquini glaciers				Huayna Potosi glaciers				Quimsa Cruz glaciers														
	Jankhu Uyu		Wila L.		Southern		South-E.		North-E.		Northern		Western		HP West		Zongo		Malla C.		San Enrique		Jankho L.		Yaypuri		
	(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)	
1	35–40	30	38–40	10	32–40	31	35–40	30	37–40	20	36–41	20	35–41	28	37–40	14	35–41	25	36–41	30	36–41	30	35–41	20	36–40	20	
2	33–35	10	29–32	20	33–35	10	29–32	26	33–36	20	32–35	20	32–36	20	33–36	15	29–31	25	32–36	30	32–36	30	28–33	30	33–38	20	
3	29–32	40	26–30	15	29–33	15	29–32	26	29–33	20	28–31	25	28–32	30	29–31	20	29–32	25	26–33	30	26–33	30	28–33	30	28–34	15	
4	26–30	11	26–29	15	26–28	15	27–30	26	27–29	22	27–29	30	25–29	30	25–30	24	26–29	25	26–31	40	26–31	40	21–29	30	28–30	20	
5	23–28	35	22–27	20	20–25	10	20–25	10	26–29	20	25–28	25	26–29	30	26–28	20	25–28	25	23–28	20	23–28	20	21–29	30	26–29	20	
6	18–24	25	17–22	20	19–25	30	23–25	30	23–25	20	23–25	25	22–26	35	23–25	20	23–25	20	21–27	40	21–27	40	10–12	30	23–26	20	
7	16–19	26	16–19	30	16–22	10	20–22	10	20–22	20	20–22	20	20–23	30	16–19	20	16–19	20	15–19	20	15–19	20	16–22	30	21–23	20	
8	14–18	15	9–12	20	13–16	20	14–17	30	15–17	20	14–16	30	14–17	30	14–16	20	14–16	20	15–17	10	15–17	10	15–18	30	15–18	20	
9	9–12	20	10–12	20	9–12	40	10–13	30	10–13	20	9–12	30	9–12	30	9–12	30	9–13	20	10–12	15	10–12	15	10–12	30	10–12	20	
10																											

For each glacier, column (1) presents the diameter range (in mm) of the biggest lichen measured on a block, and column (2) presents the number of blocks sampled on each moraine.

Lichenometric measurements were made on all these morainic systems except in the Condoriri area, whose metamorphic rocks of sedimentary origin prevent *Rhizocarpon sp.* from growing. Each morainic stage presented the same lichenometric pattern, that is equivalent maximum diameters (Table 2). The chronology of the 13 glaciers evolution is shown in Table 3 and Figure 3. Dates are very consistent from one glacier to another and confirm the chronology of glaciers in the Charquini massif (Rabatel et al., 2005). We thus propose this chronology of glacier fluctuations during the LIA as a reference for the Bolivian Andes:

–The M1 moraine (dating from AD 1657±24 to 1686±26) attests that glaciers reached their LIA maximum during the second half of the 17th century. Interstratified pieces of peat found in the M1 moraine of the Southern Charquini Glacier were dated 860–730 cal yr BP (Gif-11869).

–After this maximum, glaciers deposited the very close M2 moraine dating from AD 1700±14 to 1706±35 during a short standstill.

–M3 dates from the AD 1732±22 to 1740±16 interval and marks a clear glacier advance during the second quarter of the 18th century. In several places this moraine partially removed the ridge deposited during the M2 stage.

–In the second half of the 18th century, short standstills left two small ridges labelled M4 and M5.

–The next marked glacier advance dates from the turn of the 18th–19th centuries when the M6 moraine (AD 1791±18 to 1811±19) was deposited.

–During the course of the 19th century, glaciers formed three moraines: M7, M8 and M9. The shape of the last, M9, proves that glaciers advanced moderately during the 1860s.

–Finally, the last glacier standstill determined from a moraine (M10) is dated about AD 1910.

Changes in glacier surface area, ELA and mass balance

Changes in glacier surface area from the 17th to the late 20th century are presented in Table 4 and plotted in Figure 4. Over the whole period, glaciers lost an average of 59±16% of their area, with extreme values ranging from 29% to 87%. Glacier recession was not homogenous over time but proceeded in five steps:

- 1) The M1–M3 period [AD 1665±16; 1735±6]: during this 60-year period, glaciers changed minimally and only retreated at a rate of around $0.08 \times 10^{-2} \text{ km}^2 \text{ yr}^{-1}$.
- 2) The M3–M6 period [AD 1735±6; 1800±14]: glaciers shrunk faster at a rate of $0.33 \times 10^{-2} \text{ km}^2 \text{ yr}^{-1}$; this recession was only interrupted by the glacier advance that resulted in M6.
- 3) The M6–M9 period [AD 1800±14; 1870±8]: after the advance in the early 19th century, glaciers lost ground throughout the 19th century at a rate close to $0.29 \times 10^{-2} \text{ km}^2 \text{ yr}^{-1}$.
- 4) The M9–M10 period [AD 1870±8; 1909±4]: during the late 19th and early 20th century, glacier retreat rates were

Table 3
Moraine dating by lichenometry with the associated error (years AD) for the LIA stages

Moraine	Ichu Kota glaciers		Charquini glaciers					Huayna Potosi glaciers		Quimsa Cruz glaciers			
	Jankhu Uyu	Wila L.	Southern	South-E.	North-E.	Northern	Western	HP West	Zongo	Malla C.	San E.	Jankho L.	Yaypuri
1	1658±22	1662±23	1686±26	1664±21	1662±18	1663±24	1663±23	1657±24	1680±28	1665±25	1665±25	1660±27	1659±23
2	1704±22		1703±25		1700±16	1706±35	1700±14	1704±18		1702±20	1702±20		1703±23
3	1734±26	1732±22	1734±21	1736±12	1740±16	1740±14	1739±17	1734±18	1732±16	1736±28	1736±28	1735±37	1735±20
4	1756±20	1755±19	1765±17	1755±12	1758±25	1755±16	1755±13	1758±15	1766±17	1756±30	1756±30		1749±18
5	1775±17	1775±21			1767±12	1769±12	1763±13	1783±9	1781±15	1770±14	1770±14		1768±14
6	1805±19		1808±14	1792±19	1794±17	1794±14	1791±18	1805±15	1811±19	1799±26	1799±26	1804±20	1795±21
7	1817±16		1825±17	1819±18	1817±19	1817±14	1815±14		1822±18	1816±18	1813±19		1815±29
8			1843±16	1849±15	1848±14	1847±18	1852±14	1857±17	1852±14	1849±17	1845±25	1854±22	1844±28
9	1869±12		1871±23	1868±22	1864±16	1870±19	1873±25	1876±16	1871±16	1864±22	1865±25	1873±23	1871±23
10	1908±10	1909±12	1912±17	1909±15	1905±12	1910±19	1907±19		1911±9	1908±8		1910±14	1909±7

Dating is absent when there were not enough blocks on moraines to allow sufficient lichenometric measurements.

25% higher than during the previous period ($0.39 \times 10^{-2} \text{ km}^2 \text{ yr}^{-1}$).

- 5) The M10-1997 period: over the 20th century, the mean recession was slower than during the short M9-M10 period, but it remained fast, with a rate close to $0.30 \times 10^{-2} \text{ km}^2 \text{ yr}^{-1}$.

Based on this chronology, we can assume that in this part of the Andes, the LIA maximum occurred during the second half of the 17th century. Glaciers remained very extensive until about AD 1735. During the first half of the 19th century, glaciers continued to retreat, though at a reduced rate. The acceleration in the rate of retreat between stages M9 and M10 of all the glaciers allows us to affirm that, in this region, the LIA ended between 1870 and 1910.

Glacier equilibrium lines reconstructed using the AAR method reveal a mean altitude of $4965 \pm 95 \text{ m asl}$ for the LIA maximum (Table 5). Using the same method, the average ELA found for the late 20th century is $5098 \pm 85 \text{ m asl}$. However, this value does not match the ELA_0 measured on the Zongo glacier for the AD 1991–2005 period (5250 m asl), which is about 150 m higher. This 150 m discrepancy between the “AAR-derived ELA” and the measured ELA is assumed to represent the current imbalance of glaciers in this part of the Andes. Assuming that all the glaciers used in this study are similarly unbalanced and that their current ELA_0 is the same as on Zongo glacier, we can state that the ELA has risen by $285 \pm 50 \text{ m}$ since the LIA maximum. Further, it can be stated that 63% of this rise in elevation took place between the late 19th and the late 20th century.

Figure 5 shows the mass balance reconstructed for two periods, first during the M1–M9 period (i.e., the LIA maximum and the late 19th century, the period considered as the classical LIA worldwide), and second for the M9 period of the late 20th century. During the latter period, glaciers shrank three times more rapidly than during the former. The reconstructed ELAs confirm that the period from the late 19th to the early 20th century was a transitional period when glacier recession accelerated; indeed, the mean ELA rose at a rate of 0.74 m yr^{-1} during the M9–M10 period (3 times the M1–M9 rate). This change in the rate of glacier recession suggests significant changes in climate conditions from about AD 1870 onwards.

Discussion

Were glacier fluctuations in Bolivia during LIA synchronous with, and of the same magnitude as those in other massifs in the tropics and in the rest of the world?

The LIA maximum occurred in Bolivia during the second half of the 17th century. This result is in good agreement with results of Solomina et al. (2007) and Jomelli et al. (in press) in the Cordillera Blanca (see above). This evidence enables us to assume that the LIA maximum in the Central Andes coincided with that of many glaciers in mid-latitude regions.

The presence of peat in the M1 moraine of the Southern Charquini Glacier revealed that the glacier advanced on a substrate (a peat bog) formed well before the LIA and not removed by any glacier prior to the late 17th century. The lack of major glacier advances prior to the last four centuries is in agreement with ^{14}C dates obtained by Gouze et al. (1986) from the top layer of a peat bog covered by M1 in the Ichu Kota Valley (670–280 cal yr

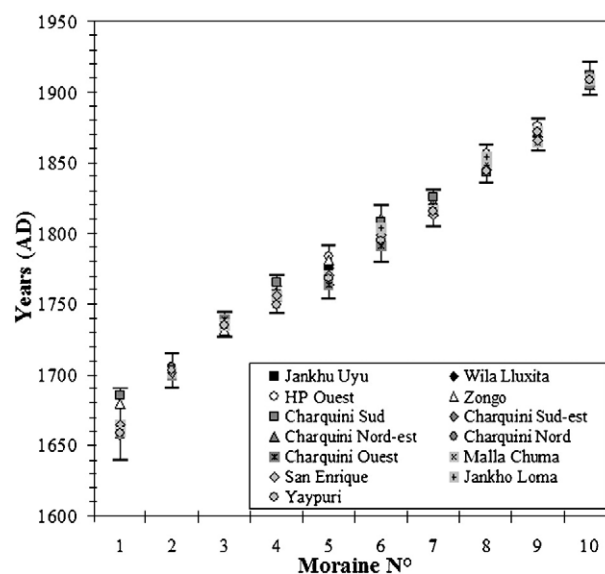


Figure 3. Lichenometric dating for each one of the 10 main morainic stages for 13 glacier forelands. 95% confidence intervals are plotted.

Table 4

Glacier surface area (km²) reconstructed from the moraines for the LIA and by photogrammetry from 1940

		Ichu Kota glaciers		Charquini glaciers				Huayna potosi glaciers		Condoriri glaciers		Mean	σ	
		Jankhu Uyu	Wila L.	Southern	South-E.	North-E.	Northern	Western	HP West	Zongo	Condoriri			Tarija
Moraine	1	0.708	1.004	1.220	1.413	1.042	1.056	0.838	3.818	3.319	0.779	3.694		
	2	0.702	1.001	1.163	1.403	1.016	1.040	0.784	3.761	3.276	0.772	3.627		
	3	0.682	0.997	1.156	1.378	0.990	1.016	0.698	3.704	3.234	0.763	3.590		
	4	0.632	0.847	1.110	1.345	0.957	0.960	0.660	3.554	3.013	0.749	3.434		
	5	0.618	0.785	1.076	1.243	0.919	0.912	0.621	3.321	2.991	0.745	3.299		
	6	0.614	0.769	1.037	1.222	0.898	0.884	0.578	3.177	2.952	0.740	3.164		
	7	0.591	0.662	0.983	1.210	0.851	0.859	0.475	3.003	2.850	0.695	3.009		
	8	0.587	0.640	0.947	1.199	0.820	0.852	0.462	2.872	2.816	0.692	2.854		
	9	0.531	0.593	0.852	1.180	0.783	0.834	0.411	2.782	2.738	0.685	2.764		
	10	0.437	0.458	0.783	0.941	0.627	0.661	0.315	2.640	2.620	0.658	2.353		
Aerial photographs	1940			0.747	0.837	0.573	0.531	0.267						
	1956			0.708	0.790	0.508	0.420	0.246	2.425	2.479				
	1963			0.685	0.732	0.509	0.388	0.217						
	1974			0.650	0.690	0.483	0.352	0.185						
	1983			0.595	0.633	0.444	0.311	0.141	2.156	2.360	0.444	1.553		
	1997	0.335	0.329	0.493	0.521	0.359	0.232	0.108						
Surface variation (% of the LIA maximum surface area)	M1-M3	-4	-1	-5	-2	-5	-4	-17	-3	-3	-2	-3	-4	4
	M3-M6	-10	-23	-10	-11	-9	-12	-14	-14	-8	-3	-12	-11	5
	M6-M9	-12	-18	-15	-3	-11	-5	-20	-10	-6	-7	-11	-11	5
	M9-M10	-13	-13	-6	-17	-15	-16	-11	-4	-4	-3	-11	-10	5
	M10-late 20th	-14	-13	-24	-30	-26	-41	-25	-13	-8	-27	-22	-22	9
	M1-M9	-25	-41	-30	-16	-25	-21	-51	-27	-18	-12	-25	-26	11
	M9-late 20th	-14	-13	-24	-30	-26	-41	-25	-13	-8	-27	-22	-22	9
	M1-late 20th	-53	-67	-60	-63	-66	-78	-87	-44	-29	-43	-58	-59	16

BP). This leads to the conclusion that if glaciers advanced in these tropical mountains during the 13–14th centuries, as documented for the northern mid-latitudes (Grove, 1988), they did not extend beyond the position they reached during the 17th century.

Estimated loss in surface area by the Bolivian glaciers between the LIA maximum and the late 20th century is in agreement with losses estimated for other glaciers in the intertropical zone: 80% for Chacaltaya glacier, Bolivia (Ramirez et al., 2001), 53% for Yanamarey glacier, Peru (Hastenrath and Ames, 1995), 80% for glaciers of the Pico Bolivar, Venezuela (Schubert, 1972), 85% for Carstensz and Meren glaciers, Indonesia (Peterson and Peterson, 1994).

Furthermore, the significant retreat of Bolivian glaciers observed during the late 19th – early 20th century agrees with evidence from historical sources in Peru and Ecuador, where the glaciers retreat was reported to accelerate after AD 1860–1870 (see above).

Finally, the total ELA rise of 285 ± 50 m since the LIA maximum found for the Bolivian glaciers is close to the 300 m reported for the Ecuadorian Andes by Francou (2004) on the basis of documentary information or results obtained in Cordillera Blanca (Jomelli et al., in press).

Outside the Central Andes, it should be noted that the maximum and the main phases of the LIA glacier evolution in Bolivia are in agreement with those of the well-documented glaciers in mid-latitude mountain ranges. Indeed, Figure 6 shows that the glacier maximum in Bolivia (M1–M3) is quite similar to

glacier expansions observed in the European Alps in the mid/late 17th century (Le Roy Ladurie, 2004) and during the first half of the 18th century in Scandinavian mountain ranges (Nesje and Dahl, 2000), the Canadian Rockies (Luckman, 2000), the Patagonian Andes (Luckman and Villalba, 2001) and the Southern Alps of New Zealand (Winkler, 2004). Just before the second half of the 18th century, glaciers progressively retreated in Bolivia, as was the case of many glaciers in the Alps (Zumbühl and Holzhauser, 1988) and in Scandinavia (Nesje and Dahl, 2003).

In Bolivia, the recession slowed down during the period from the late 18th–early 19th century until about AD 1870 and even halted for a short period at the turn of the 18th–19th century when the M6 moraine was formed. By contrast, in the Alps, Canada and other locations in the Northern Hemisphere, many glaciers advanced significantly between AD 1810 and 1850 and, in some locations, as much as or even more than the former advance dated from the 17th–18th centuries.

The trend to Bolivian glacier recession accelerated after AD 1870 up to the beginning of the 20th century. This acceleration in the recession coincides with the decrease in surface area of many glaciers worldwide, particularly in the Alps (Grove, 1988).

Climatic inferences

The simultaneity of glacier advances during the LIA with solar activity minima

The timing of glacier maximum in Bolivia highlights the striking coincidence between the glacier expansion in this region

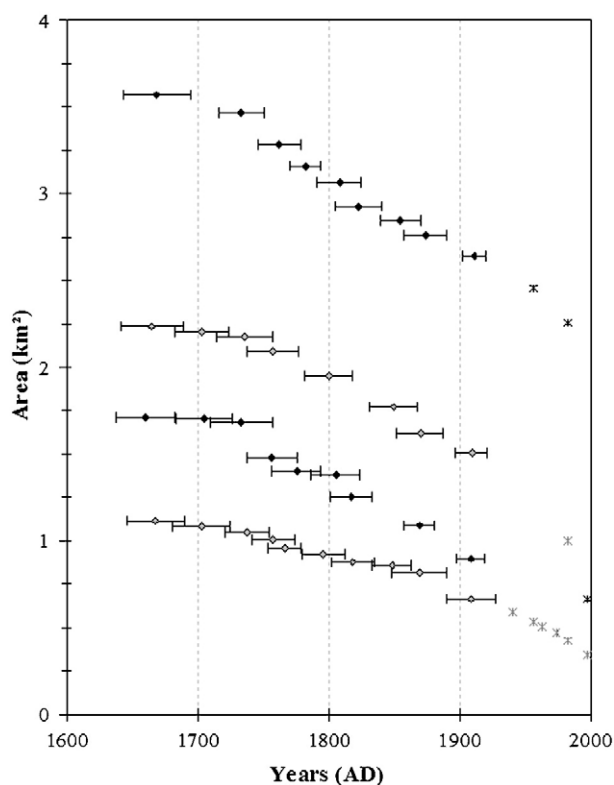


Figure 4. Changes in surface areas of glaciers since their LIA maximum at different sites (From top to bottom: Huayna Potosi, Condoriri, Ichu Kota and Charquini). Surface areas were reconstructed on the basis of moraines up until the early 20th century (diamond-shaped), then by photogrammetric restitution (crosses). Errors bars represent uncertainties in moraine dating. For Huayna Potosi, Charquini and Ichu Kota massifs, dates correspond to the average lichenometric dating of the morainic stages for glaciers of each massif. For the Condoriri area, as lichenometric measurements were not possible (the required species of lichen does not grow there), the dates correspond to the mean of the dating for all the other glaciers.

of the tropics and the decrease in solar irradiance: the so-called “Maunder minimum” (AD 1645–1715) during which irradiance might have decreased by around 0.24% (Lean and Rind, 1998) and could have resulted in an atmospheric cooling of 1 °C worldwide (Rind et al., 2004). This coincidence could strengthen

arguments linking solar activity and glaciers expansion worldwide (Eddy, 1976). In the tropics, the link between the two events could be more obvious than elsewhere, since all recent studies based on energy balance pinpointed the role of the radiative balance in ablation rates of glaciers (Wagnon et al., 1999).

At the time of the following less pronounced solar irradiance minimum, the so-called “Dalton minimum” in AD 1783–1830 (Usoskin et al., 2002), we observed a clear break in the glacier recession in the Bolivian Andes. Interestingly, the advance marked by M6 [AD 1791±18; 1811±19] preceded the Tambora eruption (AD 1815). The Tambora veil is often cited as a possible cause for the second wave of glacier expansion after 1815 (Free and Robock, 1999). If the accuracy of our LIA chronology conforms with error bars in Table 3 and Figure 3, the glacier advance in the tropical Andes might have preceded the effect of the Tambora veil and consequently be mainly due to solar forcing.

We already mentioned the hypothesis of the influence of solar forcing on tropical glaciers (Rabatel et al., 2005) based on the chronology of the Charquini glaciers and evidence provided by Polissar et al. (2006) strengthens this hypothesis.

Climatic conditions at the LIA maximum

We above mentioned that tropical glaciers are very sensitive to precipitation. In addition to increasing accumulation of snow above the ELA, snowfalls have a strong influence on the net radiative balance in the ablation zone via the albedo. Indeed, frequent and intense snowfalls during the wet season are necessary to reduce ablation and to lead to positive mass balances at an annual scale (Wagnon et al., 2001; Francou et al., 2003). Thus, in the light of the new chronological evidence, we can affirm that climatic conditions before the second half of the 17th century maximum had to be humid and cold to trigger such a pronounced glacier advance.

We used Hastenrath and Ames’ (1995) mass-balance sensitivity analysis and Kaser’s (2001) model to interpret the glacier fluctuations and tested several scenarios by changing only one parameter, namely accumulation, cloudiness, temperature, humidity or radiative balance, or by changing all the parameters simultaneously. We estimated that to increase mass

Table 5
Equilibrium-Line Altitude reconstructed using the AAR method based on the moraine for the main stages of the LIA and on aerial photographs for the 20th century

	Ichu Kota glaciers		Charquini glaciers					Huayna Potosi glaciers		Condoriri glaciers		
	Jankhu Uyu	Wila L.	Southern	South-E.	North-E.	Northern	Western	HP West	Zongo	Condoriri	Tarija	
Moraine	1	5100	4950	4930	4815	4870	4990	4910	5080	5090	4980	4900
	3	5120	4960	4935	4820	4885	4995	4915	5090	5100	4990	4915
	6	5130	4970	4965	4820	4910	5010	4930	5110	5140	5000	4920
	8			4985	4825	4920	5020	4950				
	9	5170	5000	4995	4830	4940	5030	4965	5120	5150	5010	4940
	10	5200	5040	5025	4905	4950	5070	4980	5130	5160	5030	4980
Aerial photographs	1940		5030	4925	4965	5110	4990					
	1956		5035	4935	4985	5120	5000	5145	5180			
	1963		5040	4940	5000	5130	5010					
	1974		5055	4945	5005	5140	5015					
	1983		5075	4950	5010	5145	5020	5170	5210	5050	5020	
	1997	5230	5090	5095	4960	5060	5165	5025				

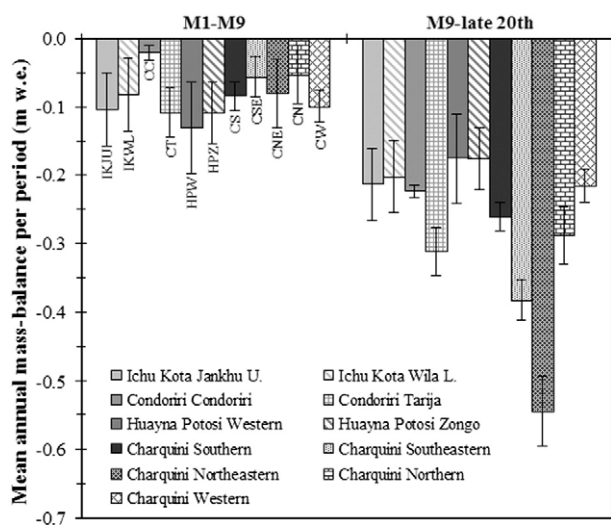


Figure 5. Mean mass balance per period for 11 glaciers in the Bolivian Cordillera Real, reconstructed on the basis of the M1 and M9 moraines and 1983 and 1997 photogrammetric restitutions. Uncertainty bars represent the margin of error of the lichenometric dating and the reconstruction of glacier volume.

balance and induce the pronounced glacier advance of the 17th century, precipitation and cloudiness had to increase by 20–30% and 0.1–0.2, respectively compared to present conditions. Independently, temperature had to decrease by 1.1–1.2 °C.

Nowadays such anomalies are observed during the cold ENSO phases (La Niña) (Wagon et al., 2001; Francou et al., 2003) and lead to an excess of mass of 200–500 mm w. e. yr⁻¹ on the Zongo glacier. These conditions would have to occur for several decades to generate the glacier advances observed during the LIA. As mentioned above, Thompson et al. (1986) defined the LIA limits between AD 1500 and 1900. Reconstruction of

precipitation from ice core evidence enabled these authors to identify an initial wet period from AD 1500 to 1720, with accumulation rates 25% higher than those during previous and subsequent periods. Furthermore, Liu et al. (2005) demonstrated on the basis of a high-resolution ice core pollen record from the Sajama Ice Cap (Bolivia) that the AD 1500–1700 period was characterised by wet conditions. High accumulation rates found on the Quelccaya ice cap (14°S), associated with increased precipitation, and evidence from the pollen record are consistent with those of extensive glaciers in Northern Bolivia (16°S) and Northern Peru (10°S) during the same period. These high precipitation rates could be the consequence of a long pattern of ocean-atmosphere circulation during the high phase of the Southern Oscillation (Niña-like conditions) that generates increased precipitation in the Central Andes (Hastenrath et al., 2004).

Interpreting the glacier retreat during LIA

Glaciers began to recede in the Bolivian Andes after AD 1740. The glacier retreat was moderate but continuous until about AD 1870. In this region, no evidence has yet been discovered that temperatures increased in the mid-18th century during the summer, as it did in Europe and other parts of the Northern Hemisphere (e.g., Chuine et al., 2004; Moberg et al., 2005). Consequently, we assume that glacier changes after AD 1740 were caused by continuous dry conditions. On the basis of the paleoclimatic interpretation of the ELA and mass-balance reconstruction (see Figure 5) and using Kaser and Hastenrath and Ames models, we calculated that such dry conditions resulted in a decrease in accumulation rates on glaciers of about 20%. The little information available on the LIA in the tropical Andes coming from other proxies is consistent with a drier

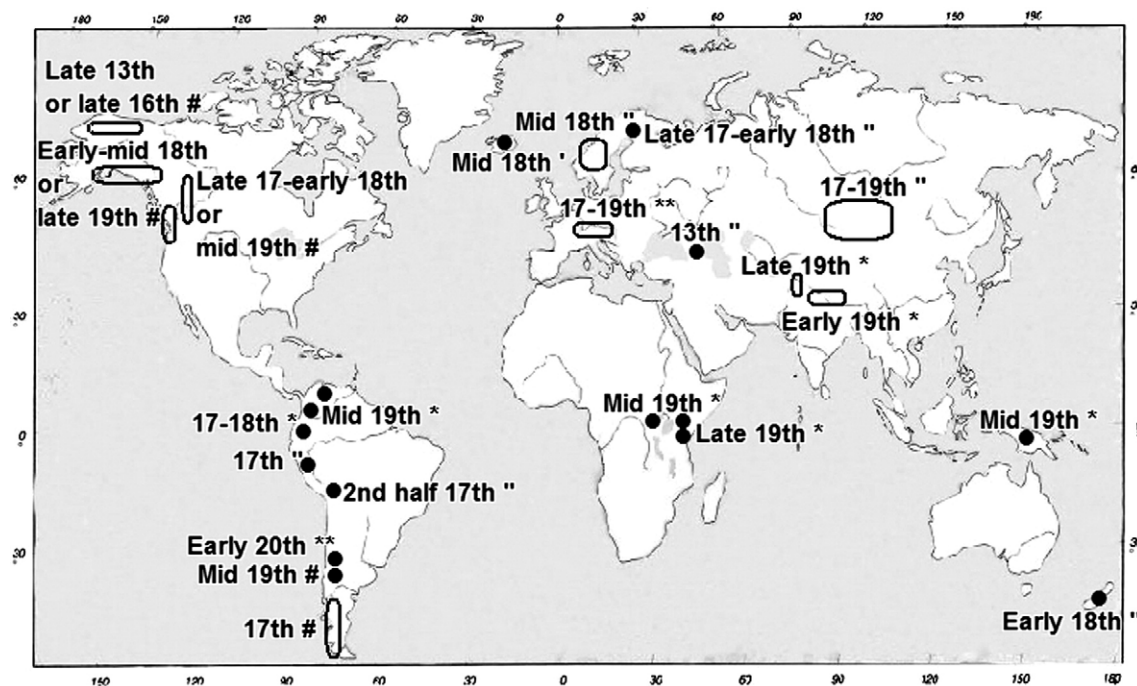


Figure 6. Dating of the LIA maximum throughout the world. Sources are quoted in the text. This dating was based on different methods: “lichenometry, **historical documents, #dendrochronology, *tephrochronology and *presumed dates.

climate in the second part of the LIA (i.e., ~AD 1740–1870). On the Quelccaya ice cap, according to Thompson et al. (1985), we can infer a decrease of about 20% in precipitation from AD 1720 to 1880. Also on the Sajama ice cap, Liu et al. (2005) have shown that dry conditions prevailed from AD 1700 to 1880.

During the late 19th–early 20th century, the accelerated glacier recession observed in the Central Andes is not consistent with temperatures measured at world scale, which did not increase significantly before the first half of the 20th century (IPCC, 2001). The significant rise in the ELA can be thus interpreted in terms of precipitation variations only. Such variations could have been characterized by a decrease of 15–20% compared with the present. Using a network of weather stations distributed throughout the intertropical zone, Kraus (1955) identified an abrupt decrease in precipitation during the period AD 1870–1900 and attributed the reduction to a shortening of the rainy season. Other evidence was provided by paleohydrological reconstructions from lakes of the Peruvian–Bolivian Altiplano (Valero-Garces et al., 2003; Chepstow-Lusty et al., 2003). These authors showed that the level of several lakes was low between AD 1880 and 1905, which implies low precipitation on the Altiplano. The precipitation deficit could be associated with more frequent and intense warm phases of the ENSO. This is in agreement with results of Torrence and Webster (1999), who used SST in the Niño-3 zone (5°S–5°N, 90°–150°W) and monthly precipitation measurements in India (both available since 1871) and concluded that the period from AD 1875 to 1920 was characterized by a high frequency of El Niño events. Consequently, a succession of El Niño events could have triggered the LIA ending in the Central Andes.

Interpretation of the glacier retreat in the 20th century

Precipitation in La Paz has not displayed any significant trends over the last 100 years (Gioda et al., 2004). Based on this information, the ELA rise of 55 ± 27 m and the annual mass balance deficit of $0.46 \text{ m w.e. yr}^{-1}$ (means of all studied glaciers), computed for the period between ca. AD 1910 (M10) and 1997, cannot be interpreted in terms of changes in precipitation. Glacier retreat in the 20th century was rather a consequence of increases in temperature and humidity. The sensitivity analysis of glaciers gives an increase in temperature and humidity of $0.7\text{--}1 \text{ }^\circ\text{C}$ and $0.25 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$, respectively, or any combination of these two parameters.

The increase in temperature reconstructed from glacier fluctuations is in good agreement with results of Vuille and Bradley (2000), who suggest an increase of $0.1 \text{ }^\circ\text{C/decade}$ since 1939 on the basis of temperature series recorded at weather stations in the tropical Andes. Vuille et al. (2003) also assume that atmospheric humidity increased in the tropical Andes, but uncertainties persist concerning suggested rates due to the lack of reliable long-term measurements.

Conclusion

Moraines of 15 glaciers in the Bolivian Eastern Cordillera were dated by lichenometry enabling us to present a detailed

chronology of glacier evolution during the LIA. A clear glacier maximum is apparent in the second half of the 17th century and in the first decades of the 18th century. This coincides with the main glacier expansions observed in other mountain regions. Subsequently, the continuous retreat of glaciers in Bolivia throughout the 18th and the 19th centuries is more unusual and was not observed on mid-latitude glaciers. Acceleration of glacier recession in the late 19th century put an end to the LIA in the Andes. Climatic interpretation of glacier fluctuations allows us to assume that the LIA maximum in the Bolivian Andes was the consequence of enhanced precipitation (20–30% higher than the current mean) and reduced temperature (between 1.1 and $1.2 \text{ }^\circ\text{C}$ lower than the current mean). The Maunder solar irradiance minimum is a possible cause of this temperature decrease. After this maximum, glaciers continued to retreat until the last decades of the 19th century due to a very significant drop in precipitation (~20%). Glacier recession in the 20th century is thought to be due to a temperature increase of $0.7\text{--}1 \text{ }^\circ\text{C}$ accompanied by a probable increase in atmospheric humidity.

If confirmed by similar analysis at other sites in the tropical Andes, this chronology would prove that glacier response in the tropics during the LIA was mainly driven by a combination of solar energy modulation and regional changes in precipitation. The next step will be to model the relation between climate and glaciers in this zone. Now that we have a detailed chronology of glacier fluctuations, only a robust model based on energy balance measurements will allow the question of the climate reconstruction in the Central Andes lasting recent centuries to be addressed. A reconstruction of this type, based on glacier evidence, will then have to be compared with reconstructions based on other proxies such as ice cores, tree rings and lake sediments.

Acknowledgments

Thanks to Abraham Machaca, Zaki Benelhadj, Rolando Fuertes, Alvaro Soruco and all those who took part in field measurements. This study was funded by IRD and the Eclipse program initiated by Valérie Masson-Delmotte (LSCE, CEA-CNRS). We thank Dr. Michael A. O'Neal (editor) and the two anonymous referees for their helpful comments and suggestions.

References

- Ames, A., Francou, B., 1995. Cordillera Blanca, glaciares en la historia. *Bulletin de l'IFEA* 24, 37–64.
- Broggi, J.A., 1945. La desglaciación actual de los Andes del Perú. *Boletín del Museo de Historia Natural IX* 34–35, 222–248.
- Chepstow-Lusty, A., Frogley, M.R., Bauer, B.S., Bush, M.B., Tupayachi Herrera, A., 2003. A late Holocene record of arid events from the Cuzco region, Peru. *Journal of Quaternary Science* 18 (6), 491–502.
- Chuine, I., Yiou, P., Viovy, N., Seguin, B., Daux, V., Le Roy Ladurie, E., 2004. Grape ripening as a past climate indicator. *Nature* 432, 289–290.
- Clapperton, C.M., 1983. The glaciations of the Andes. *Quaternary Science Review* 2, 83–155.
- Cooley, D., Naveau, P., Jomelli, V., Rabatel, A., Grancher, D., 2006. A bayesian hierarchical extreme value model for lichenometry. *Environmetrics* 17, 6, 555–574.

- Eddy, J.A., 1976. The Maunder minimum. *Science* 192, 1189–1202.
- Francou, B., 2004. Andes del Ecuador: los glaciares en la época de los viajeros (siglos XVIII a XX). In: Deler, J.P., Mesclier, E. (Eds.), *Los Andes el reto del espacio mundo andino homenaje a Olivier Dollfus*. IFEA-IEP, Lima, pp. 137–152.
- Francou, B., Vuille, M., Wagnon, P., Mendoza, J., Sicart, J.E., 2003. Tropical climate change recorded by a glacier in the central Andes during the last decades of the twentieth century: Chacaltaya, Bolivia, 16°S. *Journal of Geophysical Research* 108. doi:10.1029/2002JD002959.
- Francou, B., Vuille, M., Favier, V., Cáceres, B., 2004. New evidence of ENSO impacts on glaciers at low latitude: Antizana 15, Andes of Ecuador, 0°28'. *Journal of Geophysical Research* 109. doi:10.1029/2003JD004484.
- Free, M., Robock, A., 1999. Global warming in the context of the Little Ice Age. *Journal of Geophysical Research* 104 (D16), 19,057–19,070.
- Gioda, A., Ronchail, J., L'Hôte, Y., Pouyaud, B., 2004. Analyse et variabilité temporelle d'une longue série de pluies des Andes en relation avec l'Oscillation Australe (La Paz, 3658 m, 1891–2000). In: Demarée, G., et al. (Ed.), *Proc. of the 2nd conference on Tropical Climatology, Meteorology and Hydrology*. Royal Meteorological Institute of Belgium & ARSOM, pp. 199–217.
- Gouze, P., Argollo, J., Saliège, J.F., Servant, M., 1986. Interprétation paléoclimatique des oscillations des glaciers au cours des 20 derniers millénaires dans les régions tropicales; exemple des Andes boliviennes. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 303, 219–224.
- Grosjean, M., Villalba, R., 2005. Regional multiproxy climate reconstruction for southern South America: a new PAGES initiative. *PAGES News* 13 (2), 5.
- Gross, G., Kerschner, H., Patzelt, G., 1978. Methodische untersuchungen über die schneegrenze in alpinen gletschergebieten. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* Bd. XII, 2, 223–251.
- Grove, J.M., 1988. *The Little Ice Age*. Methuen, London.
- Hastenrath, S., 1981. *The glaciation of the Ecuadorian Andes*. A.A. Balkema Publishers, Rotterdam.
- Hastenrath, S., Ames, A., 1995. Diagnosing the imbalance of Yanamarey Glacier in Cordillera Blanca of Peru. *Journal of Geophysical Research* 100 (D3), 5105–5112.
- Hastenrath, S., Polzin, D., Francou, B., 2004. Circulation variability reflected in ice core and lake record of the southern tropical Andes. *Climatic Change* 64, 361–375.
- IPCC, 2001. *Climate Change 2001: synthesis Report*. A contribution of working groups I, II, and III to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Watson, R.T. and the Core Writing Team (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, and New York, NY, USA, 398 p.
- Jomelli, V., Grancher, D., Naveau, P., Cooley, D., Brunstein, D., 2007. Assessment study of lichenometric methods for dating surfaces. *Geomorphology* 86 1–2, 131–143.
- Jomelli, V., Grancher, D., Brunstein, D., Solomina, O., in press. Recalibration of the yellow Rhizocarpon growth curve in the Cordillera Blanca (Peru) and implications for LIA chronology, *Geomorphology*.
- Kaser, G., 1999. A review of the modern fluctuations of tropical glaciers. *Global and Planetary Change* 22, 93–103.
- Kaser, G., 2001. Glacier climate interaction at low latitudes. *Journal of Glaciology* 47, 157, 195–204.
- Kinzl, H., 1965. La glaciación actual y pleistocénica en los Andes centrales. *Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima* 89, 89–100.
- Kraus, E.B., 1955. Secular changes of tropical rainfall regimes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 81, 198–210.
- Lean, J., Rind, D., 1998. Climate forcing by changing Solar Radiation. *Journal of Climate* 11, 3069–3094.
- Le Roy Ladurie, E., 2004. *Histoire humaine et comparée du climat. Canicules et glaciers 13^e-18^e siècle*. Fayard, Paris.
- Liu, K.B., Reese, C.A., Thompson, L.G., 2005. Ice-core pollen record of climatic changes in the central Andes during the last 400 years. *Quaternary Research* 64 (2), 272–278.
- Llibouty, L., Morales Arnao, B., Schneider, B., 1977. Glaciological problems set by the control of dangerous lakes in Cordillera Blanca, Peru. III. Study of moraines and mass balances at Safuna. *Journal of Glaciology* 18, 275–290.
- Luckman, B.H., 2000. The Little Ice Age in the Canadian Rockies. *Geomorphology* 32, 357–384.
- Luckman, B.H., Villalba, R., 2001. Assessing the synchronicity of glacier fluctuations in the western Cordillera of the Americas during the last millennium. In: Markgraf, V. (Ed.), *Inter-Hemispheric Climate Linkages*. Academic Press, San Diego, pp. 119–140.
- Matthes, F., 1939. Report of committee on glaciers. *Transactions American Geophysical Union* 20, 518–535.
- Moberg, A., Dmitry, M.S., Karin, H., Nina, M.D., Wibjorn, K., 2005. Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data. *Nature* 433, 613–617.
- Naveau, P., Nogaj, M., Ammann, C., Yiou, P., Cooley, D., Jomelli, V., 2005. Statistical methods for the analysis of climate extremes. *Comptes Rendus Géoscience* 337 10–11, 1013–1022.
- Naveau, P., Jomelli, V., Cooley, D., Grancher, D., Rabatel, A., 2007. Modelling uncertainties in lichenometry studies. *Arctic Antarctic and Alpine Research* 39 (2), 277–285.
- Nesje, A., Dahl, S.O., 2000. *Glaciers and environmental change*. Arnold, London.
- Nesje, A., Dahl, S.O., 2003. The Little Ice Age, only temperature? *The Holocene* 13, 139–145.
- Peterson, J.A., Peterson, L.F., 1994. Ice retreat from the neoglacial maxima in the Puncak Jayakesuma area, Republic of Indonesia. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 30, 1–9.
- Pflücker, L., 1905. Informe sobre los yacimientos auríferos de Sandia. *Bol. del Cuerpo de Ingenieros de Minas del Perú*, Lima 26.
- Polissar, P.J., Abbott, M.B., Wolfe, A.P., Bezada, M., Rull, V., Bradley, R.S., 2006. Solar modulation of Little Ice Age climate in the tropical Andes. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 103 (24), 8937–8942.
- Rabatel, A., 2005. *Chronologie et interprétation paléoclimatique des fluctuations des glaciers dans les Andes de Bolivie (16°S) depuis le maximum du Petit Age Glaciaire (17^{ème} siècle)*. Ph. D. Thesis. IRD, CNRS, University Joseph Fourier, Grenoble, 194p.
- Rabatel, A., Jomelli, V., Naveau, P., Francou, B., Grancher, D., 2005. Dating of Little Ice Age glacier fluctuations in the tropical Andes: Charquini glaciers, Bolivia, 16°S. *Comptes Rendus Géoscience* 337 (15), 1311–1322.
- Rabatel, A., Machaca, A., Francou, B., Jomelli, V., 2006. Glacier recession on the Cerro Charquini (Bolivia 16°S) since the maximum of the Little Ice Age (17th century). *Journal of Glaciology* 52 (176), 110–118.
- Ramirez, E., Francou, B., Ribstein, P., Descloitres, M., Guérin, R., Mendoza, J., Gallaire, R., Pouyaud, B., Jordan, E., 2001. Small glacier disappearing in the tropical Andes: a case study in Bolivia: Glaciar Chacaltaya (16°S). *Journal of Glaciology* 47 (157), 187–194.
- Rind, D., Shindell, D., Perlwitz, J., Lerner, J., Lonergan, P., Lean, J., McLinden, C., 2004. The relative importance of solar and anthropogenic forcing of climate change between the Maunder minimum and the present. *Journal of Climate* 17, 906–929.
- Rodbell, D.T., 1992. Lichenometric and radiocarbon dating of Holocene glaciation, Cordillera Blanca, Peru. *The Holocene* 2, 19–29.
- Schubert, C., 1972. *Geomorphology and glacier retreat in the Pico Bolívar area*. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 8, 189–202.
- 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: la Zongo, Bolivie*. PhD Thesis, UPMC Paris VI, 333 p.
- Solomina, O., Jomelli, V., Kaser, G., Ames, A., Berger, B., Pouyaud, B., 2007. Lichenometry in the Cordillera Blanca, Peru: "Little Ice Age" moraine chronology. *Global and Planetary Change* 59 (1–4), 225–235.
- Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E., Koci, J.F., 1985. A 1500-years record of tropical precipitation in ice cores from the Quelccaya ice cap, Peru. *Science* 229, 971–973.
- Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E., Dansgaard, W., Grootes, P.M., 1986. The LIA as recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya Ice Cap. *Science* 234, 361–364.
- Torrence, C., Webster, P.J., 1999. Interdecadal changes in the ENSO-monsoon system. *Journal of Climate* 12, 2679–2690.
- Usoskin, I.G., Mursula, K., Kovaltsov, G.A., 2002. Lost sunspot cycle in the beginning of Dalton minimum: new evidence and consequences. *Geophysical Research Letters* 29, 36-1–36-4.

- Valero-Garces, B.L., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Edwards, L., Schwab, A., Ratto, N., 2003. Patterns of regional hydrological variability in central-southern Altiplano (18°–26°S) lakes during the last 500 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 194, 319–338.
- Vuille, M., Bradley, R.S., 2000. Mean annual temperature trends and their vertical structure in the tropical Andes. *Geophysical Research Letters* 27, 3885–3888.
- Vuille, M., Bradley, R.S., Werner, M., Keimig, F., 2003. 20th century climate change in the tropical Andes: observations and model results. *Climatic Change* 59, 75–99.
- Wagnon, P., Ribstein, P., Francou, B., Pouyaud, B., 1999. Annual cycle of energy balance of Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia. *Journal of Geophysical Research* 104, 3907–3923.
- Wagnon, P., Ribstein, P., Francou, B., Sicart, J.E., 2001. Anomalous heat and mass balance budget of Glaciar Zongo, Bolivia, during the 1997/98 El Niño year. *Journal of Glaciology* 47, 156, 21–28.
- Winkler, S., 2004. Lichenometric dating of the Little Ice Age maximum in Mt Cook National Park, Southern Alps, New Zealand. *The Holocene* 14, 911–920.
- Zumbühl, H.J., Holzhauser, H., 1988. Glaciers des Alpes du Petit Age Glaciaire. Numéro spécial de la revue *Les Alpes* 3, 129–322.



Current state of glaciers in the tropical Andes: a multi-century perspective on glacier evolution and climate change

A. Rabatel¹, B. Francou², A. Soruco³, J. Gomez⁴, B. Cáceres⁵, J. L. Ceballos⁶, R. Basantes^{2,7}, M. Vuille⁸, J.-E. Sicart², C. Huggel⁹, M. Scheel⁹, Y. Lejeune¹⁰, Y. Arnaud², M. Collet^{2,7}, T. Condom², G. Consoli², V. Favier¹, V. Jomelli¹¹, R. Galarraga⁷, P. Ginot^{1,12}, L. Maisincho⁵, J. Mendoza¹³, M. Ménégoz¹, E. Ramirez¹³, P. Ribstein¹⁴, W. Suarez¹⁵, M. Villacis⁷, and P. Wagnon²

¹UJF-Grenoble 1/CNRS, Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (LGGE) UMR5183, Grenoble, 38041, France

²IRD/UJF-Grenoble 1/CNRS/Grenoble-INP, Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE) UMR5564, Grenoble, 38041, France

³UMSA, IGEMA, Calle 27, Cota Cota, La Paz, Bolivia

⁴ANA, UGRH, Huaraz, Peru

⁵INAMHI, Iñaquito N36-14 y Corea, Quito, Ecuador

⁶IDEAM, Carrera 10 N20-30, Bogotá DC, Colombia

⁷EPN, DICA, Ladrón de Guevara E11-253, Quito, Ecuador

⁸Department of Atmospheric and Environmental Sciences, University at Albany, Albany, NY, USA

⁹Department of Geography, University of Zurich, 8057 Zürich, Switzerland

¹⁰CEN, CNRM-GAME, Météo-France/CNRS, Saint Martin d'Hères, France

¹¹UPS-Paris 1/CNRS/UVM-Paris 12, Laboratoire de Géographie Physique (LGP) UMR8591, Meudon, 92195, France

¹²IRD/CNRS/IFSTTAR/Météo-France/UJF-Grenoble 1/Université de Savoie/Grenoble-INP, Observatoire des Sciences de l'Univers Grenoble (OSUG) UMS222, St Martin d'Hères, 38400, France

¹³UMSA, IHH, Calle 30, Cota Cota, La Paz, Bolivia

¹⁴UMPC/CNRS/EPHE, Sisyphe UMR7619, Paris, 75252, France

¹⁵SENAMHI, av. Las Palmas s/n, Lima, Peru

Correspondence to: A. Rabatel (rabatel@lgge.obs.ujf-grenoble.fr)

Received: 13 June 2012 – Published in The Cryosphere Discuss.: 16 July 2012

Revised: 28 November 2012 – Accepted: 15 December 2012 – Published: 22 January 2013

Abstract. The aim of this paper is to provide the community with a comprehensive overview of the studies of glaciers in the tropical Andes conducted in recent decades leading to the current status of the glaciers in the context of climate change. In terms of changes in surface area and length, we show that the glacier retreat in the tropical Andes over the last three decades is unprecedented since the maximum extension of the Little Ice Age (LIA, mid-17th–early 18th century). In terms of changes in mass balance, although there have been some sporadic gains on several glaciers, we show that the trend has been quite negative over the past 50 yr, with a mean mass balance deficit for glaciers in the tropical Andes that is slightly more negative than the one computed on a global scale. A break point in the trend ap-

peared in the late 1970s with mean annual mass balance per year decreasing from -0.2 m w.e. in the period 1964–1975 to -0.76 m w.e. in the period 1976–2010. In addition, even if glaciers are currently retreating everywhere in the tropical Andes, it should be noted that this is much more pronounced on small glaciers at low altitudes that do not have a permanent accumulation zone, and which could disappear in the coming years/decades. Monthly mass balance measurements performed in Bolivia, Ecuador and Colombia show that variability of the surface temperature of the Pacific Ocean is the main factor governing variability of the mass balance at the decadal timescale. Precipitation did not display a significant trend in the tropical Andes in the 20th century, and consequently cannot explain the glacier recession.

On the other hand, temperature increased at a significant rate of $0.10\text{ }^{\circ}\text{C decade}^{-1}$ in the last 70 yr. The higher frequency of El Niño events and changes in its spatial and temporal occurrence since the late 1970s together with a warming troposphere over the tropical Andes may thus explain much of the recent dramatic shrinkage of glaciers in this part of the world.

1 Introduction

The tropical Andes are host to more than 99 % of all tropical glaciers (Kaser, 1999) between Peru (71 %), Bolivia (20 %), Ecuador (4 %) and Colombia–Venezuela (4 %). Glacier inventories have been conducted in almost all tropical mountain ranges (Jordan, 1991; Poveda and Pineda, 2009; UGRH, 2010) from 1975 in Bolivia to 2006 in Peru. Based on these inventories and current rates of retreat documented for a sample of glaciers in different cordilleras, Francou and Vincent (2007) estimated the total glacier surface area in the tropical Andes in the early 2000s to be around 1920 km^2 .

The Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) pointed to the role of mountain glaciers as key indicators of recent climate change (Lemke et al., 2007). Tropical glaciers are known to be especially sensitive to climate change (e.g. Hastenrath, 1994; Kaser and Osmaston, 2002). Due to the specific climate conditions in the tropical zone, ablation occurs all year round on the lowest part of the glaciers, resulting in a short-time response of the position of the glacier terminus to changes in mass balance, and consequently to changes in climate (e.g. Francou et al., 1995, 2003, 2004; Wagnon et al., 1999). An increase of more than $+4\text{ }^{\circ}\text{C}$ at elevations above 4000 m a.s.l. is projected for the 21st century using IPCC scenario A2 (Bradley et al., 2006; Urrutia and Vuille, 2009). With no change in precipitation, such a temperature change could lead to a major reduction in glacial coverage and even to the complete disappearance of small glaciers, whose upper reaches are located close to the current equilibrium-line altitude (ELA). This is a serious concern because a large proportion of the population lives in arid regions to the west of the Andes (especially in Peru and Bolivia, where the percentage of glaciers is the highest). As a consequence, the supply of water from high altitude glacierized mountain chains is important for agricultural and domestic consumption as well as for hydropower (Vergara et al., 2007). This is all the more true since these regions also exhibit a combination of warm and dry conditions as a part of the seasonal cycle, with limited seasonal temperature variability and a dry season lasting from May/June to August/September (Kaser et al., 2010). As a consequence, mountain glaciers in the tropical Andes act as buffers against highly seasonal precipitation at times when rainfall is low or even absent (Vuille et al., 2008a).

To better understand glaciological processes, to link climate parameters and their variability to glacier mass balance, and to document current glacier changes, permanent glacier monitoring networks have been set up in each country between Colombia and Bolivia. The oldest data series are available in Peru, where partial surveillance of glaciers began in the early 1970s. Since the early 1990s, an important effort has been made by IRD (the French Institute of Research and Development), in association with Andean partners in Bolivia, Ecuador and Peru, as well as other international scientific teams such as the University of Innsbruck (Austria), the Ohio State University (USA) and the University of Zurich (Switzerland). The observation system mainly consists of measuring the glacier mass balance and surface energy balance. In parallel, remote-sensing studies have been performed using aerial photographs and satellite images to reconstruct changes in the volume, surface area and length of a large number of glaciers in the area since the middle of the 20th century. In addition to this permanent monitoring, considerable effort has been made to reconstruct glacier fluctuations since the Little Ice Age (LIA) maximum across the tropical Andes (e.g. Rabatel et al., 2005a, 2008a; Jomelli et al., 2009).

The objective of this review is to provide the scientific community with a comprehensive overview of studies performed on glaciers in the tropical Andes in recent decades, which will allow the current status of the glaciers to be determined. These are important issues to estimate the future behavior of glaciers and their impacts on the hydrological functioning of high-altitude glacierized watersheds in coming decades. The main topics being reviewed are (1) the magnitude of glacier changes since the LIA; (2) the glacier changes since the mid-20th century; (3) the mass balance observations over the last two decades; and (4) the links of glacier changes to local/regional climate at different timescales. Research questions addressed also include whether the glacial retreat of tropical glaciers in recent decades is unprecedented since the LIA, and whether the glacial recession in the tropical Andes is related to the observed increase in atmospheric temperature. Finally, this review brings a new perspective on the nature of recent decadal glacier retreat, particularly on the link between mass balance and maximum elevation and size of the glaciers.

2 General settings and methodologies

2.1 Climate settings

From a climatological point of view, the tropical zone can be divided into two zones with different characteristics. Troll (1941) distinguished the inner tropical climate with more or less continuous precipitation throughout the year and the outer tropical climate which, when subtropical conditions prevail, is characterized by a dry season from May

to September, and when tropical conditions prevail, by a wet season from October to March. Here we consider that Colombia and Ecuador belong to the inner tropics and Peru and Bolivia to the outer tropics.

For both inner and outer tropics, the climate is characterized by homogeneous temperature conditions throughout the year with a slight seasonality of air temperature in the outer tropics (1° to 2 °C higher temperatures during the austral wet summer in October to March than during the austral dry winter in May to September). In the tropical zone, incident solar radiation is also more or less constant throughout the year, as the seasonality of the extraterrestrial irradiance in the outer tropics is attenuated by pronounced cloud seasonality (maximum cloud cover during austral summer). In the inner tropics, humidity remains almost unchanged throughout the year, whereas the outer tropics are characterized by pronounced seasonality of specific humidity, cloud cover and precipitation. Thus, notable accumulation occurs in the outer tropics only during the wet season (Kaser, 2001). Precipitation mainly results from an easterly flow of moisture from the Amazon Basin (e.g. Garreaud et al., 2003). At interannual timescales, the variability of precipitation has been described in many studies and there is general agreement that a significant fraction of this variability is related to the El Niño–Southern Oscillation (ENSO) phenomenon (e.g. Francou and Pizarro, 1985; Aceituno, 1988; Vuille et al., 2000; Garreaud and Aceituno, 2001). These studies concluded that El Niño years (warm phase of ENSO) tend to be warm and dry, while La Niña years (ENSO cold phase) are associated with cold and wet conditions on the Altiplano. However, the climate characteristics of La Niña/El Niño are not uniform across the tropical Andes region. Even at the scale of a country, the consequences of an El Niño event may vary considerably, for instance between the northern coast of Peru and the southern Peruvian Altiplano region.

With the aim of linking changes in glacier mass balance with climate variability and atmospheric circulation at a regional to global scale, many recent studies have focused on variables that are relevant for the glacier energy balance, such as temperature, precipitation, humidity and convective cloud cover (Wagon et al., 1999; Francou et al., 2003, 2004; Favier et al., 2004a; Sicart et al., 2005; Vuille et al., 2008b; Salzmann et al., 2012). A common theme in all these studies is the significant role of the tropical Pacific sea surface temperature (SST) and the ENSO phenomenon in modulating glacier mass balance at interannual timescales. Other studies have focused on temperature evolution in the last decades from NCEP/NCAR reanalysis (Kalnay et al., 1996). Bradley et al. (2009) showed that this data set is feasible to represent near-surface temperature trends in the Andes. Nonetheless it should be kept in mind that reanalysis data consider free-tropospheric temperature based on a 2.5° resolution. Hence, actual temperature measurements on or near the glaciers, for example on Zongo or Antisana glaciers, may show absolute temperatures that are somewhat higher than reanalysis data.

However, reanalysis temperature data and surface temperatures are significantly correlated, as changes in temperature are similar at the surface and in the adjacent free air (Hardy et al., 2003; Bradley et al., 2009).

2.2 Reconstruction of LIA glacier changes

In the early 1980s, Hastenrath (1981) and Clapperton (1983) had already mentioned that glaciers in the tropical Andes were much larger during the LIA than today, but the date of their maximum extent and the stages of their subsequent retreat remained highly conjectural. Historical sources and mining settlements established in the colonial period (Broggi, 1945) indicate that glaciers advanced considerably during the 16th–19th centuries, then began to retreat after 1860 AD in Peru (Ames and Francou, 1995) and Ecuador (Hastenrath, 1981). Some authors tried to date the LIA in the tropical Andes using glacier evidence with ¹⁴C dating (Gouze et al., 1986; Seltzer, 1992). In Bolivia, Gouze et al. (1986) suggested 670–280 cal yr BP as the interval displaying maximum ice extension. In Peru, on the basis of evidence found in the ice core retrieved on the Quelccaya ice cap, Thompson et al. (1986) assumed that the LIA lasted from 1500 AD to 1900 AD. Lichenometry has also been used to date very well preserved moraines on glacier forelands (see the maps of the Bolivian eastern cordillera by Jordan (1991), where the main moraine stages are represented). Müller (1985) applied this technique for relative dating in Bolivia, and Rodbell (1992) dated Peruvian LIA moraines to the period 750–1900 AD, but without providing a detailed chronology of glacier fluctuations during the period. New detailed chronologies of glacier fluctuations during the LIA concerning the tropical Andes have been proposed in the past decade with systematic measurements of *Rhizocarpon Geographicum* sp. made on each moraine in several proglacial margins in Bolivia (Rabatel et al., 2005a, 2008a), Peru (Solomina et al., 2007; Jomelli et al., 2008), and Ecuador (Jomelli et al., 2009). A new statistical approach was developed to process data based on the extreme values theory, as the largest lichens measured for moraine dating are extreme values (Cooley et al., 2006; Naveau et al., 2007; Jomelli et al., 2010).

Glacier length, surface area and ELA for the LIA maximum and the following moraine stages were reconstructed using digital elevation models (DEM) on the basis of the moraines (Rabatel et al., 2006, 2008a; Jomelli et al., 2009). For five glaciers in Cerro Charquini Massif in Bolivia, Rabatel et al. (2006) computed changes in volume between the most important moraine stages by reconstructing glacier hypsometry.

2.3 20th century observations: from field measurements to remote-sensing studies

2.3.1 Pioneering studies

Unlike mid-latitude glaciers where continuous mass balance series have been available for five to six decades, field measurements of mass balance in the tropical Andes were very scarce before 1990. Data on glacier terminus fluctuations have been available for four glaciers in the Peruvian Cordillera Blanca since the late 1940s, and since the late 1970s, a few years of mass balance measurements for three of them (Kaser et al., 1990; Ames and Francou, 1995; Hastenrath and Ames, 1995a, b; Ames and Hastenrath, 1996).

2.3.2 Monitoring mass balance in the field

In 1991, a project by the French IRD and Bolivian partners enabled instrumentation of two glaciers for full permanent monitoring of their mass balance, hydrological balance, and surface energy balance (Francou and Ribstein, 1995; Francou et al., 1995). The same monitoring system was set up in Ecuador in 1994 (Francou et al., 2000), in Peru in 2003, and in Colombia starting in 2006 (Table 1 and Fig. 1). This collaborative effort is now part of a permanent monitoring network called GLACIOCLIM (www-igge.ujf-grenoble.fr/ServiceObs/index.htm), and a joint international project called GREAT ICE, involving academic and research institutions in France, Bolivia, Ecuador, Peru and Colombia. In addition, two of the glaciers that belong to this monitoring network, Zongo in Bolivia and Antisana 15 in Ecuador, are among the benchmark glaciers in the tropics referenced by the World Glacier Monitoring Service (WGMS, 2011).

Glacier mass balance is computed using the glaciological method (Paterson, 1994). In the lower part of the glacier, monthly measurements (in Bolivia, Ecuador and Colombia) of stake emergence are made using a network of 10 to 25 stakes (depending on the glacier). Snow height and density measurements are required as well as stake emergence measurements because snowfall can occur at the glacier surface at any time during the year. In the upper part of the glacier, net accumulation (snow height and density) is measured at the end of the hydrological year at two to four locations. To compute the annual mass balance of the glaciers, glacier hypsometry is calculated using a DEM computed by aerial photogrammetry (Bolivia and Ecuador) or using maps from the National Geographical Institute (Peru, Colombia).

2.3.3 Surface energy balance: measurements and modeling

Climate controls glacier mass balance through energy and mass fluxes at the ice or snow surface. The energy available for melt can be calculated as the residual of the energy balance equation, whose main terms on temperate tropical glaciers are short-wave and long-wave radiation fluxes

and the turbulent fluxes of sensible and latent heat. Radiation fluxes on glaciers can be accurately measured with radiometers, whereas turbulent fluxes are generally derived from aerodynamic profile methods with one or two levels of wind, temperature and humidity measurements. These methods are not very accurate and require parameters such as roughness lengths or eddy diffusivity coefficients. Measurements of energy fluxes on tropical glaciers began in the 1960s but are still relatively rare (e.g. Platt, 1966; Hastenrath, 1978; Hardy et al., 1998). In 1995, automated weather stations began to be used to monitor surface energy fluxes in the ablation area of Zongo Glacier, in Bolivia, and Antisana 15 Glacier, in Ecuador (Wagnon et al., 1999; Favier et al., 2004b).

The interpretation of point-scale energy flux measurements can lead to erroneous generalizations of melt characteristics when they are extrapolated to the whole glacier. For example, albedo is highly variable near the snow line, so that the contribution of solar radiation to melt energy depends on the location of the weather station. A distributed energy balance model is thus required to investigate the link between atmospheric forcing and the total glacier mass balance and to quantify the contribution of glacier melt to water resources downstream. With the objective of investigating seasonal climate forcing on the mass balance and meltwater discharge of tropical glaciers, Sicart et al. (2011) applied the spatially distributed energy balance model of Hock and Holmgren (2005) to the Bolivian Zongo Glacier at an hourly time step for an entire hydrological year. The model calculates the surface energy fluxes for each glacier grid cell from measurements collected at a weather station located in the ablation area. It is based on equations of mass and energy conservation, and the parameters theoretically have a physical interpretation (Beven, 1989), so they can be linked to measurable physical quantities. The model had to be adjusted to tropical high mountains mainly for the calculations of albedo, due to the frequent alternation of melt and snowfall periods during the wet season, and of long-wave incoming radiation, due to the pronounced seasonality of sky emission.

2.3.4 Contribution of remote sensing

To complete glaciological data time series in terms of changes in surface area and volume before the beginning of field measurements, and to calculate these changes at a regional scale, remote-sensing techniques have proved to be very efficient. Brecher and Thompson (1993) used terrestrial photogrammetry to quantify the retreat of Qori Kalis Glacier (Quelccaya ice cap, Peru). Aerial photographs (available since the 1950s) and satellite images (available since the late 1970s) have been widely used for glacier inventories (Jordan, 1991; Georges, 2004; Silverio and Jaquet, 2005; Jordan et al., 2005; Morris et al., 2006; Raup et al., 2007; Racoviteanu et al., 2007; Poveda and Pineda, 2009; UGRH, 2010) and to quantify variations in glacier surface area at a decadal to interannual timescale since the mid-20th century

Table 1. Characteristics of the glaciers monitored and date of the beginning of the observations.

	Zongo	Chacaltaya	Charquini Sur	Artesonraju	Yanamarey	Antisana 15	Los Crespos	La Conejeras ^a
Location	16°15' S 68°10' W	16°21' S 68°07' W	16°17' S 68°09' W	8°57' S 77°27' W	9°39' S 77°16' W	0°29' S 78°9' W	0°29' S 78°9' W	4°48' N 75°22' W
Surface area (km ²)	1.94	–	0.32	5.39 ^b	0.60 ^b	0.63	1.71	0.22
Max. elevation (m a.s.l.)	6000	5396	5300	5979	5200	5760	5760	4960
Min. elevation (m a.s.l.)	4900	–	4985	4685	4725	4780	4680	4720
Aspect	SE	S	S	WSW	SW	NW	SW	NW
First year of mass-balance survey	1991 ^c	1991–2009 ^c	2002 ^c	2003 ^c	1971 ^c	1995 ^c	2005 ^c	2006 ^d

^a La Conejeras Glacier is located on Nevado Santa Isabel (Fig. 1).

^b Surface area in 2006.

^c Great Ice.

^d IDEAM.

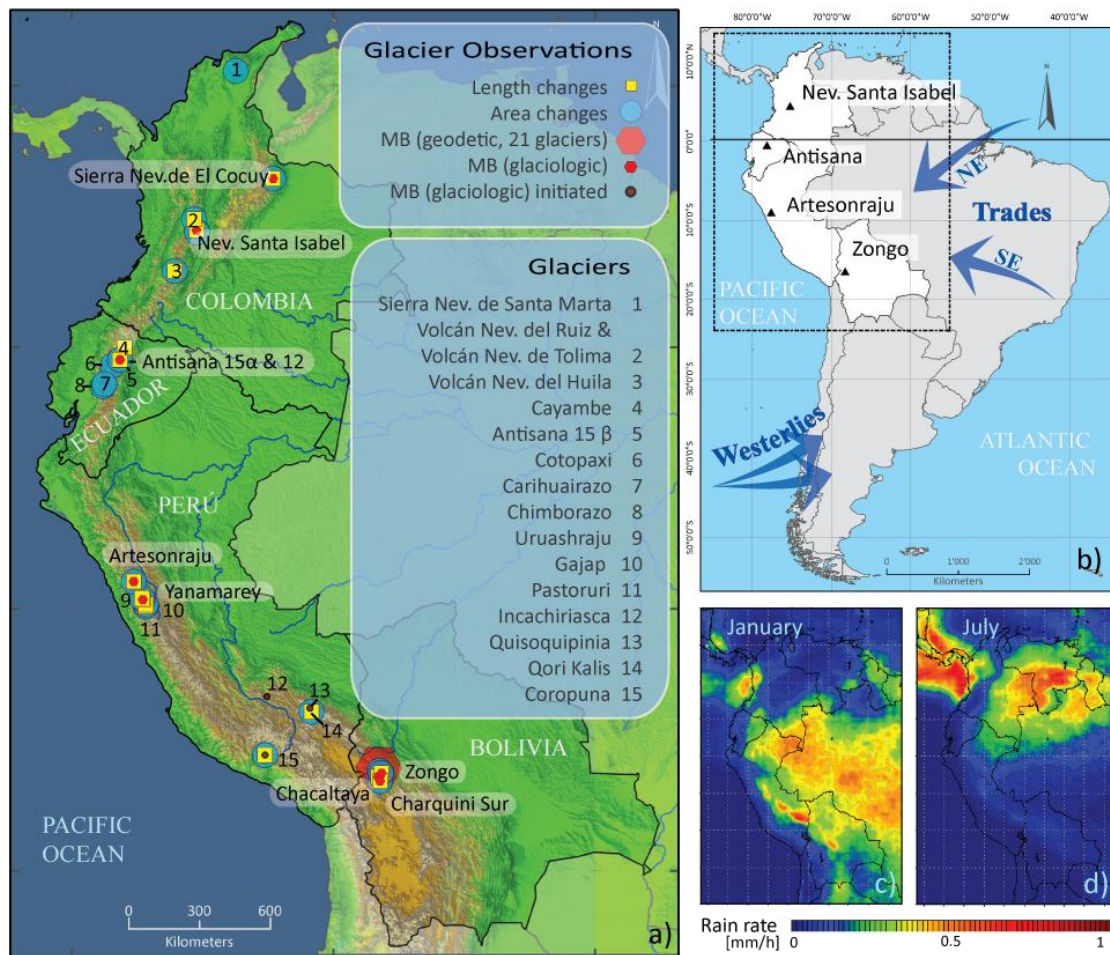


Fig. 1. (a) Glaciers monitored in the tropical Andes. Glaciers with long-term mass balance series (small red hexagons) are labeled (see Table 1 for details). For these glaciers, length (yellow cube) and area (blue circle) records also exist. The large red hexagon depicts a sample of 21 glaciers in the Cordillera Real, Bolivia, for which mass balance reconstructions are available from 1963 to 2006 (Soruco et al., 2009a). Other glaciers whose changes in length and/or in area are monitored are numbered. “MB initiated” indicates glaciers with mass balance measurements starting in 2008 (Incachiriasca), 2009 (Coropuna) and 2010 (Quisoquipinia). (b) General atmospheric circulation over South America. The dotted frame shows the extent of the precipitation maps in (c) and (d). (c) and (d) Mean hourly precipitation intensity (mm h⁻¹) in January (c) and July (d), respectively, from 1998 to 2010 based on TRMM (Tropical Rainfall Measurement Mission) Product 3B43 V6.

(Rabatel et al., 2006, 2011; Basantes, 2010; Caceres, 2010; Collet, 2010).

Variations in glacier volume at a decadal timescale since the mid-1950s were reconstructed for 26 glaciers in Bolivia (Rabatel et al., 2006; Soruco et al., 2009a, b) and two glaciers in Ecuador (Caceres, 2010) on the basis of aerial photograph pairs processed using photogrammetric restitution techniques. For three glaciers in the Cordillera Blanca, Peru, Mark and Seltzer (2005) assessed changes in volume between 1962 and 1999 using similar photogrammetric techniques, while Salzmann et al. (2012) applied a combined remote-sensing data and modeling approach to estimate changes in volume in the Cordillera Vilcanota, southern Peru, for a similar period. This type of geodetic method to compute volume variation over the whole glacier surface is very useful to validate and adjust mass balance data calculated using both glaciological and hydrological methods. Such an adjustment was performed for Zongo Glacier in Bolivia by Soruco et al. (2009b).

Finally, Rabatel et al. (2012) showed that the method to reconstruct annual mass balance based on snow line altitude (SLA) measured on satellite images and used as a proxy of the ELA can be used for glaciers in the outer tropical zone. This method was first developed for mid-latitude glaciers (Rabatel et al., 2005b, 2008b), and was then successfully tested, validated, and applied on 11 Bolivian glaciers (Bermejo, 2010; Consoli, 2011).

3 How did tropical glaciers change over time? From centennial to annual scale

3.1 Glacier changes since the LIA maximum

Recent studies focused on glacier variations in the tropical Andes from Venezuela to Bolivia during the LIA (e.g. Rabatel et al., 2005a, 2006, 2008a; Polissar et al., 2006; Solomina et al., 2007; Jomelli et al., 2008, 2009). Figure 2 (upper panel) summarizes information on glacier advances in the tropical Andes documented from moraine stages and lake sediments. An early glacial advance at the beginning of the last millennium was documented in Venezuela from lake sediments (Polissar et al., 2006) and for some glaciers in Peru and Bolivia from moraine stages (Jomelli et al., 2009). However, this 14th century glacial stage is absent in most valley glaciers, suggesting that younger glacial advances extended further than those that occurred in the 14th century.

The LIA period of maximum extent (PME) in the outer tropics is dated to the 17th century, with dates varying slightly from one mountain range to another. The lichenometric dates are around 1630 ± 27 AD in Peru (Solomina et al., 2007; Jomelli et al., 2008), and between 1657 ± 24 AD and 1686 ± 26 AD in Bolivia (Rabatel et al., 2005a, 2008a). These dates are concomitant with another glacial advance documented from lake sediments in Venezuela (Polissar et

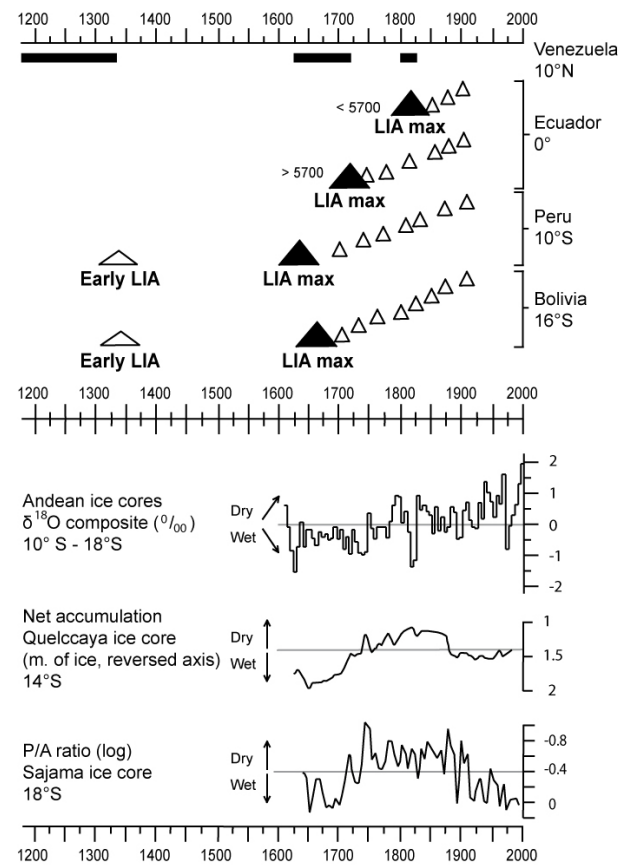


Fig. 2. Upper panel: comparison of moraine stages (triangles) dated by lichenometry (Bolivia, Peru, Ecuador) and periods of glacier advances (horizontal black bars) evidenced from lake sediments (Venezuela). For each country, the triangles qualitatively represent the position of the moraines along a schematic proglacial margin, from the lowest one representing the period of maximum extent of the LIA (the black triangle), to the uppermost moraine stage, closest to the current glacier snout. For Ecuador, two schemes are represented, one for proglacial margins of glaciers with a maximum elevation higher than 5700 m a.s.l., and one for glaciers with a maximum elevation below 5700 m a.s.l. Lower panel: proxies of climate variations (wet/dry periods) in recent centuries. The P/A ratio in the Sajama ice core (Liu et al., 2005) represents the relative change in abundance of two pollen species (Poaceae and Asteraceae) and is used as a proxy of moisture on the Altiplano. Data from ice cores come from Thompson et al. (1985, 2006).

al., 2006). In the Ecuadorian Andes (inner tropics), the LIA PME occurred in two distinct periods (Jomelli et al., 2009): For glaciers with a maximum altitude above 5700 m a.s.l., it was dated to the early 18th century (1730 ± 14 AD); for those whose maximum altitude is lower, the PME was dated to the early 19th century (1830 ± 11 AD). The moraine stage representative of the PME for glaciers with a maximum altitude below 5700 m a.s.l. is also found along proglacial margins of glaciers with a maximum altitude above 5700 m a.s.l., but in the latter case it testifies to a smaller glacial advance

than the one that occurred during the maximum extent. The advance dated from the early 19th century was also documented from reliable historical sources in Ecuador (Franco, 2004). Finally, the early 19th century advance was also concomitant with an advance phase documented from lake sediments in Venezuela (Polissar et al., 2006). Jomelli et al. (2009) proposed that this difference in the timing of the PME in Ecuador between glaciers with a maximum altitude above/below 5700 m a.s.l. could be the result of a cold and dry period that would have followed a humid period. However, this difference is not yet clearly understood.

Following the PME, the evolution of glaciers in the inner and outer tropics was remarkably homogeneous (Jomelli et al., 2009). A slow withdrawal occurred during the late 18th and then during the first half of the 19th century. In the outer tropics, among the moraine stages observed along the proglacial margins, two are clearly the consequence of an advancing glacier because they partly removed previous deposits (Rabatel et al., 2008a); they are dated to about 1730 AD and about 1800 AD. After 1840 AD, withdrawal was more pronounced and accelerated in the late 19th century (from about 1870 to the early 20th century) in both inner and outer tropics (Jomelli et al., 2009).

The withdrawal following the LIA maximum extent and the absence of a major readvance in the 19th century (equivalent to the magnitude of LIA maximum) in the entire tropical belt are the main differences from the evolution of glaciers in temperate latitudes of the Northern Hemisphere. In Bolivia, Rabatel et al. (2006) observed that glaciers retreated by about 1000 m in length from the mid-17th to the late 19th century.

Figure 3 shows changes in surface area of Bolivian glaciers since the LIA maximum. Only the glaciers with the most complete time series for both the LIA period (Rabatel et al., 2008a) and the recent decades are plotted. This figure shows the current glacier withdrawal compared to the retreat that occurred four centuries ago. Two main features are:

- A general retreat has been underway since the PME of the LIA (approximately 2nd half of the 17th century to early 18th century), with two periods of accelerated retreat: one in the late 19th century and one in the last three decades, the latter being the most pronounced. The changes in surface area that occurred during the 18th and 19th centuries are homogenous even though the glaciers differ in size (ranging from 0.5 to 3.3 km²), aspect (all are represented) and maximum altitude (ranging from 5300 m to 6000 m a.s.l.).
- Since the middle of the 20th century, the rate by which Zongo Glacier retreated has differed from that of other glaciers. Within the sample of glaciers plotted in Fig. 3, Zongo Glacier is the only one with a maximum altitude above 5500 m a.s.l. (reaching 6000 m a.s.l.) and hence still has a large accumulation zone. Glaciers with a lower maximum altitude (i.e. <5400 m a.s.l.) have almost completely disappeared.

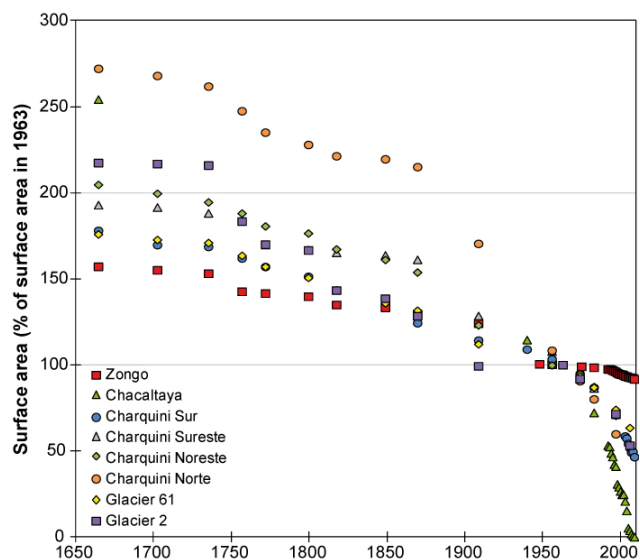


Fig. 3. Changes in the surface area of eight glaciers in the Cordillera Real, Bolivia, since the LIA maximum, reconstructed from moraine stages (LIA maximum and before 1940) and aerial photographs (1940 and after). 1963 was chosen as the common reference. Data are from Rabatel et al. (2006, 2008a) and Soruco et al. (2009a).

3.2 Changes in glacier surface area in recent decades

Figure 4 presents a compilation of area loss rate quantified for glaciers located between Venezuela and Bolivia, including Colombia, Ecuador and Peru. In the following subsections we present a detailed description for each one of these countries.

3.2.1 The Peruvian Andes

The Peruvian Andes are probably the best documented glacial area in the tropics. In the Cordillera Blanca, Kinzl (1969) reported that glacier retreat accelerated during the late 19th century before slowing down during the first half of the 20th century, with a small but marked readvance in the 1920s. This event was followed by another significant retreat in the 1930s–1940s (Broggi, 1945; Kaser and Georges, 1997; Georges, 2004). In the period from 1950 to 1970, glaciers retreated very slowly (Hastenrath and Ames, 1995a). This period was followed by a general acceleration of retreat (Ames and Franco, 1995; Kaser and Georges, 1997). Mark and Seltzer (2005) showed that glacier surface area decreased by about 35 % in the Queshque Massif (southern part of the Cordillera Blanca) between 1962 and 1999. Raup et al. (2007) documented a 20 % to 30 % retreat between 1962 and 2003 (depending on the source considered for 1962) for glaciers in the Huandoy–Artesonraju Massif (northern part of the Cordillera Blanca). At the scale of the whole Cordillera Blanca, several inventories were performed using digitized maps and satellite images (e.g. Georges, 2004; Silverio and

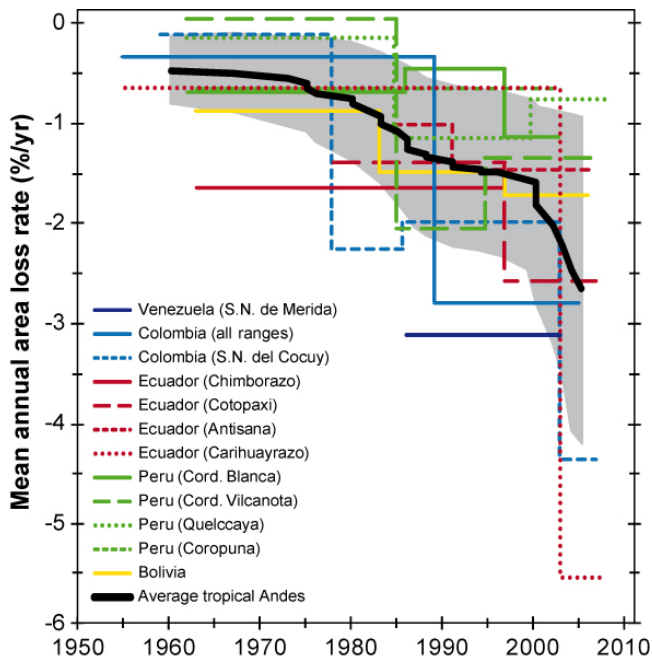


Fig. 4. Compilation of mean annual area loss rates for different time periods for glaciated areas between Venezuela and Bolivia. Surface areas have been computed from maps, aerial photographs, satellite images and direct topographical measurements. Sources are given in the text. Note that the average (smoothed using a 5-yr running mean) is computed from a varying number of values depending on the period concerned because fewer data were available for the first decades of the study period. The grey box around the average represents the uncertainty corresponding to ± 1 standard deviation.

Jaquet, 2005; Racoviteanu et al., 2008; UGRH, 2010). Results differed slightly because of the methods used to delineate glacier contours, for example whether or not perennial snow fields were included. However, the main conclusion was the same, i.e. a marked glacier retreat in the last two decades. UGRH (2010) reported a 27 % loss between the 1960s and the 2000s, from 723 km² to 527 km². Intermediate estimations show that the mean annual loss in surface area has increased since the late 1990s (Fig. 4). For the second largest glacierized mountain range in Peru, the Cordillera Vilcanota in southern Peru, Salzmann et al. (2012) reported a 32 % loss in area between 1962 and 2006, including an almost unvarying glacier area between 1962 and 1985. For Qori Kalis, an outlet glacier of Quelccaya ice cap in the Cordillera Vilcanota, Brecher and Thompson (1993) and Thompson et al. (2006) noted a 10 times greater loss in area between 1991 and 2005 than between 1963 and 1978, with an accelerated retreat in the 1990s. Finally, Racoviteanu et al. (2007) reported that the glaciated area on Coropuna (Cordillera Ampato, southern Peru) shrank by about 26 %, from 82.6 km² in 1962 to 60.8 km² in 2000.

Focusing on the Cordillera Blanca, Fig. 5 shows changes in the length of five glaciers in this mountain range. Direct

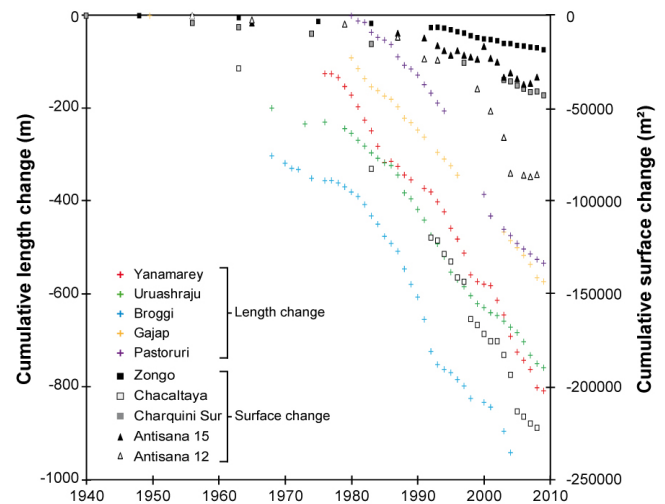


Fig. 5. Changes in surface area of five glaciers in Ecuador and Bolivia, and in length for five Peruvian glaciers. Observations of changes in length start in 1949 except for Pastoruri Glacier (1980). Observations in changes in surface area start in 1940 in Bolivia and 1956 in Ecuador.

annual measurements began between 1968 and 1980, but additional information for 1949 was added based on aerial photographs. For glaciers for which data are available for the late 1970s, a change in the trend appeared in 1976–1977. Before this date, changes in glacier length were limited (between 100 and 300 m in about 30 yr); Broggi Glacier even advanced in the 1970s. Since the end of the 1970s, glacial withdrawal has increased and the glaciers have retreated between 500 and 700 m in length (i.e. more than twice the rate of the former period). El Niño years (e.g. 1982–1983, 1997–1998, 2004–2005) resulted in a more pronounced retreat, whereas persistent La Niña conditions at the turn of the 21st century resulted in a slight slowdown in the retreating trend.

3.2.2 The Bolivian Andes

In Bolivia, Jordan (1991) published a complete inventory of glaciers in both Cordilleras (Oriental and Occidental), on the basis of aerial photographs taken in 1975 and field campaigns from 1984. The total glacierized area was estimated to be about 560 km². Although there has been no more recent glacier inventory of these cordilleras, glacier changes in the Cordillera Real (part of the Cordillera Oriental) have been documented (Ramirez et al., 2001; Rabatel et al., 2006; Soruco et al., 2009a, b). Figure 5 illustrates changes in surface area of the three glaciers with the most complete time series of the Cordillera Real: Chacaltaya Glacier (Francou et al., 2000; Ramirez et al., 2001), Charquini Sur Glacier (Rabatel et al., 2006) and Zongo Glacier (Soruco et al., 2009b). Before the beginning of direct measurements in the early 1990s, estimates of surface areas were retrieved from aerial photographs after 1940 at a decadal timescale. Zongo and

Charquini Sur glaciers showed a similar pattern as the one previously described for the Peruvian glaciers, i.e. an almost balanced situation during the 1950s and 1960s, which, at the end of the 1970s, changed to a retreat that varied according to the size and maximum altitude of the glacier concerned. Chacaltaya Glacier retreated throughout the period, but the retreat started to accelerate in the late 1970s.

3.2.3 The Ecuadorian Andes

In Ecuador, results obtained by Jordan et al. (2005) using photogrammetry on the Cotopaxi Volcano (5897 m a.s.l.) showed that Cotopaxi glaciers remained almost stagnant between 1956 and 1976 and then lost approximately 30% of their surface area between 1976 and 1997. The calculated loss of total mass (thickness) of selected outlet glaciers on Cotopaxi between 1976 and 1997 was 78 m, or 3–4 m w.e. yr⁻¹. Recent updates are mostly based on satellite images (LANDSAT, ASTER and ALOS) which enabled reconstruction of changes in glacier surface area on Cotopaxi Volcano, and additionally, documented glacier shrinkage on both Antisana (5753 m a.s.l.) and Chimborazo (6268 m a.s.l.) since the mid-20th century (Basantes, 2010; Caceres, 2010; Collet, 2010). These studies showed that over the 1962–1997 period, the surface area of the glaciers on Chimborazo decreased from 27.7 to 11.8 km² (Caceres, 2010), which represents a loss of 57% or 1.6% yr⁻¹ on average (Fig. 4). For Cotopaxi and Antisana volcanoes, the loss in surface area was respectively 37% and 33% for the period 1979–2007. Intermediate data indicate that the retreat increased during the second part of the period (Fig. 4). Changes in surface area computed from satellite images at an almost annual resolution on glaciers Antisana 12 and 15 also document the increased loss of surface area since the early 1990s (Fig. 5). However, small advances (few meters) by both glaciers occurred in 2000 and 2008. These advances match positive mass balance years and indicate the rapid response of Ecuadorian glaciers to changes in mass balance.

3.2.4 The Andes of Colombia and Venezuela

In Colombia, a compilation of glacier surface-area mapping at the scale of the most glacierized mountain range, Sierra Nevada del Cocuy (Florez, 1991; Ceballos et al., 2006; Herrera and Ruiz, 2009), shows that (1) glaciers hardly changed in the 1960s and 1970s, (2) there was a retreat of about 2% yr⁻¹ from the late 1970s to the early 2000s, and (3) a major increase in glacier retreat occurred during the 2000s. For all the Colombian mountain ranges, Morris et al. (2006) and Poveda and Pineda (2009) found that glacier area decreased from 89.3 km² in the 1950s to 79 km² in the late 1990s and to 43.8 km² in the mid-2000s. This represents a total shrinkage of about 51%, four times greater during the second period. Glaciers in the Cordillera Central of Colombia are frequently located on active volcanoes, and the strong glacier

loss was accelerated by several volcanic eruptions in recent years (Huggel et al., 2007), most notably on Nevado del Ruiz in 1985, and on Nevado del Huila where eruptions in 2007 and 2008 resulted in a 30% loss of glacier surface area in two years.

In Venezuela, Morris et al. (2006) reported that glacier surface area decreased from 2.03 km² in 1952 to 0.3 km² in 2003, representing a total loss of 87%.

3.2.5 Summary at the scale of the tropical Andes

In terms of changes in surface area and length since the mid-20th century (Figs. 4 and 5), the evolution of glaciers in the tropical Andes can be summarized as follows:

- Between the early 1940s and the early 1960s, information was scarce, but evidence in Peru (Broggi, Uruashraju, Yanamarey), Bolivia (Charquini, Chacaltaya) and Colombia (Sierra Nevada del Cocuy) indicates a moderate retreat ($\sim -0.5\%$ yr⁻¹).
- From the mid-1960s to the second half of the 1970s, glacier snout positions remained almost the same.
- A clear change in glacier evolution can be seen in the late 1970s, when the retreat accelerated but stepwise: the first acceleration in the retreat occurred in the late 1970s, the second in the mid-1990s, and the third in the early 2000s. These phases of accelerated retreat were interrupted by 2 to 3 yr with reduced retreat or even short readvances such as in Ecuador in 1999–2000 and in 2008–2009.
- Glacier shrinkage in the three last decades appears to be unprecedented since the PME of the LIA (mid-17th–early 18th century).

3.3 Changes in glacier mass balance in recent decades

The longest mass balance series available are for Yanamarey Glacier (Cordillera Blanca – Peru, since 1971) and Zongo Glacier (Cordillera Real – Bolivia, since 1973, reconstructed from hydrological data, see Soruco et al., 2009b). It should be noted that measurements on Yanamarey Glacier were interrupted several times and to complete the missing data, a linear trend was assumed. Among the glaciers where mass-balance time series are available in the tropical Andes, two subsets can be distinguished: glaciers with a maximum elevation higher or lower than 5400 m a.s.l. This elevation approximately matches the uppermost altitude reached by the equilibrium-line on the studied glaciers during very negative mass balance years. As a consequence, during such years the glaciers with a maximum elevation higher than 5400 m a.s.l. can preserve an accumulation zone (more or less important depending on the maximum elevation of the glacier), and conversely, glaciers with a maximum elevation lower than 5400 m a.s.l. are completely exposed to ablation.

Figure 6 shows the cumulative annual mass balance of the eight glaciers between Colombia and Bolivia for which field measurements have been conducted (Table 1). Over the last 40 yr, two distinct patterns of loss can be distinguished: (1) Glaciers with a maximum elevation lower than 5400 m a.s.l. (Yanamarey, Chacaltaya, Charquini Sur and La Conejeras glaciers) showed an average trend of $-1.2 \text{ m w.e. yr}^{-1}$, and (2) glaciers with a maximum elevation higher than 5400 m a.s.l. (Zongo, Artesonraju, Antisana 15 and Los Crespos glaciers) showed an average trend of $-0.6 \text{ m w.e. yr}^{-1}$. However, one can note that the changes in mass balance at regional scale were homogeneous over the whole period, especially when taking into account (1) the link between the average mass loss trend and the maximum altitude of the glaciers; (2) the distance between the glaciers monitored: 21° in latitude between Zongo and La Conejeras; and (3) distinct hydrological year timing. This coherent glacier response suggests common large-scale forcing influencing climatic variability at a regional scale (e.g. Francou et al., 2007).

A strong interannual variability was superimposed on these long-term trends. Glaciers with a maximum elevation higher than 5400 m a.s.l. experienced major fluctuations between a balanced or even a slightly positive mass balance and deficits reaching more than $-2 \text{ m w.e. yr}^{-1}$. On the other hand, glaciers such Chacaltaya, Charquini Sur, and Yanamarey experienced a permanently negative mass balance in recent years. Thus, it can be claimed that glaciers with a maximum elevation lower than 5400 m a.s.l. are very unbalanced and that, with a deficit of around $-1.2 \text{ m w.e. yr}^{-1}$, many of them will probably completely disappear in one or two decades (note that this is already the case for Chacaltaya Glacier in Bolivia, which disappeared in 2010).

Figure 7 is a summary of mean annual mass balance per period combining all available measurements made in Colombia, Ecuador, Peru and Bolivia using different methods (geodetic, hydrological, glaciological and mass balance reconstructions from variations in snow line altitude). The quantity of available data has increased since the mid-90s when mass balance data derived from the remote-sensing method that uses ELA became available. Four important points in this graph are worth emphasizing:

- Although some glaciers sporadically had a positive mass balance, the average signal over the past 50 yr has been permanently negative.
- The late 1970s break point, already discussed with respect to changes in surface area, is equally apparent from mean annual mass balance per year, decreasing from $-0.2 \text{ m w.e. yr}^{-1}$ over the 1964–1975 period to $-0.76 \text{ m w.e. yr}^{-1}$ over the 1976–2010 period.
- A slight increase in the rate of glacier mass loss occurred during the past two decades.

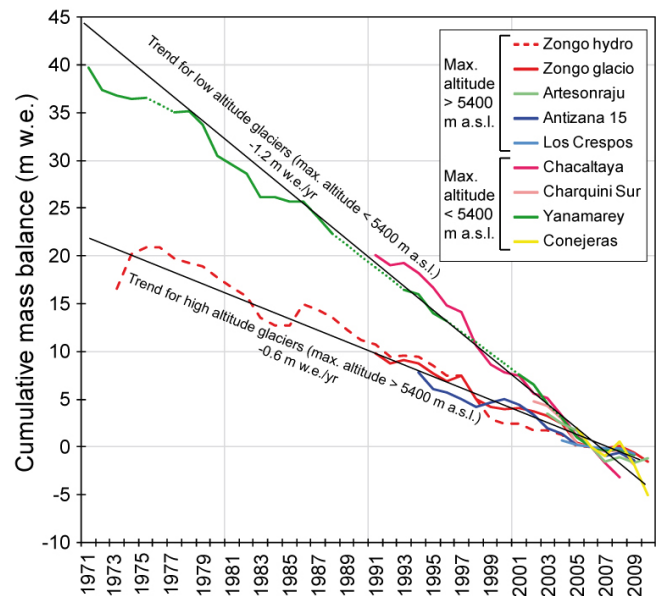


Fig. 6. Cumulative annual mass balance series computed for eight glaciers in the tropical Andes. 2006 was chosen as the common reference.

- Glaciers in the tropical Andes appear to have had more negative mass balances than glaciers monitored worldwide. In addition, tropical glaciers began to shrink at an accelerated rate after 1976, while those located at mid/high latitudes generally underwent an accelerated retreat about 15 yr later in the 1990s.

3.4 Synchronicity of the ablation rates throughout the tropical Andes

Figure 8 shows the cumulative monthly mass balance of five glaciers on which stake emergence was measured monthly, taking into account the snow/ice density. The elevation ranges include the whole glacier surfaces of Chacaltaya, Charquini Sur and La Conejeras glaciers (mostly ablation zones), the lower zone of Antisana 15 Glacier (4800 to 5000 m a.s.l.) and the upper ablation zone of Zongo Glacier (5000 to 5200 m a.s.l.). At a monthly scale, the mass balance in the ablation zone reflects changes in the energy balance (melt energy) and snow accumulation at the glacier surface. In the first decade, i.e. 1991–2001, the patterns remained almost the same: ablation peaked in 1995 and 1997–1998 on the three glaciers monitored at this time, whereas 1993–1994, 1996 and 1999–2000 were more balanced. In the 2001–2006 period a difference emerged between the inner and outer tropics: the continuous high ablation rates of Antisana 15 Glacier did not appear in Bolivia until 2004. The 2006–2011 period was characterized by an almost balanced situation in both the outer and inner tropics, even including a short period of mass gain on La Conejeras Glacier (2007–2008) followed by a marked loss in 2009.

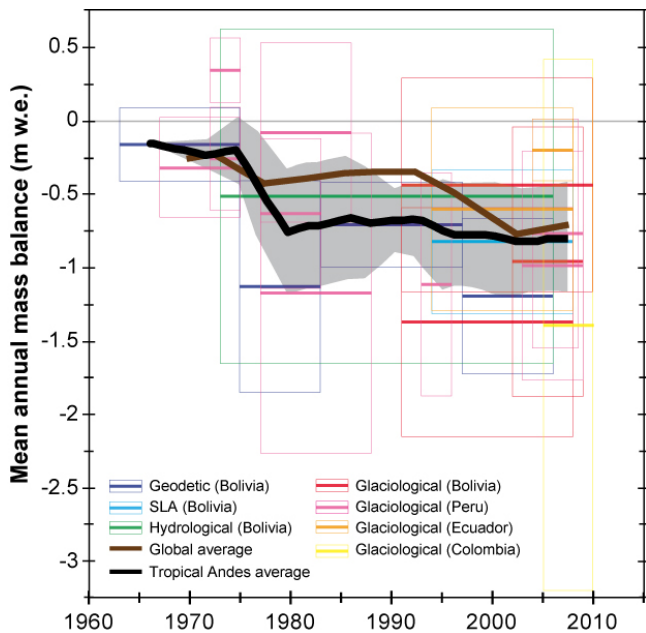


Fig. 7. Compilation of all available measured rates of change in mass balance in the tropical Andes. Glaciological and hydrological measurements are made annually; geodetic measurements are pluri-annual and result from sporadic photogrammetric surveys. “SLA” represents the reconstruction of mass balance using variations in snow line altitude. Each budget is drawn as a thick horizontal line contained in a ± 1 standard deviation box. The tropical Andes average was computed from available data and has been smoothed using a 5-yr running mean, the light grey box around the average represents the ± 1 standard deviation. The global average comes from Cogley (2012).

4 Which atmospheric factors control mass balance processes on tropical glaciers?

4.1 Factors controlling seasonal changes in mass balance

Long-term surface energy balance (SEB) field campaigns in Bolivia (Wagnon et al., 1999, 2001; Sicart et al., 2005), Peru (Juen et al., 2007) and Ecuador (Favier et al., 2004a, b) revealed that in the tropics, the variability of SEB in the ablation areas is mostly controlled by net short-wave radiation (S), which is partly compensated by the negative net long-wave radiation budget (L). On the one hand, S is closely linked with cloud cover and surface albedo. As a consequence, the surface albedo appears to be a primary variable controlling the amount of melt energy at the surface of tropical glaciers because of its strong variability and its feedback effect on the melt rate. Cloud cover on the other hand, causing strong seasonal changes in L and solid precipitation, controls the seasonal changes in energy fluxes and mass balance on tropical glaciers (Wagnon et al., 2001; Francou et al., 2003, 2004; Favier et al., 2004a; Sicart et al., 2011).

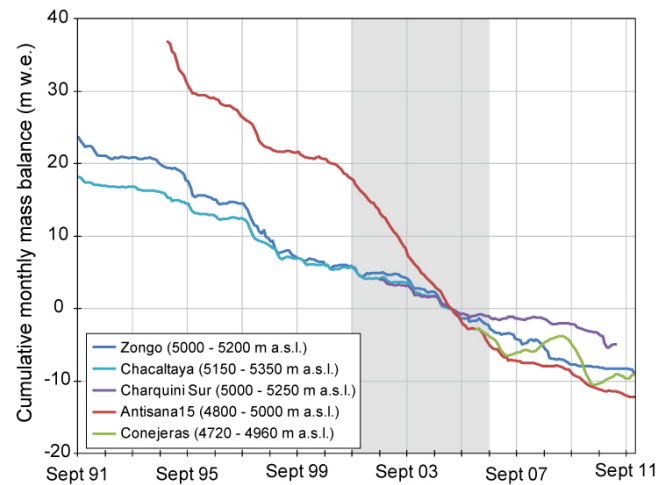


Fig. 8. Cumulative monthly mass balance for five glaciers in the tropical Andes where the measurements were made at this timescale (the reference time for the cumulative time series is April 2005, except for Conejeras Glacier where measurements began in March 2006). Zongo, Chacaltaya and Charquini Sur glaciers are located in Bolivia, in the outer tropics, while Antisana 15 and Conejeras glaciers are located in Ecuador and Colombia, in the inner tropics, respectively. Note that for Zongo and Antisana 15 glaciers, only the results of the ablation zone are plotted. Monthly mass balance measurements on Chacaltaya Glacier were stopped in September 2005 because the glacier was too small. The light grey box highlights the 2001–2006 period when mass balance of Antisana 15 Glacier was negative, diverging from the outer tropics.

Tropical glaciers are characterized by large vertical mass balance gradients of about $2 \text{ m w.e. } (100 \text{ m})^{-1}$ in the ablation area (e.g. Kaser et al., 1996; Soruco et al., 2009b), implying a significant contribution of the lowest areas to total ablation. Kuhn (1984) noted the influence of the length of the ablation period. Areal simulation of the energy fluxes at the scale of the Zongo Glacier showed that the frequent changes in snow cover throughout the ablation season were the main explanation for the marked vertical mass balance gradients of tropical glaciers (Sicart et al., 2011). However, the seasonality of precipitation is not the same in the inner and outer tropics. Consequently, the seasonality of melting at the glacier surface also differs.

4.1.1 Specificities of the inner tropics

On Antisana 15 Glacier (Ecuador), Favier et al. (2004a, b) found that on seasonal timescales, mean ablation rates remained almost constant throughout the year. Francou et al. (2004) specified that the interannual variability of ablation was mainly controlled by year-to-year variations in air temperature, which determine the snow line altitude. Glaciers in the inner tropics are thus very sensitive to temperature changes.

In addition, albedo appears to be a major determinant in melting. At a daily time step, a close relation was shown between albedo and net radiation (Favier et al., 2004b). Changes in albedo go hand in hand with changes in the short-wave radiation balance. Consequently, the frequency and intensity of snowfall, which can occur all year long, play a major role in attenuating the melting processes.

As a consequence, both precipitation and temperature are crucial for the annual mass balance, both during the main precipitation period (between February and May) and the secondary precipitation phase (September–October). Significant snowfall in February–May clearly reduces the ensuing melting due to the albedo effect. Conversely, long periods without snowfall lead to a significant increase in melt rate, particularly in the periods close to the equinox (March–April and September) when potential incoming short-wave radiation is at a maximum.

Finally, the sensitivity of Ecuadorian and Colombian glaciers to climate (in terms of dependence of mass balance on climate parameters) is closely linked to the absence of temperature seasonality. The 0 °C isotherm constantly oscillates through the ablation zone of the glaciers, and a minor variation in air temperature can influence the melt processes by determining the phase of precipitation and consequently affect the surface albedo in the ablation zone (a temperature increase of 1 °C can move the snow–rain limit about 150 m up the glacier).

4.1.2 Specificities of the outer tropics

In the outer tropics, where liquid precipitation is rare on glaciers, the mass balance is closely related to the total amount and the seasonal distribution of precipitation (Wagnon et al., 2001; Francou et al., 2003; Favier et al., 2004a; Sicart et al., 2005).

Concerning the evolution of melt at the glacier surface throughout the year, three seasons can be distinguished for outer tropical glaciers (Sicart et al., 2011; Rabatel et al., 2012): (1) In the dry season from May to August, melt is low mainly due to a deficit in long-wave radiation of the surface energy balance; this deficit is due to the low emissivity of the thin cloudless atmosphere at very high altitudes. (2) During the transition season from September to December, when precipitation is not yet abundant, the meltwater discharge progressively increases to reach its highest annual values in November–December (Ribstein et al., 1995; Sicart et al., 2011) due to high solar irradiance, with the sun close to zenith, and low glacier albedo. (3) From January to April, the frequent snowfall in the wet season reduces the melt rate, which is nevertheless maintained by high long-wave radiation emitted from convective clouds. Finally, the annual mass balance depends largely on the beginning of the wet season, which interrupts the period of high melt caused by solar radiation (Sicart et al., 2011). Any delay in the beginning of the wet season causes a very negative mass balance due to

reduced snow accumulation and very large ablation, an occurrence which is frequent during El Niño events (Wagnon et al., 2001). Indeed, Wagnon et al. (2001) showed that the high melt rates measured at the Zongo Glacier weather station during the 1997–1998 El Niño year were mainly due to reduced solid precipitation and associated low albedo.

4.1.3 Relation between air temperature and ablation on tropical glaciers

Numerous studies, primarily from mid- to high-latitude glaciers, have revealed a high correlation between glacier or snow melt and air temperature (e.g. Zuzel and Cox, 1975; Braithwaite, 1981). These correlations provide the basis for degree-day models, which relate the melt rate to the sum of positive temperatures, generally at a daily timescale, through a constant degree-day factor. The degree-day factor depends on the relative importance of each energy flux and generally is specific to the site and to the period considered. Few studies have investigated the physical causes of the correlation between air temperature and ice melt. Paradoxically, net radiation generally is the greater incoming energy flux but is poorly correlated to air temperature (Sicart et al., 2008). At low latitudes, empirical models, similar to degree-day approaches, have been used to simulate the mass balance without detailed examination of the hypotheses supporting the model (e.g. Hostetler and Clark, 2000; Kull and Grosjean, 2000; Pouyaud et al., 2005), the main one being that the variability of melt rate is well correlated to the temperature (implying constant degree-day factor). These hypotheses, must be known and tested when the model is used outside the calibration experiment, such as in different climatic areas or for mass balance forecasting or hindcasting.

Sicart et al. (2008) investigated the physical basis of temperature-index models for Zongo Glacier in the outer tropics and Antisana Glacier in the inner tropics. They showed that during the melt season net short-wave radiation controls the variability of the energy balance and is poorly correlated to air temperature. The turbulent flux of sensible heat is generally a gain in energy for the glacier surface, whereas the latent heat flux is a sink. Both turbulent fluxes tend to cancel each other out. Air temperature is a poor index of melt, mainly because of (1) low and only slightly varying temperatures during the melt period, and (2) the low heat content of the air at very high elevations. Albedo changes due to frequent snowfalls that temporarily cover the melting ice surface contribute to, but are not the main cause of, the poor correlations between temperature and melt energy. As a consequence, the degree-day model is not appropriate for simulating the melting of tropical glaciers at short time steps. However, at the yearly timescale, air temperature is a better index of the glacier mass balance because it integrates ablation and accumulation processes over a long time period. Indeed, temperature is a variable not only related to the sensible heat flux, but also closely linked with the long- and

short-wave radiation balance through the phase of precipitation which controls the albedo.

4.2 Regional forcing of the mass balance interannual variability: the Pacific Ocean

Figure 9 shows time series of monthly mass balance anomalies and Pacific sea surface temperature anomalies (SSTa). The top graph focuses on the inner tropics and shows the average monthly mass balance of Antisana 15 (1995–2011) and La Conejeras (2006–2011) glaciers with the SSTa of the Niño 3.4 region. The bottom graph focuses on the outer tropics, with the average monthly mass balance of Zongo (1991–2011), Chacaltaya (1991–2005) and Charquini Sur glaciers (2002–2011) and the SSTa of the Niño 1 + 2 region.

In Ecuador (inner tropics), as shown by Francou et al. (2004) and Vuille et al. (2008a), the two opposite phases of ENSO explain the highly contrasted situations on the Antisana 15 Glacier. The SSTa peak in the central Pacific during the austral summer (November–February) and the atmospheric response to ENSO over the Ecuadorian Andes is delayed by three months, so that the year-to-year variability of the mass balance is most important during the period from February to May (Francou et al., 2004). During warm ENSO phases, increasing temperatures favor precipitation at the melting point up to 5100–5200 m a.s.l., which, together with the slight deficit in precipitation and cloudiness, explains the consistently low values of the albedo and the high melt rates (Favier et al., 2004a, b). In contrast, the cold ENSO phase brings cooler temperatures, higher snowfall amounts and increased cloudiness, which, for long periods, prevent albedo from dropping below the typical values of the fresh snow (0.8) and decreases available energy for melt. To a lesser extent, stronger winds during austral winter boost sublimation and reduce melting.

In Colombia, the impacts of ENSO on glaciers are similar to those in Ecuador. It has been observed that monthly mass balance was up to three and a half times more negative during El Niño events than in an average month. On the other hand, the 2007/2008 La Niña event resulted in a positive mass balance on La Conejeras Glacier.

In Bolivia, variations in the interannual glacier mass balance are also to a large extent controlled by SSTa in the tropical Pacific (Francou and Ribstein, 1995; Francou et al., 2003; Vuille et al., 2008a). During the ENSO warm phase (El Niño), precipitation decreases by 10–30 % and dry periods occur more frequently during austral summer (Vuille et al., 2000). This situation increases incoming solar radiation, reduces snow accumulation and decreases albedo on the glacier surface (Wagnon et al., 2001). On average, the near-surface summer temperature is 0.7°–1.3 °C higher during El Niño than during La Niña (Vuille et al., 2000), enhancing sensible heat flux to the glacier surface. During the relatively wet and cold La Niña periods, opposite conditions prevail, which can lead to near equilibrium mass balance. However, as can

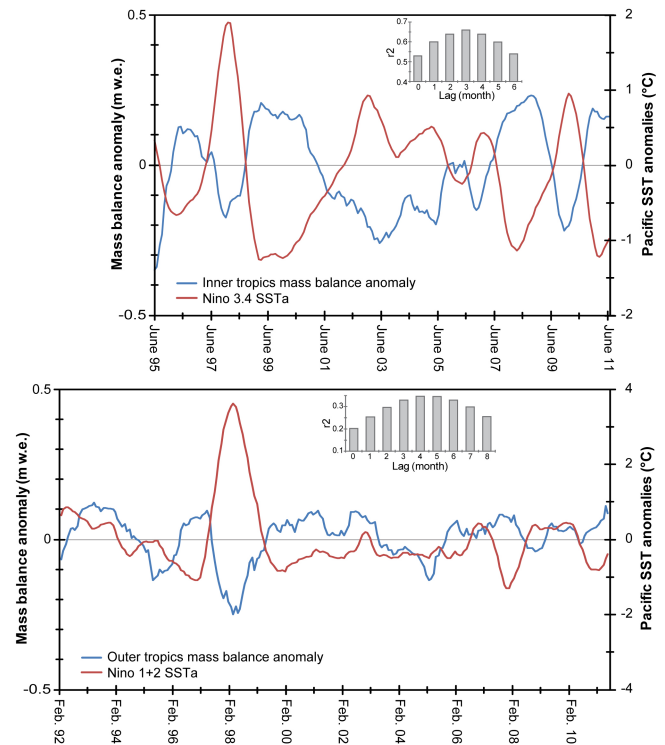


Fig. 9. Upper graph: time series of monthly mass balance anomalies (m.w.e.) for the inner tropics (mean of Antisana 15 and La Conejeras glaciers) and Niño 3.4 SSTa (°C) between June 1995 and August 2011. Both time series were smoothed with a 12-month averaging filter. Mass balance anomalies lag SSTa by 3 months. Vertical bar plot (inset) shows the correlation between mass balance anomalies and the Niño 3.4 index, with the Niño 3.4 index leading mass balance anomalies by between 0 and 6 months. Lower graph: the same but for the outer tropics (mean of Zongo, Chacaltaya and Charquini Sur glaciers) and Niño 1 + 2 SSTa. The best correlation between both series was with a 4-month lag (see the vertical bar plot inset).

be seen on the lower graph in Fig. 9, the response of mass balance to the SSTa forcing is not systematic, for example over the 1992–1995 and 2001–2005 periods. Although the positive mass balance anomaly in the 1992–1995 period has been attributed to the cooling effect of the Pinatubo eruption in June 1991 (Francou et al., 2003), the situation that occurred between 2001 and 2005 is still being analyzed and remains unresolved. Nevertheless, new characteristics observed in ENSO variability (central Pacific/eastern Pacific or “Modoki” ENSO) could explain the slight differences in the response of glaciers in this region to the ENSO phenomenon, particularly for the outer tropics. This last point will be the focus of a forthcoming paper. Finally, ENSO influence on Sajama Volcano glaciers has also been highlighted by Arnaud et al. (2001), showing that the snow line elevation is related primarily to precipitation and to a lesser degree to temperature.

Concerning the Cordillera Blanca in Peru, the mechanisms linking ENSO and glacier mass balance are similar to those in Bolivia, with the SSTa exerting the prevailing large-scale control on interannual mass balance variations. Typically, El Niño events result in negative mass balance anomalies, and La Niña in above average signals. However, these teleconnections are spatially unstable and ENSO events with reversed effects on glacier mass balance have been observed (Vuille et al., 2008b).

During periods when ENSO is near neutral conditions, other atmospheric forcing factors might also have an impact on interannual mass balance variability, but their relative role is poorly documented. Such factors might, for example, include variations in intensity and duration of the South American monsoon, or the so-called *surazos*, which cause precipitation during the dry period due to Southern Hemisphere mid-latitude disturbances tracking abnormally north of their usual path (Ronchail, 1995).

5 Climatic causes of tropical glacier changes

5.1 Causes of glacier retreat during the LIA (from the PME to the late 19th–early 20th century)

The formation of moraines at a distance of about 800 to 1000 m from the present glacier snout during the PME of the LIA means that the specific mass balance was very positive, generating a significant transfer of ice downstream from the glacier to offset increasing ablation at low altitude. From sensitivity studies, Rabatel et al. (2006) suggested that conditions may have been wetter during the LIA, thus increasing accumulation rates, and, in conjunction with lower temperatures, leading to a decrease in the freezing level. This hypothesis is consistent with other proxies, one based on ice core evidence (Fig. 2 lower panel). For example, in several ice cores, Thompson et al. (2006) and Vimeux et al. (2009) noted a marked centennial-scale decrease in the $\delta^{18}\text{O}$ of the snow/ice between the late 16th and early 19th century. The minimum $\delta^{18}\text{O}$ content between ~ 1620 AD and ~ 1730 AD can be considered to be related to increasing convective activity during the PME (Vimeux et al., 2009). New $\delta^{18}\text{O}$ records from Andean speleothems and lake records also confirm that, in this region, the LIA period must have been wet (Bird et al., 2011). Pollen analyses from the Sajama ice core (Liu et al., 2005) are also in agreement with wetter conditions during the PME of the LIA.

Quantitatively, the application of simple climate/glacier models (Polissar et al., 2006; Rabatel et al., 2008a; Jomelli et al., 2009) highlights several points:

- In Venezuela, for the period 1250–1820 AD, average air temperature may have been 3.2 ± 1.4 °C cooler, and precipitation about 22 % higher than at present.

- In Ecuador, air temperature may have been 0.8 °C to 1.1 °C below today's values, and a 25 % to 35 % increase in accumulation appears to have occurred in the 18th century.
- In Bolivia, the PME of the LIA could be the result of a decrease in temperature of 1.1 °C to 1.2 °C, and a 20 % to 30 % increase in accumulation.
- In Colombia, the air temperature during the PME of the LIA was estimated to be 1.2 °C to 1.5 °C lower than at the turn of the 21st century (Baumann, 2006).

A major difference between tropical and mid-latitude glaciers is that the tropical glaciers began to retreat just after 1740–1750 AD, a long trend of recession which may have been associated with drier conditions. Indeed, drier conditions are indicated by the analysis of paleo-lake levels on the Peruvian–Bolivian Altiplano (Chepstow-Lusty et al., 2003). The shift to drier conditions between the late 18th and early 19th centuries is also apparent in pollen analyses of the Sajama ice core (Liu et al., 2005) and net accumulation from the Quelccaya ice core (Thompson et al., 1985). However, the recession was probably not continuous since distinct moraines were deposited between the PME and the late 19th–early 20th century, indicative of small glacial advances, although those never reached a magnitude as great as those in the PME. Such small glacial advances occurred during the first half of the 19th century in Bolivia and Peru as well (Rabatel et al., 2006, 2008a; Jomelli et al., 2009), with moraine stages dated from ~ 1800 AD and ~ 1860 AD; they could be related to relatively wetter conditions.

The last decades of the 19th century were characterized by a substantial glacier retreat at a regional scale, which could be due to dry conditions as documented in climate proxies and the first instrumental measurements (Kraus, 1955; Torrence and Webster, 1999).

5.2 Causes of the accelerated retreat in the last 30 yr

5.2.1 Climate changes in recent decades

Recently, Vuille et al. (2008a) presented a review of climate changes in the 20th century along the tropical Andes. These authors reported that:

- Precipitation changes are difficult to document because of the lack of high-quality long-term precipitation records. Moreover, the variability at the decadal timescale is higher than the multi-decadal trend, partly due to ENSO effects. However, studies showed an increasing trend in precipitation after the mid-20th century (both at an annual scale and during the wet season) north of 11° S, i.e. in Ecuador and northern/central Peru. Inversely, in southern Peru and the Bolivian Altiplano, most weather stations indicated a decreasing trend (Vuille et al., 2003; Haylock et al., 2006).

- Changes in humidity are very hard to quantify as, in the Andes, no long-term continuous records exist. However, based on CRU05 data, Vuille et al. (2003) found a significant increase in relative humidity for the 1950–1995 period ranging from 0.5 % decade⁻¹ (in Bolivia) to more than 2.5 % decade⁻¹ (in Ecuador). Similarly, based on NCEP reanalysis data, Salzmann et al. (2012) found a significant increasing trend in specific humidity in the southern Peruvian Altiplano over the past 50 yr.
- During the 1974–2005 period, outgoing long-wave radiation (OLR) decreased in the inner tropics, suggesting an increase in convective activity and cloud cover, whereas in the outer tropics, the opposite trend is documented (Vuille et al., 2003). This pattern is consistent with precipitation trends in the same period.
- Temperature is by far the best documented climate parameter. Based on 279 weather stations located between 1° N and 23° S, Vuille et al. (2008a) showed that near-surface air temperature increased significantly (by 0.10 °C decade⁻¹) in the last 70 yr, which represents an overall temperature increase of 0.68 °C since 1939. These findings confirm results obtained by other authors in Peru (Mark and Seltzer, 2005), Bolivia and northern Chile (Vuille et al., 2000), Ecuador (Quintana-Gomez, 2000; Villacis, 2008) and along the entire tropical Andes from Ecuador to northern Chile (Vuille and Bradley, 2000), all of whom reported a significant warming trend and a reduced daily temperature range (difference between daily minimum and maximum temperatures). Consistent with this increase in temperature, Gilbert et al. (2010) showed from englacial temperature measurements in a 138 m deep borehole drilled near the summit of Illimani (6340 m a.s.l., Bolivia) that a warming trend can also be identified along the temperature profile at very high altitudes. These authors quantified a mean rise in atmospheric temperature of 1.1 ± 0.2 °C over the 20th century. It should be noted that this increase in temperature is the only long-term evidence recorded over the full 20th century in the Andes at the elevation of glaciers, as most weather stations are located below 4000 m a.s.l., or have only short-term records.

Figure 10 shows changes in freezing level height in the Andean Cordillera documented based on NCEP/NCAR reanalysis data. Freezing level height was computed using monthly temperatures and geopotential height and plotted as a 12-month running mean for the 1955–2011 period at three sites (Antisana in Ecuador, Cordillera Blanca in Peru, and Cordillera Real in Bolivia) using an elevation range between the glacier snout and the mean glacier altitude at each site as a backdrop. For each site, the grid cell including the site was selected. The freezing level height plotted as a 12-month running mean provides an annual mean freezing line elevation, with seasonality removed (albeit the seasonality is

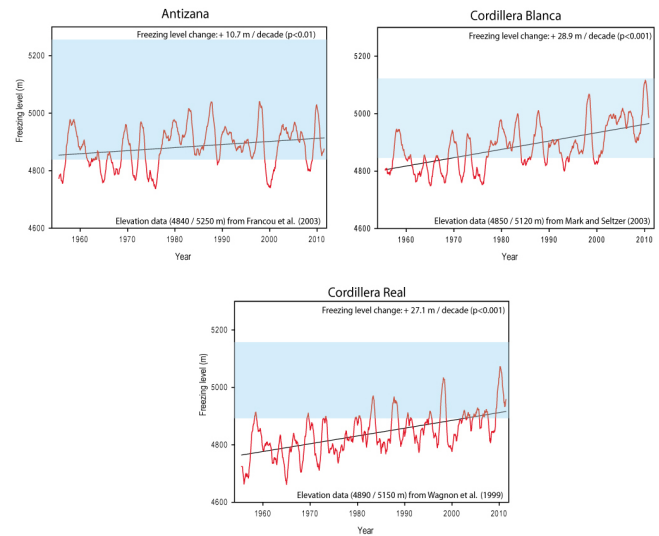


Fig. 10. Changes in freezing level height in the Andean Cordillera computed from NCEP/NCAR reanalysis data (1955–2011) for three sites (Antisana in Ecuador, Cordillera Blanca in Peru, and Cordillera Real in Bolivia) in parallel with a range of elevations from glacier snouts to the mean elevation of glaciers at each site (blue shaded area). These elevations are averages for each one of the sites corresponding to values from the 2000 decade.

small in the tropics). In the inner tropics the freezing line is closely associated with the ELA, while in the outer tropics the ELA tends to be above the freezing line (due to moisture limitations). From Fig. 10, one can note that, in the inner tropics (Antisana in Ecuador), during the 1955–2011 period, the ablation zone extended down to the freezing level, thus explaining the year-round strong ablation rates. In the outer tropics of Peru ($\sim 9^\circ$ S) and Bolivia ($\sim 16^\circ$ S), except during strong El Niño events, the ablation zone tended to be located above the annual mean freezing line during the first half of the study period. However, the marked increase in freezing levels since the late 1970s–early 1980s led to a situation in which the ablation zones of the Cordillera Blanca and today even of the Cordillera Real are mostly located within the altitudinal range of the annual mean freezing level.

Quantitatively, the freezing level height has increased by about 60 m and 160 m over the last five and a half decades in the inner and outer tropics, respectively. This increase can be partially traced back to the increase in the tropical Pacific SST (Diaz et al., 2003; Bradley et al., 2009).

Figure 11 shows cumulative temperature (monthly mean values of NCEP/NCAR reanalysis data) at the current elevation of the glacier snout for the same three locations as in Fig. 10. For each zone, Fig. 11 also shows the cumulative glacier change, computed from the average of available surface/length data. At Antisana and in the Cordillera Blanca, the temperature was very close to 0° at the glacier snout up to the late 1970s, when temperatures started to rise and cumulative temperature became positive. Temperatures have

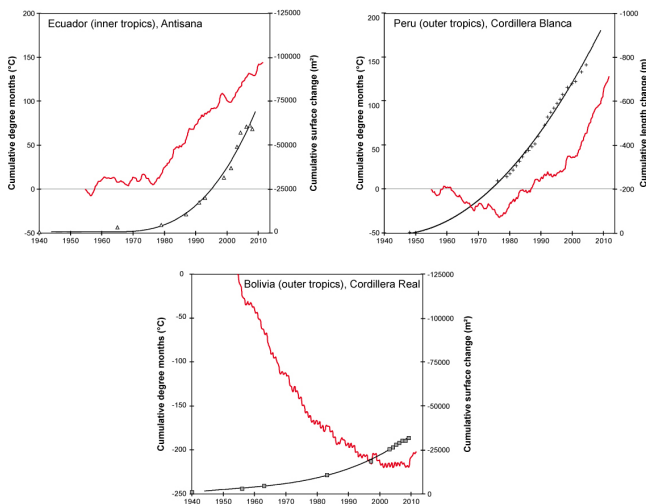


Fig. 11. Cumulative degree months (NCEP/NCAR temperature re-analysis data) at glacier snouts for the 1955–2011 period (red line) at three locations: Antisana in Ecuador, Cordillera Blanca in Peru, and Cordillera Real in Bolivia. For each zone, the symbols represent the cumulative glacier change in terms of surface (average of the available data in Ecuador and Bolivia) or length (average of the available data in Peru). The regression line associated with the symbols match a 3rd order polynomial regression.

continued to increase ever since, meaning that, except for short intervals associated with the cold phase of ENSO, they have remained positive. For example, in 1997/1998 El Niño led to marked warming and in 1999/2000 La Niña led to cooling (Antisana) or at least stabilization of the cumulative temperature (Cordillera Blanca), but this event was short-lived. The situation in the Cordillera Real (Bolivia) appears to be a little different, because in the outer tropics glaciers are located in an area with a dryer climate and therefore at higher elevations relative to the freezing line. Hence, from 1955 to the mid-1990s, temperatures at the Zongo Glacier snout were mainly below freezing and the cumulative temperature was consequently negative. However, since the early 2000s, the temperature has reached the freezing point, and as a result the cumulative temperature curve flattened out and even started to rise since 2010.

5.2.2 Linking current climate change and glacier evolution in the tropical Andes

The higher SST of the tropical Pacific Ocean off the coast of South America observed after the 1976 Pacific climate shift most likely helped to accelerate glacier retreat throughout the tropical Andes. This strong signal is superimposed on higher frequency, large-scale atmospheric events. The Pinatubo eruption, an event of this type, occurred in June 1991 and for several months affected the glacier mass balance through a cooling effect of the volcanic sulfate aerosols in the stratosphere, hence interrupting the long El Niño pe-

riod (1990–1995), and causing the only slightly positive mass balance in the entire decade on Chacaltaya Glacier (Francou et al., 2003). Thus, we can assume that the higher frequency and the change in the spatio-temporal occurrence of El Niño since the late 1970s, together with a warming troposphere over the tropical Andes, explain much of the recent dramatic shrinkage of glaciers in this part of the world.

Finally, it is interesting to note that the beginning of the accelerated retreat of tropical glaciers occurred at the same time as a major increase in the global temperature curve after 1976 (Trenberth et al., 2007), which incorporates the warming of the tropical Pacific and other tropical regions. Glaciers all around the Pacific and Indian oceans underwent accelerated retreat since 1976 (with the exception of glaciers in New Zealand until the early 2000s, which are also influenced by ENSO, but in the opposite way). In the Northern Hemisphere, from Alaska to northern Russia, and throughout Europe, the main forcing is the North Atlantic Oscillation, resulting in (1) a slight time lag in the beginning of accelerated retreat period (late 1980s/early 1990s) and (2) distinct mechanisms of variability at a decadal scale (e.g. Francou and Vincent, 2007).

5.3 Possible future changes in tropical glaciers in the Andes: results of modeling

Using results from eight different general circulation models used in the 4th assessment of the IPCC, and CO₂ levels from scenario A2, Bradley et al. (2006) showed that projected changes in mean annual free-air temperatures between 1990–1999 and 2090–2099 along the tropical Andes at an elevation higher than 4000 m a.s.l. will increase by +4 °C to +5 °C. The maximum temperature increase is projected to occur in the high mountains of Ecuador, Peru and Bolivia (Bradley et al., 2006). Urrutia and Vuille (2009), using a high-resolution regional climate model, came to similar conclusions with respect to changes in near-surface temperature. To test the response of glaciers to changes in air temperature, Lejeune (2009) performed a sensitivity analysis of glacier mass balance and equilibrium-line altitude by applying the CROCUS snow model to the Zongo Glacier in two contrasted wet seasons (2004–2005 and 2005–2006). CROCUS is a one-dimensional multi-layer physical model of the snow cover, which can be adapted to account for glaciers. The model explicitly evaluates at hourly time steps the surface mass and energy budgets (for more details, refer to Brun et al., 1989). The results of the sensitivity analysis on Zongo Glacier showed that for a 1 °C increase in air temperature, the increase in ELA would be 150 ± 30 m. With such a result and assuming that changes in ELA are linearly proportional to changes in temperature, the above mentioned projected changes in air temperature (+4 °C to +5 °C) simulated at the elevation of the glaciers for the end of the 21st century would result in an ELA increase on the order of 480 to 900 m. With ELA₀ currently located at ~ 5150 m a.s.l. on Zongo Glacier

(Rabatel et al., 2012), such an increase would locate the ELA between 5630 and 6050 m a.s.l. at the end of the 21st century, i.e. in the upper reaches of the Zongo Glacier, with a subsequent drastic reduction in its surface area. If extrapolated to other glaciers in the Cordillera Real, such an increase in the ELA would cause the disappearance of most glaciers in this massif. However, these results are preliminary, and they need to be supplemented and expanded by the analysis of the sensitivity of mass balance and ELA to other meteorological parameters (precipitation, humidity, radiation) at longer timescales.

6 Summary, remaining challenges and concluding remarks

This review of glacier changes over the last 50 yr and two decades of constant field observations of some representative glaciers in the tropical Andes enabled us to highlight the following conclusions:

- Consistent with most mountain glaciers worldwide, glaciers in the tropical Andes have been retreating at an increasing rate since the late 1970s. The rate of current retreat appears to be unprecedented since the LIA maximum, i.e. since the second half of the 17th century and the early 18th century.
- The magnitude of glacier mass loss is directly related to the size and elevation of the glacier. Glaciers with a maximum altitude above 5400 m a.s.l. (i.e. that still have a permanent accumulation zone) have typically lost $-0.6 \text{ m w.e. yr}^{-1}$ over the last three and a half decades, whereas glaciers with a maximum altitude lower than 5400 m a.s.l. have shrunk at an average rate of $-1.2 \text{ m w.e. yr}^{-1}$, i.e. at twice the rate of the former. Although sporadic positive annual mass balances have been observed on some glaciers, the average mass balance has been permanently negative over the past 50 yr.
- Interannual variability of mass balance is high, with negative mass balance occurring much more frequently than periods with near-equilibrium or positive mass balances, which occurred in only a few years. The variability of the tropical Pacific SST is the main factor controlling the variability of the mass balance at the interannual to decadal timescale.
- In the very high-altitude mountains of the tropical Andes, radiation fluxes, and more specifically the net short-wave radiation budget, control the energy balance at the glacier surface during the melt season. Furthermore, ablation and accumulation processes are closely linked. Indeed, through its effect on albedo, solid precipitation mainly controls seasonal changes in energy fluxes and hence in the mass balance of these glaciers.
- Because precipitation has not displayed a significant and spatially coherent trend in the tropical Andes since the middle of the 20th century (unlike temperature, which has increased at the significant rate of $0.10 \text{ }^\circ\text{C decade}^{-1}$ in the last 70 yr), we assume that atmospheric warming is the main factor explaining the current glacier recession. However, a large proportion of atmospheric warming is transmitted to a glacier through precipitation via a change in phase.
- Given the current climatic context, and the future changes in atmospheric temperature projected by both global and regional climate models, many glaciers in the tropical Andes could disappear during the 21st century, and those located below 5400 m a.s.l. are the most vulnerable.

The ongoing recession of Andean glaciers will become increasingly problematic for regions depending on water resources supplied by glacierized mountain catchments, particularly in Peru and Bolivia. This issue was not specifically discussed here as it is beyond the scope of the present review, but it has been highlighted in several recent studies (e.g. Bradley et al., 2006; Villacis, 2008; Kaser et al., 2010). Hence, further efforts need to be undertaken on glacio-hydrological modeling and analysis, together with locally based water resource management studies (Bury et al., 2011), in order to provide policy- and decision-makers with adequate and useful information on how to manage water resources in regions with rapidly shrinking glaciated areas.

Other outstanding issues should be answered by the community. For example, the following topics have to be addressed in the coming years: (1) Through what mechanisms and dynamics are large-scale forcings (such as Pacific SST and other not yet identified forcings) transmitted and scaled down to the glacier surface? (2) How might future changes in ENSO characteristics affect glaciers with different climatic sensitivities in the inner and outer tropical Andes? (3) In this review, mass balance and area/length changes have been the main foci, but we did not consider glacier dynamics. This reflects the fact that dynamics linking mass changes to area/length changes remains poorly documented for tropical glaciers. (4) Finally, the effects of glacier retreat and warming on natural hazards need to be better understood in the Andes to be able to effectively reduce associated risks. Formation and growth of glacier lakes are of concern due to potentially devastating lake outburst floods (Carey, 2005; Carey et al., 2012).

Acknowledgements. This study was conducted within the framework of the International Joint Laboratory GREAT-ICE, an initiative of the French Institute of Research for Development (IRD) and universities and institutions in Bolivia, Peru, Ecuador and Colombia. IRD researchers: B. Pouyaud, R. Gallaire, E. Cadier, P. Garreta and A. Coudrain are acknowledged for their participation in the development of the glacier monitoring program in the tropical Andes. We are grateful to all those who took part in field campaigns for mass balance measurements. We also appreciate collaboration with Nadine Salzmann, Mario Rohrer, Walter Silverio, Cesar Portocarrero and Bryan Mark. This study was funded by the French IRD (Institut de Recherche pour le Développement) through the Andean part of the French glaciers observatory service: GLACIOCLIM (<http://www-igge.ujf-grenoble.fr/ServiceObs/SiteWebAndes/index.htm>) and through the JEAI-IMAGE, and by the Grant SENESCYT-EPN-PIC-08-506. We also acknowledge funding from, and collaboration with, the Comunidad Andina de Naciones (CAN) and the World Bank, the Inter-American Institute, the Swiss Agency for Development and Cooperation, the Swiss Federal Office for the Environment, the Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú, Helvetas Swiss Intercooperation, US-NSF, the US State Department and CARE. Special thanks to the USGS-EDC for allowing us free access to Landsat images. SPOT images were provided through the CNES/SPOT-Image ISIS program, contract #503. Visualizations used in Fig. 1 were produced with the Giovanni online data system, developed and maintained by the NASA GES DISC. We also acknowledge the TRMM mission scientists and associated NASA personnel for the production of the data used.

Edited by: A. Klein



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

References

- Aceituno, P.: On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector, Part I: Surface climate, *Mon. Weather Rev.*, 116, 505–524, 1988.
- Ames, A. and Francou, B.: Cordillera Blanca, Glaciares en la historia, *Bull. Inst. fr. étud. andin.*, 24, 37–64, 1995.
- Ames, A. and Hastenrath, S.: Diagnosing the imbalance of Glaciar Santa Rosa, Peru, *J. Glaciol.*, 42, 212–218, 1996.
- Arnaud, Y., Muller, F., Vuille, M., and Ribstein, P.: El Niño–Southern Oscillation (ENSO) influence on a Sajama volcano glacier (Bolivia) from 1963 to 1998 as seen from Landsat data and aerial photography, *J. Geophys. Res.*, 106, 17773–17784, 2001.
- Basantes, R.: Análisis espacio-temporal de comportamiento geométrico de los glaciares del Volcán Antisana y su relación con la variabilidad climática, Master Thesis, Univ. Nice, France, 71 pp., 2010.
- Baumann, S.: Aufbau einer Gletscherinventars für Kolumbien und Abschätzung glaziologischer Parameter, München, Technical University (TU), München, 2006.
- Bermejo, A.: Test de validación del método de reconstrucción del balance de masa a partir de la altitud de la línea de equilibrio (ELA) medida sobre imágenes satelitales del Glaciar Zongo (16° S, Cordillera Real, Bolivia) durante el periodo 1997–2006, Master Thesis, Univ. Polytech. Valencia, Spain, 75 pp., 2010.
- Beven, K.: Changing ideas in hydrology – The case of physically-based models, *J. Hydrol.*, 105, 157–172, 1989.
- Bird, B. W., Abbott, M. B., Vuille, M., Rodbell, D. T., Rosenmeier, M. F., and Stansell, N. D.: A 2300-year-long annually resolved record of the South American summer monsoon from the Peruvian Andes, *P. Natl. Acad. Sci.*, 108, 8583–8588, 2011.
- Bradley, R. S., Vuille, M., Diaz, H. F., and Vergara, W.: Threats to water supplies in the Tropical Andes, *Science*, 312, 1755–1756, doi:10.1126/science.1128087, 2006.
- Bradley, R. S., Keimig, F. T., Diaz, H. F., and Hardy, D. R.: Recent changes in freezing level heights in the Tropics with implications for the deglaciation of high mountain regions, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L17701, doi:10.1029/2009GL037712, 2009.
- Braithwaite, R. J.: On glacier energy balance, ablation, and air temperature, *J. Glaciol.*, 27, 381–391, 1981.
- Brecher, H. H. and Thompson, L. G.: Measurement of the retreat of Qori Kalis glacier in the tropical Andes of Peru by terrestrial photogrammetry, *Photogramm. Eng. Rem. Sens.*, 59, 1017–1022, 1993.
- Broggi, J. A.: La desglaciación actual de los Andes del Perú, *Bol. Mus. Hist. Nat. “Javier Prado”*, 9, 222–248, 1945.
- Brun, E., Martin, E., Simon, V., Gendre, C., and Coléou, C.: An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting, *J. Glaciol.*, 35, 333–342, 1989.
- Bury, J. T., Mark, B. G., McKenzie, J. M., French, A., Baraer, M., Huh, K. I., Zapata Luyo, M. A., and Gómez López, R. J.: Glacier recession and human vulnerability in the Yanamarey watershed of the Cordillera Blanca, Peru, *Climatic Change*, 105, 179–206, doi:10.1007/s10584-010-9870-1, 2011.
- Caceres, B.: Actualización del inventario de tres casquetes glaciares del Ecuador, Master Thesis, Univ. Nice, France, 84 pp., 2010.
- Carey, M.: Living and dying with glaciers: people’s historical vulnerability to avalanches and outburst floods in Peru, *Glob. Planet. Change*, 47, 122–134, 2005.
- Carey, M., Huggel, C., Bury, J., Portocarrero, C., and Haeberli, W.: An integrated socio-environmental framework for climate change adaptation and glacier hazard management: Lessons from Lake 513, Cordillera Blanca, Peru, *Clim. Change*, 112, 733–767, 2012.
- Ceballos, J. L., Euscategui, C., Ramirez, J., Cañon, M., Huggel, C., Haeberli, W., and Machguth, H.: Fast shrinkage of tropical glaciers in Colombia, *Ann. Glaciol.*, 43, 194–201, 2006.
- Chepstow-Lusty, A., Frogley, M. R., Bauer, B. S., Bush, M. B., and Tupayachi Herrer, A.: A late Holocene record of arid events from the Cuzco region, Peru, *J. Quat. Sci.*, 18, 491–502, 2003.
- Clapperton, C. M.: The glaciations of the Andes, *Quat. Sci. Rev.*, 2, 83–155, 1983.
- Cogley, G.: The future of World’s glaciers, Chapter 8, From Barry, R., Hock, R. and Polyakov, I., *The Future of the World’s Glaciers*,

- in: *The Future of the World's Climate*, edited by: Henderson-Sellers, A. and McGuffie, K., Elsevier, Amsterdam, 197–222, 2012.
- Collet, M.: Suivi spatio-temporel des calottes glaciaires de l'Antisana et du Cotopaxi (Equateur), Analyse par télédétection dans un contexte de changement climatique, Master Thesis, Univ. Rennes, France, 102 pp., 2010.
- Consoli, G.: Reconstruction des bilans de masse annuels de 11 glaciers de la Cordillère Royale de Bolivie à partir de l'observation de la ligne de neige, Master Thesis, Univ. Grenoble, France, 90 pp., 2011.
- Cooley, D., Naveau, P., Jomelli, V., Rabatel, A., and Grancher, D.: A Bayesian Hierarchical Extreme Value Model for Lichenometry, *Environmetrics*, 17, 555–574, doi:10.1002/env.764, 2006.
- Diaz, H. F., Eischeid, J. K., Duncan, C., and Bradley, R. S.: Variability of freezing levels, melting season indicators and snow cover for selected high elevation and continental regions in the last 50 years, *Climatic Change*, 59, 33–52, 2003.
- 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.
- Florez, A.: La Sierra Nevada del Cocuy, Chita o Güicán, *EPG-Geografía*, 1, 7–18, 1991.
- Francou, B.: Andes del Ecuador: los glaciares en la época de los viajeros (siglos XVIII a XX), In *Los Andes el reto del espacio mundo andino: homenaje a Olivier Dollfus*, edited by: Deler, J. P. and Mesclier, E., *Inst. Fr. Et. And.*, Lima, 137–152, 2004.
- Francou, B. and Pizarro, F.: El Niño y la Sequía en los Altos Andes Centrales (Perú y Bolivia), *Bull. Inst. Fr. Et. And.*, 14, 1–18, 1985.
- Francou, B. and Ribstein, P.: Glaciers et évolution climatique dans les Andes boliviennes, Glacier de Zongo et Glacier de Chacaltaya, Cordillère Royale, 16° Sud, *Bull. Inst. Fr. Et. And.*, 24, 23–36, 1995.
- Francou, B. and Vincent, C.: Les glaciers à l'épreuve du climat, IRD, Belin, Paris, 274 pp., 2007.
- 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, 61–67, 1995.
- Francou, B., Ramirez, 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., Wagnon, P., Mendoza, J., and Sicart, J. E.: Tropical climate change recorded by a glacier in the central Andes during the last decades of the twentieth century: Chacaltaya, Bolivia, 16° S, *J. Geophys. Res.*, 108, 4154, doi:10.1029/2002JD002959, 2003.
- 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.
- Francou, B., Cáceres, B., Gomez, J., and Soruco, A.: Coherence of the glacier signal throughout the tropical Andes over the last decades, *Proceedings of the First International Conference on the Impact of Climate Change on High-Mountain System, IDEAM, Bogota*, 87–97, 2007.
- Garreaud, R. and Aceituno, P.: Interannual rainfall variability over the South American Altiplano, *J. Clim.*, 14, 2779–2789, 2001.
- Garreaud, R., Vuille, M., and Clement, A.: The climate of the Altiplano: observed current conditions and mechanisms of past changes, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol.*, 194, 5–22, doi:10.1016/S0031-0182(03)00269-4, 2003.
- Georges, C.: The 20th century glacier fluctuations in the tropical Cordillera Blanca, Peru, *Arct. Antarct. Alp. Res.*, 36, 100–107, 2004.
- Gilbert, A., Wagnon, P., Vincent, C., Ginot, P., and Funk, M.: Atmospheric warming at a high-elevation tropical site revealed by englacial temperatures at Illimani, Bolivia (6340 m above sea level, 16° S, 67° W), *J. Geophys. Res.*, 115, D10109, doi:10.1029/2009JD012961, 2010.
- Gouze, P., Argollo, J., Saliège, J. F., and Servant, M.: Interprétation paléoclimatique des oscillations des glaciers au cours des 20 derniers millénaires dans les régions tropicales; exemple des Andes boliviennes, *C. R. Acad. Sci.*, 303, 219–224, 1986.
- Hardy, D. R., Vuille, M., Braun, C., Keimig, F., and Bradley, R. S.: Annual and daily meteorological cycles at high altitude on a tropical mountain, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 79, 1899–1913, 1998.
- Hardy, D. R., Vuille, M., and Bradley, R. S.: Variability of snow accumulation and isotopic composition on Nevado Sajama, Bolivia, *J. Geophys. Res.*, 108, 4693, doi:10.1029/2003JD003623, 2003.
- Hastenrath, S.: Heat-budget measurements on the Quelccaya Ice Cap, Peruvian Andes, *J. Glaciol.*, 20, 85–97, 1978.
- Hastenrath, S.: The glaciation of the Ecuadorian Andes, A. A. Balkema Publishers, Rotterdam, 1981.
- Hastenrath, S.: Recession of tropical glaciers, *Science*, 265, 1790–1791, 1994.
- Hastenrath, S. and Ames, A.: Recession of Yanamarey Glacier in Cordillera Blanca, Peru, during the 20th century, *J. Glaciol.*, 41, 191–196, 1995a.
- Hastenrath, S. and Ames, A.: Diagnosing the imbalance of Yanamarey Glacier in the Cordillera Blanca of Peru, *J. Geophys. Res.*, 100, 5105–5112, 1995b.
- Haylock, M. R., Peterson, T. C., Alves, L. M., Ambrizzi, T., Annunziaco, M. T., Baez, J., Barros, V. R., Berlato, M. A., Bidegain, M., Coronel, G., Corradi, V., Garcia, V. J., Grimm, A. M., Karoly, D., Marengo, J. A., Marino, M. B., Moncunill, D. F., Nechet, D., Quintana, J., Rebello, E., Rusticucci, M., Santos, J. L., Trebejo, I., and Vincent, L. A.: Trends in total and extreme South American rainfall in 1960–2000 and links with sea surface temperature, *J. Clim.*, 19, 1490–1512, 2006.
- Herrera, G. and Ruiz, J.: Retroceso glaciario en la Sierra Nevada del Cocuy, Boyacá – Colombia, 1986–2007, *Perspectiva Geográfica*, 13, 27–36, 2009.
- Hock, R. and Holmgren, B.: A distributed surface energy-balance model for complex topography and its application to Storglaciar, Sweden, *J. Glaciol.*, 51, 25–36, 2005.
- Hostetler, S. W. and Clark, P. U.: Tropical Climate at the Last Glacial Maximum inferred from glacier mass-balance modeling, *Science*, 290, 1747–1750, 2000.

- Huggel, C., Ceballos, J. L., Pulgarin, B., Ramirez, J., and Thouret, J.: Review and reassessment of hazards owing to volcano-glacier interactions in Colombia, *Ann. Glaciol.*, 45, 128–136, 2007.
- Jomelli, V., Grancher, D., Brunstein, D., and Solomina, O.: Recalibration of the yellow Rhizocarpon growth curve in Cordillera Blanca (Peru) and implications for LIA chronology, *Geomorphology*, 93, 201–212, doi:10.1016/j.geomorph.2007.02.021, 2008.
- Jomelli, V., Favier, V., Rabatel, A., Brunstein, D., Hoffmann, G., and Francou, B.: Fluctuations of glaciers in the tropical Andes over the last millennium and palaeoclimatic implications: A review, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol.*, 281, 269–282, doi:10.1016/j.palaeo.2008.10.033, 2009.
- Jomelli, V., Naveau, P., Cooley, D., Grancher, D., Brunstein, D., and Rabatel, A.: A response to Bradwell's commentary on recent statistical studies in lichenometry, *Geog. Ann.*, 92A, 487–489, 2010.
- Jordan, E.: Die Gletscher der Bolivianischen Anden: eine photogrammetrisch-kartographische Bestandsaufnahme der Gletscher Boliviens als Grundlage für klimatische Deutungen und Potential für die wirtschaftliche Nutzung. Stuttgart, Franz Steiner Verlag, (Erdwissenschaftliche Forschung 23.), 1991.
- Jordan, E., Ungerechts, L., Caceres, B., Penafiel, A., and Francou, B.: Estimation by photogrammetry of the glacier recession on the Cotopaxi Volcano (Ecuador) between 1956 and 1997, *Hydrol. Sci. J.*, 50, 949–961, 2005.
- Juen, I., Kaser, G., and Georges, C.: Modeling observed and future runoff from a glacierized tropical catchment (Cordillera Blanca, Perú), *Glob. 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., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R., and Joseph, D.: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 77, 437–471, 1996.
- Kaser, G.: A review of the modern fluctuations of tropical glaciers, *Glob. Planet. Change*, 22, 93–103, 1999.
- Kaser, G.: Glacier-climate interaction at low latitudes, *J. Glaciol.*, 47, 195–204, 2001.
- Kaser, G. and Georges, C.: Changes of the equilibrium-line altitude in the tropical Cordillera Blanca, Peru, 1930–50, and their spatial variations, *Ann. Glaciol.*, 24, 344–349, 1997.
- Kaser, G. and Osmaston, H. A.: *Tropical Glaciers*, Cambridge University Press, New York, 209 pp., 2002.
- Kaser, G., Ames, A., and Zamora, M.: Glacier fluctuations and climate in the Cordillera Blanca, Peru, *Ann. Glaciol.*, 14, 136–140, 1990.
- Kaser, G., Hastenrath, S., and Ames, A.: Mass balance profiles on tropical glaciers, *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, 32, 75–81, 1996.
- Kaser, G., Grosshauser, M., and Marzeion, B.: Contribution potential of glaciers to water availability in different climate regimes, *P. Natl. Acad. Sci. USA*, 107, 20223–20227, doi:10.1073/pnas.1008162107, 2010.
- Kinzl, H.: La glaciación actual y pleistocénica en los Andes centrales, *Bol. Soc. Geog. Lima*, 89, 89–100, 1969.
- Kraus, E. B.: Secular changes of tropical rainfall regimes, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 81, 198–210, 1955.
- Kuhn, M.: Mass budget imbalances as criterion for a climatic classification of glaciers, *Geog. Ann.*, 66, 229–238, 1984.
- Kull, C. and Grosjean, M.: Late Pleistocene climate conditions in the north Chilean Andes drawn from a climate-glacier model, *J. Glaciol.*, 46, 622–632, 2000.
- Lejeune, Y.: 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, Ph.D. Thesis, University of Grenoble, France, 358 pp., 2009.
- Lemke, P., Ren, J., Alley, R. B., Allison, I., Carrasco, J., Flato, G., Fujii, Y., Kaser, G., Mote, P., Thomas, R. H., and Zhang, T.: Observations: Changes in snow, ice and frozen ground, in: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*, edited by: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K. B., Tignor, M., and Miller, H. L., 337–383, Cambridge Univ. Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007.
- Liu, K., Reese, C. A., and Thompson, L. G.: Ice-core pollen record of climatic changes in the central Andes during the last 400 yr, *Quat. Res.*, 64, 272–278, 2005.
- Mark, B. G. and Seltzer, G. O.: Evaluation of recent glacier recession in the Cordillera Blanca, Peru (AD 1962–1999): spatial distribution of mass loss and climatic forcing, *Quat. Sci. Rev.*, 24, 2265–2280, 2005.
- Morris, J. N., Poole, A. J., and Klein, A. G.: Retreat of tropical glaciers in Colombia and Venezuela from 1984 to 2004 as measured from ASTER and Landsat images, in: *Proc. 63rd Eastern Snow Conference*, Newark, Delaware, USA, 181–191, 2006.
- Müller, R.: Zur gletschergeschichte in der Cordillera Quimsa Cruz (Depto. La Paz, Bolivien), Ph.D. Thesis, Zurich, Switzerland, 188 pp., 1985.
- Naveau, P., Jomelli, V., Cooley, D., Grancher, D., and Rabatel, A.: Modelling uncertainties in lichenometry studies, *Arct. Antarct. Alp. Res.*, 39, 277–285, 2007.
- Paterson, W. S. B.: *The physics of glaciers*, 3 Edn., Oxford, Elsevier, 1994.
- Platt, C. M.: Some observations of the climate of Lewis Glacier, Mount Kenya, during the rainy season, *J. Glaciol.*, 6, 267–287, 1966.
- Polissar, P. J., Abbott, M. B., Wolfe, A. P., Bezada, M., Rull, V., and Bradley, R. S.: Solar modulation of Little Ice Age climate in the tropical Andes, *P. Natl. Acad. Sci. USA*, 103, 8937–8942, doi:10.1073/pnas.0603118103, 2006.
- Pouyaud, B., Zapata, M., Yerren, J., Gomez, J., Rosas, G., Suarez, W., and Ribstein, P.: On the future of the water resources from glacier melting in the Cordillera Blanca, Peru, *Hydrol. Sci. J.*, 50, 999–1022, 2005.
- Poveda, G. and Pineda, K.: Reassessment of Colombia's tropical glaciers retreat rates: are they bound to disappear during the 2010–2020 decade?, *Adv. Geosci.*, 22, 107–116, doi:10.5194/adgeo-22-107-2009, 2009.
- Quintana-Gomez, R. A.: Trends of maximum and minimum temperatures in Ecuador and homogeneity evaluation during 1961–90, 6th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, 3–7 April 2000, Santiago, Chile, 292–293, 2000.
- Rabatel, A., Jomelli, V., Naveau, P., Francou, B., and Grancher, D.: Dating of Little Ice Age glacier fluctuations in the tropical Andes: Charquini glaciers, Bolivia, 16° S, *C. R. Geosci.*, 337, 1311–1322, doi:10.1016/j.crte.2005.07.009, 2005a.
- Rabatel, A., Dedieu, J.-P., and Vincent, C.: Using remote-sensing data to determine equilibrium-line altitude and mass-balance

- time series: validation on three French glaciers, 1994–2002, *J. Glaciol.*, 51, 539–546, doi:10.3189/172756505781829106, 2005b.
- Rabatel, A., Machaca, A., Francou, B., and Jomelli, V.: Glacier recession on the Cerro Charquini (Bolivia 16° S) since the maximum of the Little Ice Age (17th century), *J. Glaciol.*, 52, 110–118, doi:10.3189/172756506781828917, 2006.
- Rabatel, A., Francou, B., Jomelli, V., Naveau, P., and Grancher, D.: A chronology of the Little Ice Age in the tropical Andes of Bolivia (16° S) and its implications for climate reconstruction, *Quat. Res.*, 70, 198–212, doi:10.1016/j.yqres.2008.02.012, 2008a.
- Rabatel, A., Dedieu, J.-P., Thibert, E., Letreguilly, A., and Vincent, C.: 25 years (1981–2005) of equilibrium-line altitude and mass-balance reconstruction on Glacier Blanc, French Alps, using remote-sensing methods and meteorological data, *J. Glaciol.*, 54, 307–314, doi:10.3189/002214308784886063, 2008b.
- Rabatel, A., Castebrunet, H., Favier, V., Nicholson, L., and Kinnard, C.: Glacier changes in the Pascua-Lama region, Chilean Andes (29° S): recent mass balance and 50 yr surface area variations, *The Cryosphere*, 5, 1029–1041, doi:10.5194/tc-5-1029-2011, 2011.
- Rabatel, A., Bermejo, A., Loarte, E., Soruco, A., Gomez, J., Leonardini, G., Vincent, C., and Sicart, J. E.: Relationship between snowline altitude, equilibrium-line altitude and mass balance on outer tropical glaciers: Glaciar Zongo – Bolivia, 16° S and Glaciar Artesonraju – Peru, 9° S, *J. Glaciol.*, 58, 1027–1036, doi:10.3189/2012JG12J027, 2012.
- Racoviteanu, A. E., Manley, W., Arnaud, Y., and Williams, M. W.: Evaluating digital elevation models for glaciologic applications: an example from Nevado Coropuna, Peruvian Andes, *Glob. Planet. Change*, 59, 110–125, 2007.
- Racoviteanu, A. E., Arnaud, Y., Williams, M. W., and Ordoñez, J.: Decadal changes in glacier parameters in the Cordillera Blanca, Peru, derived from remote sensing, *J. Glaciol.*, 54, 499–510, 2008.
- Ramirez, E., Francou, B., Ribstein, P., Descloitres, M., Guerin, R., Mendoza, J., Gallaire, R., Pouyaud, B., and Jordan, E.: Small glaciers disappearing in the tropical Andes: a case-study in Bolivia: Glaciar Chacaltaya (16° S), *J. Glaciol.*, 47, 187–194, 2001.
- Raup, B., Racoviteanu, A., Khalsa, S. J. S., Helm, C., Armstrong, R., and Arnaud, Y.: The GLIMS geospatial glacier database: a new tool for studying glacier change, *Glob. Planet. Change*, 56, 101–110, 2007.
- Ribstein, P., Tiriau, E., Francou, B., and Saravia, R.: Tropical climate and glacier hydrology: A case study in Bolivia, *J. Hydrol.*, 165, 221–234, doi:10.1016/0022-1694(94)02572-S, 1995.
- Rodbell, D. T.: Lichenometric and radiocarbon dating of Holocene glaciation, Cordillera Blanca, Peru, *Holocene*, 2, 19–29, 1992.
- Ronchail, J.: Variabilidad interanual de las precipitaciones en Bolivia, *Bull. Inst. Fr. Et. And.*, 46, 13–33, 1995.
- Salzmann, N., Huggel, C., Rohrer, M., Silverio, W., Mark, B. G., Burns, P., and Portocarrero, C.: Glacier changes and climate trends derived from multiple sources in the data scarce Cordillera Vilcanota region, Southern Peruvian Andes, *The Cryosphere Discuss.*, 6, 387–426, doi:10.5194/tcd-6-387-2012, 2012.
- Seltzer, G. O.: Late Quaternary Glaciation of the Cordillera Real, Bolivia, *J. Quat. Sci.*, 7, 87–98, 1992.
- Sicart, J.-E., Wagnon, P., and Ribstein, P.: Atmospheric controls of heat balance of Zongo Glacier (16° S, Bolivia), *J. Geophys. Res.*, 110, D12106, doi:10.1029/2004JD005732, 2005.
- 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., Hock, R., Ribstein, P., Litt, M., and Ramirez, E.: 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.*, 116, D13105, doi:10.1029/2010JD015105, 2011.
- Silverio, W. and Jaquet, J.-M.: Glacial cover mapping (1987–1996) of the Cordillera Blanca (Peru) using satellite imagery, *Remote Sens. Environ.*, 95, 342–350, 2005.
- Solomina, O., Jomelli, V., Kaser, G., Ames, A., Berger, B., and Pouyaud, B.: Lichenometry in the Cordillera Blanca, Peru: “Little Ice Age” moraine chronology, *Glob. Planet. Change*, 59, 225–235, 2007.
- Soruco, A., Vincent, C., Francou, B., and Gonzalez, J. F.: Glacier decline between 1963 and 2006 in the Cordillera Real, Bolivia, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L03502, doi:10.1029/2008GL036238, 2009a.
- Soruco, A., Vincent, C., Francou, B., Ribstein, P., Berger, T., Sicart, J. E., Wagnon, P., Arnaud, Y., Favier, V., and Lejeune, Y.: Mass balance of Glaciar Zongo, Bolivia, between 1956 and 2006, using glaciological, hydrological and geodetic methods, *Ann. Glaciol.*, 50, 1–8, 2009b.
- Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E., and Koci, J. F.: A 1500-year record of tropical precipitation in ice cores from the Quelccaya ice cap, Peru, *Science*, 229, 971–973, 1985.
- Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E., Dansgaard, W., and Grootes, P. M.: The LIA as recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya Ice Cap, *Science*, 234, 361–364, 1986.
- Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E., Brecher, H., Davis, M., Leon, B., Les, D., Lin, P.-N., Mashiotta, T., and Mountain, K.: Abrupt tropical climate change: past and present, *P. Natl. Acad. Sci. USA*, 103, 10536–10543, doi:10.1073/pnas.0603900103, 2006.
- Trenberth, K. E., Jones, P. D., Ambenje, P., Bojariu, R., Easterling, D., Klein Tank, A., Parker, D., Rahimzadeh, F., Renwick, J. A., Rusticucci, M., Soden, B., and Zhai, P.: Observations: Surface and Atmospheric Climate Change, in: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*, edited by: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K. B., Tignor, M., and Miller, H. L., 235–336, Cambridge Univ. Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007.
- Troll, C.: Studien zur vergleichenden Geographie der Hochgebirge der Erde, *Bonner Mitteilungen*, Bonn, Germany, 1941.
- Torrence, C. and Webster, P. J.: Interdecadal changes in the ENSO-monsoon system, *J. Clim.*, 12, 2679–2690, 1999.
- Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos (UGRH): Inventario de glaciares, Cordillera Blanca, Perú, Autoridad Nacional del Agua, Huaraz, 81 pp., 2010.
- 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.
- Vergara, W., Deeb, A. M., Valencia, A. M., Bradley, R. S., Francou, B., Zarzar, A., Grünwaldt, A., and Haeussling, S. M.: Economic impacts of rapid glacier retreat in the Andes, *Eos*, 88, 261–264,

- 2007.
- Villacís, M.: Ressources en eau glaciaire dans les Andes d'Equateur en relation avec les variations du climat: le cas du volcan Antisana, Ph.D. Thesis, University of Montpellier II, France, 231 pp., 2008.
- Vimeux, F., Ginot, P., Schwikowski, M., Vuille, M., Hoffmann, G., Thompson, L. G., and Schotterer, U.: Climate variability during the last 1000 years inferred from Andean ice cores: A review of methodology and recent results, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol.*, 281, 229–241, doi:10.1016/j.palaeo.2008.03.054, 2009.
- Vuille, M. and Bradley, R. S.: Mean annual temperature trends and their vertical structure in the tropical Andes, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 3885–3888, 2000.
- Vuille, M., Bradley, R. S., and Keimig, F.: Interannual climate variability in the Central Andes and its relation to tropical Pacific and Atlantic forcing, *J. Geophys. Res.*, 105, 12447–12460, 2000.
- Vuille, M., Bradley, R. S., Werner, M., and Keimig, F.: 20th century climate change in the tropical Andes: observations and model results, *Climatic Change*, 59, 75–99, 2003.
- 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:10.1016/j.earscirev.2008.04.002, 2008a.
- Vuille, M., Kaser, G., and Juen, I.: Glacier mass balance variability in the Cordillera Blanca, Peru and its relationship with climate and the large-scale circulation, *Glob. Planet. Change*, 62, 14–28, 2008b.
- Wagnon, P., Ribstein, P., Francou, B., and Pouyaud, B.: Annual cycle of energy balance of Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, *J. Geophys. Res.*, 104, 3907–3923, 1999.
- Wagnon, P., Ribstein, P., Francou, B., and Sicart, J. E.: Anomalous heat and mass balance budget of Glaciar Zongo, Bolivia, during the 1997/98, El Nino year, *J. Glaciol.*, 47, 21–28, 2001.
- WGMS: Glacier Mass Balance Bulletin #11 (2008–2009), edited by: Zemp, M., Nussbaumer, S. U., Gärtner-Roer, I., Hoelzle, M., Paul, F., and Haeberli, W., ICSU(WDS)/IUGG(IACS)/UNEP/UNESCO/WMO, World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland, 102 pp., 2011.
- Zuzel, J. F. and Cox, L. M.: Relative importance of meteorological variables in snowmelt, *Water Resour. Res.*, 11, 174–176, 1975.



Multitemporal glacier inventory of the French Alps from the late 1960s to the late 2000s



Marie Gardent^{a,*}, Antoine Rabatel^{b,c}, Jean-Pierre Dedieu^{d,e,f}, Philip Deline^a

^a EDYTEM Lab., Univ. Savoie, CNRS, F-73376 Le Bourget-du-Lac, France

^b Univ. Grenoble Alpes, LGGE, F-38000 Grenoble, France

^c CNRS, LGGE, F-38000 Grenoble, France

^d Univ. Grenoble Alpes, LTHE, F-38000 Grenoble, France

^e CNRS, LTHE, F-38000 Grenoble, France

^f IRD, LTHE, F-38000 Grenoble, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 15 November 2013

Received in revised form 19 May 2014

Accepted 26 May 2014

Available online 2 June 2014

Keywords:

Glacier inventory

GIS

Satellite images

Aerial photographs

French Alps

ABSTRACT

The most recent and complete French glacier inventory was previously the Vivian database, dating from the end of the 1960s but incorporated in the World Glacier Inventory database at the end of the 1990s. Because of the important changes in glacier extent over recent decades an update of the inventory of glaciers of the French Alps was made in a digital vector format (with the associated database) for several dates covering the last 40 years. Such a multitemporal glacier inventory matches a key demand of the Global Terrestrial Network for Glaciers and the Global Land Ice Measurements from Space initiative (GLIMS). Topographical maps, aerial photographs and satellite images were used to map the extent of glaciers using both manual and automatic methods; and the database was generated considering the design of the GLIMS database. Glaciers in the French Alps covered 369 km² in 1967/71, 340 km² in 1985/86, 300 km² in 2003, and 275 km² in 2006/09. This represents a decrease in surface area of about 25% over the entire study period. Acceleration in glacier shrinkage during the study period was revealed, probably linked to the increase in average air temperature in the 20th century, which has been particularly pronounced since the 1970s. The behaviour of glaciers of the French Alps is in agreement with that of glaciers observed by other studies across the European Alps. We also report the distribution of the morpho-topographic variables (aspect, elevation, etc.) of glaciers of the French Alps for the period 2006/09, and analyse changes of these variables in the last four decades.

© 2014 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

As in most mountain ranges worldwide (e.g. Berthier et al., 2010; Rabatel et al., 2013a; Vincent et al., 2013), the Alps have seen general glacier shrinkage over the last decades (Abermann et al., 2009; Paul et al., 2011; Thibert et al., 2013). In this context, the accurate quantification of glacier changes is needed to better understand relationships with climate changes; and the glacier area survey is necessary to estimate at regional/global scales the ice volume, through area/volume relationships, and therefore the impacts of glacier changes on water resources or on sea level (Huss et al., 2010; Kaser et al., 2010; Bahr and Radić, 2012). Since the mid-1970s, international inventories like the World Glacier Inventory (WGI), services like the World Glacier Monitoring Service (WGMS), initiatives like GLIMS (Global Land Ice Measurements from Space), and projects like GlobGlacier have been established to

address the question of glacier changes in mountainous areas by gathering measured data worldwide.

An inventory of the glacierized areas of the Alps was made by Paul et al. (2011) in the framework of GlobGlacier; it used automated techniques to identify glacier outlines on Landsat TM images acquired in 2003, with manual corrections. Previously, glacier inventories in the Alps had only been conducted at country or regional scales (Table 1). For the French Alps, two inventories were made by Mougin (1925) using topographical maps dating from the mid-19th century, and Vivian (1975) at the end of the 1960s based on topographical maps and aerial photographs; few subsequent updates were conducted at local scale for different dates (Table 1). The Vivian database was not originally in digital vector format; it was incorporated in the WGI database at the end of the 1990s as a table, and is available in digital format where each glacier or group of glacierets is represented as a single point. The lack of cartographic representation of the outlines of the glaciers and the fragmentation of glaciers since the 1970s make it difficult to compare the WGI database with the other local datasets. In addition, the exact date when the data for each glacier were collected is missing.

* Corresponding author at: Université de Savoie, Laboratoire EDYTEM, F-73376 Le Bourget du Lac cedex.

E-mail address: marie.gardent@univ-savoie.fr (M. Gardent).

Table 1
References of existing glacier inventories concerning the Alps.

Location	Year	Bibliographic references	Type of document	Delineation technique
Alps	Alps	1970s	Haeberli et al., 1989; Zemp et al., 2006	-
	Alps	2003	Paul et al., 2011	Landsat images A + M
Switzerland	Switzerland	1850	Maisch et al., 1999	Field investigations + old documents M
	Switzerland	1973	Müller et al., 1976; revised in 1999 by Maisch et al., 1999	Ortho. M
	Switzerland	1998/99	Paul et al., 2004b	Landsat images A + M
Austria	Bernese and Valais Alps	1985	Kääb et al., 2002	Landsat images A + M
	Austria	1969	Patzelt, 1978; Patzelt, 1980; Gross, 1987	Ortho. M
	Austria	1998	Lambrech and Kuhn, 2007; Kuhn et al., 2009	Ortho. M
	Otztal Alps	2006	Abermann et al., 2009	LIDAR + Ortho. A + M
	Tyrol	1992	Paul, 2002	Landsat images A + M
Italy	Italy	1925	Porro, 1925	Topographical maps M
	Italy	1957/58	CNR-CGI, 1961	Field investigations M
	Italy	1989	Biancotti and Motta, 2000; Ajassa and Brancucci, 1993	Ortho. M
	Lombardy	1991 (1988/91)	Servizio Glaciologico Lombardo, 1992; Gallucio and Catasat, 1992; Diolaiuti et al., 2012	Information missing Information missing
	Lombardy	1999 (1997/99)	Regione Lombardia, 2004; Citterio et al., 2007; Diolaiuti et al., 2012	Information missing Information missing
	Lombardy	2003	Regione Lombardia, 2007; Diolaiuti et al., 2012a; Scotti, 2012	Ortho. M
	Lombardy	2007	Scotti, 2012	Ortho. M
	Adamello	1983, 1999, 2003	Maragno et al., 2009	Ortho. + DGPS M
	Dosdè Piazzzi glaciers (Lombardy)	1954, 1981, 1999, 2003	Diolaiuti et al., 2011	Ortho. + DGPS M
	Ortles-Cevedale group (Lombardy)	1987, 2009	Carturan et al., 2013	Landsat images A + M
	South Tyrol	2006	Knoll and Kerschner, 2009	LIDAR + Ortho A + M
	Pièmont	2001-06	CNR-IRPI	Ortho. M
	Aosta Valley	1975	Diolaiuti et al., 2012b	Ortho. M
	Aosta Valley	1999, 2005	Diolaiuti et al., 2012a	Ortho. + GPS M
France	France	1895	Mougin, 1925	Old maps M
	Occidental Alps	1967/71	Vivian, 1975	Field investigations, Ortho. M
	Hte Maurienne	LIA to 2003 (13 dates)	Jobard, 2005	Old maps, Ortho., sat. im. M
	Belledonne	1926 to 2006 (13 dates)	Deroin and Condom, 2007	Ortho., sat. im. M
	Ecrins	1967/71	Edouard, 1978	Ortho., maps M
	Vénéon Valley (Ecrins)	LIA to 2003	Le Roy, 2006	Ortho. M
	Gyronde Valley	LIA to 2002	Cossard, 2005	Field investigations, Ortho. M

Concerning the type of document: Ortho. = orthophotographs; sat. im. = satellite images. Delineation technique: A = automatic; M = manual.

The recent glacier shrinkage largely justifies updating the extent of glacier cover in the French Alps, while creating repeat inventories at a time scale of a few decades is also a key demand of the Global Terrestrial Network for Glaciers (GTN-G). It is also worth emphasizing that the current work is made within the framework of the GLIMS Regional Centre #33 (French Alps) and the French observatory of glaciers: GLACIOCLIM which manages the glaciological measurements conducted on the French glaciers.

We first describe the data (topographical maps, aerial photographs and satellite images) and methods (including uncertainties quantification) used to map the glacier extent. Then, we present the results for 1967/71, 1985/86, 2003, and 2006/09, the changes the glaciers have undergone in the last four decades, and their relationship with topographical variables are presented. Finally, we discuss the timing and patterns of glacier changes, and compare our results with other Alpine regions.

2. Study region and datasets

2.1. Study area

In the French Alps (35,000 km²), glaciers cover less than 1% of this region. They are located in eight main mountain massifs (Fig. 1 and Table 1 in Supplementary Materials) and distributed in the Rhône, Isère, and Durance watersheds.

The climate of the French Alps is temperate, with a mean annual air temperature (MAAT) decreasing from SW to NE: for the Ecrins massif at 1800 m (all the elevations in the present work are given above sea level, and the acronym a.s.l. is not specified), MAAT was 4.2 °C during the period 1958–2002, and 3.5 °C for the Mont-Blanc massif. For precipitation, annual amount is decreasing from north to south with a mean annual precipitation at 1800 m for the Mont-Blanc massif of 1827 mm yr⁻¹, and 944 mm yr⁻¹ for the Ubaye massif (Durand et al., 2009).

2.2. Characteristics of the data sources

To be optimal for a glacier inventory, the used documents need to be dated, to cover the entire region of interest and to be integrated in a geographic information system (GIS) for mapping and database management. In addition, aerial photographs and satellite images need to be acquired at the end of the annual ablation period to minimize the impact of residual snow cover (potentially hiding the glacier outline). Ideally, images should also have minimal shadowing. In France, most geographic data are collected by the IGN (*Institut national de l'information géographique et forestière*), and since 2010 most of the data became freely available to French research institutes. Satellite data from Landsat platforms since 1972 are also freely available through the USGS EROS Data Centre.

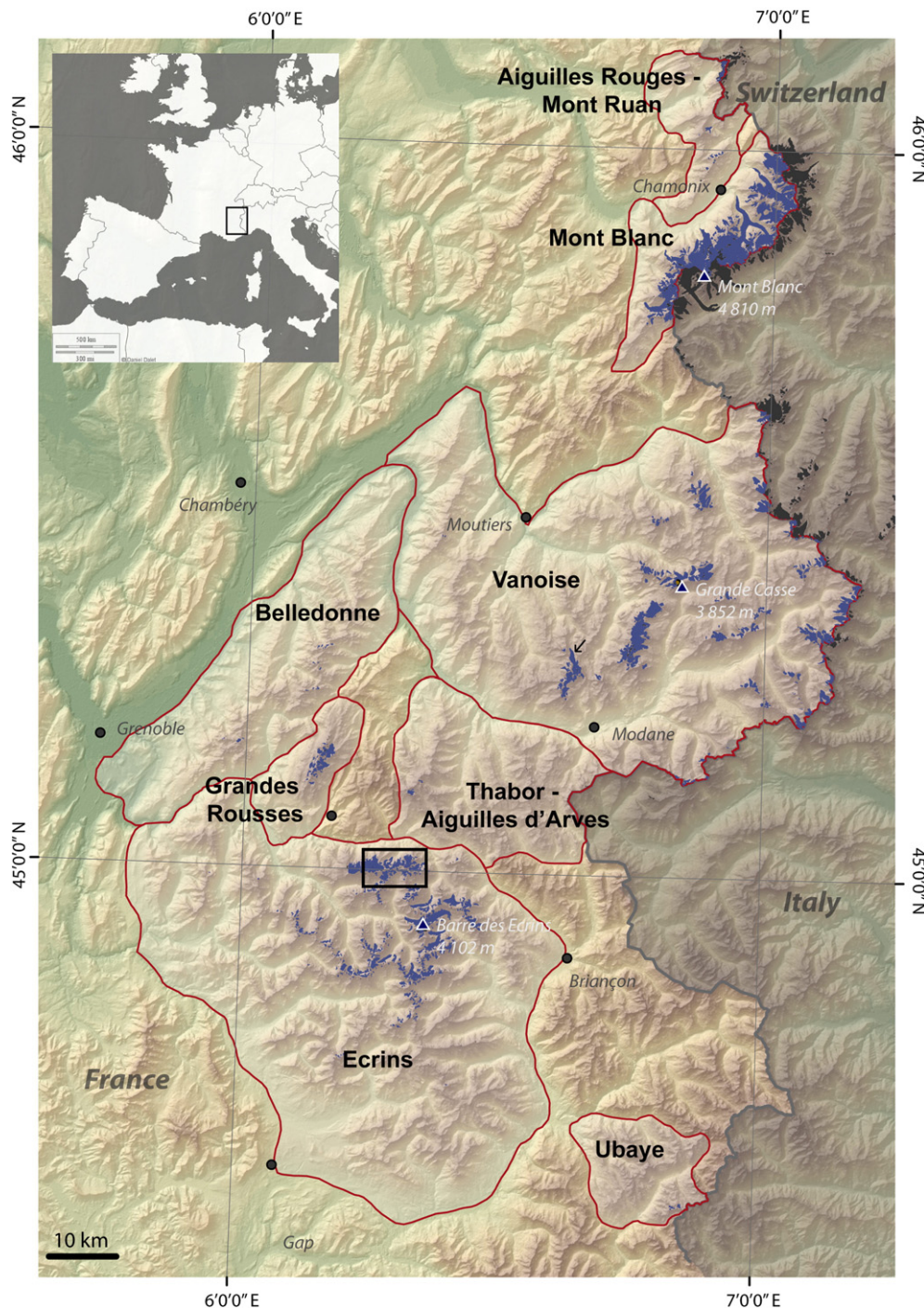


Fig. 1. Glacier distribution in the French Alps. The black frame shows the region presented in Fig. 2A to D. The black arrow in the Vanoise massif shows the location of Glacier de Gébroulaz presented in Fig. 2E.

Our multitemporal inventory is based on the following data sources (Fig. 2):

- Topographic maps (scale 1:25,000) published by the IGN (first edition). As dates of the aerial photographs used for mapping glaciers were not recorded by the IGN, we had to compare aerial photographs taken in the 1960s and 1970s with the position of the glaciers on the topographic maps to conclude that the extent of the glaciers on these maps dates from 1967 to 1971, depending on the massifs.
- Landsat 5 TM images (30-m and 15-m resolutions) dating from 1985/86.
- Landsat 5 TM and Landsat 7 ETM + images (30-m and 15-m resolutions) dating from 2003.
- IGN 50-cm pixel orthophotographs from 2006 for the Vanoise massif, 2008 for the Aiguilles Rouges-Ruan and Mont-Blanc massifs, and 2009 for the Belledonne, Grandes Rousses, Thabor-Aiguilles d'Arves and Ecrins massifs. Images taken in 2004 were used for the three small glaciers in the Ubaye massif because cloud cover or fresh snow hides their boundaries on the subsequent orthophotos.

The topographic variables of the glaciers were extracted from the 1979 IGN DEM (25-m resolution, vertical accuracy of 10 m; IGN,

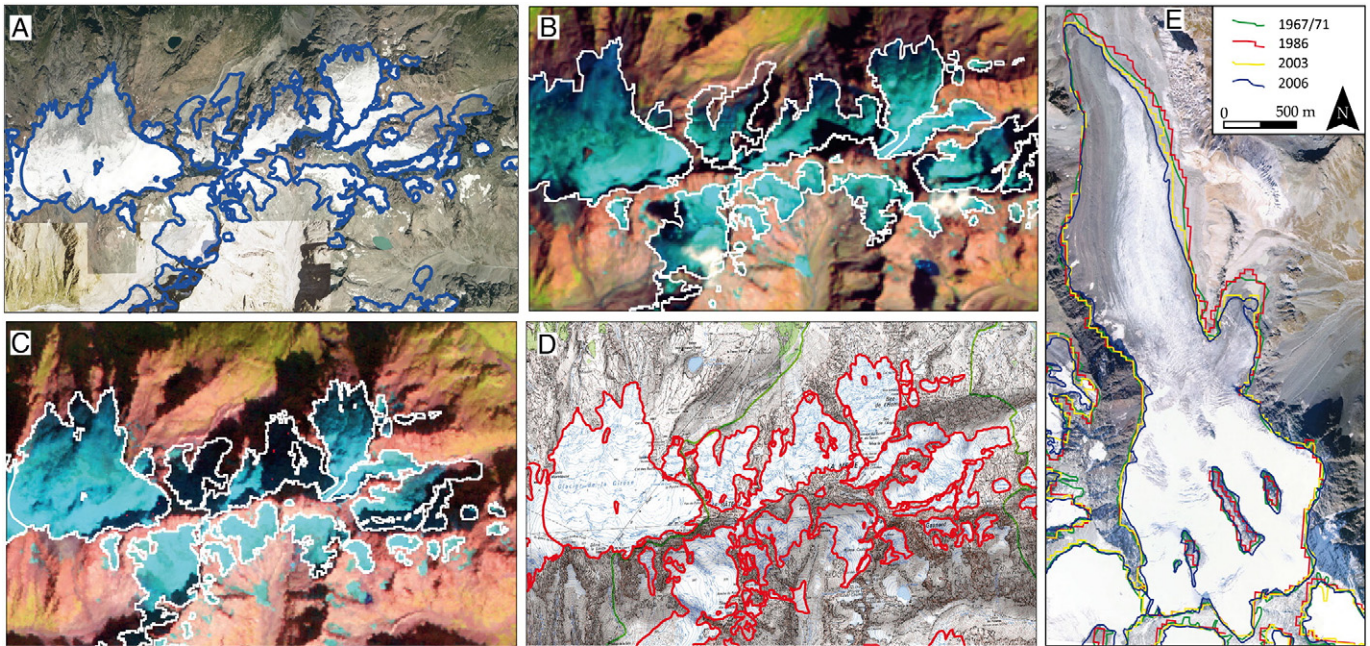


Fig. 2. Data sources used to build the multitemporal glacier inventory, example of the northern part of the Ecrins massif. A = IGN orthophotographs 04 and 06-08-2009; B = Landsat TMS 13-08-2003; C = Landsat TM5 28-09-1985; D = 1:25,000 topographic maps of the IGN; E = overlay of the different outlines for Glacier de Gébroulaz (Vanoise massif).

2011) in the case of the topographic maps and 1985/86 Landsat images; and from the mid-2000 ASTER GDEM V2 (27-m resolution, vertical accuracy of about 10 m; Tachikawa et al., 2011) in the case of the 2003 Landsat images and the 2006/09 orthophotos.

3. Methods

3.1. Delineation of glacier outlines

Glacier outlines for the 1967/71 period were manually delineated from IGN 1:25 000 topographic maps (Fig. 2D). On these maps, debris-covered glacier ice is represented with stipples and glacier outlines are highlighted by the colour difference of the contour lines: blue for snow and ice and brown for the surrounding terrains. Glaciers and perennial snow patches are distinguished by toponymy. All the glaciers and snow patches were firstly delineated and only glaciers larger than 0.01 km² were conserved for the multitemporal analysis; 0.01 km² being the minimum size considered in the most of glacier inventories (UNESCO, 1970; Paul et al., 2004b; Bahr and Radić, 2012).

As 2006/09 orthophotos (Fig. 2A) do not have a SWIR band, automatic classification cannot be applied, and glacier outlines were also manually delineated. The high resolution of the photographs allowed mapping at the scale of c. 1:1000. This time-consuming method enables to map the boundaries of glaciers and debris-covered areas with a great accuracy, an operation that remains difficult with automatic mapping (Paul et al., 2004a; Racoviteanu et al., 2013; Stokes et al., 2013). Indeed, many elements visible on the orthophotos help to identify clean and debris-covered glacier ice: e.g. ice cliffs, supraglacial meltwater streams and ponds, dirt cones and sink holes, crevasses, proglacial outlets. Finally, field investigations were carried out during summers 2010–2012 on about 30 debris-covered glaciers for which the outlines derived from the aerial photos remained conjectural. Such field investigations helped improving the outlines.

Concerning the 1985/86 Landsat images (Fig. 2C) first an automatic delineation (using a supervised classification method with the software Geomatica V10.1 from PCI Geomatics) was performed based on a combination of the mid-infrared, near infrared and green spectral bands (#5, #4, and #2) on the 1985/86 images. This combination of spectral bands enabled the accurate identification of the glacier, snow,

and the surrounding terrain (e.g. Rabatel et al., 2012). Then, each glacier has been visually checked and a manual adjustment has been made when necessary (for shaded part for example) as recommended by Paul et al. (2013). Debris-covered ice, poorly recognized automatically, was manually delineated on the Landsat images using, as an aid, the delineation of this feature made on the high resolution 2006/09 orthophotos: mainly to help with in the interpretation of debris-covered areas and in order to avoid missing any of these, as also recommended by Paul et al. (2013). For the Landsat images from 2003 (Fig. 2B), instead of running a supervised classification on the images, the 1985/86 glacier outlines were overlaid on the 2003 images and each glacier outline was manually adjusted to its area in 2003. This methodology has been preferred to insure a perfect correspondence between the glacier outline for the part of the glaciers where no changes were expected; i.e. typically in the accumulation zone. Indeed, because shading (generally due to the faces surrounding the accumulation zone) is different on the satellite images (depending of the date of the year), the automatic methods result in different outlines that finally have to be manually adjusted. By overlaying the 1985/86 outlines on the 2003 images, most of the manual adjustments were made in the ablation zone of the glaciers where the glacier shrinkage was important.

Finally, all the outlines from the different dates were overlaid (Fig. 2E) to ensure a good consistency between the inventoried periods (e.g. no missing glacier).

On Fig. 2, one can note the presence of snow out of the glaciers in few places (Fig. 2A); these snow patches correspond to multiannual névé mainly located at the foot of important rock faces generally due to avalanche deposits. These features have not been considered in the inventory. On Fig. 2B, one can see the presence of small cumulus, located close to the summits. In some cases they did not preclude the delineation of the glacier contour; in other cases, we had to use the contour of a former period and validate with other available satellite images or aerial photos, but these cases were very rare. Finally, Fig. 2C shows some important dark shadows, but the non-specialist reader has to consider that such shadows can be minimized by enhancing the reflectance dynamics of the used spectral bands.

Once the delineation was performed, all the data were gathered in a GIS (ArcGIS from ESRI), and a database was generated according to the design of the GLIMS glacier relational database. For an extensive

Table 2
Characteristics and error associated with each data source.

Type of data	Image source	Date of the image	Error associated to the pixel size (m)	Error associated to the geometric correction (m)	Delineation error (meters)	Total uncertainty (m) for clean ice/debris-covered ice
Orthophotos	IGN	2004 (06.25 and 07.22) 2006 (07.24 and 09.21) 2008 (08.10 and 09.08) 2009 (08.04; 08.06; 06.03 and 08.20)	0.5	1.5*	1 (3)	2/3.5
Topographical maps	IGN		2.5	1.5*	5 (10)	6/10.5
Landsat images	USGS	1985 (08.25 and 09.28) 1986 (09.09 and 17.10) 2003 (08.13 and 09.21)	30 (XS) 15 (PAN)	15	30 (60)	42/62

XS = multispectral, PAN = panchromatic.

* Data supplied by IGN.

description of the database content, the reader will refer to the GLIMS website (http://www.glims.org/MapsAndDocs/db_design.html). Hereafter, we simply mention the GIS tools and functions used to generate the morpho-topographical variables of the inventoried glaciers. Glacier surface area was determined with the ArcGIS function *Calculate Geometry*. Glacier maximum length, given by the horizontal projection of the central flow line from the lowest point to the highest point of the glacier, was manually drawn based on the contour lines, and flow patterns. An automated method to compute glacier length has been recently developed by Le Bris and Paul (2013) but our work was made before its publication. Slope and minimum, mean and maximum elevations were determined from the DEMs using the ArcGIS function *Zonal Statistics*. Glacier aspect was computed with the ArcGIS extension *LMS-analyst 90*.

3.2. Uncertainties in the glacier surface and of the shrinkage rates

The accuracy of the glacier outlines and the computation of the uncertainties are challenging matters that have been the focus of recent publications addressing the different sources of uncertainties in the delineation of glaciers (e.g. Racoviteanu et al., 2009; Rabatel et al., 2011; Paul et al., 2013). To compute a margin of uncertainty on the delineation of the glacier outline Rabatel et al. (2011) considered different sources related to:

- (i) the pixel size of the image or digital photograph, which has an influence on the digitization;
- (ii) the process of geometric correction and georeferencing of the images, orthophotos and numerical maps, which affects the geometry of the used data source;
- (iii) the errors associated with visual identification and manual delineation of the glacier outline; which depend on the ability and experience of the operator. After a test of multiple digitization, this error was set a $\pm 1(\pm 2)$ pixel for the satellite images and maps, and $\pm 2(\pm 6)$ pixels for the orthophotos for clean ice (debris-covered ice). These values are in good agreement with the results of Paul et al. (2013);
- (iv) the possible residual snow cover, which compromises the accurate visual identification of the border of the glacier. This error has a huge spatial variability, but is always limited in our case because the images were selected to have a minimum snow cover outside the glaciers.

The total uncertainty is the root of the quadratic sum of the different independent errors (Table 2). Uncertainty in surface area can be considered as the horizontal uncertainty of the position of the margin times its length (Perkal, 1956; Rabatel et al., 2011). Finally, the uncertainty of the shrinkage rates was quantified through the conventional error-propagation method. Note that because the year of the data sources is known exactly, no standard error was considered for the dates.

4. Results

4.1. Characteristics of the glaciers of the French Alps for the 2006/09 period

4.1.1. Distribution of glaciers according to size classes

Table 3 gives a complete overview of the distribution of glaciers according to size classes for each inventoried period for the whole French Alps and considering the three main massifs: Mont-Blanc, Vanoise and Ecrins independently, and all the other small ones as a whole. Hereafter we briefly comment some of the main features for the most recent period: 2006/09, which are also illustrated graphically on Figs. 3 to 6.

Glaciers of the French Alps covered 275 ± 1 km². The Mont-Blanc (102 km²), Vanoise (93 km²) and Ecrins massifs (69 km²) accounted for 96% of the glacierized area and 89% of the glacier number. The size of the glaciers ranged from 0.01 km² (minimum size considered in the inventories) to 30.4 km² (Mer de Glace)—33 glacierets or perennial snow patches in the range 0.001–0.01 km² were not taken into account. At the scale of the French Alps: mean glacier size was 0.5 km² ($1\sigma = 1.7$ km²); glaciers < 0.5 km² represented 80% of all glaciers and 19% of the total glacierized area; glaciers > 5 km² accounted for 2% of all glaciers (10% for the Mont-Blanc massif) and 30% of the glacierized area. Glaciers > 1 km² accounted for 88%, 57% and 52% of the glacierized area in the Mont-Blanc, Vanoise and Ecrins massifs respectively.

4.1.2. Distribution of glaciers according to aspect

Fig. 4 shows the distribution of glaciers according to aspect. For the whole French Alps, 60% of the glaciers (73% of the glacierized area) were facing NW, N and NE, while those facing SE, S and SW were about 16%, and 10% of the glacierized area. A similar pattern emerged according to class sizes (not shown in Fig. 4), or at the scale of the massifs—except in the Mont-Blanc massif, where glaciers facing NE to S are almost entirely missing since our study only concerns its French side, so that in this case the interpretation of the results is biased by the sample.

4.1.3. Distribution of glaciers according to elevation variables

Fig. 5 displays the distribution of three elevation variables: minimum, mean and maximum, for the inventoried glacier in the whole French Alps. The average minimum/maximum elevation of the glaciers in the French Alps was 2826 m ($1\sigma = 286$ m)/3213 m ($1\sigma = 293$ m). The lowest elevations were reached by the largest glaciers of the Mont-Blanc massif: Glacier des Bossons (1429 m), Mer de Glace (1531 m), and Glacier d'Argentière (1590 m). In the Ecrins and Vanoise massifs, the lowest elevations were reached by Glacier Noir (2174 m) and Glacier de Pramort (2325 m). Most of the glaciers reaching the lowest elevations are debris-covered in their lower reaches, partly a consequence of the reduced ablation on debris-covered ice in comparison to clean-ice areas. This is the case for the above mentioned glaciers except for Glacier des Bossons, which is interestingly, the French glacier reaching the lowest elevation. This has to be related to the fact that

Table 3
Summary statistics (number and area) on glaciers in the French Alps for each inventoried period.

Size class (km ²)	1967/71					1985/86					2003					2006/09				
	France	Mont Blanc	Vanoise	Ecrins	Other massifs	France	Mont Blanc	Vanoise	Ecrins	Other massifs	France	Mont Blanc	Vanoise	Ecrins	Other massifs	France	Mont Blanc	Vanoise	Ecrins	Other massifs
	<0.1	155	14	19	109	13	195	12	32	133	18	266	15	52	159	40	260	21	49	155
Number (%)	29	24	12	42	25	37	22	20	53	35	48	27	30	60	67	47	33	29	60	61
Area (km ²)	8.6	0.8	1.1	6.0	0.7	10.1	0.7	2.0	6.3	1.1	11.1	0.8	2.4	6.3	1.6	10.9	1.0	2.2	6.0	1.7
Area (%)	2	1	1	6	3	3	1	2	7	6	4	1	2	8	13	4	1	2	9	14
0.1–0.5	220	23	68	101	28	187	22	66	75	24	166	20	65	68	13	178	24	67	72	15
Number (%)	41	40	42	38	53	35	39	40	29	45	25	35	31	22	16	31	36	39	26	25
Area (km ²)	51.2	6.2	17.9	21.2	5.9	43.9	5.8	17.3	16.3	4.5	38.7	5.2	15.8	15.0	2.7	41.4	5.6	17.1	15.5	3.2
Area (%)	14	5	14	21	28	13	5	15	18	25	13	5	16	19	21	15	5	18	23	27
0.5–1	67	8	34	20	5	63	9	26	23	5	56	7	31	14	4	56	8	28	15	5
Number (%)	12	14	21	8	9	12	16	16	9	9	8	12	15	4	5	10	12	16	5	8
Area (km ²)	48.2	5.5	24.5	14.4	3.8	43.8	5.9	18.2	15.9	3.8	40.6	4.3	23.5	10.2	2.5	40.0	5.5	20.1	11.1	3.3
Area (%)	13	5	19	14	18	13	5	15	17	21	14	4	23	13	20	15	5	22	16	28
1–5	76	6	39	25	6	68	5	39	20	4	57	6	28	20	3	47	4	26	15	2
Number (%)	14	10	24	9	11	13	9	24	8	8	9	11	13	6	4	8	6	15	5	3
Area (km ²)	154.3	11.1	83.3	49.1	10.8	143.9	10.3	81.9	42.8	8.8	119.0	14.3	59.8	39.0	5.9	99.2	11.6	53.2	30.8	3.6
Area (%)	42	10	32	48	51	42	9	69	46	48	40	14	59	48	47	36	11	33	45	30
5–10	7	4	1	2	1	6	4	1	2	1	6	4	2	2	1	4	3	0	1	1
Number (%)	1	7	1	1	1	1	7	1	1	1	1	7	1	1	1	1	5	0	0	0
Area (km ²)	48.1	31.4	5.1	11.6	11.6	41.9	30.3	11.6	11.6	11.6	41.8	31.3	11.6	10.5	10.5	28.6	23.5	0.0	5.1	5.1
Area (%)	13	28	35	11	11	12	28	3	12	12	14	30	3	13	13	10	23	25	7	7
>10	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
Number (%)	1	5	1	1	1	1	5	1	1	1	0	5	1	1	1	1	5	1	1	1
Area (km ²)	58.8	58.8	58.8	58.8	58.8	56.6	56.6	56.6	56.6	56.6	48.6	48.6	48.6	48.6	48.6	55.2	55.2	55.2	55.2	55.2
Area (%)	16	52	35	11	11	17	52	3	12	12	16	46	4	13	13	20	54	20	54	20
Total	528	58	161	257	52	522	55	163	253	51	553	55	174	264	60	548	63	170	258	57
Area (km ²)	369.1	113.8	131.9	102.3	21.1	340.1	109.5	119.4	93.0	18.2	299.8	104.6	101.6	81.0	12.7	275.2	102.4	92.7	68.5	11.7

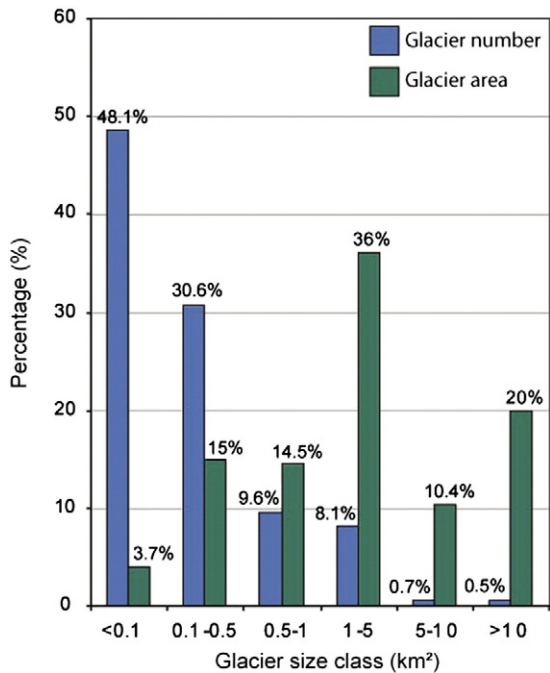


Fig. 3. Distribution of the glaciers of the French Alps in 2006/09 according to size classes based on total surface area and the number of glaciers.

Glacier des Bossons is also the one with the highest maximum elevation (4810 m at the Mont-Blanc summit) resulting in the most widely extended accumulation zone in terms of elevation range (difference in elevation > 1800 m), combined with an important average slope (approx. 30°, about 10° more important than the average slope of

glacier larger than 1 km², Fig. 6) resulting in an important mass transfer from the accumulation to the ablation zone.

The mean elevation of a glacier is probably the most glaciologically relevant elevation variable since it can be considered as a proxy of the equilibrium-line altitude, ELA (Braithwaite and Raper, 2010; Rabatel et al., 2013b). The average mean elevation of the glaciers in the French Alps was 3019 m ($1\sigma = 242$ m), ~50 m lower in the Mont-Blanc massif (2963 m), and respectively ~60 and ~35 m higher in the Vanoise and Ecrins massifs. This difference in average mean elevation of about 100 m between the glaciers in the northern French Alps (Mont-Blanc massif) and the southern Vanoise and Ecrins massifs is in close agreement with the difference of ~150 m in the measured ELAs using field data from the GLACIOCLIM Observatory (Rabatel et al., 2005, 2008) or remote sensing data (Rabatel et al., 2013b).

4.1.4. Glacier size and average slope

Large glaciers generally had a lower average slope than small glaciers: 22° ($1\sigma = 6^\circ$) for glaciers > 1 km², generally valley glaciers with an extended gently sloped ablation tongue; 32° ($1\sigma = 8^\circ$) for glaciers < 0.1 km². Fig. 6 shows that the variability in mean slope values increases towards smaller glaciers, which implies that glaciers of small size can have nearly any slope which potentially results in very different mean thickness values.

4.1.5. Supraglacial debris covers

A debris cover is considered to be continuous in a given zone when more than 90% of its surface is covered with debris. In 2006/09, >11% (30.7 km²) of the total glacierized area had a continuous debris cover, and about 25% of glaciers had a continuous debris cover over >10% of their total area. These debris-covered areas were generally found on the lower reaches of the gentle glacier tongues (average slope of ~26°).

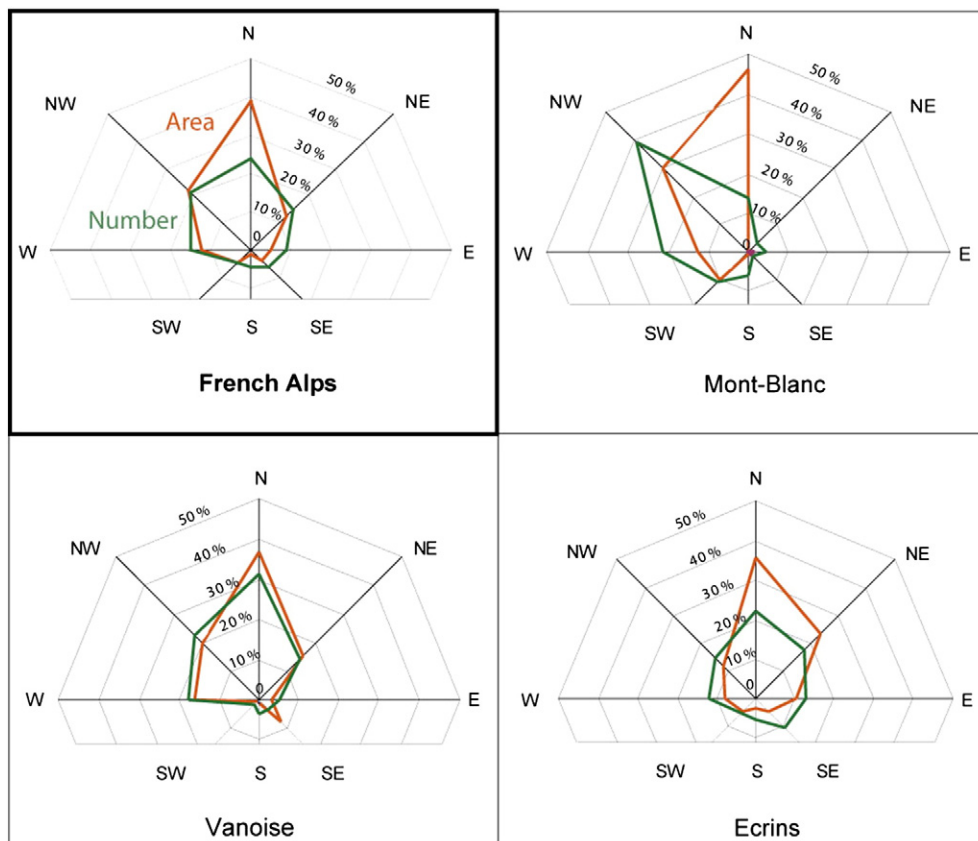


Fig. 4. Distribution of the total area (orange line) and number (green line) of glaciers of the French Alps according to their aspect. Data for the period 2006/09.

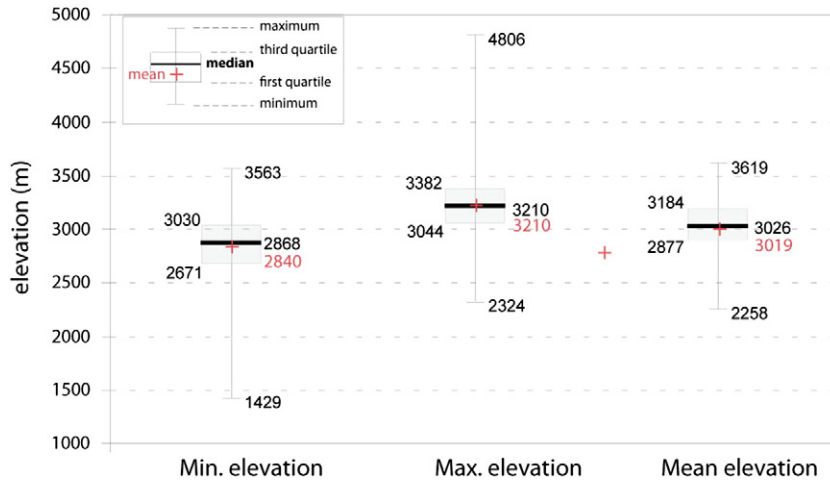


Fig. 5. Boxplots of minimum, maximum and mean elevations of the glaciers of the French Alps. Data for the 2006/09 period.

4.2. Characteristics of the glacier inventories in 1967/71, 1985/86, and 2003

The glaciers of the French Alps covered $369 \pm 2 \text{ km}^2$ at the end of the 1960s, $340 \pm 8 \text{ km}^2$ in 1985/86, and $300 \pm 8 \text{ km}^2$ in 2003 (Table 3). At the three dates, glaciers $< 0.5 \text{ km}^2$ represented 71%, 73%, and 78% of all glaciers, respectively, and ~16% of the total glacierized area, while glaciers $> 5 \text{ km}^2$ accounted for 2% of all glaciers, and ~30% of the glacierized area (Table 3).

Note that the uncertainty associated with the total surface area computed for 1985/86 and 2003 is higher than for 2006/09 and 1967/71 because of the lower spatial resolution of the used satellite images in comparison with the aerial photographs and topographic maps.

4.3. Glacier changes during the successive periods

Glacier changes have been computed for each period defined by the date of the inventories (Table 4). P represents the whole period from 1967/71 to 2006/09; P1 extends from 1967/71 to 1985/86; P2 from 1985/86 to 2003; and P3 from 2003 to 2006/09. Note that the duration of P3 is only three, five and six years for the Vanoise, Mont-Blanc and

Ecrins massifs respectively. As a consequence, the glacier changes for this period have to be considered with caution because the length of P3 is short.

4.3.1. Changes in glacierized area and number of glaciers

In 2006/09 the glacierized area of the French Alps was 8% lower than in 2003, 19% lower than in 1985/86, and 25% lower than in 1967/71 (Table 4). At the glacier, the massif or the class size scale, glacier shrinkage is significant over the entire time period because the difference in surface exceed the uncertainty. It is also the case for the shorter periods P1, P2 and P3, but not systematically, in particular for the glaciers $> 10 \text{ km}^2$ during P2 (see Fig. 8). Indeed in this last case, although the shrinkage is visually apparent when looking at the outlines of the glaciers $> 10 \text{ km}^2$ in 1985/86 and 2003, because the uncertainties related to the use of satellite images are more important than for the maps or aerial photos, the uncertainties associated to the surfaces of these dates overlap and the shrinkage is thus not statistically significant.

Rate of glacier shrinkage was about three times higher: (i) during the 2000s than in the three previous decades; and (ii) in the Ecrins massif compared to the Mont-Blanc massif (French side) during the last 40 years (Table 4; Fig. 7). Except for glaciers $< 0.1 \text{ km}^2$ the glacier surface area decreased within each size class (Fig. 8). In spite of a marked scatter, the relative change in surface area of the glaciers decreased inversely to their original size (Fig. 9). In agreement with Tennant et al. (2012) this can be explained by: (i) the high area-to-volume ratio of small glaciers (Granshaw and Fountain, 2006): at the same ablation rate, small glaciers shrink faster than large glaciers; and (ii) the small perimeter-to-area ratio of small glaciers (Demuth et al., 2008; Jiskoot and Mueller, 2012) makes them more sensitive to radiation from the surrounding terrain. On the other hand, some small glaciers are located in favourable conditions (topography, debris cover, snow supply, wind, high elevation, etc.) and have suffered little or no shrinkage has occurred contributing to the high variability in the shrinkage of small glaciers (ranging from almost no change to a complete disappearance).

The number of glaciers was 528 in 1967/71, 522 in 1985/86, 553 in 2003, and 548 in 2006/09 (Table 3). This variability partly results from the fragmentation of several glaciers during each of the three periods; considering each set of fragments as a single glacier, the number of glaciers was 502, 499 and 421 in 1985/86, 2003 and 2006/09 respectively.

4.3.2. Changes in hypsography

Fig. 10 shows the glacier hypsography for each date of the multitemporal inventory and the relative surface change per elevation

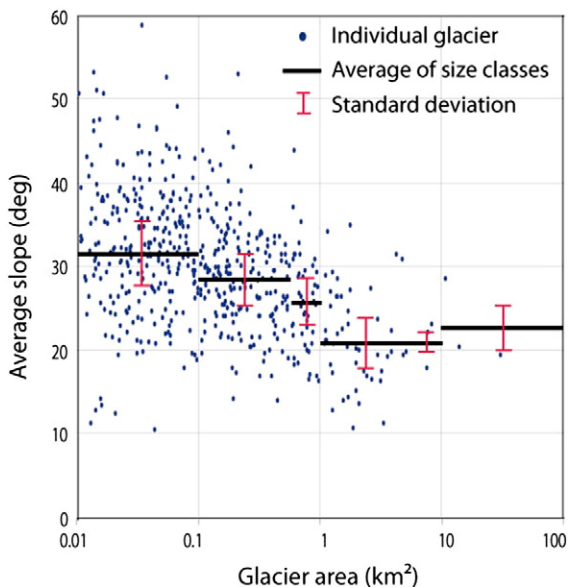


Fig. 6. Average slope of glaciers as a function of their size: individual values and average of size classes. Data for the period 2006/09.

Table 4

Changes in the surface area of glaciers in the French Alps for the three main massifs and by size class for the whole French Alps.

		Change in area in P1		Change in area in P2		Change in area in P3		Change in area in P	
		Total change (%)	Rate of change (% yr ⁻¹)	Total change (%)	Rate of change (% yr ⁻¹)	Total change (%)	Rate of change (% yr ⁻¹)	Total change (%)	Rate of change (% yr ⁻¹)
Regions	Mont Blanc (FR)	-3.7	-0.22	-4.6	-0.27	-2.1	-0.42	-10.0	-0.26
	Vanoise	-9.0	-0.56	-15.2	-0.89	-8.9	-0.30	-29.7	-0.76
	Ecrins	-9.6	-0.60	-12.1	-0.67	-15.6	-2.60	-32.9	-0.84
	Other massifs	-14.0	-0.94	-30.4	-0.17	-7.3	-1.21	-44.5	-1.14
Size class (km²)	<0.1	29.8	1.86	12.5	0.69	0.6	0.13	46.9	1.20
	0.1–0.5	-15.7	-0.98	-10.7	-0.59	5.7	1.15	-20.4	-0.52
	0.5–1	-7.3	-0.46	-3.6	-0.20	-5.1	-1.02	-15.2	-0.39
	1–5	-7.3	-0.46	-18.0	-1.00	-15.9	-3.18	-36.1	-0.93
	5–10	-2.6	-0.16	-17.5	-0.97	-17.3	-3.46	-33.5	-0.86
	>10	-3.8	-0.24	-2.6	-0.15	-1.7	-0.34	-7.9	-0.20
French Alps		-7.8	-0.52	-11.7	-0.65	-8.5	-1.70	-24.6	-0.63

P1: period 1967/71–1985/86.

P2: period 1985/86–2003.

P3: period 2003–2006/09.

P: period 1967/71–2006/09.

range for the entire study periods P (1967/71–2006/09). The following points are worth emphasizing:

- The mode of the hypsometric distribution has risen by 50–100 m between 1967/71 and 2006/09.
- The surface changes per elevation range are higher at lower elevations (<1700 m) than around the mean elevation of glacier (~3000 m); with a complete disappearance of ice below 1400 m, and almost no change above 3500 m. The latter point is in agreement with results from Vincent et al. (2007) showing that high-elevation glacierized areas have not been significantly reduced in the last 100 years.
- The elevation ranges between 1700 and 2200 m show smaller relative surface changes than the elevation ranges between 2200 and 3300 m. This has to be related to the facts that glaciers reaching these elevations are: (i) mostly debris-covered, with lower shrinkage; and/or (ii) the biggest glaciers where the surface loss on the glacier banks for a considered elevation range can be partly counter-balanced by the surface elevation lowering introducing an apparent shift of the contour lines.

4.3.3. Changes in the other topographic variables

The mean elevation for all the studied glaciers has increased by about 50 m from 1967/71 to 2006/09, with 80% of this increase since the mid-1980s. This increase is of the same magnitude in the different massifs.

NW, N and NE remain the dominant orientations of the glaciers for all the inventoried dates. Over the entire period, area loss of glaciers facing E, SE and S was 38%, 37% and 63% respectively, while it was in the range 23–31% for SW, W, NW and NE facing glaciers, and < 20% for north facing glaciers.

The glacier slope slightly decreased in the average (between 0.7° to 3° depending of the size class). It should be noted that the surface area loss increased with the glacier slope up to 40°: 22% for glaciers with a slope < 25°, 30%–34% between 25° and 35°, and ~46% between 35° and 40°. For glaciers with a slope > 40°, the surface area decreased by ~36%. This is in agreement with the link between glacier slope and glacier size, already mentioned in Section 4.1.4. The exception for glaciers with a slope > 40° has to be related with the fact that such glaciers are small glaciers, located on high-altitude mountain faces, probably partly comprised of cold ice, i.e. located in more favourable conditions.

Finally, it is worth emphasizing that area loss is related to all these parameters due to their correlation with glacier size (i.e. larger glaciers are longer, have a higher maximum and a lower minimum elevation, and smaller mean slope).

5. Discussion

5.1. Potential causes of glacier shrinkage in the French Alps

Conversely to changes in surface mass balance and equilibrium-line altitude, morpho-topographic changes of glaciers (i.e. surface, length, elevation variables ...) are not directly linked to climate conditions' changes. Morpho-topographic changes are mostly a function of: (i) the surface mass balance and its sensitivity to climate variables; (ii) the hypsometry; and (iii) the ice thickness distribution and the slope which control the mass flux. Morpho-topographic changes of glaciers are consequently a delayed response to climate forcing, and the response time of each glacier is different. That said, glacier shrinkage is a consequence of negative mass balances and reduced mass flux, and can be used as a proxy of climate conditions' changes at multidecadal or longer time scales.

It is beyond the scope of the current study to address the question of mass balance changes and the link between mass balance and climate conditions' changes over the last decades. However, it is interesting to present a short summary of the climate conditions' changes in the French Alps over the last century to put into context the observed changes in the glacier morpho-topographic variables. As in the rest of the Alps in the last decades (Böhm et al., 2009), the MAAT in the French Alps increased by ~1.5 °C between 1900 and 2007; the increase was c. 2.5 times more between 1970 and 2007 than between 1900 and 1970 (Auer et al., 2007). On the other hand, no clear trend in precipitation in the French Alps has been observed since the mid-20th century (Vincent, 2002; Auer et al., 2007; Durand et al., 2009; Rabatel et al., 2013b).

Regarding the glacier ELA, Rabatel et al. (2013b) showed that the average ELA at the scale of the French Alps was 3035 ± 120 m for the 1984–2010 period; with a difference of about 100 m between the northern Mont-Blanc massif (2981 ± 120 m) and the southern Ecrins massif (3080 ± 90). 23% of the total area of the Mont-Blanc massif is located above 3000 m, whereas it is only 9% and 5% of the area in the Vanoise and Ecrins massifs respectively (see Table I in the Supplementary Materials). Hence, even if the extension of the accumulation zone also depends on the topography; glaciers in the Mont-Blanc massif have, based on the elevation criteria, a potentially more extended accumulation zone, which is in good agreement with the more important size of the glaciers in the Mont-Blanc massif. We observed with Fig. 9 that glacier size and glacier shrinkage are linked, and consequently, the lower glacier shrinkage in the Mont-Blanc massif mainly results from the difference in glacier size. However, Rabatel et al. (2013b) have also shown that over the 1984–2010 period, the ELA has increased by about 170 m at the scale of the French Alps, with a more pronounced

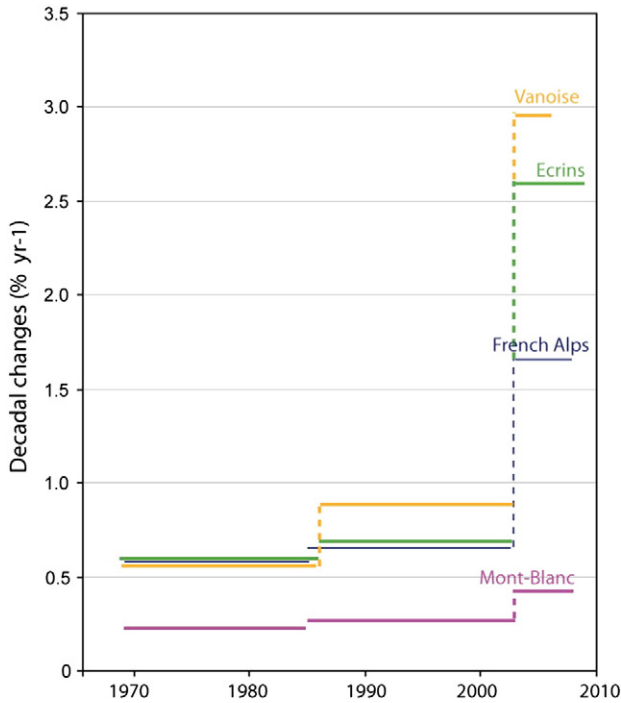


Fig. 7. Decadal changes in glacier extent in the main massifs of the French Alps from 1967/71 to 2006/09, expressed in % per year.

rate for the Vanoise and Ecrins massifs (6.6 m yr^{-1}) than for the Mont-Blanc massif (5.6 m yr^{-1}). The slightly lower rate quantified in the Mont-Blanc massif had probably also partly contributed to the lower glacier shrinkage in this massif.

Concerning the acceleration of glacier shrinkage in the last decade (see Section 4.3.1), and although the period P3 is short, which implies that this acceleration needs to be confirmed by the glacier changes in the coming years, it is interesting to note that:

- At the massif scale, the accelerated glacier shrinkage can be observed everywhere (Fig. 7). For instance, glacier shrinkage in the Ecrins massif increased more than fourfold between the end of the 1970s and the 2000s. However, differences can be observed at the scale of the whole French Alps, with stronger glacier shrinkage in the southern massifs. For instance, the acceleration of glacier shrinkage in the Ecrins massif was more than three times higher than that in the Mont-Blanc massif.
- A causality can be evocated between this acceleration in glacier shrinkage over the 2000s and: (i) the increasing trend of the ELA

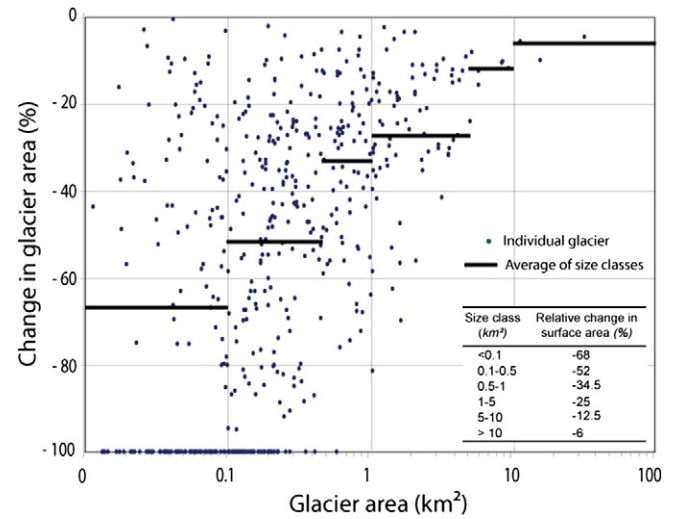
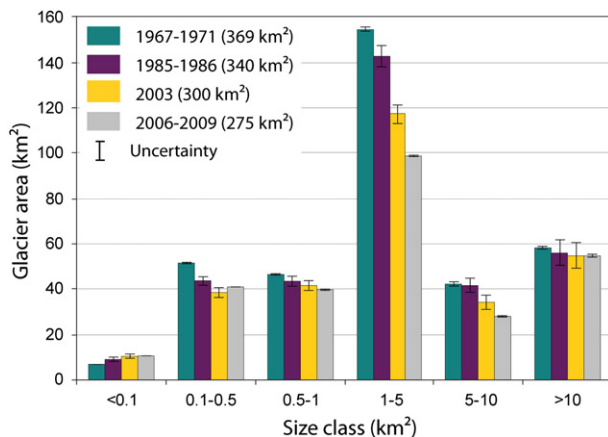


Fig. 9. Relative change in the surface area of the glaciers between the periods 1967/71 and 2006/09 (percentage of change in surface area vs. their surface area recorded in 1967/71). Black lines represent the average value for each class size.

reported by Rabatel et al. (2013b) for the glaciers in the French Alps over the last decades, with since the early 2000s an ELA permanently higher than its average position over the last three decades; and (ii) the almost permanently negative annual mass balances measured since the 1990s on the glaciers in the French Alps within the GLACIOCLIM observatory, with annual values all the more negative for the 2000s (Thibert et al., 2013; Vincent et al., 2014). Whether for the ELA or the mass balance, the authors mention the primary role of the increasing temperature as the driving factor of the observed changes.

5.2. Comparison with other glacier inventories in the Alps

Fig. 11 compares data from the 2006/09 glacier inventory of the French Alps with data obtained in the 2000s in other regions of the Alps: (1) Lombardy, Italy, in 2003 (272 glaciers, 92 km²); (2) Ötztal, Austria, in 2006 (81 glaciers, 116 km²); (3) the entire Alps, in 2003 (3769 glaciers, 2050 km²); and (4) Aosta Valley, Italy, in 2005 (174 glaciers, 119 km²). In the figure, the different regions are compared considering the same size classes as otherwise the results would be biased for regions dominated by a specific size class. In that way, the last two size classes of our dataset have been merged into one. Despite the differences in sample size (number and surface area), the French

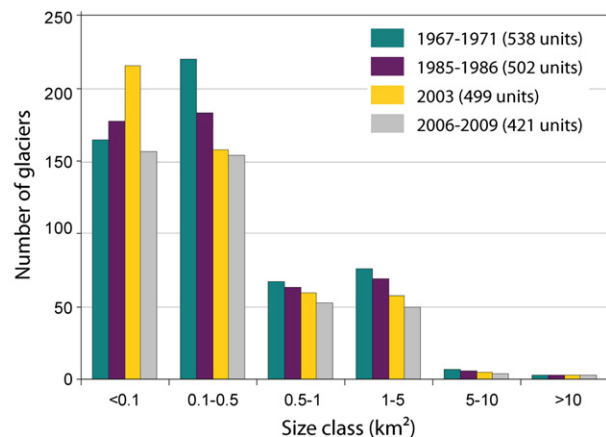


Fig. 8. Distribution of surface area (left) and number (right) of glaciers of the French Alps in 1967/71, 1985/86, 2003 and 2006/09, according to their size class. In this figure, the new ice bodies that formed from a single glacier in 1967/71 are considered to be one glacier at the end of the P1, P2 and P3 periods.

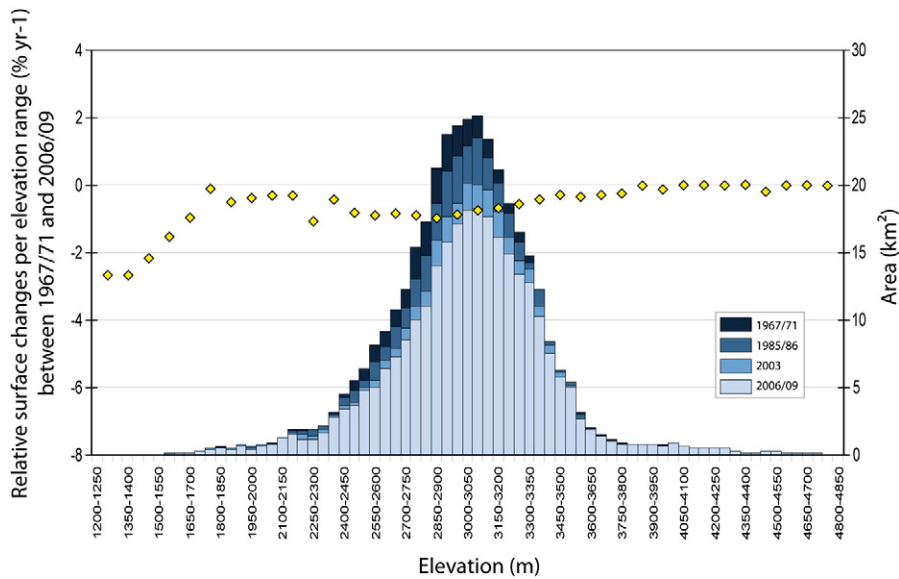


Fig. 10. Hypsography of glaciers of the French Alps at 50-m intervals for the three periods 1967/71, 1985/86, 2003 and 2006/09. The yellow diamonds show the relative surface changes per elevation range of 100 m between 1967/71 and 2006/09.

dataset is in good agreement with the others, with many small glaciers covering a small total area and few large glaciers covering a large total area. Numbers vary greatly from region to region at the small-size end of the size distribution, while areas vary greatly at the large-size end. This is likely due to the fact that the 2006 Ötztal Alps inventory did not consider many glaciers less than 0.1 km² in size, which explains smaller number of glaciers of this region in this size class.

Fig. 12 compares glacier shrinkage in all the datasets available for the Alps (Table 1). Despite time intervals differing between regions, similar patterns of accelerating shrinkage can be observed for the Alps as a whole and for each region. Indeed, for each decade, the mean relative area change per year has been computed for each region, and then averaged for all the regions. This computation shows that the mean relative area change was $-0.64 \pm 0.5\% \text{ yr}^{-1}$ in the 1970s, $-0.77 \pm 0.7\% \text{ yr}^{-1}$ in the 1980s, $-1.04 \pm 0.7\% \text{ yr}^{-1}$ in the 1990s, and $-1.5 \pm 1.8\% \text{ yr}^{-1}$ during the 2000s.

The hypsometry calculated for glaciers in Switzerland (Paul et al., 2004b), Austria (Lambrecht and Kuhn, 2007), the Ötztal Alps (Abermann et al., 2009), South Tyrol (Knoll and Kerschner, 2009), and the Ortles-Cevedale massif (Carturan et al., 2013) was compared with our data. In the 2000s, the elevation band with the most glacierized surface area was higher in France (3000–3100 m) than in Austria and Switzerland (2900–3000 m), but lower than in the Ortles-Cevedale (3200–3300 m) and the Ötztal Alps (3100–3200 m). Bigger losses in glacierized area occurred at lower elevations in France and in the Ötztal Alps than in the other regions. This difference can be explained by: (i) the different time periods considered (1967/71–2006/09 in France and 1969–2006 in the Ötztal Alps, 1969–1998 in Austria, and 1973–1998 in Switzerland); and (ii) the different climate of the eastern and western Alps, with more humid conditions along the northern rim of the Alps, over Lake Maggiore and in north-eastern Italy (Frei and Schär, 1998).

5.3. Limitations of our study

Our multitemporal inventory of the French Alps was based on four different data sources (maps, aerial photos, satellite images) and different methodologies which may impact the results. As shown in Section 3.2, the uncertainty with respect to the size of the glaciers is mainly linked with differences in spatial resolution, i.e. differences in pixel size between the sources of data (Table 2). Paul et al. (2013) mention the importance to quantify the accuracy in the delineation of

glaciers because area changes should be larger than the accuracy to be significant. As seen in Section 4.3.1, even though in our case the uncertainties associated with each data source differ, losses at a glacier scale or at the scale of the whole French Alps are in a large majority bigger than the uncertainties and are consequently significant.

The combination of manual and automatic methods, as well as different sources of data is a good way to minimize uncertainties in delineation. We used the very detailed 2006/09 glacier inventory as an aid for manual corrections of glacier boundaries based on the satellite images, specifically for the debris-covered areas. Interestingly, when comparing the inventory made within GlobGlacier by Paul et al. (2011) using an automatic delineation and manual corrections of 2003 Landsat images with our own data; several discrepancies emerge: our total glacierized area in 2003 was 300 km², whereas Paul et al. (2011) found 270 km², which is about 10% lower than our estimate. By overlaying our contour lines on those of Paul et al. (2011) (see Fig. 1 in the Supplementary Materials), we were able to show that this difference was due to: (i) some debris-covered glaciers not inventoried by Paul et al. (2011), e.g. the debris-covered part of the Mer de Glace and Glacier de Gébroulaz, the Glacier de Pramort, the

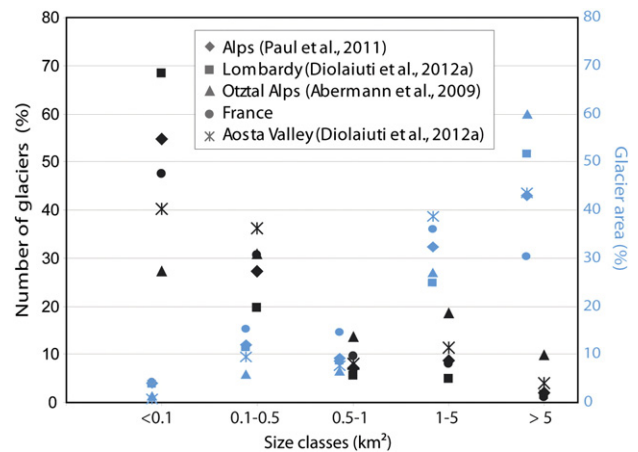


Fig. 11. Distribution of the number (black) and the surface area (blue) of glaciers of the French Alps, per size classes, in the period 2006/09 compared with datasets from the entire Alps and Lombardy in 2003, Aosta Valley in 2005, and Ötztal Alps in 2006. Glaciers <0.1 km² are not included in the Ötztal Alps inventory, as glacierets and ice bodies with unclear evidence of ice flow in the Aosta Valley.

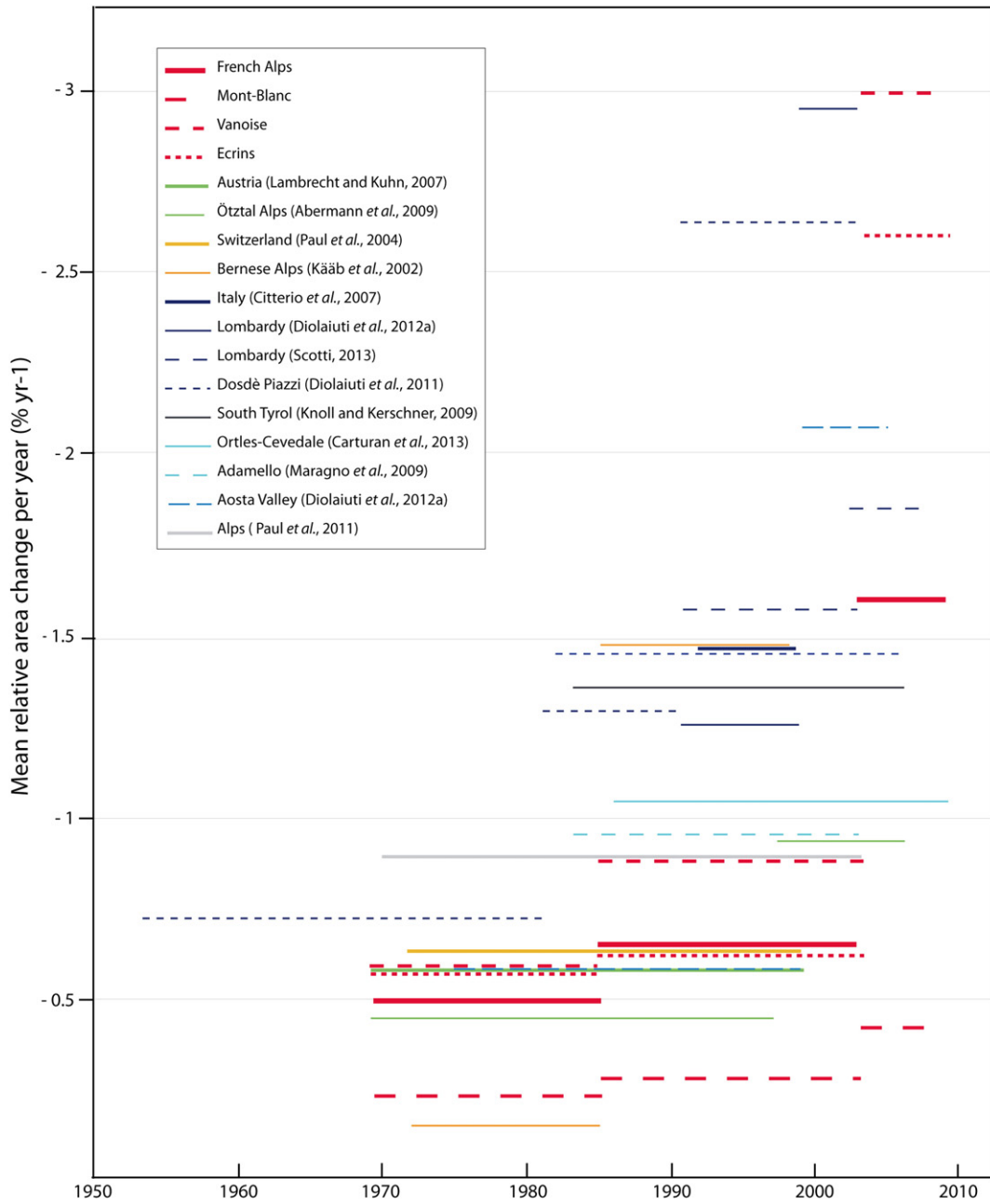


Fig. 12. Mean relative glacier area change per year for different periods in several regions of the European Alps.

Glacier Inférieur des Balmes. This is probably mostly due to the coarse resolution of the Landsat images, precluding an accurate visual checking and manual adjusting of such landforms; (ii) some glaciers located at the border between France and Italy, and erroneously counted in Italy, e.g. the Glacier de l'Invernet, the Glacier du Grand; and (iii) small glaciers (but larger than 0.01 km²) that were probably misclassified as perennial snowfields in the GlobGlacier inventory.

6. Conclusion

This study presented the results of a multitemporal inventory of the glaciers of the French Alps for four time periods covering the last 40 years. The use of automatic and manual delineation, and different data sources proved to be an effective way to minimize errors in delineation. Glaciers in the French Alps are mainly distributed in the Mont-Blanc, Vanoise and Ecrins massifs and covered 369 km² in 1967/71, 340 km² in 1985/86, 300 km² in 2003, and 275 km² in 2006/09.

Acceleration in glacier shrinkage was observed over the study period, mainly in the 2000s: the rate of change increased from 0.52% yr⁻¹ in the period 1967/71–1985/86, to 0.65% yr⁻¹ in the period 1985/86–2003, and to 1.70% yr⁻¹ in the period 2003–2006/09. Glacier shrinkage was accompanied by changes in a number of topographic variables (e.g. surface area, length, mean elevation, slope). Between 1967/71 and 2006/09, the glaciers that shrank the most were the smallest glaciers, the glaciers that faced E, SE and S, the steepest glaciers in the class with an average slope of less than 40°, and glaciers with a high minimum elevation.

We also showed that the acceleration in glacier shrinkage could be linked with the increasing trend in ELA and the almost permanently negative mass balances documented for the last two decades, both being mainly a consequence of the increase in average annual air temperature observed during the 20th century, which has been particularly pronounced since the 1970s. Finally, our data on the number and size of glaciers, as well as changes in glacierized area over time, are in

agreement with data obtained in other regions of the Alps revealing similar glacier behaviour throughout the European Alps, and acceleration in glacier shrinkage in the last 40 years.

Acknowledgements

This study was conducted in the framework of the GlaRiskAlp project (Alcotra France-Italy, 2010–2013) and GLIMS Regional Center #33 “French Alps”, and the GLACIOCLIM Observatory (<http://www-igge.ujf-grenoble.fr/ServiceObs/index.htm>). We thank the USGS-EDC for allowing a free access to Landsat image archives, and the IGN and RGD 73–74 for providing orthophotographs, topographical maps, and the 1979 DEM. We are grateful to the Ministry of Economy, Trade, and Industry (METI) of Japan and to the United States National Aeronautics and Space Administration (NASA) for the release of the ASTER GDEM. LGGE and LTHE are part of LabEx OSUG@2020 (Investissement d'avenir - ANR10 LABX56). Acknowledgements are due to P. Schoeneich (Univ. Grenoble Alpes, IGA, PACTE) for his suggestions and discussions, and K. McGuffie, handling editor, G. Cogley and F. Paul for their very constructive comments used to improve the paper.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.05.004>.

References

- Abermann, J., Lambrecht, A., Fischer, A., Kuhn, M., 2009. Quantifying changes and trends in glacier area and volume in the Austrian Ötztal Alps (1969–1997–2006). *Changes* 3, 415–441.
- Ajassa, R., Brancucci, C., 1993. *Il catasto dei ghiacciai italiani*. Comitato Glaciologico Italiano, Torino.
- Auer, I., Böhm, R., Jurkovic, A., Lipa, W., Orlik, A., Potzmann, R., Schöner, W., et al., 2007. HISTALP – Historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region. *Int. J. Climatol.* 27 (1), 17–46. <http://dx.doi.org/10.1002/joc.1377>.
- Bahr, D.B., Radić, V., 2012. Significant contribution to total mass from very small glaciers. *Cryosphere* 6, 763–770. <http://dx.doi.org/10.5194/tc-6-763-2012>.
- Berthier, E., Schiefer, E., Clarke, G.K.C., Menounos, B., Rémy, F., 2010. Contribution of Alaskan glaciers to sea-level rise derived from satellite imagery. *Nat. Geosci.* 3 (2), 92–95. <http://dx.doi.org/10.1038/ngeo737>.
- Biancotti, A., Motta, L., 2000. L'evoluzione recente ed attuale dei ghiacciai italiani. *Boll. Geofis. A* 23 (3–4), 27–35.
- Böhm, R., Jones, P.D., Hiebl, J., Frank, D., Brunetti, M., Maugeri, M., 2009. The early instrumental warm-bias: A solution for long central European temperature series 1760–2007. *Clim. Chang.* 101, 41–67. <http://dx.doi.org/10.1007/s10584-009-9649-4>.
- Braithwaite, R.J., Raper, S.C.B., 2010. Estimating equilibrium-line altitude (ELA) from glacier inventory data. *Ann. Glaciol.* 50, 127–132. <http://dx.doi.org/10.3189/172756410790595930>.
- Carturan, L., Filippi, R., Seppi, R., Gabrielli, P., Notarnicola, C., Bertoldi, L., Paul, F., 2013. Area and volume loss of the glaciers in the Ortles-Cevedale group (Eastern Italian Alps): Controls and imbalance of the remaining glaciers. *Cryosphere* 7, 1339–1359. <http://dx.doi.org/10.5194/tc-7-1339-2013>.
- Citterio, M., Diolaiuti, G., Smiraglia, C., D'Agata, C., Carnielli, T., Stella, G., Siletto, G.B., 2007. The fluctuations of Italian glaciers during the last century: A contribution to knowledge about Alpine glacier changes. *Geogr. Ann. Ser. A Phys. Geogr.* 89 (3), 167–184.
- CNR-CGI, 1961. *Catasto dei Ghiacciai Italiani*. C.G.I., Torino, (4 volumes).
- Cossard, E., 2005. Evolution géomorphologique du haut bassin durancien (Alpes du Sud, France) depuis la dernière glaciation. (Ph.D. Thesis) Univ. Paris VII, Denis Diderot, Paris, France. (<http://tel.archives-ouvertes.fr/docs/00/13/98/99/PDF/cossart.pdf>).
- Deroin, J.P., Condom, T., 2007. Retrait séculaire des glaciers locaux de montagne: un exemple dans les Alpes occidentales françaises. *C. R. Geosci.* 339 (7), 449–459.
- Demuth, M., Pinar, V., Pietroniro, A., Luckman, B., Hopkinson, C., Dornes, P., Comeau, L., 2008. Recent and past-century variations in the glacier resources of the Canadian Rocky Mountains: Nelson River system. *Terra glacialis*, special issue: Mountain glaciers and climate changes of the last century, pp. 27–52.
- Diolaiuti, G.A., Maragno, D., D'Agata, C., Smiraglia, C., Bocchiola, D., 2011. Glacier retreat and climate change: Documenting the last 50 years of Alpine glacier history from area and geometry changes of Dosde Piazzi glaciers (Lombardy Alps, Italy). *Prog. Phys. Geogr.* 35 (2), 161–182. <http://dx.doi.org/10.1177/0309133311399494>.
- Diolaiuti, G.A., Bocchiola, D., D'Agata, C., Smiraglia, C., 2012a. Evidence of climate change impact upon glaciers' recession within the Italian Alps. *Theor. Appl. Climatol.* 109, 429–445.
- Diolaiuti, G.A., Bocchiola, D., Vagliasindi, M., D'Agata, C., Smiraglia, C., 2012b. The 1975–2005 glacier changes in Aosta Valley (Italy) and the relations with climate evolution. *Progress in Physical Geography*. 36 (6), 764–785.
- Durand, Y., Laternser, M., Giraud, G., Etchevers, P., Lesaffre, B., Mérindol, L., 2009. Reanalysis of 44 yr of climate in the French Alps (1958–2002): Methodology, model validation, climatology, and trends for air temperature and precipitation. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 48 (3), 429–449. <http://dx.doi.org/10.1175/2008JAMC1808.1>.
- Edouard, J.L., 1978. *La glaciation de l'Oisans*. Contribution à la connaissance des fluctuations glaciaires postwürmiennes. (Ph.D. Thesis) Univ. Joseph Fourier, Grenoble, France, (329 pp.).
- Frei, C., Schär, C., 1998. A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations. *International Journal of Climatology* 18 (8), 873–900.
- Gallucio, A., Catusat, G. (Eds.), 1992. *Ghiacciai in Lombardia*. Servizio Glaciologico Lombardo. Bolis, Bergamo.
- Granshaw, F.D., Fountain, A.G., 2006. *Glacier change (1958–1998) in the North Cascades National Park Complex*, Washington, USA. *J. Glaciol.* 52, 251–256.
- Gross, G., 1987. Der Flächenverlust der Gletscher in Österreich 1850–1920–1969. *Z. Gletscherk. Glazialgeol.* 23 (2), 131–141.
- Haeblerli, W., Bosch, H., Sherler, K., Østrem, G., Wallen, C. (Eds.), 1989. *World glacier inventory: Status 1988*. IAHS (ICSJ)/UNEP/UNESCO/World Glacier Monitoring Service, Nairobi.
- Huss, M., Jouvett, G., Farinotti, D., 2010. Future high mountain hydrology: A new parameterization of glacier retreat. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 14 (5), 815–829.
- IGN, 2011. *BD ALTI* © version 1, Descriptif de contenu. http://professionnels.ign.fr/sites/default/files/DC_BDALTI_1.pdf.
- Jiskoot, H., Mueller, M.S., 2012. Glacier fragmentation effects on surface energy balance and runoff: Field measurements and distributed modelling. *Hydrol. Process.* 26, 1862–1876.
- Jobard, S., 2005. *Les glaciers du Haut Arc (Savoie): caractérisation et impacts de la décrue post-Petit Age Glaciaire*. (Ph.D. Thesis) Univ. de Savoie, Chambéry, France. (<http://hal.univ-savoie.fr/tel-00011264/>).
- Kaser, G., Grosshauser, M., Marzeion, B., 2010. Contribution potential of glaciers to water availability in different climate regimes. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 107 (47), 20223–20227. <http://dx.doi.org/10.1073/pnas.1008162107>.
- Kääb, A., Huggel, C., Paul, F., Wessels, R., Raup, B., Kieffer, H., Kargel, J., 2002. Glacier monitoring from ASTER imagery: Accuracy and applications. *Proceedings of EARSeL-LISSIG-Workshop*. Observing our Cryosphere from Space, vol. 43.
- Knoll, C., Kerschner, H., 2009. A glacier inventory for South Tyrol, Italy, based on airborne laser-scanner data. *Ann. Glaciol.* 50 (53), 46–52.
- Kuhn, M., Lambrecht, A., Abermann, J., Patzelt, G., Gross, C., 2009. Projektbericht 10. Die österreichischen Gletscher 1998 und 1969, Flächen und Volumenänderungen. Verlag der österreichischen Akademie der Wissenschaften, Wien, (128 pp.).
- Lambrecht, A., Kuhn, M., 2007. Glacier changes in the Austrian Alps during the last three decades, derived from the new Austrian glacier inventory. *Ann. Glaciol.* 46 (1), 177–184.
- Le Bris, R., Paul, F., 2013. An automatic method to create flow lines for determination of glacier length: A pilot study with Alaskan glaciers. *Comput. Geosci.* 52 (3), 234–245.
- Le Roy, M., 2006. *Fluctuations glaciaires sur la rive gauche du Haut Vénéon depuis la fin du Petit Age de Glace*. Mémoire de Master 2 Université de Savoie, Chambéry, (140 pp.).
- Maisch, M., Wipf, A., Danner, B., Battaglia, J., Benz, C., 1999. *Die Gletscher der Schweizer Alpen*. Gletscherhochstand 1850, Aktuelle Vergletscherung, Gletscherschwund-Szenarien Vdf Hochschulverlag AG an der ETH Zürich, (373 pp.).
- Maragno, D., Diolaiuti, G., D'Agata, C., Mihalcea, C., Bocchiola, D., Bianchi Janetti, E., Riccardi, A., Smiraglia, C., 2009. New evidence from Italy (Adamello Group, Lombardy) for analysing the ongoing decline of Alpine glaciers. *Geogr. Fis. Dinamica Quat.* 32, 31–39.
- Mougin, P., 1925. *Etudes Glaciologiques*. Tome V. Imprimerie Nationale, Paris, (223 pp.).
- Müller, F., Caffisch, T., Müller, G., 1976. *Firm und Eis der Schweizer Alpen*, Gletscherinventar. ETH Zürich, Publ. Nr. 57 und 57a.
- Patzelt, G., 1978. *Der Österreichische Gletscherkataster*. Almanach 78 der Österreichischen Forschungsverband der wissenschaftlichen Gesellschaften Österreichs, Vienna, pp. 129–133.
- Patzelt, G., 1980. *The Austrian glacier inventory: Status and first results*. IAHS 126, 181–183.
- Paul, F., 2002. Changes in glacier area in Tyrol, Austria, between 1969 and 1992 derived from Landsat 5 Thematic Mapper and Austrian Glacier Inventory data. *Int. J. Remote Sens.* 23 (4), 787–799. <http://dx.doi.org/10.1080/01431160110070708>.
- Paul, F., Huggel, C., Kääb, A., 2004a. Combining satellite multispectral image data and a digital elevation model for mapping debris-covered glaciers. *Remote Sens. Environ.* 89 (4), 510–518.
- Paul, F., Kääb, A., Maisch, M., Kellenberger, T., Haeblerli, W., 2004b. Rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data. *Geophys. Res. Lett.* 31 (21), L21402.
- Paul, F., Frey, H., Le Bris, R., 2011. A new glacier inventory for the European Alps from Landsat TM scenes of 2003: Challenges and results. *Ann. Glaciol.* 52 (59), 144–152.
- Paul, F., Barrand, N.E., Baumann, S., Berthier, E., Bolch, T., Casey, K., Frey, H., Joshi, S.P., Konovalov, V., Le Bris, R., Mölg, N., Nosenko, G., Nuth, C., Pope, A., Racoviteanu, A., Rastner, P., Scharrer, K., Steffen, S., Winsvold, S., 2013. On the accuracy of glacier outlines derived from remote-sensing data. *Ann. Glaciol.* 54 (63), 171–182. <http://dx.doi.org/10.3189/2013AoG63A296>.
- Perkal, J., 1956. On epsilon length. *Bull. Acad. Pol. Sci.* 4, 399–403.
- Porro, F., 1925. *I ghiacciai italiani*. *Boll. C.A.I.* 75, 309–322.
- Rabatel, A., Dedieu, J.-P., Vincent, C., 2005. Using remote-sensing data to determine equilibrium-line altitude and mass-balance time series: Validation on three French glaciers, 1994–2002. *J. Glaciol.* 51 (175), 539–546. <http://dx.doi.org/10.3189/172756505781829106>.
- Rabatel, A., Dedieu, J.-P., Thibert, E., Letreguilly, A., Vincent, C., 2008. 25 years (1981–2005) of equilibrium-line altitude and mass-balance reconstruction on Glacier Blanc, French Alps, using remote-sensing methods and meteorological data. *J. Glaciol.* 54 (185), 307–314. <http://dx.doi.org/10.3189/002214308784886063>.

- Rabatel, A., Castebrunet, H., Favier, V., Nicholson, L., Kinnard, C., 2011. Glacier changes in the Pascua-Lama region, Chilean Andes (29 S): Recent mass balance and 50 yr surface area variations. *Cryosphere* 5, 1029–1041. <http://dx.doi.org/10.5194/tc-5-1029-2011>.
- Rabatel, A., Bermejo, A., Loarte, E., Soruco, A., Gomez, J., Leonardini, G., Vincent, C., Sicart, J.E., 2012. Can the snowline be used as an indicator of the equilibrium-line and mass balance for glaciers in the outer tropics? *J. Glaciol.* 58 (212), 1027–1036. <http://dx.doi.org/10.3189/2012JG12J027>.
- Rabatel, A., Francou, B., Soruco, A., Gomez, J., Caceres, 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., Ménégoz, M., Mendoza, J., Ramirez, E., Ribstein, P., Suarez, W., Villacis, M., Wagnon, P., 2013a. Current state of glaciers in the tropical Andes: A multi-century perspective on glacier evolution and climate change. *Cryosphere* 7, 81–102. <http://dx.doi.org/10.5194/tc-7-81-2013>.
- Rabatel, A., Letréguilly, A., Dedieu, J.P., Eckert, N., 2013b. Changes in glacier Equilibrium-Line Altitude (ELA) in the western Alps over the 1984–2010 period: Evaluation by remote sensing and modeling of the morpho-topographic and climate controls. *Cryosphere* 7, 1455–1471. <http://dx.doi.org/10.5194/tc-7-1455-2013>.
- Racoviteanu, A., Paul, F., Raup, B., Khalsa, S.J.S., Armstrong, R., 2009. Challenges and recommendations in mapping of glacier parameters from space: Results of the 2008 Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS) workshop, Boulder, Colorado, USA. *Ann. Glaciol.* 50 (53), 53–69. <http://dx.doi.org/10.3189/172756410790595804>.
- Racoviteanu, A., Arnaud, Y., Nicholson, L., 2013. Surface characteristics of debris-covered glaciers tongues in the Khumbu Himalaya derived from remote sensing texture analysis. *Geophys. Res. Abstr.* 15 (EGU 2013–10174).
- Regione Lombardia, 2004. Lombardy Glacier data base. www.cartografia.regione.lombardia.it.
- Regione Lombardia, 2007. Lombardy Glacier data base. www.cartografia.regione.lombardia.it.
- Scotti, R., 2012. Spatial and temporal variability of glaciers and rock glaciers in the central Italian Alps (Lombardy region). (Ph.D. Thesis) Univ. di Milano, Bicocca, Italy, (116 pp.). Servizio Glaciologico Lombardo, 1992. Ghiacciai in Lombardia. Bolis, Bergamo.
- Stokes, C.R., Shahgedanova, M., Evans, I.S., Popovnin, V.V., 2013. Accelerated loss of alpine glaciers in the Kodar Mountains, south-eastern Siberia. *Glob. Planet. Chang.* 101, 82–96. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.12.010>.
- Tennant, C., Menounos, B., Wheate, R., Clague, J.J., 2012. Area change of glaciers in the Canadian Rocky Mountains, 1919 to 2006. *Cryosphere* 6, 1541–1552. <http://dx.doi.org/10.5194/tc-6-1541-2012>.
- Tachikawa, T., Kaku, M., Iwasaki, A., Gesch, D., Oimoen, M., Zhang, Z., Danielson, J., Krieger, T., Curtis, B., Haase, J., Abrams, M., Crippen, R., Carabajal, C., 2011. ASTER Global Digital Elevation Model Version 2 – Summary of validation results. METI & NASA, (28 pp.).
- Thibert, E., Eckert, N., Vincent, C., 2013. Climatic drivers of seasonal glacier mass balances: An analysis of 6 decades at Glacier de Sarennes (French Alps). *Cryosphere* 7, 47–66. <http://dx.doi.org/10.5194/tc-7-47-2013>.
- UNESCO, 1970. Perennial ice and snow masses: A guide for compilation and assemblage of data for 5 a world inventory. *Tech. Pap. Hydrol.* 1 (UNESCO/IASH).
- Vincent, C., 2002. Influence of climate change over the 20th century on four French glacier mass balances. *J. Geophys. Res.* 107, 4–12. <http://dx.doi.org/10.1029/2001JD000832>.
- Vincent, C., Le Meur, E., Six, D., Funk, M., Hoelzle, M., Preunkert, S., 2007. Very high-elevation Mont-Blanc glaciated areas not affected by the 20th century climate change. *J. Geophys. Res.* 112 (D9). <http://dx.doi.org/10.1029/2006JD007407>.
- Vincent, C., Ramanathan, A., Wagnon, P., Dobhal, D.P., Linda, A., Berthier, E., Sharma, P., Arnaud, Y., Azam, M.F., Jose, P.G., Gardelle, J., 2013. Balanced conditions or slight mass gain of glaciers in the Lahaul and Spiti region (northern India, Himalaya) during the nineties preceded recent mass loss. *Cryosphere* 7, 1–14. <http://dx.doi.org/10.5194/tc-7-1-2013>.
- Vincent, C., Harter, M., Gilbert, A., Berthier, E., Six, D., 2014. Future fluctuations of Mer de Glace, French Alps, assessed using a parameterized model calibrated with past thickness changes. *Ann. Glaciol.* 55 (66), 15–24. <http://dx.doi.org/10.3189/2014AoG66A050>.
- Vivian, R., 1975. *Les Glaciers des Alpes Occidentales*. Allier, Grenoble, (516 pp.).
- Zemp, M.W., Haeberli, M., Paul, F., 2006. Alpine glaciers to disappear within decades? *Geophysical Research Letters* 33, (L13504). <http://dx.doi.org/10.1029/2006GL026319>.

Using remote-sensing data to determine equilibrium-line altitude and mass-balance time series: validation on three French glaciers, 1994–2002

Antoine RABATEL,^{1,2} Jean-Pierre DEDIEU,¹ Christian VINCENT¹

¹*Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (CNRS–UJF), 54 rue Molière, BP 96, 38402 Saint-Martin-d'Hères Cedex, France*

E-mail: rabatel@lgge.obs.ujf-grenoble.fr

²*Institut de Recherche pour le Développement, UR Great Ice, Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, 54 rue Molière, 38402 Saint-Martin-d'Hères Cedex, France*

ABSTRACT. Alpine glaciers are very sensitive to climate fluctuations, and their mass balance can be used as an indicator of regional-scale climate change. Here, we present a method to calculate glacier mass balance using remote-sensing data. Snowline measurements from remotely sensed images recorded at the end of the hydrological year provide an effective proxy of the equilibrium line. Mass balance can be deduced from the equilibrium-line altitude (ELA) variations. Three well-documented glaciers in the French Alps, where the mass balance is measured at ground level with a stake network, were selected to assess the accuracy of the method over the 1994–2002 period (eight mass-balance cycles). Results obtained by ground measurements and remote sensing are compared and show excellent correlation ($r^2 > 0.89$), both for the ELA and for the mass balance, indicating that the remote-sensing method can be applied to glaciers where no ground data exist, on the scale of a mountain range or a given climatic area. The main differences can be attributed to discrepancies between the dates of image acquisition and field measurements. Cloud cover and recent snowfalls constitute the main restrictions of the image-based method.

1. INTRODUCTION

It is now widely agreed that glaciers constitute a very good indicator of climate variations (Oerlemans and others, 1998; Houghton and others, 2001; Vincent, 2002). Mass balance is directly dependent on climatic variables governing accumulation and ablation processes (Martin, 1974; Vincent and Vallon, 1997; Braithwaite and Zhang, 1999; Oerlemans and Reichert, 2000; Kaser, 2001). Thus, measurements of glacier mass balance and an understanding of its relationship with climatic variables can help improve knowledge of recent and past climate fluctuations (Oerlemans and Hoogendoorn, 1989; Vallon and others, 1998; Vincent and others, 2004). However, direct mass-balance measurements on the ground remain sparse due to the major logistical support required, and time series exceeding several decades are rare. In this context, many researchers have attempted to use information provided by remote sensing, based on the extensive image archives available for the past 30 years, to create databases and glaciological inventories (GLIMS (Global Land Ice Measurements from Space) program: Raup and others, 2000). Since the 1970s, attempts have been made to apply remote sensing to glaciological surveys (Meier, 1979). Østrem (1975) and Braithwaite (1984) presented the first snowline altitude measurements using remotely sensed data and compared them to glacier mass balances without attempting their reconstruction. Since the 1990s, many studies have tested and discussed the different possibilities offered by optical or radar remote sensing (measurement of glacier surface areas, displacements and volume variations) (Dedieu and Reynaud, 1990; Massom, 1995; Adam and others, 1997; Bindschadler, 1998; Hubbard and others, 2000; König and others, 2001; Kääb and others, 2002; Rabatel and others,

2002; De Ruyter de Wildt and Oerlemans, 2003; Berthier and others, 2004; Paul and others, 2004).

The equilibrium line divides the accumulation zone (where the mass balance is positive) from the ablation zone (where the mass balance is negative). Its fluctuation in terms of altitude results in a change in the proportion of each of these areas with respect to the whole glacier and therefore a variation of the glacier mass balance. Thus the equilibrium-line altitude (ELA) is well correlated with and provides a very good indicator of the glacier mass balance (Braithwaite, 1984; Kuhn, 1989; Paterson, 1994; Leonard and Fountain, 2003).

In the present paper, we use the late-summer position of the snowline, which is easy to discern in satellite imagery, to infer the location of the equilibrium line, from which we estimate glacier mass balance. At this period, i.e. the end of the ablation season (and therefore of the hydrological year), the snowline can be associated with the equilibrium line on mid-latitude glaciers (Lliboutry, 1965). The method was applied to three glaciers in the French Alps where field measurements can be used to check results.

2. DATA

Three glaciers included in a French glacier monitoring program (Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (LGGE)–Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble (OSUG)) were selected for this study:

Glacier d'Argentière in the Mont Blanc range, Glacier de Gébroulaz in the Vanoise range and Glacier de Saint-Sorlin in the Grandes Rousses range of the French Alps (Fig. 1; Table 1). On these glaciers, annual mass balance was measured using a stake network covering the whole



Fig. 1. Location map. Triangles represent the three French glaciers considered in this study.

ablation zone since 1957, 1975 and 1993 for Saint-Sorlin, Argentière and Gébroulaz glaciers respectively. Since 1994, systematic winter (May) and summer (September) mass-balance measurements have been carried out on these glaciers. In the accumulation zone, cores are drilled to measure winter mass balance from snow layering and density measurements. Stakes inserted in the boreholes allow measurement of the remaining winter snow at the end of summer, and determination of summer mass balance. In the ablation zone, winter mass balance is measured by drilling and measuring the snow thickness above the ice. At the end of summer, annual mass balance is determined from stakes inserted in ice the previous summer. The summer mass balance is the difference between these two balance terms. Thus specific glacier-wide mass-balance variations are obtained from these field measurements. Moreover,

Table 1. Topographical characteristics of the three French glaciers

	Glacier d'Argentière	Glacier de Gébroulaz	Glacier de Saint-Sorlin
Location	45°55' N, 6°57' E	45°19' N, 6°40' E	45°10' N, 6°10' E
Surface area* (km ²)	19	3	3
Max. elevation (m a.s.l.)	3600	3500	3400
Min. elevation (m a.s.l.)	1600	2600	2700
Length (km)	10	4	2.5
Exposure	North–south	North	Northeast
First mass-balance survey	1975	1993	1957
Number of measurement sites	35	25	28

*This area is slightly different from those reported in the World Glacier Monitoring Service report, which omits tributary glaciers that have split from the main glacier due to general retreat.

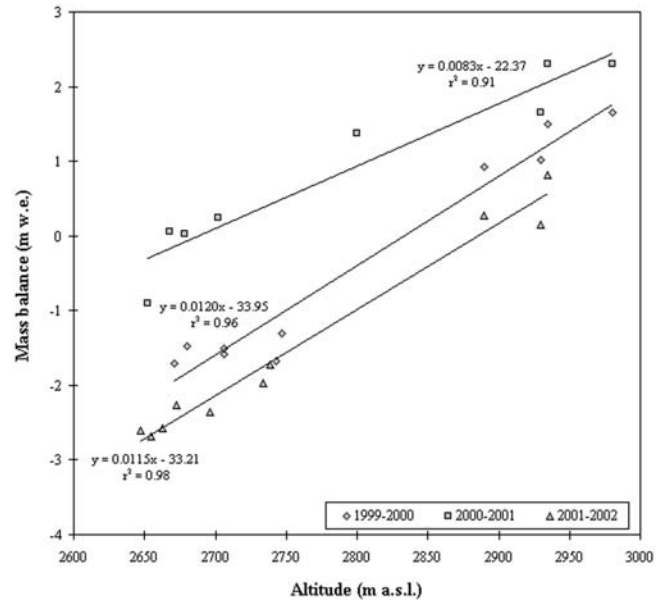


Fig. 2. Observed mass balance vs altitude close to the equilibrium-line zone: example for Glacier d'Argentière, 1999–2002 (all observations were selected along the same longitudinal transect).

photogrammetric measurements have been performed using aerial photographs from 1949, 1970, 1980, 1994 and 1998 (Glacier d'Argentière), from 1953, 1967, 1986 and 1998 (Glacier de Gébroulaz) and from 1952, 1971, 1984, 1986, 1989 and 1998 (Glacier de Saint-Sorlin) to obtain the total cumulative mass balance of these glaciers. These data have been used to constrain mass-balance data obtained from the field measurements. The results have been analyzed and reported in previous studies (Vincent and others, 2000; Vincent 2002).

For each hydrological year over the 1994–2002 period, several stakes were selected on both sides of the equilibrium line, along a central axis on each glacier. The linear regression of mass balance with stake altitude was used to calculate the ELA for each year and determine the yearly glacier mass-balance gradient $\partial b/\partial z$ across the equilibrium line. An example for Glacier d'Argentière is presented in Figure 2.

The satellite data used in this study come from several optical sensors: the Landsat Thematic Mapper, Système Probatoire pour l'Observation de la Terre (SPOT) 1–4 and the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER). Images were chosen depending on the quality of the archives available: recording date, absence of cloud cover, absence of recent snow cover, and pixel size. The image recording date must correspond to the end of the ablation season, i.e. late September to early October (Table 2). Figure 3 shows an example of image data used in the equilibrium-line assessment.

3. METHOD

Field measurements on each of the three glaciers show a good correlation between the ELA and the glacier-wide mass balance (Fig. 4). This has been shown in several studies (e.g. Braithwaite, 1984; Kuhn, 1989). We propose to use the snowline obtained from the images to infer the ELA from which we reconstruct glacier mass-balance variations.



Fig. 3. Glacier d'Argentière (45°55' N, 6°57' E). SPOT image from 26 August 2000, P/R 051-257, pixel size 10 m.

First, all images were geometrically and radiometrically corrected using a digital elevation model (DEM) grid of 10 m. To facilitate locating the snowline, shadows were reduced by enhancing the brightness of shaded areas in comparison with lighted areas, and the contrast between snow and ice was amplified. After image correction, the snowline was located and its average altitude computed using the DEM. Considering that the snowline is representative of the glacier equilibrium line when measured at the end of the hydrological year (Lliboutry, 1965; Braithwaite, 1984), we henceforth use the term ELA.

The annual average ELA was calculated on the central part of the glaciers to avoid border effects on the glacier banks (shadows from surrounding slopes, additional snow input by avalanches, over-accumulation due to wind) which could generate equilibrium-line position dependence on local conditions. With the ELA for each year determined by remote sensing, the mass-balance series can be reconstructed in two steps. First, we calculate for each year, i , the variation between ELA_i and an ELA representative of a steady state of the glacier, ELA_{eq} . ELA_{eq} represents the mean altitude that the equilibrium line would have had over the whole period if the glacier had been balanced (mass balance = 0), and is obtained by:

$$ELA_{eq} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (ELA_i) + \frac{\bar{B}}{\frac{\partial b}{\partial z}}, \quad (1)$$

where \bar{B} is the mean glacier-wide mass balance over the period under consideration, computed from field measurements here but which can also be determined using

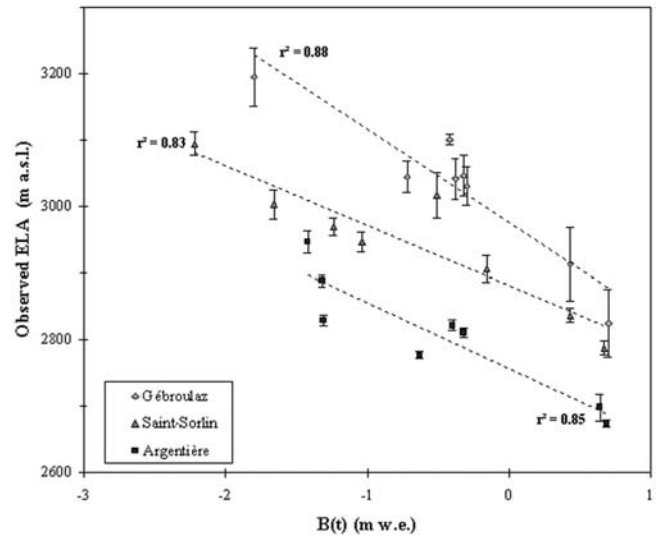


Fig. 4. ELA observed from field measurements vs glacier-wide mass balance (1994–2002). The uncertainty bars represent the confidence interval on the observed ELA obtained from the linear regression of the mass balance with stake altitude.

photogrammetry (see section 4.5), and $\partial b/\partial z$ is the mass-balance gradient across the equilibrium line, fixed at $0.78 \text{ m (100 m)}^{-1}$ (see further below and section 4.4).

We multiply this variation of the ELA by the mass-balance gradient close to the ELA chosen for the period. The mass balance $b(t)$ computed from remote-sensing data can then be expressed as:

$$b(t) = (ELA_{eq} - ELA_i) \frac{\partial b}{\partial z}. \quad (2)$$

To obtain the mass balance from the ELA variation, the mass-balance gradient across the ELA, $\partial b/\partial z$, must be known. This gradient varies according to the altitude and local parameters. Mean values for the Alps are given by several authors (Lliboutry, 1965; Reynaud and others, 1986). For this study, the gradient was calculated on each glacier for each year with the measurements made on the selected stakes (Fig. 5). However, to reconstruct the mass balance over the 1994–2002 period, we used an average gradient of $0.78 \text{ m w.e. (100 m)}^{-1}$ for all glaciers.

To validate our method, we proceeded in three steps. First, ELAs computed from remotely sensed data were compared with ELAs observed from field measurements. Next we calculated the mass balances from the remotely

Table 2. Remote-sensing data description

Argentière			Gébroulaz			Saint-Sorlin			
Satellite/pixel	Path/row	Date	Satellite/pixel	Path/row	Date	Satellite/pixel	Path/row	Date	
1995	Landsat-5/30 m	196/028	2 Sept 1995	SPOT-2/20 m	051/259	31 Aug 1995	SPOT-2/20 m	051/259	31 Aug 1995
1996	Landsat-5/30 m	195/028	31 Aug 1996	SPOT-3/20 m	052/259	31 July 1996	SPOT-2/20 m	052/258	17 Sept 1996
1997	SPOT-1/20 m	051/257	25 Sept 1997	SPOT-1/20 m	051/259	30 Sept 1997	SPOT-1/20 m	051/259	30 Sept 1997
1998	SPOT-4/20 m	052/257	30 Sept 1998	SPOT-4/20 m	052/259	30 Aug 1998	SPOT-4/20 m	052/259	30 Aug 1998
1999	SPOT-1/20 m	052/257	31 Aug 1999	SPOT-2/20 m	051/259	10 Sept 1999	SPOT-4/20 m	050/259	9 Sept 1999
2000	SPOT-1/10 m	051/257	26 Aug 2000	SPOT-2/20 m	051/259	15 Sept 2000	SPOT-1/20 m	050/259	15 Sept 2000
2001	SPOT-1/20 m	051/257	22 Aug 2001	SPOT-1/10 m	051/258	29 Aug 2001	ASTER/15 m	124/511	7 Sept 2001
2002	SPOT-2/20 m	051/257	28 Aug 2002	Landsat-7/15 m	195/029	5 Oct 2002	Landsat-7/15 m	195/029	5 Oct 2002

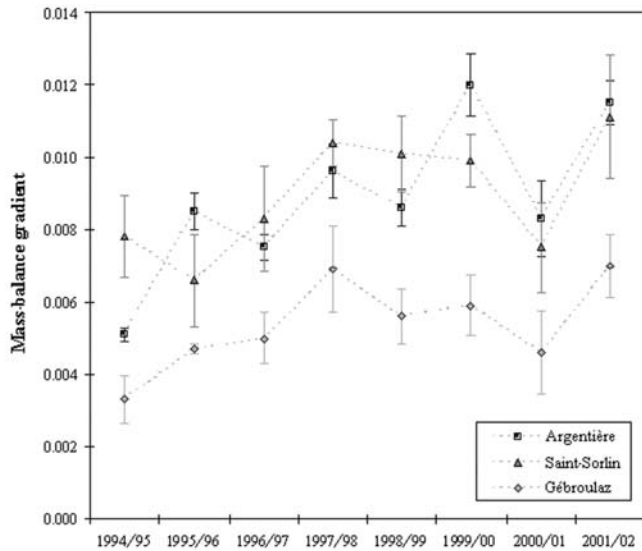


Fig. 5. Mass-balance gradient with altitude $\partial b/\partial z$ (m.w.e. m^{-1}) close to the ELA (1994–2002). These data were obtained from field measurements. The uncertainty bars represent the standard error of the mass-balance gradient calculation obtained from the linear regression of the mass balance with stake altitude.

sensed ELAs using the procedure described above. For each glacier, the values obtained were compared with the mass balances calculated on the basis of field data measured from selected stakes located in a zone across the ELA_{eq} (2706 m for Glacier d'Argentière, 2829 m for Glacier de Saint-Sorlin and 2947 m for Glacier de Gébroulaz). Note that if ELA_{eq} is computed with field ELAs, the values obtained are 2750 m for Glacier d'Argentière, 2865 m for Glacier de Saint-Sorlin and 2979 m for Glacier de Gébroulaz (see Fig. 4). Finally, for each glacier, we compared the cumulative mass balance obtained from remotely sensed data with the cumulative glacier-wide mass balance obtained from the whole stake network and photogrammetric measurements (see section 2).

4. RESULTS AND DISCUSSION

4.1. Validation of the method

Figure 6 shows an excellent correlation between the two series of ELA results ($r^2 > 0.89$, $\rho < 0.01$) and demonstrates that satellite images can be used to determine the ELA accurately.

Figure 7 shows good correlation between the series for yearly mass balance computed and measured at the remotely determined ELAs with $r^2 > 0.90$ ($\rho < 0.01$). The average difference between the series for each glacier is low, between 0.24 and 0.51 m w.e. depending on the glacier. Nevertheless some years present differences of as much as 0.97 m w.e. (Glacier d'Argentière 1997/98 and 2001/02). These are mainly due to the recording dates of the satellite images and to the choice of $\partial b/\partial z$. The two dates should be as close as possible, but this can be difficult if, for instance, cloud cover or recent snowfall hides the snowline on the glacier at the end of the ablation season. Fortunately, the increase in the number of sensor-bearing satellites over recent years means images are now available over shorter intervals, which should make it easier to find usable images recorded at dates closer to the end of the hydrological year. In addition, if no

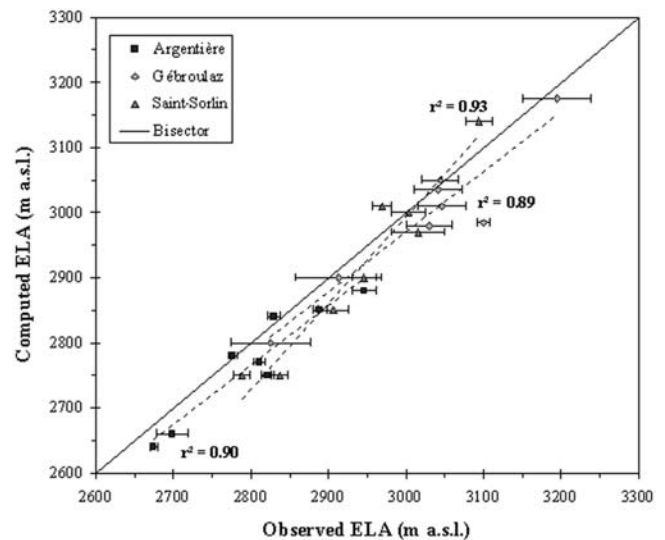


Fig. 6. Computed ELA obtained from remote sensing vs ELA observed from field measurements. Confidence intervals on the observed ELA are similar to those reported in Figure 4. Confidence intervals on the computed ELA depend on the pixel size of the images used (<30 m in this study) and on the glacier slope across the ELA (<20% for the three glaciers). They do not exceed 6 m, and so are not shown.

optical image is available, it is possible to work with synthetic aperture radar (SAR) images. Geometrical processing of such images remains complex for mountainous areas but has proved successful in several studies (Adam and others, 1997; Engeset and Ødegard, 1999).

Figure 8 shows good correspondence between the series of cumulative mass balance obtained from remote-sensing and ground data. This indicates that the data obtained by remote sensing are representative of the glacier-wide mass balance. Note that both cumulative balances (remote-sensing and field measurements) over the whole period are necessarily identical due to the method used (see Equations (1) and (2)). With this method, we determine the annual variation of the mass balance but do not attempt to assess the total volume variation over the period.

4.2. Satellite data and DEM quality

The accuracy of ELA determination from satellite images depends on the pixel size of the images used and the grid size of the DEM. Given the variation in the altitude of the equilibrium line from one side of the glacier to the other, even the average altitude for the central part of the glacier is difficult to determine to within 1 m (even with direct field measurements). An uncertainty of 10 m can be considered acceptable.

Uncertainties in the calculation of the ELA are reflected in the mass-balance calculation. Given a pixel size of 10 m, a mass-balance gradient close to the ELA of $0.78 \text{ m}(100 \text{ m})^{-1}$ and a slope in the vicinity of the ELA of <20% (respectively 8%, 14% and 17% on Argentière, Saint-Sorlin and Gébroulaz glaciers), the mass balance is calculated by the method using remotely sensed data with a maximum uncertainty of about $\pm 0.016 \text{ m w.e.}$

A DEM with a grid size of 10 m appears to be appropriate, especially considering that for the 1970–2000 period the pixel size of the satellite images is generally $>10 \text{ m}$. In

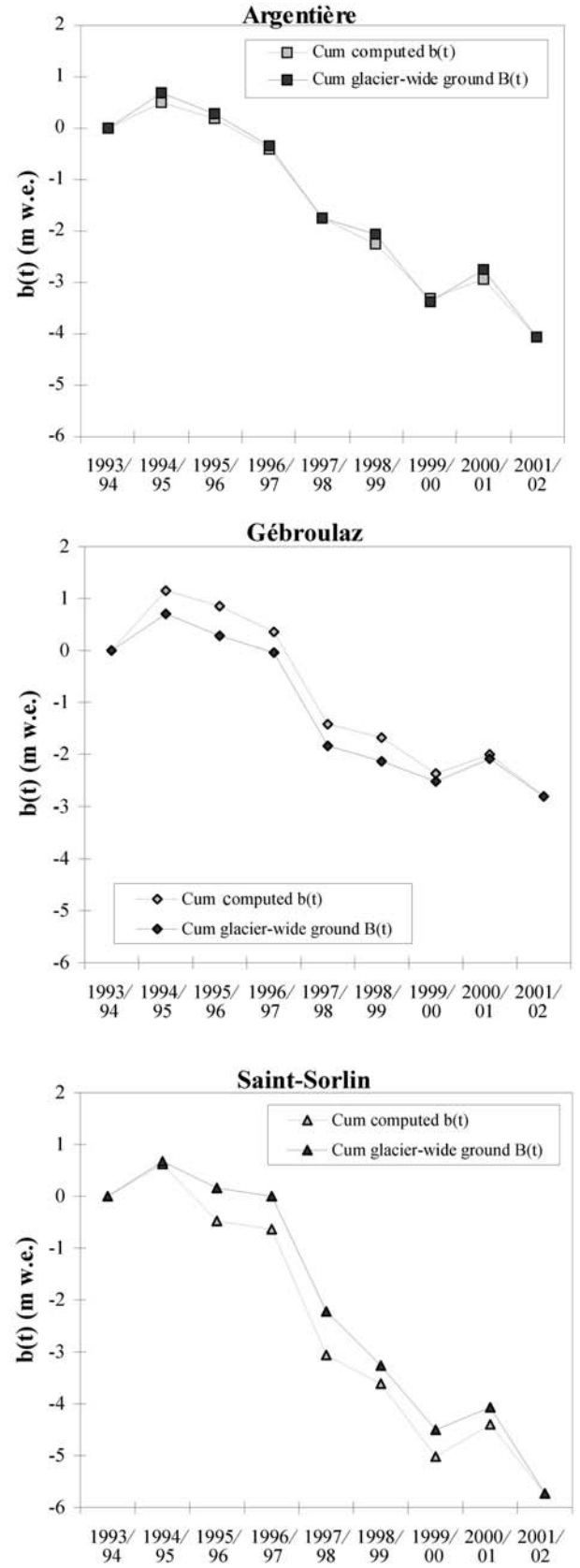
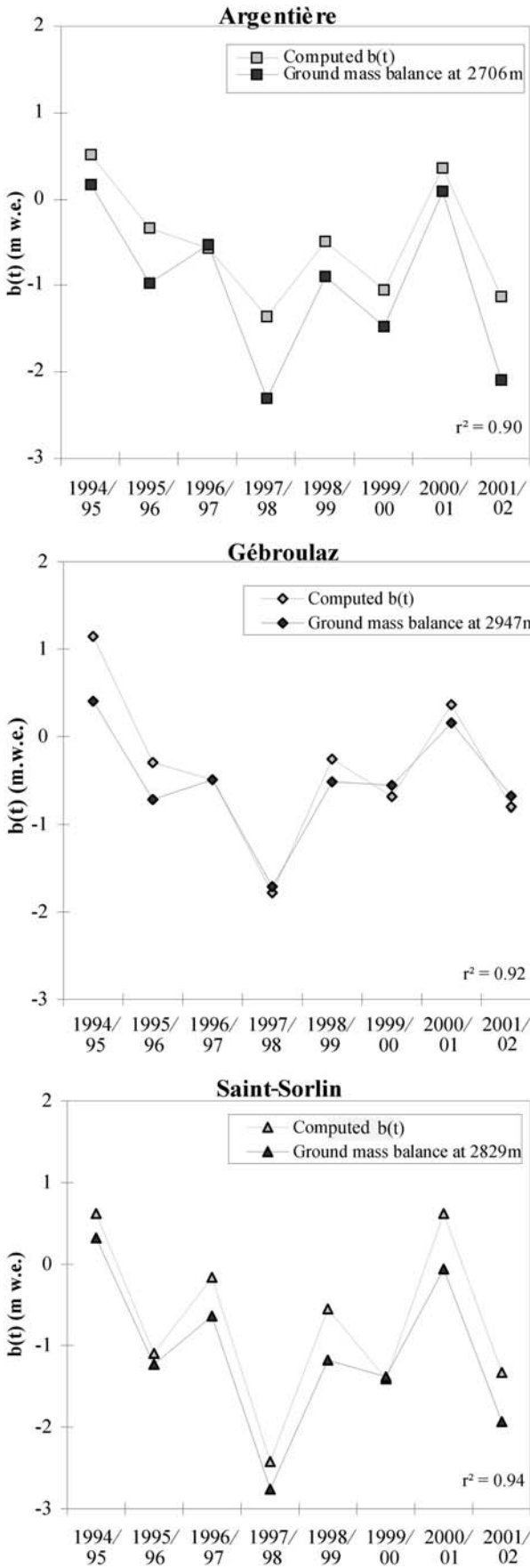


Fig. 7. Surface mass balance in the area of the equilibrium line from remote sensing (computed $b(t)$) and from field measurements (ground mass balance) for the three glaciers, 1994–2002. These mass-balance data have been determined at an ELA corresponding to the steady state of the glacier (see text).

Fig. 8. Cumulative mass balance from remote sensing (Cum computed $b(t)$) and from field measurements (Cum glacier-wide ground $B(t)$) for the three glaciers, 1994–2002.

addition, an old DEM can be used for this period given that the 1950–2000 glacier thickness variation at the ELA level is <10 m (Vincent and others, 2000).

4.3. Ablation correction using meteorological data

It is possible to adjust the results obtained from remotely sensed data on the basis of meteorological data recorded at a station close to the study area. An empirical relation exists between glacier mass balance, temperature and precipitation, and a simple model of the 'positive degree-day' type can be used to determine the missing ablation (if the image used is recorded before the end of the hydrological year) and thus to improve the results (Vincent and Vallon, 1997; Vincent, 2002). In the context of this study, we carried out tests with the data of Lyon-Bron meteorological station (80 km west of the Alps). The ablation corrections did not significantly modify the differences between the two series: for the 1994–2002 period the correlation coefficient only improves from 0.92 to 0.94. For the period taken into account in this study, the recording date of the satellite images and the dates of field measurements are in good agreement in most cases, so the significance of the correction is not sufficient to justify its use here.

4.4. Choice of $\partial b/\partial z$ across the equilibrium line

$\partial b/\partial z$ across the equilibrium line represents the transfer parameter to transform an ELA variation into a mass-balance fluctuation (Equations (1) and (2)). Its value therefore influences the results. Figure 5 shows its spatial and temporal variation over the 1994–2002 period. In 1965, Lliboutry proposed a value of $0.6 \text{ m.w.e.} (100 \text{ m})^{-1}$ for the Alps; for the period under consideration in this study, field measurements on the three glaciers gave an average value of $0.78 \text{ m.w.e.} (100 \text{ m})^{-1}$ with high disparities (0.33 – $1.2 \text{ m} (100 \text{ m})^{-1}$). Moreover, Figure 5 shows that the mean $\partial b/\partial z$ on Glacier de Gébroulaz is systematically lower ($0.54 \text{ m.w.e.} (100 \text{ m})^{-1}$) than those on Glacier d'Argentière ($0.89 \text{ m.w.e.} (100 \text{ m})^{-1}$) and Glacier de Saint-Sorlin ($0.9 \text{ m.w.e.} (100 \text{ m})^{-1}$). These differences exceed the 95% confidence limits and are therefore significant. How can they be explained?

The mass-balance gradient differs strongly from one region to another. It varies according to regional climatic conditions and particularly accumulation amounts and ablation season length (Kuhn, 1984). For a homogeneous area, it is also sensitive to exposure, slope and shadowing (Oerlemans and Hoogendoorn, 1989). The geometry of the three glaciers is not very different (northern exposure) and not sufficient to explain the $\partial b/\partial z$ differences observed between these glaciers. On the other hand, detailed analysis of winter and summer balances on these three glaciers shows that winter accumulation on Glacier de Gébroulaz is approximately 20–50% lower than on the other glaciers (Vincent, 2002). Thus, annual mass balances measured at an equivalent altitude are lower on Glacier de Gébroulaz. This explains the higher ELA and the lower mass-balance gradient (Kuhn, 1984).

To quantify the importance of the chosen $\partial b/\partial z$ in the mass-balance calculation, we have applied our method to each glacier with its specific $\partial b/\partial z$. In comparison with the results presented here and computed with an average $\partial b/\partial z$ identical for the three glaciers (Figs 7 and 8), the choice of the specific $\partial b/\partial z$ of each glacier does not improve the correlation between field and remote-sensing measurements

($r^2 > 0.90$). Considering the differences in absolute terms, the results are still not significantly improved: the average difference between remote-sensing and field mass-balance values rises from 0.24 m.w.e. to 0.27 m.w.e. for Glacier de Gébroulaz, and decreases from 0.51 m.w.e. to 0.45 m.w.e. for Glacier d'Argentière and from 0.40 m.w.e. to 0.36 m.w.e. for Glacier de Saint-Sorlin.

Thus, the choice of an average mass-balance gradient in the vicinity of the ELA, for a given period and climatic region, appears to be appropriate in the light of our results. This is important for the use of this method on glaciers where no direct field measurements are available and consequently where the specific mass-balance gradient across the ELA is unknown.

4.5. Is the mass balance at the ELA representative of the glacier-wide mass balance?

The position of the equilibrium line determined from remote-sensing data, and a known mass-balance gradient are theoretically sufficient to compute the glacier mass balance. However, such a calculation would be subject to high uncertainties. The ELA varies strongly with exposure, and the mass-balance gradient is not known over the whole glacier. As explained in section 3, our method is to calculate the ELA variation on a limited part of the glacier, deduce a mass-balance fluctuation from it and extrapolate this mass-balance fluctuation to the whole glacier. Of course, the mass-balance variation is not the same throughout the glacier (Vallon and others, 1998), but our method (Fig. 4) and the work of other authors (Herren and others, 2002) show that the mass-balance variation observed across the ELA is representative of the glacier-wide mass-balance variation. For instance, over the 1994–2002 period, the mean differences are <0.3 m.w.e. for the three glaciers considered here. Data obtained over longer periods (>40 years) on Swiss glaciers, in particular Griesgletscher and Silvrettagletscher, show similar values (Herren and others, 2002).

Nevertheless, these mass-balance variations do not provide the net balances. To calculate the net balances, we must use an independent method capable of determining the total volume lost by the glacier over the whole period, i.e. its cumulative mass balance. In this study, these data were obtained from field measurements, but they can also be computed by photogrammetry or with satellite images (Berthier and others, 2004). The cumulative mass balance of the glacier then made it possible to calculate the theoretical ELA_{eq} corresponding to a steady state of the glacier over the period concerned, and to take into account the surface area variation of the glaciers with time. This choice is arbitrary but offers the advantage of providing mass-balance values directly comparable with observed specific mass balances on the glaciers. As a reference, we could also have chosen the arithmetic average ELA measured by remote sensing over the whole period. In fact, this choice does not change the correlation between the reconstructed mass balance using remote-sensing data and the observed mass balance obtained with field measurements (Rabatel and others, 2002).

5. CONCLUSIONS

This study shows that remote sensing may be regarded as an adequate tool to reconstruct annual mass-balance series on

glaciers where few or no direct field measurements are available. It can also be used to complete incomplete or interrupted series of field measurements. For glacier monitoring, photogrammetry and remote sensing appear to be complementary, i.e. photogrammetry can be used to calculate the total volume variation of a glacier over a given period, and remote sensing to reconstruct the annual mass-balance variation over this period.

Over the whole 1994–2002 period, results provided by our method of mass-balance calculation using optical remote-sensing data are satisfactory. Differences between the results obtained from remote-sensing data and field measurements remain on the whole quite small (on average, 0.24–0.51 m w.e. for the three glaciers). Thus, this method provides an effective way to reconstruct mass-balance series on the scale of a mountain range of moderate size, firstly because satellite images cover large areas and secondly because of the relative simplicity of the method.

However, it must be kept in mind that the results mainly depend on the recording date of the images which must correspond to the end of the hydrological year, and meteorological conditions may limit the use of optical data due to cloud or snow cover. In such a case, it is also possible to use SAR images. The main interest of radar sensors is to eliminate these restrictions related to meteorological conditions. However, improvements in the image-processing procedure are still necessary to reach the quality of the results obtained with optical images.

ACKNOWLEDGEMENTS

We thank the space agencies that provided satellite image data: the CNES (Centre National d'Etudes Spatiales, France)–ISIS (Incentive for the Scientific use of Images from the SPOT system)/SPOT image contract Nos. 0103-157 and 0412-725, and the GLIMS program (ASTER, Landsat Enhanced Thematic Mapper data). We thank T. Scambos (scientific editor) and M. Truffer for helpful comments and suggestions. We thank L. Reynaud and all those who collected data for field measurements on the glaciers. This study was funded by the French Glacier Observatory Service (Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble–Institut National des Sciences de l'Univers); and the Action Concertée Incitative (ACI) 'Observation de la Terre' (French Ministry of Research).

REFERENCES

- Adam, S., A. Pietroniro and M.M. Brugman. 1997. Glacier snow line mapping using ERS-1 SAR imagery. *Remote Sens. Environ.*, **61**(1), 46–54.
- Berthier, E., Y. Arnaud, D. Baratoux, C. Vincent and F. Rémy. 2004. Recent rapid thinning of the Mer de Glace glacier derived from satellite optical images. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L17401. ([10.1029/2004GL020706](https://doi.org/10.1029/2004GL020706).)
- Bindschadler, R. 1998. Monitoring ice sheet behavior from space. *Rev. Geophys.*, **36**(1), 79–104.
- Braithwaite, R.J. 1984. Can the mass balance of a glacier be estimated from its equilibrium-line altitude? *J. Glaciol.*, **30**(106), 364–368.
- Braithwaite, R.J. and Y. Zhang. 1999. Relationships between interannual variability of glacier mass balance and climate. *J. Glaciol.*, **45**(151), 456–462.
- De Ruyter de Wildt, M.S. and J. Oerlemans. 2003. Satellite retrieval of mass balance: comparing SAR images with albedo images and in situ mass balance observations. *J. Glaciol.*, **49**(166), 437–448.
- Dedieu, J.P. and L. Reynaud. 1990. Télédétection appliquée au suivi des glaciers des Alpes françaises (années 1986, 1987 et 1988). *La Houille Blanche*, **5**, 355–358.
- Engeset, R.V. and R.S. Ødegård. 1999. Comparison of annual changes in winter ERS-1 SAR images and glacier mass balance of Slakbreen, Svalbard. *Int. J. Remote Sensing*, **20**(2), 259–271.
- Herren, E.R., M. Hoelzle, M. Maisch and A. Bauder. 2002. *The Swiss glaciers, 1999/2000 and 2000/2001*. Zürich, Swiss Academy of Sciences. Glaciological Commission; Federal Institute of Technology. (Glaciological Report No. 121/122.)
- Houghton, J.T. and 7 others, eds. 2001. *Climate change 2001: the scientific basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, etc., Cambridge University Press.
- Hubbard, A. and 6 others. 2000. Glacier mass-balance determination by remote sensing and high-resolution modelling. *J. Glaciol.*, **46**(154), 491–498.
- Kääb, A., F. Paul, M. Maisch, M. Hoelzle and W. Haeberli. 2002. The new remote-sensing-derived Swiss glacier inventory: II. First results. *Ann. Glaciol.*, **34**, 362–366.
- Kaser, G. 2001. Glacier–climate interaction at low latitudes. *J. Glaciol.*, **47**(157), 195–204.
- König, M., J.G. Winther and E. Isaksson. 2001. Measuring snow and glacier ice properties from satellite. *Rev. Geophys.*, **39**(1), 1–28.
- Kuhn, M. 1984. Mass budget imbalances as criterion for a climatic classification of glaciers. *Geogr. Ann.*, **66A**(3), 229–238.
- Kuhn, M. 1989. The response of the equilibrium line altitude to climatic fluctuations: theory and observations. In Oerlemans, J., ed. *Glacier fluctuations and climatic change*. Dordrecht, etc., Kluwer Academic Publishers, 407–417.
- Leonard, K.C. and A.G. Fountain. 2003. Map-based methods for estimating glacier equilibrium-line altitudes. *J. Glaciol.*, **49**(166), 329–336.
- Lliboutry, L. 1965. *Traité de glaciologie. Tome II: Glaciers, variations du climat, sols gelés* édition. Paris, Masson et Cie.
- Martin, S. 1974. Correlation bilans de masse annuels–facteurs météorologiques dans les Grandes Rousses. *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, **10**, 89–100.
- Massom, R. 1995. Satellite remote sensing of polar snow and ice: present status and future directions. *Polar Record*, **31**(177), 99–114.
- Meier, M.F. 1979. *Remote sensing of snow and ice*. Paris, Unesco/International Association of Hydrological Sciences. (Technical Papers in Hydrology 19.)
- Oerlemans, J. and N.C. Hoogendoorn. 1989. Mass-balance gradients and climatic change. *J. Glaciol.*, **35**(121), 399–405.
- Oerlemans, J. and B.K. Reichert. 2000. Relating glacier mass balance to meteorological data by using a seasonal sensitivity characteristic. *J. Glaciol.*, **46**(152), 1–6.
- Oerlemans, J. and 10 others. 1998. Modelling the response of glaciers to climate warming. *Climate Dyn.*, **14**(4), 267–274.
- Østrem, G. 1975. ERTS data in glaciology – an effort to monitor glacier mass balance from satellite imagery. *J. Glaciol.*, **15**(73), 403–415.
- Paterson, W.S.B. 1994. *The physics of glaciers. Third edition*. Oxford, etc., Elsevier.
- Paul, F., C. Huggel and A. Kääb. 2004. Combining satellite multispectral image data and a digital elevation model for mapping debris-covered glaciers. *Remote Sens. Environ.*, **89**, 510–518.
- Rabatel, A., J.P. Dedieu and L. Reynaud. 2002. Reconstitution des fluctuations du bilan de masse du Glacier Blanc (Massif des Ecrins, France) par télédétection optique (imagerie Spot et Landsat). *La Houille Blanche*, **6/7**, 64–71.
- Raup, B.H., H.H. Kieffer, T.M. Hare and J.S. Kargel. 2000. Generation of data acquisition requests for the ASTER satellite instrument for monitoring a globally distributed target. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **38**(2), 1105–1112.

- Reynaud, L., M. Vallon and A. Letréguilly. 1986. Mass-balance measurements: problems and two new methods of determining variations. *J. Glaciol.*, **32**(112), 446–454.
- Vallon, M., C. Vincent and L. Reynaud. 1998. Altitudinal gradient of mass-balance sensitivity to climatic change from 18 years of observations on glacier d'Argentière, France. *J. Glaciol.*, **44**(146), 93–96.
- Vincent, C. 2002. Influence of climate change over the 20th century on four French glacier mass balances. *J. Geophys. Res.*, **107**(D19), 4375. (10.1029/2001JD000832.)
- Vincent, C. and M. Vallon. 1997. Meteorological controls on glacier mass balance: empirical relations suggested by measurements on glacier de Sarennes, France. *J. Glaciol.*, **43**(143), 131–137.
- Vincent, C., M. Vallon, L. Reynaud and E.L. Meur. 2000. Dynamic behaviour analysis of glacier de Saint Sorlin, France, from 40 years of observations, 1957–97. *J. Glaciol.*, **46**(154), 499–506.
- Vincent, C., G. Kappenberger, F. Valla, A. Bauder, M. Funk and E. Le Meur. 2004. Ice ablation as evidence of climate change in the Alps over the 20th century. *J. Geophys. Res.*, **109**(D10), D10104. (10.1029/2003JD003857.)

MS received 18 February 2005 and accepted in revised form 23 August 2005



Changes in glacier equilibrium-line altitude in the western Alps from 1984 to 2010: evaluation by remote sensing and modeling of the morpho-topographic and climate controls

A. Rabatel¹, A. Letréguilly¹, J.-P. Dedieu², and N. Eckert³

¹Univ. Grenoble Alpes, CNRS, LGGE, UMR5183, 38000 Grenoble, France

²Univ. Grenoble Alpes, CNRS, IRD, LTHE, UMR5564, 38000 Grenoble, France

³IRSTEA, UR ETGR, 38000 Grenoble, France

Correspondence to: A. Rabatel (antoine.rabatel@ujf-grenoble.fr)

Received: 16 April 2013 – Published in The Cryosphere Discuss.: 3 June 2013

Revised: 2 August 2013 – Accepted: 13 August 2013 – Published: 24 September 2013

Abstract. We present time series of equilibrium-line altitude (ELA) measured from the end-of-summer snow line altitude computed using satellite images, for 43 glaciers in the western Alps over the 1984–2010 period. More than 120 satellite images acquired by Landsat, SPOT and ASTER were used. In parallel, changes in climate variables, summer cumulative positive degree days (CPDD) and winter precipitation, were analyzed over the same time period using 22 weather stations located inside and around the study area. Assuming a continuous linear trend over the study period: (1) the average ELA of the 43 glaciers increased by about 170 m; (2) summer CPDD increased by about 150 PDD at 3000 m a.s.l.; and (3) winter precipitation remained rather stationary. Summer CPDD showed homogeneous spatial and temporal variability; winter precipitation showed homogeneous temporal variability, but some stations showed a slightly different spatial pattern. Regarding ELAs, temporal variability between the 43 glaciers was also homogeneous, but spatially, glaciers in the southern part of the study area differed from glaciers in the northern part, mainly due to a different precipitation pattern. A sensitivity analysis of the ELAs to climate and morpho-topographic variables (elevation, aspect, latitude) highlighted the following: (1) the average ELA over the study period of each glacier is strongly controlled by morpho-topographic variables; and (2) the interannual variability of the ELA is strongly controlled by climate variables, with the observed increasing trend mainly driven by increasing temperatures, even if significant nonlinear, low-frequency fluctuations appear to be driven by winter precipitation anomalies.

Finally, we used an expansion of Lliboutry's approach to reconstruct fluctuations in the ELA of any glacier of the study area with respect to morpho-topographic and climate variables, by quantifying their respective weight and the related uncertainties in a consistent manner within a hierarchical Bayesian framework. This method was tested and validated using the ELA measured on the satellite images.

1 Introduction

Historically, the glacier's annual surface mass balance and equilibrium-line altitude (ELA) have been computed from direct field measurements of snow accumulation and snow/ice ablation through point measurements using a network of ablation stakes and snow pits on individual glaciers. The longest mass balance data series started in the late 1940s for Storglaciären (Sweden), Taku Glacier (USA), Limmern and Plattalva glaciers (Switzerland), Sarennes Glacier (France) and Storbrean (Norway). The World Glacier Monitoring Service (WGMS) has mass balance data on around 260 glaciers worldwide (note that the World Glacier Inventory contains more than 130 000 glaciers), but uninterrupted time series spanning more than 40 yr are available for only 37 glaciers (WGMS, 2012). The small number of available data series is due to the cost, in terms of money, manpower, and time, of this laborious method. The small number of data series is an obstacle that needs to be overcome if we are to improve our knowledge of the relationship between climate and

glacier changes from mountain-range up to regional scale, as well as our knowledge of the contribution of glaciers to water resources in the functioning of high-altitude watersheds. Remote sensing provides a unique opportunity to address the question of glacier changes at regional scale. Since the availability of satellite data in the 1970s, several methods have been developed to compute changes in glacier volume at multiannual to decadal scale using digital elevation models (DEMs) (e.g. Echelmeyer et al., 1996; Baltsavias et al., 1999; Berthier et al., 2004; Gardelle et al., 2012), or the annual ELA and mass balance (e.g. Østrem, 1975; Rabatel et al., 2005, 2008, 2012a). However, satellite derived DEMs are not accurate enough to compute variations in the annual volume of mountain glaciers. Another alternative emerged from recent studies based on ELA and distributed mass balance modeling using meteorological input fields derived from local weather stations, data reanalysis, or regional climate models (e.g. Zemp et al., 2007; Machguth et al., 2009; Marzeion et al., 2012). However, such modeling approaches still have a number of limitations, e.g. accumulation is underestimated in mountainous regions. On the other hand, for mid-latitude mountain glaciers, the end-of-summer snow line altitude (SLA) is a good indicator of the ELA and thus of the annual mass balance (Lliboutry, 1965; Braithwaite, 1984; Rabatel et al., 2005). This enables ELA changes to be reconstructed for long time periods from remote-sensing data (Demuth and Pietroniro, 1999; Rabatel et al., 2002, 2005, 2008; Barcaza et al., 2009; Mathieu et al., 2009), because the snow line is generally easy to identify using aerial photographs and satellite images (Meier, 1980; Rees, 2005). Consequently, it is possible to study the climate–glacier relationship at a massif- or regional scale (Clare et al., 2002; Chinn et al., 2005), which is particularly useful in remote areas where no direct measurements are available.

In the current study, we rely on previous studies conducted in the French Alps (Dedieu and Reynaud, 1990; Rabatel et al., 2002, 2005, 2008), to reconstruct ELA time series for more than 40 glaciers over the 1984–2010 period, using the end-of-summer snow line detected on satellite images. Our aim are (1) to quantify at a regional scale the temporal and spatial changes of the ELA; (2) to characterize the relationships between ELA and both morphotopographic and climate variables; and (3) to reconstruct the spatio-temporal variability of annual ELA time series by incorporating the above-mentioned relationships in an expansion of Lliboutry's variance decomposition model (1974).

2 Study area, data and method

2.1 Selection of the study sites

A recent update of the glacier inventory of the French Alps lists 593 glaciers (Rabatel et al., 2012b). The total glacial coverage in the French Alps was about 340 km² in the mid-

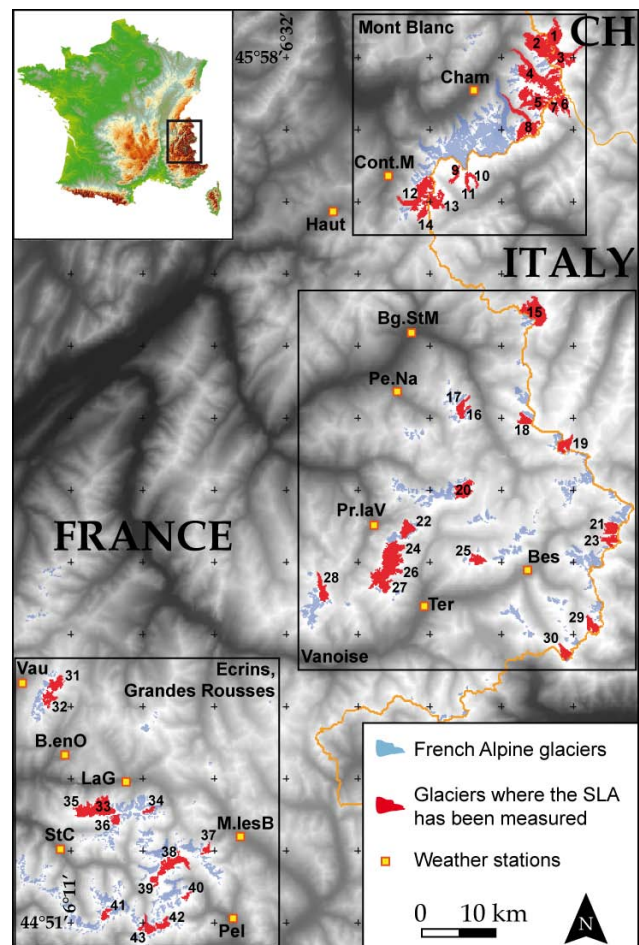


Fig. 1. The 43 glaciers studied (red) among the 593 glaciers in the French Alpine glacier inventory (in blue) plus additional glaciers on the Italian and Swiss sides of the Franco-Italian and Franco-Swiss borders. The three boxes represent the main glacierized ranges quoted in the text and figures, i.e. Mont Blanc, Vanoise and Ecrins.

1980s and had decreased to about 275 km² in the late 2000s. In the current study, 43 glaciers located in the French Alps or just next to the border with Switzerland and Italy were selected (Table 1, Fig. 1). The selection was based on the following criteria: (1) glaciers had to have a high enough maximum elevation to allow observation of the snow line every year during the study period; (2) glaciers with all aspects had to be represented; and (3) glaciers located in all the glacierized mountain ranges in the French Alps from the southernmost (44°50' N) to the northern-most (46°00' N) had to be included.

Among the selected glaciers, three belong to the GLACIO-CLIM observatory, which runs a permanent mass balance monitoring program. These three glaciers are Saint Sorlin Glacier, monitored since 1957 (# 31 in Table 1 and Fig. 1), Argentière Glacier monitored since 1975 (# 4 in Table 1 and Fig. 1), and Gébroulaz Glacier monitored since 1983 (# 28 in Table 1 and Fig. 1). Mass balance data available on these

Table 1. List of the glaciers studied and the weather stations used in this study. Numbers (for the glaciers) and codes (for the weather stations) refer to Fig. 1. All glaciers are located in the French Alps except when specified in brackets: CH = Switzerland and IT = Italy. For the weather stations, letters in brackets identify the data producer: MF = Météo-France, EDF = Electricité de France, MS = Météo-Suisse. The coordinates are given in degrees, minutes, for latitude and longitude and in m a.s.l. for elevation.

#	Name	Glaciers		Weather stations		
		#	Name	Name (data producer) – Code on Fig. 1	Coord.	m a.s.l.
1	Trient (CH)	23	Grand Méan	Chamonix-Mt-Blanc (MF) – Cham.	45°55′ N, 06°52′ E;	1042
2	Tour	24	Pelve	Contamine-sur-Arve (MF) – <i>Off the map</i>	46°07′ N, 06°20′ E;	452
3	Saleina (CH)	25	Vallonnet	Contamines-Montjoie (EDF) – Cont. M	45°49′ N, 06°43′ E;	1180
4	Argentière	26	Arpont	Hauteluce (EDF) – Haut	45°46′ N, 06°38′ E;	1215
5	Talèfre	27	Mahure	Bourg-Saint-Maurice (MF) – Bg. St M	45°36′ N, 06°45′ E;	865
6	Pré de Bar (IT)	28	Gébroulaz	Peisey-Nancroix (EDF) – Pe. Na	45°32′ N, 06°45′ E;	1350
7	Triolet (IT)	29	Baounet	Pralognan-La-Vanoise (EDF) – Pra. la V	45°23′ N, 06°43′ E;	1420
8	Leschaux	30	Rochemelon	Bessans (EDF) – Bes	45°19′ N, 06°59′ E;	1715
9	Mont Blanc (IT)	31	Saint Sorlin	Termignon (MF) – Ter	45°16′ N, 06°48′ E;	1280
10	Freiney (IT)	32	Quirliès	Lyon – Bron (MF) – <i>Off the map</i>	45°43′ N, 04°56′ E;	198
11	Brouillard (IT)	33	Girose	St-Etienne-de-St-Geoirs (MF) – <i>Off the map</i>	45°21′ N, 05°18′ E;	384
12	Tré la Tête	34	Lautaret	Allemond (EDF) – <i>Off the map</i>	45°12′ N, 06°02′ E;	1270
13	Lée Blanche (IT)	35	Mont de Lans	Vaujany (EDF) – Vau	45°09′ N, 06°02′ E;	772
14	des Glaciers	36	Selle	Besse-en-Oisans (EDF) – B. en O	45°04′ N, 06°10′ E;	1525
15	Rutor (IT)	37	Casset	La Grave (EDF) – LaG	45°03′ N, 06°17′ E;	1780
16	Savinaz	38	Blanc	Monetier-Les-Bains (EDF) – M. les B	44°58′ N, 06°30′ E;	1459
17	Gurraz	39	Vallon Pilatte	St-Christophe-en-Oisans (EDF) – StC	44°56′ N, 06°11′ E;	1570
18	Sassière	40	Violettes	Pelvoux (EDF) – Pel	44°52′ N, 06°28′ E;	1260
19	Tsantelaina (IT)	41	Rouies	Chapelle-en-Valgaudemar (EDF) – <i>Off the map</i>	44°48′ N, 06°11′ E;	1270
20	Grande Motte	42	Sélé	Embrun (MF) – <i>Off the map</i>	44°33′ N, 06°30′ E;	871
21	Mulinet	43	Pilatte	Genève (MS) – <i>Off the map</i>	46°14′ N, 06°05′ E;	420
22	Arcellin			Grand St Bernard (MS) – <i>Off the map</i>	45°52′ N, 07°10′ E;	2472

three glaciers were used to assess the representativeness of the end-of-summer SLA computed from the satellite images as an indicator of the ELA and of the annual mass balance computed from field measurements (see Sect. 3.1 below).

2.2 Snow line altitude retrieved from satellite images

2.2.1 Satellite images and snow line delineation

A total of 122 images of the 43 glaciers were used to cover the 27 yr study period. Unfortunately, in some years usable images were not available for all the glaciers because of (1) cloud cover hiding the underlying terrain; and (2) snow-falls that can occur in late summer and completely cover the glaciers. This was mainly the case in the 1980s and 1990s when fewer satellites were in orbit than in the 2000s. The images we used were acquired by the following satellites: Landsat 4TM, 5TM, 7ETM+, SPOT 1 to 5 and ASTER, with spatial resolutions ranging from 2.5 to 30 m (see supplementary material: Table 1 for a detailed list of the images used).

For the snow line delineation on multispectral images, a test of band combinations and band ratios to facilitate the identification of the snow line on the images is described in Rabatel et al. (2012a, see Fig. 4). These authors concluded that the combination of the green, near-infrared, and short-wave infrared bands (see Table 2 for details about the wave-

Table 2. Characteristics of the wavelength of the spectral bands used to identify the snow line on the satellite images of the three sensors.

	Wavelength (µm)		
	Green	Near-infrared	Shortwave infrared
Landsat	0.52–0.60	0.77–0.90	1.55–1.75
SPOT	0.50–0.59	0.79–0.89	1.60–1.70
ASTER	0.52–0.60	0.76–0.86	1.58–1.75

lengths of each satellite) was the most appropriate to identify the limit between snow and ice. The snow line was delineated on the central part of the glaciers to avoid border effects on the glacier banks: shadows from surrounding slopes, additional snow input by avalanches, overaccumulation due to wind (Fig. 2), which could generate equilibrium-line position dependence on local conditions (Rabatel et al., 2005). The delineation was performed manually because automatic methods hardly succeed in distinguishing the snow line from the firn-line when both to be presented on the glacier. This distinction results to be also visually difficult when the pixel size of the satellite images is too coarse (see the discussion section).



Fig. 2. Example of Landsat image used to delineate the snow line (red line) with a combination of spectral bands: green, near-infrared and shortwave infrared. Argentière Glacier (Mont Blanc Massif), Landsat TM5 image acquired on 9 September 1987.

2.2.2 Digital elevation model, computation of the altitude of the snow line and of the glacier morpho-topographic variables

The average altitude of each snow line was calculated by overlaying the shapefiles containing the digitized snow lines on a DEM. For each glacier, the DEM was also used to compute the following morpho-topographic variables used in this study: surface area, mean elevation, aspect, latitude and longitude of the glacier centroid. The mean elevation of each glacier has been computed as the arithmetic mean of the elevation of each pixel of the DEM included within the glaciers outline. This mean elevation is rather close to the median elevation of the glaciers. Indeed, the difference between the two variables is 10 m on average for the 43 studied glaciers. This shows that the studied glaciers have on average an almost symmetrical area-altitude distribution (Braithwaite and Raper, 2010).

Several DEMs are available for the study area. Among these, one comes from the French National Geographical Institute (IGN) with a resolution of 25 m, and dates from the early 1980s. Another one is the ASTERGDEM with a resolution of 30 m, and dates from the mid-2000s. The average difference between the two DEMs at the mean elevation of the SLA of the 43 glaciers studied over the whole study period, i.e. approx. 3050 m a.s.l., is about 20 m. This matches the vertical accuracy of the DEMs, and is small in comparison to the interannual variability of the SLA (the standard deviation of the measured SLA over the whole study period ranges between 75 and 255 m depending on the glacier). However, because the glacier surface lowering can reach several tens of meters at lower elevation (up to 80 m at 1500 m a.s.l.) due to

the important glacier shrinkage over the last decades (Thibert et al., 2005; Paul and Haeberli, 2008; Vincent et al., 2009; Berthier and Vincent, 2012), when the SLA is at lower elevation as was the case in 2001 (2839 ± 129 m a.s.l.) it is better to use a DEM as close as possible to the date of the used images. Accordingly, the DEM from the French IGN was used for the first half of the period (till the late 1990s) and the ASTERGDEM was used for the second part of the period. Changing from one DEM to the other in the late 1990s has no impact on the results because at that time, the SLA was located between 3000 and 3200 m a.s.l., an altitudinal range for which the difference in elevation between the DEMs is lower than their vertical accuracies.

An uncertainty was estimated for each SLA. Uncertainty results from different sources of error (Rabatel et al., 2002, 2012a): (1) the pixel size of the images, which ranged between 2.5 and 30 m depending on the sensor; (2) the slope of the glacier in the vicinity of the SLA, which ranged from 7° to 32° depending on the glacier and the zone where the SLA was located in any given year; (3) the vertical accuracy of the DEM, which was about 20 m; and (4) the standard deviation of the calculation of the average SLA along its delineation, which ranged from 10 m to 170 m depending on the glacier and on the year concerned. The last source of error (4) is the most important. The resulting total uncertainty of the SLAs (root of the quadratic sum of the different independent errors) ranged from ± 15 to ± 170 m, depending on the year and glacier concerned. The uncertainty was greater when the SLA was located on a part of a glacier where the slope is steepest because in this case, the standard deviation of the computed SLA is high.

2.2.3 Method used to fill data gaps in the snow line altitude time series

In spite of the large number of images used in this study, there were still some gaps in the SLA time series. In the 27 yr study period, for the 43 glaciers studied, the SLA was measured in 85 % of the 1081 cases. Thus, data were missing in 15 % of the cases.

To fill these gaps, a bi-linear interpolation was applied. Originally, this approach was used by Liboutry (1965, 1974) to extract the spatial and temporal terms from a very incomplete table of mass balance measurements (70 % gaps) in the ablation zone of Saint Sorlin Glacier. This approach is based on the fact that the glacier mass balance depends on both the site and the time of measurement. This approach was subsequently extended to a set of glaciers in the Alps by Reynaud (1980), and later on, to glaciers in other mountain ranges by Letréguilly and Reynaud (1990). Here, we applied it to our SLA table that had far fewer gaps, writing simply

$$SLA_{it} = \alpha_i + \beta_t + \varepsilon_{it}, \quad (1)$$

where SLA_{it} is the snow line altitude of the glacier i for the the year t , α_i is long-term mean for each glacier over

the period of record, β_t is a term (depending on the year only) which is common to all the glaciers analyzed, and $\varepsilon_{it} = SLA_{it} - \alpha_i - \beta_t$, with $\varepsilon_{it} \sim N(0, \sigma_\varepsilon^2)$, a table of centered residuals assumed to be independent and Gaussian (N denotes the normal distribution). The purpose is not simply to obtain the α_i and β_t terms, but to estimate each missing value SLA_{it} on glacier i and year t as:

$$\hat{\alpha}_i = \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T SLA_{it}, \tag{2}$$

$$\hat{\beta}_t = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M (SLA_{it} - \hat{\alpha}_i), \tag{3}$$

$$\hat{SLA}_{it} = \hat{\alpha}_i + \hat{\beta}_t, \tag{4}$$

where T is the number of years of the study period, M is the number of glaciers studied, and the circumflex is a classical statistical estimate.

To maximize the consistency of the reconstruction, $\hat{\alpha}_i$ was calculated using only the years for which no data was missing. However, only six years (out of the 27) had the SLA for each of the 43 glaciers, which is not quite enough to obtain an average SLA that is not too dependant on a specific year. Consequently, the initial data set was divided into three geographical subsets: the Ecrins Massif, the Vanoise area, and the Mont Blanc Massif, and the computation was applied independently to each one of these subsets. In this way, more years with SLAs for all the glaciers of each subset were available (see Table 3, where the statistics of each subset are presented). The year 1995 was the only exception. For this specific year, because very few values were available, the reconstruction was made considering the three subsets together.

The RMSE of ε_{it} , representing the model errors, was 73 m. This is less than half the standard deviation of the measured SLAs (174 m), showing that the use of the bi-linear model makes sense on this data set.

2.3 Meteorological data

Table 1 also lists the weather stations we used, which are located in and around the study area (Fig. 1). Among the 105 weather stations available in the Météo-France database (including stations operated by Météo-France and Electricité de France) in the French departments (Hautes-Alpes, Isère, Savoie and Haute-Savoie) in the study area, 40 were selected on the basis of data availability and their proximity to the glacierized areas (except the Lyon-Bron weather station, which was selected as a regional reference). Among the 40 weather stations, only 20 of which had a continuous series of winter precipitation and summer temperatures over the period 1984–2010, and were finally used. Two weather stations in Switzerland were also used. The climate variables

Table 3. Statistics of the three subsets used to reconstruct missing values.

Name of subset	Number of glaciers	Missing values	Number of complete years used for α_i	RMSE SLA	RMSE ε_{it}
Ecrins	13	11 %	14	148 m	62 m
Vanoise	16	20 %	12	160 m	66 m
Mont Blanc	14	14 %	14	201 m	90 m

used in the analysis were (1) cumulative positive degree days (CPDD) from 15 May to 15 September for each year t , extrapolated to the altitude of 3000 m a.s.l. using a standard gradient of 6°C km^{-1} (3000 m a.s.l. being the approximate mean elevation of the SLA of the 43 glaciers studied over the whole study period); and (2) cumulated winter precipitation from 15 September of the year $t-1$ to 15 May of the year t . During this period, liquid precipitation is negligible at 3000 m a.s.l.

For the CPDD, the date of 15 September was chosen because it matches the average date of the satellite images used to delineate the snow line. Furthermore, it should be noted that at 3000 m a.s.l. in our study area, after 15 September, CPDD are negligible (Thibert et al., 2013).

2.4 Modeling of the control of the morpho-topographic and climate variables

From our data set of SLA series, glacier morpho-topographic variables, and climate variables, we propose a simple expansion of Lliboutry’s approach (1974) to model and reconstruct the SLA fluctuations of any glacier in our study area over the study period. This approach also enables us to quantify the respective control of each morpho-topographic and climate variables on the SLA spatio-temporal variability.

Following the ideas of Eckert et al. (2011), the model is implemented in a hierarchical Bayesian framework (e.g. Wikle, 2003). The main advantage over more empirical approaches is treating the different sources of uncertainty in a consistent manner. For instance, the available information (missing values and repeated observations among correlated glacier series) is “respected” when inferring the spatio-temporal patterns of interest, more specifically: the regression variables relating ELA fluctuations, their morpho-topographic and climate drivers, and their respective weight.

In detail, starting from the available SLA table with hollow (i.e. without reconstructed values) and Eq. (1), we further decomposed the spatial term as:

$$\alpha_i = a_0 + \sum_k X_{ki} a_k + V_i, \tag{5}$$

where a_0 is the interannual regional average, X_{ki} are the spatial explanatory variables considered for each glacier, i.e. the morpho-topographic variables: latitude, average altitude,

surface area and aspect, and $V_i \sim N(0, \sigma_v^2)$ is the spatial residual, i.e. the local effect for the glacier i which is not explained by the spatial explanatory variables considered.

Similarly, the temporal term is decomposed as:

$$\beta_t = \sum_k X_{kt} b_k + Z_t, \quad (6)$$

where the X_{kt} are the temporal explanatory variables considered, i.e. the climate variables: summer CPDD and winter precipitation, and $Z_t \sim N(0, \sigma_z^2)$ is the temporal residual, i.e. the annual effect common to all glaciers for any year t , which is not explained by the temporal explanatory variables considered.

For the sake of simplicity, the model is fed with reduced standardized variables (by dividing by the standard deviation the difference between each value and the average of the series). This avoids identifiability problems by granting that $\sum_t \beta_t = 0$, and makes the a_k and b_k coefficients more directly interpretable, at least for non-heavily correlated explanatory variables (see below).

Without the V_i and Z_t terms, the model would be a classical spatio-temporal linear model with easy inference, e.g. with likelihood maximization providing analytical solutions for point estimates and asymptotic standard errors. However, this would not allow us to distinguish between explained and unexplained variance in the spatial and temporal terms. Hence, the V_i and Z_t terms make the model hierarchical, i.e. richer but also more tricky to estimate. This challenge was solved using Bayesian Markov chain Monte Carlo methods (MCMC, Brooks, 1998). As detailed in Eckert et al. (2007, 2010b) for similar problems, the robustness of the inference was checked using tests based on starting different simulation runs at different points of the parameter space (Brooks and Gelman, 1998). Poorly informative *prior* probability distributions were used for all parameters, however, this standard choice allows us to obtain *posterior* estimates only driven by information conveyed by the data. From the joint *posterior* distribution of all parameters, latent variables, and missing values, we retained point estimates (the *posterior* mean), *posterior* standard deviations, and 95 % credibility intervals, the Bayesian counterpart of the classical confidence interval (Table 4). The construction of the model ensures that α_i , β_t and ε_{it} are independent. Furthermore V_i and $\sum_k X_{ki} a_k$ are independent, so are Z_t and $\sum_k X_{kt} b_k$. Hence the total variance of the data table is:

$$\begin{aligned} \text{VAR}(\text{SLA}_{it}) = & \text{VAR} \left(\sum_k X_{ki} a_k \right) \\ & + \text{VAR} \left(\sum_k X_{kt} b_k \right) + \sigma_v^2 + \sigma_z^2 + \sigma^2. \end{aligned} \quad (7)$$

By analogy to the classical R^2 , variance ratios can then be computed to evaluate the respective weight of the different

Table 4. Posterior characteristics of the proposed model applied on the 43 ELA time series for the 1984–2010 period. a_k and b_k denote the regression parameters for each explanatory variable in brackets. Overall, 2.5 % and 97.5 % denote the lower and upper bound of the 95 % credible interval.

	Mean	2.5 %	97.5 %
a_1 (average altitude)	0.381	0.257	0.502
a_2 (latitude)	−0.123	−0.269	0.023
a_3 (aspect)	0.108	−0.022	0.238
a_4 (surface area)	−0.066	−0.199	0.067
b_1 (summer CPDD)	0.417	0.268	0.557
b_2 (winter precipitation)	−0.311	−0.459	−0.155
R_{clim}^2	0.31	0.19	0.41
$R_{\text{clim res}}^2$	0.11	0.06	0.19
R_{topo}^2	0.24	0.16	0.32
$R_{\text{topo res}}^2$	0.09	0.05	0.14
R_{res}^2	0.25	0.19	0.30
R_{tot}^2	0.73	0.60	0.81
R_{space}^2	0.72	0.57	0.82
R_{time}^2	0.73	0.52	0.84
$R_{\text{time/space}}^2$	0.56	0.43	0.68

terms in ELA variability:

$$R_{\text{topo}}^2 = \text{VAR} \left(\sum_k X_{ki} a_k \right) / \text{VAR}(\text{SLA}_{it}), \quad (8)$$

$$R_{\text{clim}}^2 = \text{VAR} \left(\sum_k X_{kt} b_k \right) / \text{VAR}(\text{SLA}_{it}), \quad (9)$$

$$R_{\text{topo res}}^2 = \sigma_v^2 / \text{VAR}(\text{SLA}_{it}), \quad (10)$$

$$R_{\text{clim res}}^2 = \sigma_z^2 / \text{VAR}(\text{SLA}_{it}), \quad (11)$$

$$R_{\text{res}}^2 = \sigma^2 / \text{VAR}(\text{SLA}_{it}). \quad (12)$$

Similarly, ratios can be computed for the spatial and temporal terms solely:

$$R_{\text{space}}^2 = \text{VAR} \left(\sum_k X_{ki} a_k \right) / \left(\text{VAR} \left(\sum_k X_{ki} a_k \right) + \sigma_v^2 \right), \quad (13)$$

$$R_{\text{time}}^2 = \text{VAR} \left(\sum_k X_{kt} b_k \right) / \left(\text{VAR} \left(\sum_k X_{kt} b_k \right) + \sigma_z^2 \right), \quad (14)$$

and, getting rid of the random spatio temporal fluctuations, the overall time/space ratio and determination coefficient in the decomposition can be computed as:

$$R_{\text{time/space}}^2 = \frac{\left(\text{VAR} \left(\sum_k X_{kt} b_k \right) + \sigma_z^2 \right)}{\left(\text{VAR} (\text{SLA}_{it}) - \sigma^2 \right)}, \quad (15)$$

$$R_{\text{tot}}^2 = \frac{\left(\text{VAR} \left(\sum_k X_{ki} a_k \right) + \text{VAR} \left(\sum_k X_{kt} b_k \right) \right)}{\left(\text{VAR} (\text{SLA}_{it}) - \sigma^2 \right)}. \quad (16)$$

All these statistics quantify the weight of mean spatial and temporal effects in the total variability, and the capacity of the chosen explanatory variables to model these mean effects. At the observation level of each year/glacier of the model, local and annual adjustment statistics can also be computed as:

$$\delta_t = \frac{-1}{M} \sum_i \varepsilon_{it}, \quad (17)$$

$$\delta_i = \frac{-1}{T} \sum_t \varepsilon_{it}, \quad (18)$$

$$\delta_t^2 = 1 - \frac{\sum_i \varepsilon_{it}^2}{\sum_i \text{SLA}_{it}^2}, \quad (19)$$

$$\delta_i^2 = 1 - \frac{\sum_t \varepsilon_{it}^2}{\sum_t \text{SLA}_{it}^2}, \quad (20)$$

respectively representing the annual and local bias, and the annual and local determination coefficient, with M the number of glaciers considered and T the number of years studied. They quantify the goodness of fit of each of the annual/local series.

Variance ratios and adjustment statistics were evaluated by computing their values at each point of the MCMC iterative simulation run, giving access to point estimates and related uncertainties taking into account the number of missing values for each year/glacier (logically, when nearly all observations are missing for a given year/glacier, the corresponding determination coefficients δ_t^2 and δ_i^2 are unknown).

3 Results

Here we give the results of both the SLA and the climate variables. In Sect. 3.1, we present the temporal and spatial

variability of the SLA measured on the 43 glaciers for the 1984–2010 period. In Sect. 3.2., we present the variability of climate variables (i.e. summer CPDD and winter precipitation).

3.1 Changes in the equilibrium-line altitude

As mentioned above, it has been demonstrated that on mid-latitude glaciers where superimposed ice is negligible, the end-of-summer SLA is an accurate indicator of the ELA (see Fig. 6 in Rabatel et al., 2005, and Fig. 3B in Rabatel et al., 2008). Because of this strong correlation and for the sake of simplicity, we hereafter only use the term ELA.

3.1.1 Temporal variability of the equilibrium-line altitude

Figure 3a illustrates changes in the ELA over the 1984–2010 period for the 43 glaciers studied (see also see Supplement: Table II where all the data are presented). Considering all the glaciers, the average ELA for the whole period was located at 3035 ± 120 m a.s.l., i.e. the interannual variability of the average ELA of all glaciers was high (120 m on average). The difference between extreme years was as high as 460 m, with the lowest average ELA measured in 1984 (2790 ± 180 m a.s.l.), and the highest average ELA measured in 2003 (3250 ± 135 m a.s.l.). In addition, over the study period, the ELA time series showed an average increasing trend of 6.4 m yr^{-1} , assuming a linear trend which results to be statistically significant considering a risk of error of 5 %. This is the equivalent of an average increase of 170 m over the 1984–2010 period, i.e. higher than the interannual variability of the average ELA.

The average annual ELA during the first five years of the study period was lower than the average ELA for the whole period (except in 1986, when it was slightly higher than the average). These years match the end of a 15 yr period (from the mid-1970s to the late 1980s) during which alpine glaciers increased in size due to higher winter accumulation and reduced summer ablation (Vincent, 2002; Thibert et al., 2013). Since 2003, the average annual ELA has consistently been above the average ELA for the whole period. Considering the two subsets, i.e. before and after 2003, no significant trend appeared in either of the subsets. The second subset is shorter (8 yr) than the first (19 yr), and trends computed on short periods should be interpreted with caution. However, the average ELA between the two subsets increased by about 140 m, which is 82 % of the total change. Hence, the year 2003 can also be considered as a breakpoint in the time series. It should be noted that the 2003 extreme heat wave resulted in a reduction, or even complete loss on some glaciers, of the firm area, hence introducing a positive feedback on glacier mass balances after 2003, consistent with higher ELAs.

Considering each glacier individually, Fig. 4 shows the rate of increase in the ELA over the whole period for each

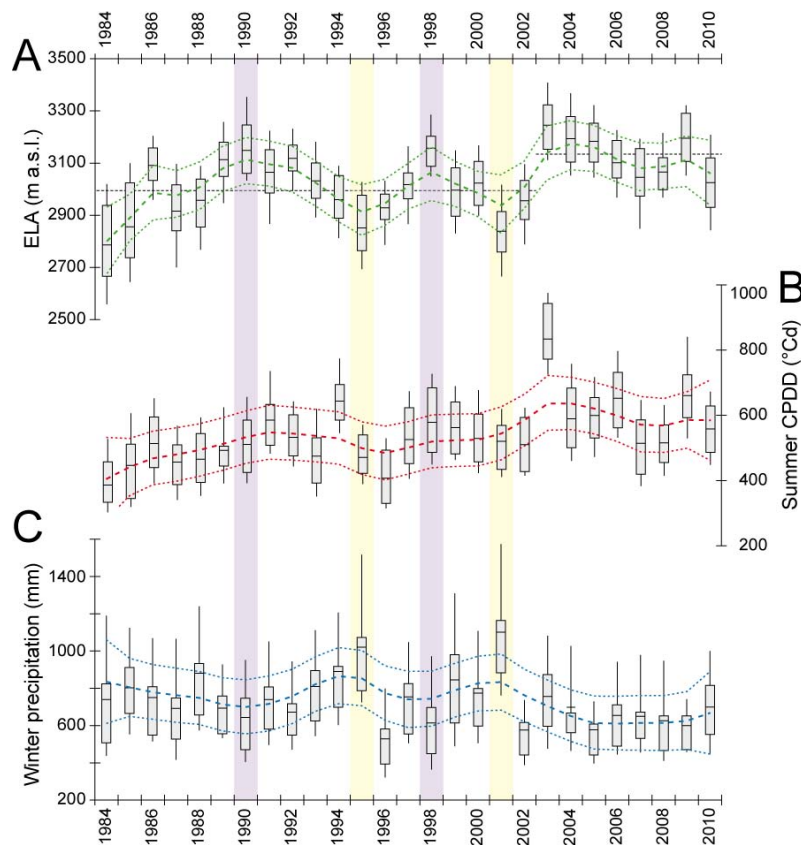


Fig. 3. Changes over the 1984–2010 period in (A) the ELA for the 43 glaciers studied (see Fig. 1 and Table 1); (B) summer CPDD; and (C) winter precipitation recorded by the weather stations used (see Fig. 1 and Table 1). In each graph, the horizontal black bar represents the annual average of the sample, the gray box represents the median interval ($Q3 - Q1$), and the vertical black lines show the interval between the first and the last decile (D1 and D9). On each graph (described in Sects. 3.1.1. and 3.2.), the dashed line represents the smooth underlying trend captured by a cubic smoothing spline regression (Lavigne et al., 2012). The dotted line is the corresponding 95 % confidence interval. The yellow and purple boxes highlight the years in which the average ELA at the scale of the study region is linked with positive (yellow) or negative (purple) winter precipitation anomalies (see Sect. 4.2).

glacier plotted against its aspect. In this study, the aspect of the glacier matched the average aspect of the area of the glacier, where the ELA fluctuated over the whole study period. It is notable that (1) the increasing trend of the ELA varied between less than 1 m yr^{-1} and more than 13 m yr^{-1} depending on the glacier; and (2) glaciers facing east displayed a more pronounced increasing trend of the ELA. However, this result should be interpreted with caution because the distribution of the glaciers studied were not homogeneous with respect to the aspect of the majority of glaciers in the French Alps, which are north facing. Furthermore, one of our selection criteria should also be recalled: to measure the ELA for each year, the glaciers had to reach at least 3250 m a.s.l. (highest average ELA measured in 2003), and south-facing glaciers reaching this elevation are rare and can only be found in the Mont Blanc Massif.

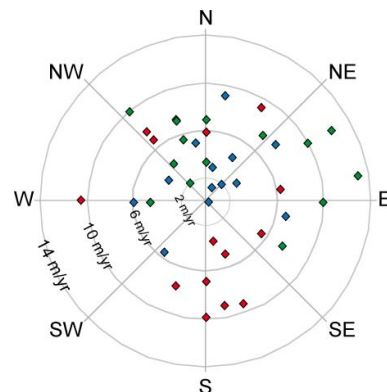


Fig. 4. Average increasing rate of the ELA (m yr^{-1}) over the 1984–2010 period of each of the glaciers studied with respect to the aspect of the glacier. The color of the diamond identifies the massif in which the glacier is located: blue = Ecrins, green = Vanoise, red = Mont Blanc.

3.1.2 Spatial variability of the equilibrium-line altitude

Figure 5a shows the results of a factor analysis of the ELA time series, including all the glaciers and all the years in the study period. The factor analysis is a statistical method allowing to describe the variability, differences or similarities among observed and correlated variables according to a lower number of factors, i.e. unobserved variables, for instance the space and time. For the ELA time series, the first two factors explained 80 % of the common variance with 71 % on the first factor. The high percentage of common variance on factor 1 represents the common temporal signal in the interannual variability of the ELAs that is related to climatic forcing. Factor 2 explained 9 % of the common variance of the glaciers studied and is related to different spatial patterns. Hence, with respect to the second factor, two groups can be distinguished corresponding to the northern Alps (Mont Blanc, Vanoise) and the southern Alps (Ecrins), respectively. One glacier in the Vanoise Massif, Gébroulaz Glacier, is closer to the glacier group of the southern Alps. Its geographic location, i.e. nearest to the southern sector among the Vanoise glaciers, could partly explain the position of this glacier in the graph. The distinction between the two groups could be related to a higher elevation of the ELA for the glaciers of the southern sector (Fig. 6a) which could be associated with differences in winter accumulation between the southern and northern Alps (see below) and warmer summer temperature in the southern sector, which would increase the amount of CPDD and thus the ablation (note that the effect of higher summer temperature on a shift of precipitation from snow to rain is not considered in this study because we do not use summer precipitation in our analysis). Indeed, Fig. 6a shows the average ELA over the 1984–2010 period for each glacier plotted as a function of its latitude: a clear decreasing trend is apparent from south to north, with an average ELA located on average 150 m higher for the glaciers in the southern sector.

3.2 Changes in climate conditions

Figure 3b shows the changes in summer CPDD over the 1984–2010 period for the 22 weather stations used. Summer CPDD present an increasing trend, averaging 5.3 ± 1.9 CPDD yr^{-1} at 3000 m a.s.l. assuming a linear trend over the period 1984–2010. This trend is statistically significant considering a risk of error of 5 %. Such an increase (150 ± 1.9) in the CPDD over the study period is the equivalent of an additional energy supply of 14 ± 6 W m^{-2} , which can result in an additional ablation of about 0.5 m w.e. (assuming that all of this energy is used to melt the snow, and so that sublimation is negligible).

The year 2003 had the maximum summer CPDD in the 1984–2010 period, and 2003 is an outlier in the time series. In this particular year, the ELA was about 300 meters higher than the average for the whole period (in fact above many

glacierized summits), and is clearly associated with an unusually warm summer (Beniston and Diaz, 2004) that caused intense ablation, because winter precipitation in 2003 was average for the study period.

Temporal variations in the summer CPDD at 3000 m a.s.l. were highly homogeneous across the study area. Indeed, the factor analysis of these data (Fig. 5b) showed a common variance of 85 % on the first axis indicating similar temporal variations between the stations located up to 150 km apart.

Regarding winter precipitation, no significant trend was observed over the study period (Fig. 3c). However, one can note that, on average, interannual variability was lower after 2001 (standard deviation divided by 2 after 2001, falling from 140 mm to 62 mm), but it should be kept in mind that the time series after that date is short, and this point thus needs to be confirmed with longer data series. Over the study period, maximum winter precipitation occurred in 2001, and the same value was almost reached in 1995. These two years correspond to low ELAs, but not to the lowest of the whole time series, which occurred in 1984 and 1985, and appears to be associated more with cooler summer temperatures.

Variations in winter precipitation at the different stations over time were not as homogeneous as the summer CPDD, even if the first factor of the factor analysis explained 71 % of total variance (Fig. 5c). As was the case for the ELAs, two groups can be distinguished on the second axis, explaining 9 % of the variance. This factor analysis showed that most of the variance was common to all the weather stations and was due to large-scale precipitation patterns, but that local effects also exist. This is particularly true for the weather stations located in the southern part of the study area, which is influenced by a Mediterranean climate in which some winter precipitation is not only due to typical western disturbances, but also to eastern events coming from the Gulf of Genoa such as the one in December 2008 (Eckert et al., 2010a).

4 Discussion

In this section, we first discuss the bivariate relationships between each of the morpho-topographic variables considered and the average ELA of each glacier for the study period. Then, in the second part, we present the bivariate relationships between the ELA interannual variability and each climate variable. Finally, we exploit the expansion of Lliboutry's approach (1974) that explicitly incorporates both climate and morpho-topographic variables to reconstruct annual ELAs.

4.1 The role of morpho-topographic variables

Figure 6 shows the relationship between the average ELA of each glacier computed over the whole study period and the latitude of the glacier (Fig. 6a), the mean altitude of the

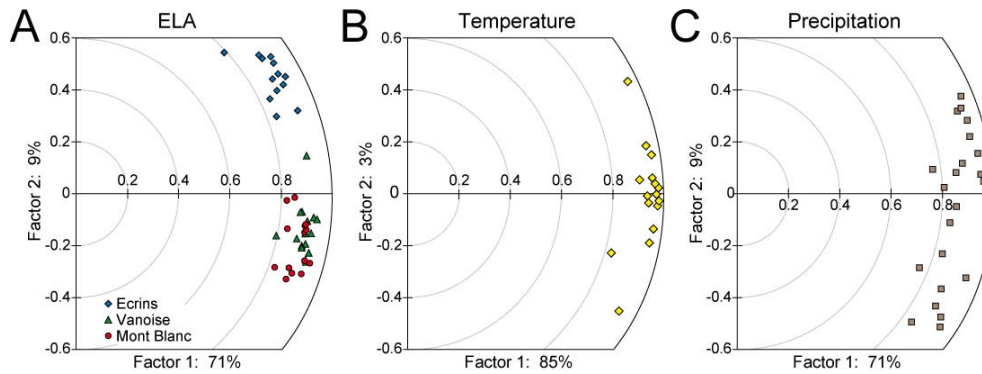


Fig. 5. Factor analysis of (A) the ELAs measured on satellite images; (B) the summer CPDD computed from weather stations; and (C) winter precipitation computed from weather stations. Detailed information about each graph is provided in the text.

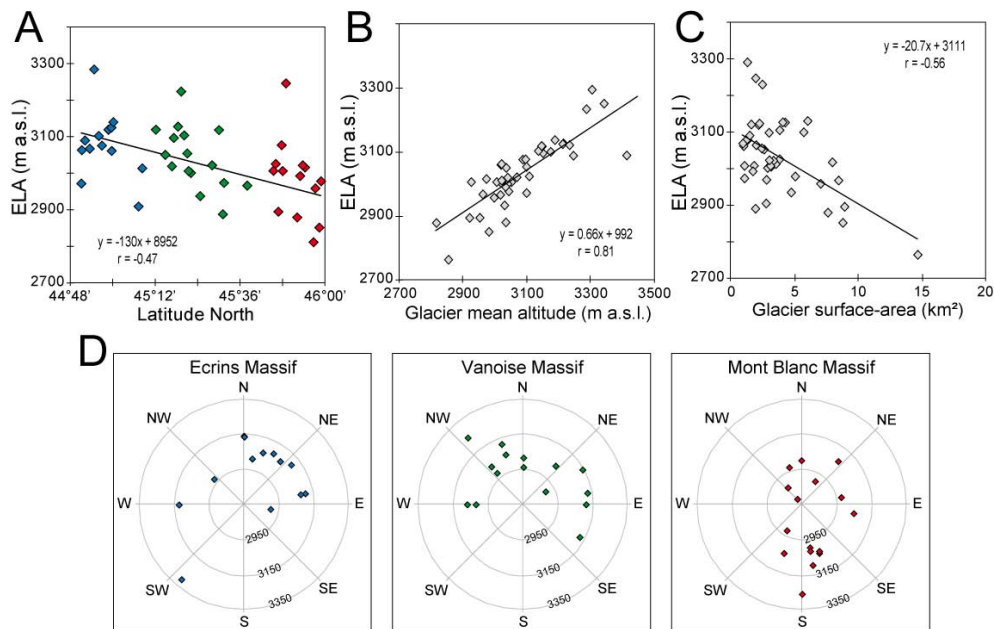


Fig. 6. Average ELA of each one of the 43 glaciers studied over the 1984–2010 period as a function of (A) glacier latitude, (B) glacier mean altitude, (C) glacier surface area, and (D) glacier aspect. The color of the diamonds in (A) and (D) identifies the massif in which the glacier is located: blue = Ecrins, green = Vanoise, red = Mont Blanc.

glacier (Fig. 6b), the glacier surface area (Fig. 6c), and the glacier aspect (Fig. 6d).

We already mentioned the relationship between the ELA and the latitude (Fig. 6a) in Sect. 3.1.2, where we noted that the average ELA of the glaciers located in the southern part of the study area was about 150 m higher in altitude than the ELA of the glaciers located in the northern part of the study area. This meridional effect is consistent with the drier and warmer conditions associated with the Mediterranean climate that prevails in the southern part of the study area.

Figure 6b and c show the relationship between the average ELA and the average altitude of the glacier and the glacier surface area, respectively. The correlation between the average ELA and the glacier average altitude was positive, mean-

ing that the lower the average altitude of the glacier, the lower the average ELA. Conversely, the correlation between the average ELA and the glacier surface area was negative, meaning that the smaller the glacier, the higher the ELA. To understand these correlations, one has to keep in mind the relationship between the ELA and the accumulation area ratio (AAR). Indeed, the ELA constitutes the lower limit of the accumulation zone, which represents $\sim 2/3$ of the total glacier surface area in a steady-state glacier. Accordingly, the wider the accumulation zone, the bigger the glacier, the lower its snout, the lower the mean altitude and consequently the lower the ELA of the glacier. Current ELAs certainly can not represent steady-state conditions, nevertheless, over a long period of time (almost 30 yr in our case), assuming

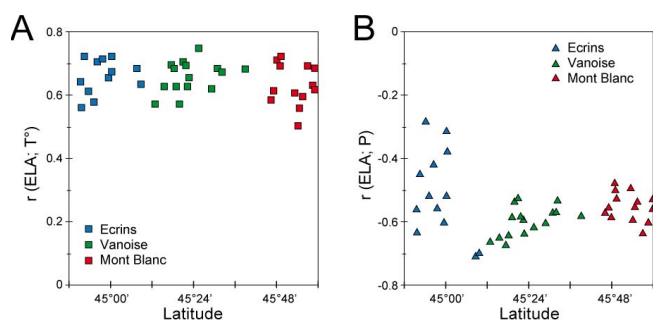


Fig. 7. (A) Highest correlations among all the possible “glacier vs. station” pairs between each glacier (each symbol represents one glacier) and CPDD, plotted as a function of latitude. (B) The same but with the winter precipitation.

pseudo-stationary conditions over this period, the average surface area of a glacier as well as its average altitude can be deemed to be representative of its average ELA. This is in good agreement with the results presented by Braithwaite and Raper (2010) showing, on the basis of 94 glaciers, that the glacier area, median and mid-range altitudes are accurate proxies of the ELA for a period of time, e.g. several decades.

Figure 6d shows the average ELA of each glacier plotted as a function of the glacier aspect. For this morphotopographic variable, we distinguished between the different massifs in the study area, because when treated all together, the effects of aspect and latitude tended to cancel each other out. Indeed, the average ELA of a glacier facing north in the Ecrins Massif is almost the same as the average ELA of a glacier facing south in the Mont Blanc Massif. As a result, the meridional effect related to the latitude is stronger than the aspect effect. However, considering each massif separately, and even if our samples are not homogeneous with respect to aspect, glaciers facing north and east have a lower average ELA than glaciers facing south and west, as would be expected for mid-latitude glaciers in the Northern Hemisphere.

4.2 Climatic control of equilibrium-line altitude interannual variability

Analysis of the variances and correlations between the ELA of each glacier and the climate variables (summer CPDD and winter precipitation) was conducted for the study period. Considering our 27 yr data set, the correlation coefficient r is statistically significant with a risk of error lower than 1 % when $r > 0.49$, or $r < -0.49$, and lower than 5 % when $r > 0.38$ or $r < -0.38$.

Figure 7 shows the correlation coefficients for the two climate variables obtained by selecting the weather station with the highest value for each glacier. The correlation coefficients were plotted against the latitude of the glaciers in order to evaluate spatial variations in these coefficients. For summer CPDD, Fig. 7a shows: (1) a generally high and always sig-

nificant correlation coefficient regardless of the glacier and its location in the study region; (2) a slight but not statistically significant decrease in the correlation coefficient with increasing latitude. This means that the proportion of variance of the ELAs explained by the summer CPDD is, first, important, and secondly, of the same order regardless of the glacier concerned.

This also appears clearly in Fig. 3 which shows strong similarities between annual variability of ELAs (Fig. 3a) and CPDD (Fig. 3b), mostly an increasing trend over the whole study period, although stronger before 1990, which apparently stopped after the 2003 maximum. Hence, the annual means of both variables are strongly correlated ($r = 0.73$). To further highlight their similarities, a spline regression was performed, which fit the data variability well, apart from the exceptional CPDD in 2003. The correlation between these low frequency signals was enhanced with regards to annual means, reaching $r = 0.84$, confirming the very similar long-term variations in ELA and CPDD over the study area.

Regarding winter precipitation, Fig. 7b shows the particular behavior of the Ecrins Massif (blue triangles in Fig. 7b), which could be related to a winter precipitation regime influenced by the eastern disturbances coming from the Gulf of Genoa and presenting higher temporal variability than the typical regime in which disturbances come from the west. However, except for three glaciers in the Ecrins Massif, the correlation between the ELA and cumulative winter precipitation was statistically significant considering a risk of error lower than 5 %, and even 1 % in most cases. These three glaciers are Glacier des Violettes (#40), Glacier de la Girose (#33) and Glacier du Mont de Lans (#35); the low correlation with precipitation for these glaciers could be due to topographic effects influencing redistribution of the snow by the wind which can affect accumulation processes in one way or the opposite, i.e. overaccumulation or erosion (Girose and Mont de Lans are located on a dome and Violettes in a narrow and cached mountainside).

Hence, the annual average ELAs (Fig. 3a) and winter precipitation (Fig. 3c) were rather strongly negatively correlated ($r = -0.63$). Like for CPDDs, a well-supported spline regression enhanced their similarities ($r = -0.80$). This showed that the irregularities in the increasing trend of the average ELA at the scale of the study region were linked to winter precipitation anomalies: excesses in 1995 and 2001, and deficits in 1990 and 1998, which respectively decreased/increased the annual average ELA.

Finally concerning Fig. 7, one has to keep in mind that (1) the highest correlation coefficient was found for summer CPDD; and (2) except for few glaciers in the Ecrins Massif, significant correlations were also found with winter precipitation but to a lesser extent than with summer CPDD. These points are in good agreement with results found at a glacier scale based on direct field measurements showing that the mass balance variability (and hence the ELA) is primarily controlled by summer ablation variability, which is in turn

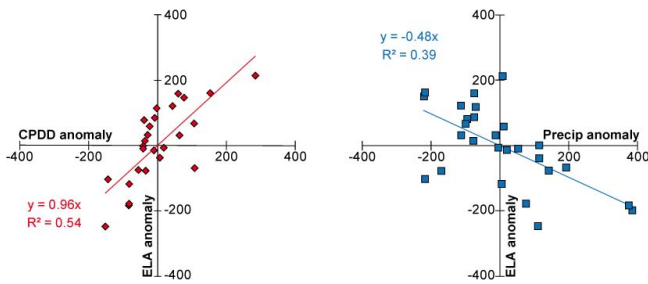


Fig. 8. ELA anomalies (in meters) plotted versus CPDD anomalies (in °C d, left graph) and precipitation anomalies (in mm, right graph). Each symbol represents one year in the 1984–2010 period.

closely linked with summer CPDD (e.g. Martin, 1974, Vallon et al., 1998; Vincent, 2002). However, if Fig. 3 confirms that the observed increasing trend in the average regional ELA is in fact mainly driven by increasingly warm summer temperatures, it also shows that nonlinear low frequency fluctuations in the average regional ELA are significantly related to winter precipitation anomalies.

In terms of sensitivity of the ELA to climate variables, Fig. 8 shows the scatter plots of ELA anomalies vs. summer CPDD anomalies (Fig. 8a) and winter precipitation anomalies (Fig. 8b). For this figure, both the ELA anomalies and the summer CPDD and winter precipitation anomalies were computed from the annual average values of the 43 glaciers and the six weather stations with the highest correlation coefficients. These two graphs show that the sensitivity of the ELA to summer temperature was $115 \text{ m } ^\circ\text{C}^{-1}$ (note that the length of the period used to compute the summer CPDD was 120 days in our case, and that the temperature gradient used to compute the CPDD at 3000 m a.s.l. was $6 \text{ } ^\circ\text{C km}^{-1}$), and the sensitivity of the ELA to winter precipitation was 48 m/100 mm. This means that an additional amount of winter precipitation of about 240 mm is needed to compensate for a daily average increase in summer temperature of $1 \text{ } ^\circ\text{C}$. Note that in our estimate, we do not consider that the increase in summer temperature would lead to a lengthening of the ablation period.

Our estimate of ELA sensitivity to summer temperature, $115 \text{ m } ^\circ\text{C}^{-1}$, is in the middle range of values reported in the literature which range from $60\text{--}70 \text{ m } ^\circ\text{C}^{-1}$ (Vincent, 2002) to $160 \text{ m } ^\circ\text{C}^{-1}$ (Gerbaux et al., 2005). Other values from the European Alps and other mid-latitude temperate regions that can be found in the literature are $90\text{--}115 \text{ m } ^\circ\text{C}^{-1}$ (Braithwaite and Zhang, 2000), $100 \text{ m } ^\circ\text{C}^{-1}$ (Zemp et al., 2007), $125 \text{ m } ^\circ\text{C}^{-1}$ (Kuhn, 1981) or $130 \text{ m } ^\circ\text{C}^{-1}$ (Oerlemans and Hoogendoorn, 1989). Such a difference in values mainly results from the approaches used that vary from empirical regressions from ablation stake measurements on a monitored glacier and temperature data from one weather station located close to the glacier, to modeling approaches based on physical processes and providing information on the sensi-

tivity of the ELA to all meteorological variables. Here, our approach is empirical, but relies on large number of glaciers and weather stations and can be considered as relevant at the scale of French Alpine glaciers.

4.3 About the efficiency of our modeling approach to reconstruct equilibrium-line altitude time series from morpho-topographic and climate variables

Figures 9 and 10 summarize the results of the modeling approach from the symmetric temporal and spatial point of views. Hence, in each figure, A and B subplots illustrate the capacity of our method to model the common pattern of time (respectively the interannual local effect), getting rid of the interannual effect of each glacier (respectively the annual common effect). C and D subplots quantify the goodness of fit at the lower level of each annual/local series in terms of bias and determination coefficient.

From Figs. 9 and 10 and Table 4, one can first see that the temporal/spatial decomposition is very good, with a low R_{res}^2 equal to 0.25. This suggests a very clear distinction between the effects of space and time in the total data variability. Furthermore, the average temporal effect for each year and the interannual spatial effect for each glacier are well captured by the symmetric temporal and spatial regression models, with high determination coefficients in time ($R_{\text{time}}^2 = 0.73$) and in space ($R_{\text{space}}^2 = 0.72$), leading to a total determination coefficient ($R_{\text{tot}}^2 = 0.73$). This confirms the capacity of the chosen explanatory variables to model the average spatial and temporal effects.

This is particularly true for the temporal explanatory variables: with only two climate variables, the regression explains more than 30 % of total variance (main term), leading to the predominance of interannual fluctuations with regards to interglacier variability ($R_{\text{time/space}}^2 = 0.56$). As a consequence, the average annual ELAs modeled from temporal explanatory variables follow annual fluctuations of the mean ELA (β_t series) very well, and roughly match the spline adjustment presented in Fig. 3a. A Spearman test showed that CPDD and winter precipitations are independent, so that, since all the explanatory variables are standardized anomalies, the regression parameters given in Table 4 are directly the marginal correlation coefficient with the β_t series, 0.42 and -0.31 , respectively.

For the spatial term, the four morpho-topographic variables explain about $R_{\text{topo}}^2 = 25 \%$ of total variance, and $R_{\text{space}}^2 = 72 \%$ of the variability of the interannual average ELA for each glacier (α_i series). For the spatial explanatory variables, a slight correlation exists between the surface area and the average elevation of the glaciers. However, the values of a_k (Eq. 5) for each explanatory variable remain close to the correlation values of the bivariate regressions (Sect. 4.1.), suggesting that the model is not overparameterized so that the

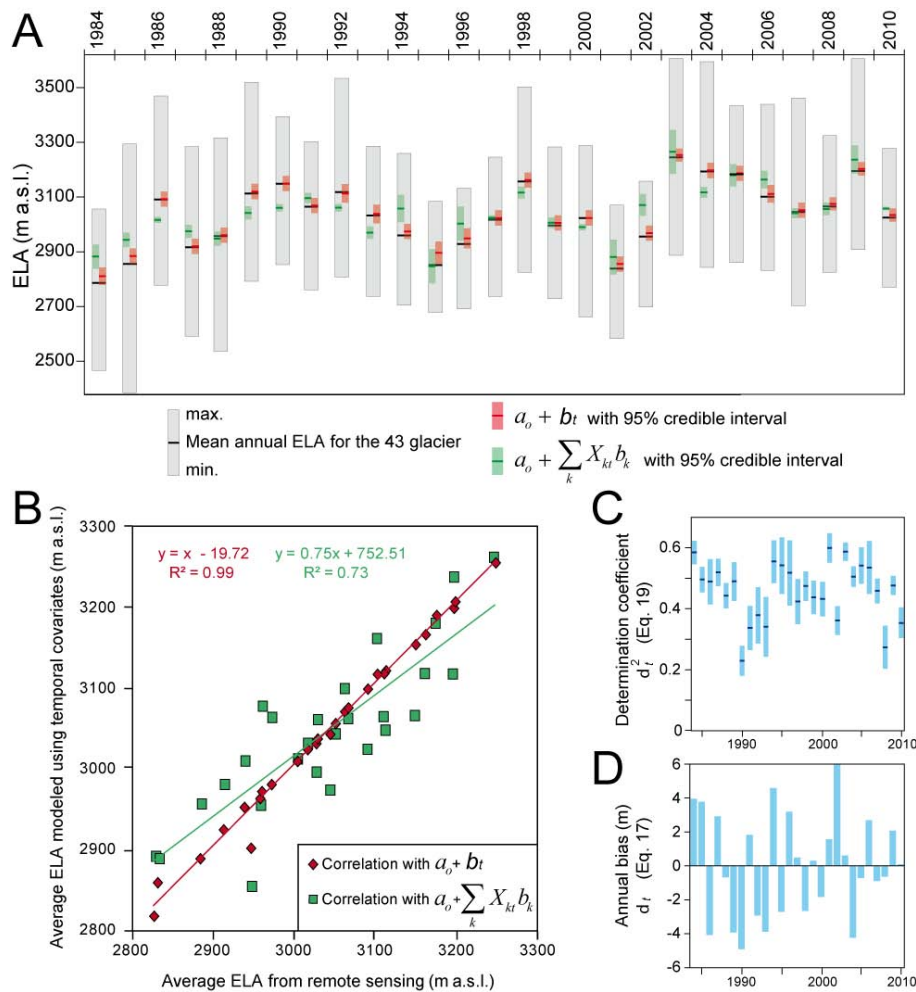


Fig. 9. Results of temporal modeling. (A) and (B) show the comparison between the ELA measured on the satellite images and the annual average ELA modeled using the temporal explanatory variables only, thus getting rid of the interannual mean specificity of each glacier. $a_o + b_t$ (Eq. 6) is the same plus “white noise” not explained by the temporal explanatory variables. (C) and (D) quantify the goodness of the fit for each annual series in terms of determination coefficient and bias, respectively.

full inferred multivariate relationship can be interpreted with reasonable confidence.

Figures 9c and 10c (Figs. 9d and 10d) present the annual and local determination coefficients (the annual and local bias). Since the bias is generally close to zero, and the determination coefficient acceptable, this confirms the overall capacity of the model to reproduce the data set variability, in accordance with the inferred low $R_{res}^2 = 0.25$ value for each year/each glacier. In other words, the assumption of complete separability of the effects of space and time appears to be correct for most of the years/glaciers whose ELA time series can be reasonably approximated by the regional annual mean series/interannual local mean series, weighted by the interannual mean effect for each glacier/the regional annual effect for each year, respectively. However, for some years or glaciers, the high bias/low determination coefficients show that this is not true, i.e. that the spatio-temporal decomposi-

tion is insufficient to fully represent the variability of ELA values measured using the remote sensing images. For these peculiar years or glaciers, certain points are worth emphasizing to explain the non-negligible spatio-temporal residuals:

- In Fig. 9c, the years 1990 and 2008 showed low determination coefficients. This means that for these two years, the ELA variability between the glaciers concerned differed from that of the whole period. Indeed, we mentioned in Sect. 4.1. that, over the whole study period, the average ELA of the glaciers of the southern sector of the study region was about 150 m higher in altitude than that of the glaciers located in the northern sector. In the years 1990 and 2008, the situation was not the same, the ELA was homogeneous in 2008, and, in 1990, the ELA of the glaciers located in the southern sector was lower than the ELA of the ones in the northern sector. This situation is not clearly explained by the

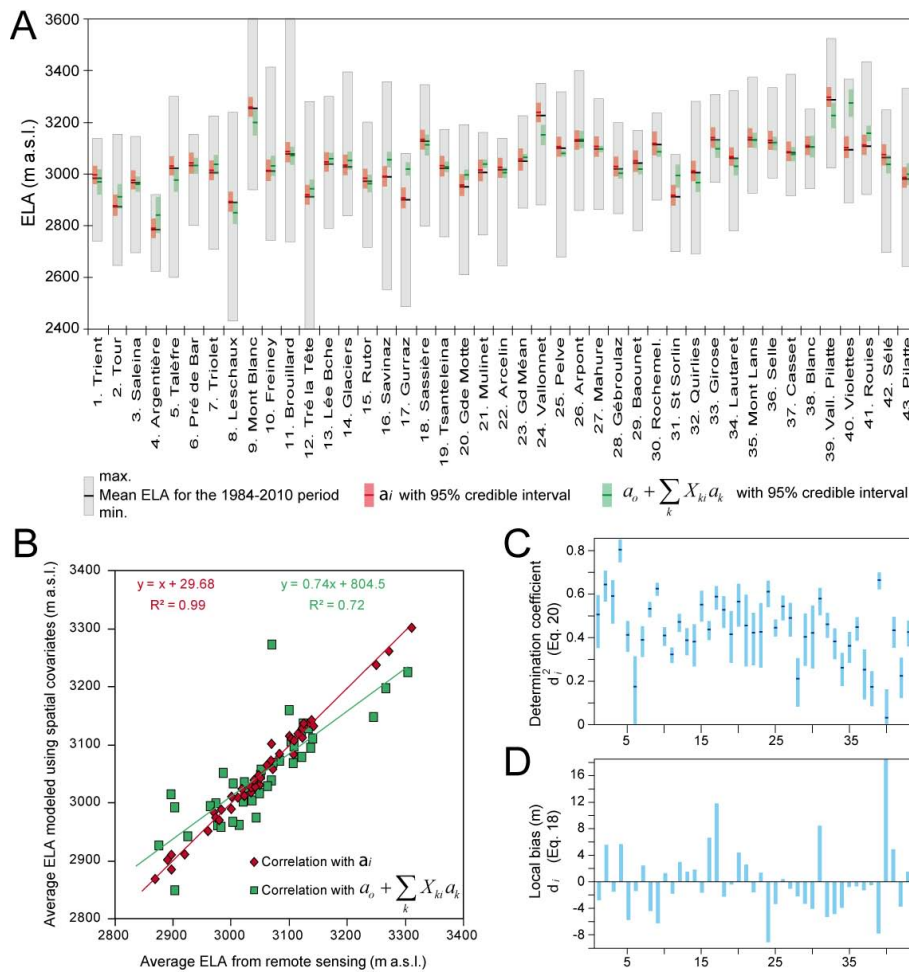


Fig. 10. Results of spatial modeling. (A) and (B) show the comparison between the ELA measured on the satellite images and the average ELA modeled using the spatial explanatory variables only, thus getting rid of the annual effect common to all glaciers. a_i is the same plus “white noise” not explained by the spatial explanatory variables. (C) and (D) quantify the goodness of fit for each local series in terms of determination coefficient and bias, respectively.

climate variables and further investigations are needed to explain what happened during these two years.

- In Figure 9d, the only year with an annual bias higher than ± 5 m was the year 2002. It should be noted that the year 2002 followed a year with a very high winter accumulation leading to a low ELA. During the field campaigns at the end of summer 2002, a firn line (firn from the year 2001) and the snow line were observed. However, the difference between the firn line and the snow line is difficult to distinguish on images with 30 m resolution (most of the ELA in 2002 were measured on Landsat images). As a consequence, it is quite possible that for some of the glaciers studied, the firn line was delineated instead of the snow line. This used to be the limitation of the use of satellite images, however, with the new sensors launched in the recent

years that have a resolution of few meters or even tens of centimeters, this limitation is now reduced.

- In Fig. 10c, some glaciers (e.g. Gébroulaz or Violettes glaciers) show low determination coefficient. This means that for these glaciers, the ELA interannual variability differed from the one computed for all the glaciers studied. For Gébroulaz Glacier, Rabatel et al. (2005) had already reported specific behavior. These authors assumed that the peculiar accumulation conditions on this glacier could lead to a low mass-balance gradient. This could be one of the causes of the different interannual variability of the ELA on this glacier. For Violettes Glaciers (the only glacier with a local bias above 15 m, Fig. 10d), as already mentioned in Sect. 4.2, the peculiar morpho-topographic conditions could be responsible for the different interannual variability of its ELA.

5 Conclusion

This study presents time series of ELA for 43 glaciers located in the western Alps over the 1984–2010 time period. ELAs were derived from the end-of-summer snow line altitude, an accurate proxy of the ELA for mid-latitude mountain glaciers. More than 120 satellite images were used to obtain an annual coverage of the 43 glaciers during the 27 yr period. In parallel, this study analyzed changes in climate variables in terms of summer CPDD and winter precipitation. These two variables were obtained for the same time period from 22 weather stations located in and around the study area. From these time series several points are worth emphasizing:

- Assuming a linear trend over the study period: the average ELA increased by about 170 m; the summer CPDD increased by about 150 PDD at 3000 m a.s.l., while winter precipitation remained rather stationary.
- Temporal variability of the ELAs, summer CPDD and winter precipitation were very homogeneous over the study region. Regarding spatial variability, homogeneity was high for summer CPDD, but glaciers in the southern part of the study area differed from the others.

Bivariate and relationships between the ELAs and morpho-topographic and climate variables were also established. These relationships allow us to highlight the fact that:

- The average ELA over the study period of each glacier is strongly controlled by its morpho-topographic variables, namely its average altitude, surface area, latitude and aspect.
- The interannual variability of the average ELA of the glaciers studied is strongly controlled by climate variables, with the observed increasing trend in the average ELA truly mainly driven by increasingly warm temperatures, even if nonlinear low frequency fluctuations in the average ELA time series appear to be significantly related to winter precipitation anomalies.

From these relationships, we propose an expansion of Lliboutry's approach, implemented within a hierarchical Bayesian framework, to reconstruct the ELA fluctuations of any glacier in the study area. Considering two climate variables and four morpho-topographic variables, we show that our approach is well suited to: (1) isolate an average temporal effect for each year and an interannual mean effect for each glacier; (2) model and explain their fluctuations from a reduced number of climatic and topographic explanatory variables whose respective weight and related uncertainties are quantified in a consistent manner; and (3) well approximate the full variability of our ELA data set for each year and for each glacier and identify specific spatio-temporal behaviors that do not match the assumption of complete separability of space and time effects.

Finally, both methods presented in this study, based on remote sensing and modeling, are powerful tools to provide annual series of ELA that will be useful in hydrological modeling of high mountain watersheds where there is a need to integrate the glacier component in such an approach and when no field data are available.

Supplementary material related to this article is available online at <http://www.the-cryosphere.net/7/1455/2013/tc-7-1455-2013-supplement.pdf>.

Acknowledgements. This study was conducted in the context of the French glacier observatory GLACIOCLIM (<http://www-lgge.ujf-grenoble.fr/ServiceObs/index.htm>). We are grateful to Imanol Goni for his help with image processing. This work was possible thanks to the contributions of: Météo-France, Electricité de France and Météo-Suisse who provided the meteorological data, USGS-EDC and GLIMS program who granted free access to Landsat images and ASTER images, respectively. SPOT images were provided through the CNES/SPOT-Image ISIS program, contracts # 0103-157, 0412-725, 2010-405 and 2010-435. We thank G. Hilmar Gudmundsson (handling editor), M. Zemp and an anonymous referee for their constructive comments used to improve the paper.

Edited by: G. H. Gudmundsson



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

References

- Barcaza, G., Aniya, M., Matsumoto, T., and Aoki, T.: Satellite-derived equilibrium lines in Northern Patagonia Icefield, Chile, and their implications to glacier variations, *Arct. Antarct. Alp. Res.*, 41, 174–182, doi:10.1657/1938-4246-41.2.174, 2009.
- Baltsavias, E. P., Favey, E., Bauder, A., Bosch, H., and Pateraki, M.: Digital surface modelling by airborne laser scanning and digital photogrammetry for glacier monitoring, *Photogramm. Rec.*, 17, 243–273, doi:10.1111/0031-868X.00182, 1999.
- Beniston, M. and Diaz, H. F.: The 2003 heat wave as an example of summers in a greenhouse climate? Observations and climate model simulations for Basel, Switzerland, *Glob. Planet. Change*, 44, 73–81, doi:10.1016/j.gloplacha.2004.06.006, 2004.
- Berthier, E. and Vincent, C.: Relative contribution of surface mass balance and ice flux changes to the accelerated thinning of the Mer de Glace (Alps) over 1979–2008, *J. Glaciol.*, 58, 501–512, doi:10.3189/2012JoG11J083, 2012.
- Berthier, E., Arnaud, Y., Baratoux, D., Vincent, C., and Rémy F.: Recent rapid thinning of the “Mer de Glace” glacier derived

- from satellite optical images, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L17401, doi:10.1029/2004GL020706, 2004.
- Braithwaite, R. J.: Can the mass balance of a glacier be estimated from its equilibrium-line altitude?, *J. Glaciol.*, 30, 364–368, 1984.
- Braithwaite, R. J. and Raper, S. C. B.: Estimating equilibrium-line altitude (ELA) from glacier inventory data, *Ann. Glaciol.*, 50, 127–132, doi:10.3189/172756410790595930, 2010.
- Braithwaite, R. J. and Zhang, Y.: Sensitivity of mass balances of five Swiss glaciers to temperature changes assessed by tuning a degreeday model, *J. Glaciol.*, 46, 7–14, 2000.
- Brooks, S. P.: Markov Chain Monte Carlo method and its application, *The Statistician*, 47, 69–100, doi:10.1111/1467-9884.00117, 1998.
- Brooks, S. P. and Gelman, A.: General methods for monitoring convergence of iterative simulations, *J. Comput. Graph. Stat.*, 7, 434–455, 1998.
- Clare, G. R., Fitzharris, B., Chinn, T., and Salinger, M.: Interannual variation in end-of-summer snowlines of the Southern Alps of New Zealand, and relationships with southern hemisphere atmospheric circulation and sea surface temperature patterns, *Int. J. Climatol.*, 22, 107–120, doi:10.1002/joc.722, 2002.
- Chinn, T., Heydenrych, C., and Salinger, M.: Use of the ELA as a practical method of monitoring glacier response to climate in New Zealand's Southern Alps, *J. Glaciol.*, 51, 85–95, doi:10.3189/172756505781829593, 2005.
- Dedieu, J.-P. and Reynaud, L.: Télédétection appliquée au suivi des glaciers des Alpes françaises, *Houille Blanche*, 5, 355–358, 1990.
- Demuth, M. N. and Pietroniro, A.: Inferring glacier mass balance using RADARSAT: results from Peyto Glacier, Canada, *Geogr. Ann.*, 81, 521–540, doi:10.1111/1468-0459.00081, 1999.
- Eckert, N., Parent, E., Belanger, L., and Garcia, S.: Hierarchical modelling for spatial analysis of the number of avalanche occurrences at the scale of the township, *Cold Reg. Sci. Technol.*, 50, 97–112, doi:10.1016/j.coldregions.2007.01.008, 2007.
- Eckert, N., Coleou, C., Castebrunet, H., Giraud, G., Deschastres, M., and Gaume, J.: Cross-comparison of meteorological and avalanche data for characterising avalanche cycles: the example of December 2008 in the eastern part of the French Alps, *Cold Reg. Sci. Technol.*, 64, 119–136, doi:10.1016/j.coldregions.2010.08.009, 2010a.
- Eckert, N., Naaim, M., and Parent, E.: Long-term avalanche hazard assessment with a Bayesian depth-averaged propagation model, *J. Glaciol.*, 56, 563–586, doi:10.3189/002214310793146331, 2010b.
- Eckert, N., Baya, H., Thibert, E., and Vincent, C.: Extracting the temporal signal from a winter and summer mass-balance series: application to a six-decade record at Glacier de Sarennes, French Alps, *J. Glaciol.*, 57, 134–150, doi:10.3189/002214311795306673, 2011.
- Echelmeyer, K., Harrison, W., Larsen, C., Sapiano, J., Mitchell, J.E., Demallie, J., Rabus, B., Adalgeirsdottir, G., and Sombardier, L.: Airborne surface profiling of glaciers: A case-study in Alaska, *J. Glaciol.*, 42, 538–547, 1996.
- Gardelle, J., Berthier, E., and Arnaud, Y.: Impact of resolution and radar penetration on glacier elevation changes computed from DEM differencing, *J. Glaciol.*, 58, 419–422, doi:10.3189/2012JoG11J175, 2012.
- Gerbaux, M., Genthon, C., Etchevers, P., Vincent, C., and Dedieu, J.-P.: Surface mass balance of glaciers in the French Alps: distributed modelling and sensitivity to climate change, *J. Glaciol.*, 51, 561–572, doi:10.3189/172756505781829133, 2005.
- Kuhn, M.: Climate and glaciers, *IAHS*, 131, 3–20, 1981.
- Lavigne, A., Bel, L., Parent, E., and Eckert, N.: A model for spatio-temporal clustering using multinomial probit regression: application to avalanche counts in the French Alps, *Environmetrics*, 23, 522–534, 2012.
- Letréguilly, A. and Reynaud, L.: Space and time distribution of glacier mass-balance in northern hemisphere, *Arct. Alp. Res.*, 22, 43–50, 1990.
- Lliboutry, L.: *Traité de glaciologie. Tome II: Glaciers, variations du climat, sols gelés*, Paris, Masson et Cie., 1965.
- Lliboutry, L.: Multivariate statistical analysis of glacier annual balances, *J. Glaciol.*, 13, 371–392, 1974.
- Machguth, H., Paul, F., Kotlarski, S., and Hoelzle, M.: Calculating distributed glacier mass balance for the Swiss Alps from regional climate model output: A methodical description and interpretation of the results, *J. Geophys. Res.*, 114, D19106, doi:10.1029/2009JD011775, 2009.
- Mathieu, R., Chinn, T., and Fitzharris, B.: Detecting the equilibrium-line altitudes of New Zealand glaciers using ASTER satellite images, *New Zeal. J. Geol. Geop.*, 52, 209–222, doi:10.1080/00288300909509887, 2009.
- Martin, S.: Corrélation bilans de masse annuels-facteurs météorologiques dans les Grandes Rousses, *Z. Gletscherk. Glazialgeol.*, BD. X, 89–100, 1974.
- Marzeion, B., Hofer, M., Jarosch, A. H., Kaser, G., and Mölg, T.: A minimal model for reconstructing interannual mass balance variability of glaciers in the European Alps, *The Cryosphere*, 6, 71–84, doi:10.5194/tc-6-71-2012, 2012.
- Meier, M. F.: Remote sensing of snow and ice, *Hydrol. Sci. Bul.*, 25, 307–330, 1980.
- Oerlemans, J. and Hoogendoorn, N. C.: Mass-balance gradients and climate change, *J. Glaciol.*, 35, 399–405, 1989.
- Østrem, G.: ERTS data in glaciology – an effort to monitor glacier mass balance from satellite imagery, *J. Glaciol.*, 15, 403–415, 1975.
- Paul, F. and Haeberli, W.: Spatial variability of glacier elevation changes in the Swiss Alps obtained from two digital elevation models, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L21502, doi:10.1029/2008GL034718, 2008.
- Rabatel, A., Dedieu, J.-P., and Reynaud, L.: Reconstitution des fluctuations du bilan de masse du Glacier Blanc (Massif des Ecrins, France) par télédétection optique (imagerie Spot et Landsat), *Houille Blanche*, 6/7, 64–71, 2002.
- Rabatel, A., Dedieu, J.-P., and Vincent, C.: Using remote-sensing data to determine equilibrium-line altitude and mass-balance time series: validation on three French glaciers, 1994–2002, *J. Glaciol.*, 51, 539–546, doi:10.3189/172756505781829106, 2005.
- Rabatel, A., Dedieu, J.-P., Thibert, E., Letreguilly, A., and Vincent, C.: 25 years (1981–2005) of equilibrium-line altitude and mass-balance reconstruction on Glacier Blanc, French Alps, using remote-sensing methods and meteorological data, *J. Glaciol.*, 54, 307–314, doi:10.3189/002214308784886063, 2008.
- Rabatel, A., Bermejo, A., Loarte, E., Soruco, A., Gomez, J., Leonardini, G., Vincent, C., and Sicart, J. E.: Can the snowline be

- used as an indicator of the equilibrium line and mass balance for glaciers in the outer tropics?, *J. Glaciol.*, 58, 1027–1036, doi:10.3189/2012JG12J027, 2012a.
- Rabatel, A., Dedieu, J.-P., Letréguilly, A., and Six, D.: Remote-sensing monitoring of the evolution of glacier surface area and equilibrium-line altitude in the French Alps, *Proceedings of the 25th symposium of the International Association of Climatology*, 5–8 September 2012, Grenoble, France, 2012b.
- Rees, W. G.: *Remote sensing of snow and ice*, CRC Press, Boca Raton, Florida, 285 pp., 2005.
- Reynaud, L.: Can the linear balance model be extended to the whole Alps?, *IAHS AISH*, 126, 273–284, 1980.
- Thibert, E., Faure, J., and Vincent, C.: Mass balances of the Glacier Blanc between 1952, 1981 and 2002 calculated from digital elevation models, *Houille Blanche*, 2, 72–78, 2005.
- Thibert, E., Eckert, N., and Vincent, C.: Climatic drivers of seasonal glacier mass balances: an analysis of 6 decades at Glacier de Sarnes (French Alps), *The Cryosphere*, 7, 47–66, doi:10.5194/tc-7-47-2013, 2013.
- Vallon, M., Vincent, C., and Reynaud, L.: Altitudinal gradient of mass balance sensitivity to climatic change from 18 years of observations on glacier d'Argentiere, France, *J. Glaciol.*, 44, 93–96, 1998.
- Vincent, C.: Influence of climate change over the 20th Century on four French glacier mass balances, *J. Geophys. Res.*, 107, 4375, doi:10.1029/2001JD000832, 2002.
- Vincent, C., Soruco, A., Six, D., and Le Meur, E.: Glacier thickening and decay analysis from 50 years of glaciological observations performed on Glacier d'Argentière, Mont Blanc area, France, *Ann. Glaciol.*, 50, 73–79, doi:10.3189/172756409787769500, 2009.
- Wikle, C.: Hierarchical Bayesian models for predicting the spread of ecological processes, *Ecology*, 84, 1382–1394, doi:10.1890/0012-9658(2003)084[1382:HBMFPT]2.0.CO;2, 2003.
- WGMS: *Fluctuations of Glaciers 2005–2010, Volume X*, edited by: Zemp, M., Frey, H., Gärtner-Roer, I., Nussbaumer, S. U., Hoelzle, M., Paul, F., and Haeberli, W., ICSU(WDS)/IUGG(IACS)/UNEP/UNESCO/WMO, World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland, 336 pp., publication based on database version: doi:10.5904/wgms-fog-2012-11, 2012.
- Zemp, M., Hoelzle, M., and Haeberli, W.: Distributed modelling of the regional climatic equilibrium line altitude of glaciers in the European Alps, *Glob. Planet. Change*, 56, 83–100, doi:10.1016/j.gloplacha.2006.07.002, 2007.

Simulations of changes in Glaciar Zongo, Bolivia (16° S), over the 21st century using a 3-D full-Stokes model and CMIP5 climate projections

Marion RÉVEILLET,^{1,2} Antoine RABATEL,^{1,2} Fabien GILLET-CHAULET,^{1,2}
Alvaro SORUCO³

¹Université Grenoble Alpes, Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (LGGE), Grenoble, France

²CNRS, LGGE, Grenoble, France

³UMSA, IGEMA, PO 35140, La Paz, Bolivia

Correspondence: Marion Réveillet <marion.reveillet@lgge.obs.ujf-grenoble.fr>

ABSTRACT. Bolivian glaciers are an essential source of fresh water for the Altiplano, and any changes they may undergo in the near future due to ongoing climate change are of particular concern. Glaciar Zongo, Bolivia, located near the administrative capital La Paz, has been extensively monitored by the GLACIOCLIM observatory in the last two decades. Here we model the glacier dynamics using the 3-D full-Stokes model Elmer/Ice. The model was calibrated and validated over a recent period (1997–2010) using four independent datasets: available observations of surface velocities and surface mass balance were used for calibration, and changes in surface elevation and retreat of the glacier front were used for validation. Over the validation period, model outputs are in good agreement with observations (differences less than a small percentage). The future surface mass balance is assumed to depend on the equilibrium-line altitude (ELA) and temperature changes through the sensitivity of ELA to temperature. The model was then forced for the 21st century using temperature changes projected by nine Coupled Model Intercomparison Project phase 5 (CMIP5) models. Here we give results for three different representative concentration pathways (RCPs). The intermediate scenario RCP6.0 led to $69 \pm 7\%$ volume loss by 2100, while the two extreme scenarios, RCP2.6 and RCP8.5, led to $40 \pm 7\%$ and $89 \pm 4\%$ loss of volume, respectively.

KEYWORDS: glacier flow, glacier mass balance, mountain glaciers, tropical glaciology

1. INTRODUCTION

The Bolivian Cordillera Oriental contains more than 1800 glaciers, covering a total area of $\sim 450 \text{ km}^2$ (Soruco, 2008). Water resources from these glaciers are extremely important for the Bolivian Altiplano, where the administrative capital, La Paz, is located. Runoff from glaciers is an essential source of fresh water for direct consumption by the inhabitants, as well as for irrigation water for agriculture and water for the generation of hydropower. Soruco (2008) and Soruco and others (2015) determined that glacier meltwater contributes about 15% of the water resources of La Paz annually, and can reach 27% in the dry season.

Several studies have shown that tropical glaciers are particularly sensitive to climate changes because tropical climate conditions maintain the lower reaches of the glaciers under ablation conditions all year round, so small changes in temperature and precipitation can have a major impact on their mass balance (Francou and others, 2003; Vuille and others, 2008; Rabatel and others, 2013). All glaciers in the tropical Andes have retreated significantly since the Little Ice Age maximum (Rabatel and others, 2008; Jomelli and others, 2009). In a recent review of glaciological surveys in the tropical Andes, Rabatel and others (2013) showed that in recent decades glacier shrinkage has accelerated with changing climate conditions and particularly with increasing temperatures. In this context, the question of the future of glaciers in the Andes, particularly in the Bolivian cordilleras, is extremely important for scientists and society.

A wide range of future climate projections for the next century, under different forcing scenarios derived from different climate models, is available from the Coupled Model Intercomparison Project phase 5 (CMIP5) (<http://www.cmip-pcmdi.llnl.gov>). These climate model results provide a solid basis to study the response of glaciers to ongoing climate change.

To quantify future changes in glacier volume, the surface mass balance needs to be estimated, and ice dynamics have to be accounted for by transferring mass from accumulation to ablation zones. Approaches used to estimate mass balances in previous studies range from the sensitivity of the mass balance to temperature (e.g. Vincent and others, 2014) to the spatial distribution of surface mass balance calculated using a model driven by climate variables (e.g. Huss and others, 2010), despite considerable climate-forcing uncertainties. We preferred to use a simple approach to parameterize changes to the surface mass balance. In tropical conditions, sublimation is too significant to use a simple degree-day model (Sicart and others, 2008) and the use of a full surface energy-balance model remains questionable because some of the input parameters are not accurately reproduced by the climate models. Different approaches to ice dynamics have been used in previous studies on mountain glaciers. Empirical approaches do not aim to reproduce glacier dynamics and fluctuations with high precision or in great detail and can thus rely on parameterization of varying complexity (Oerlemans and others, 1998; Vincent and others, 2000; Sugiyama and

others, 2007; Huss and others, 2010; Vincent and others, 2014; Carlson and others, 2014). Physical approaches rely on the use of numerical ice-flow models to solve the equations describing the flow of ice. Numerous ice-flow models of varying degrees of complexity have been developed and applied to both real and synthetic situations (Bindschadler, 1982; Hubbard and others, 1998; Le Meur and Vincent, 2003; Schaefer and Le Meur, 2007; Gudmundsson, 1999; Le Meur and others, 2007; Jovet and others, 2008). One drawback of these approaches is that they require a large number of in situ observations to calibrate and validate the model.

In the present study, we used a physical approach. Thanks to the increase in computational power, solving the full set of mechanical equations that govern the flow of ice in glaciers or ice sheets without approximations (i.e. the full-Stokes equations) does not limit potential applications. Here we use the 3-D full-Stokes ice-flow model Elmer/Ice (Gagliardini et al., 2013) for an application on a mountain glacier in the tropical Andes, i.e. Glacier Zongo, Bolivia.

Glacier Zongo is a part of the GLACIOCLIM observatory (<http://www-igge.ujf-grenoble.fr/ServiceObs/SiteWebAndes/index.htm>) and has been monitored continuously for more than two decades. Available observations include topography (surface and bedrock), changes in surface elevation, the spatial and temporal distribution of surface mass balance and surface velocities.

All these observations are described in Section 2. The model set-up, climate forcing and surface mass-balance parameterization are detailed in Sections 3 and 4. Finally, the calibration/validation of the model over the period 1997–2010 and projections for the 21st century are described and discussed in Section 5.

2. STUDY AREA AND GLACIOLOGICAL DATA

Glacier Zongo is located in the Bolivian Cordillera Real, about 30 km from La Paz (Fig. 1). The glacier covers an area of 1.9 km² and flows on the southeastern side of the Huayna Potosi summit from 6000 to 4900 m a.s.l. An extensive network of glaciological, hydrological and meteorological measurements on Glacier Zongo has been developed since 1991, making it the glacier with the longest measurements series in the tropics (Rabatel and others, 2013). The observations used in this work to calibrate and validate the glacier model include glacier topography (bedrock topography and surface elevation), changes in surface elevations, surface mass balances and surface velocities.

Digital elevation models (DEMs) at a resolution of 25 m were computed from stereo-pairs of aerial photographs for the years 1997 and 2006 (Soruco and others, 2009), and allowed accurate estimation of changes in the surface elevation over the entire surface area of the glacier during the period 1997–2006. The limits of the glacier, and especially the position of the front, were calculated using the same aerial photographs and differential GPS measurements.

A surface DEM was used to calculate bedrock topography in ice-free areas. In the safely accessible parts of the glacier, the ice thickness was measured in 2012 using ice-penetrating radar (IPR). Our IPR is a geophysical instrument specially designed by the Canadian company Blue System Integration Ltd in collaboration with glaciologists to measure the thickness of glacier ice (Mingo and Flowers, 2010). It comprises a pair of transmitting and receiving 10 MHz

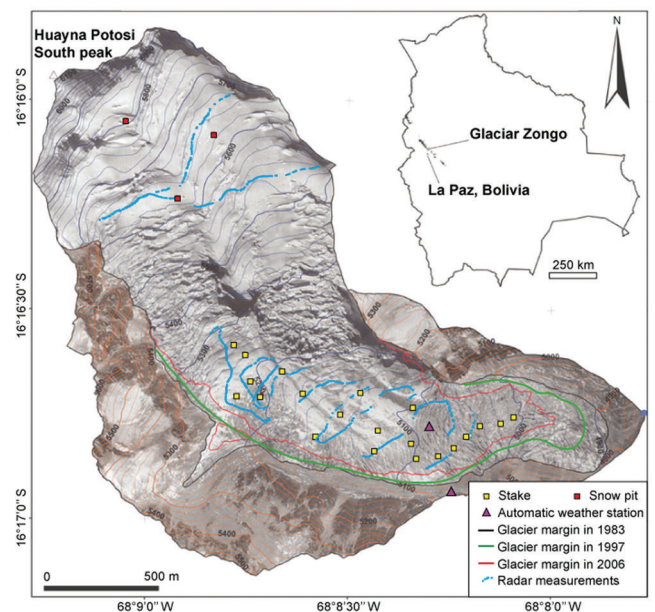


Fig. 1. Glacier Zongo, Bolivia. The inset map shows the location in Bolivia. Glacier outlines in 1983, 1997 and 2006 are shown as well as the glaciological measurements network and the 2012 IPR thickness profiles (adapted from Soruco and others, 2009).

antennas that allow continuous acquisition, and is georeferenced with a GPS receiver. Several profiles were made on the glacier tongue, which revealed a maximum thickness of 120 m at the foot of the seracs zone. Two profiles made in the upper part of the glacier showed a maximum thickness of 70 m (Fig. 1). In the seracs zone and in the highly crevassed upper reaches of the glacier, ice thickness was estimated taking into account the surface slope of the glacier and checking for overall agreement with the closest radar measurements taken above and below the seracs zone.

The surface mass balance of Glacier Zongo has been measured since September 1991 using the glaciological method (Rabatel and others, 2012). The annual mass balance was obtained from measurements made at 21 stakes in the ablation area and in three snow pits/cores located in the accumulation area (Fig. 1). Because of the inaccessibility of some areas, including the steep seracs zone in the middle of the glacier, which represents about one third of the glacier area, measurements cannot be made over the entire glacier surface. For the period 1997–2006, the annual mass-balance time series obtained using the glaciological method was compared and calibrated against the mass balance computed from the surface DEMs using the geodetic method (Soruco and others, 2009).

Velocities were measured on the network of stakes located in the ablation zone of the glacier (below 5200 m a.s.l.). Mean annual surface velocities measured at each stake were computed from the position of the stakes that have been measured precisely every year since 1991 using geodetic techniques (i.e. theodolite or differential GPS). In the upper and the middle part of the glacier, the flow was estimated using the movements of crevasses and seracs, which are easy to identify on high-resolution satellite images. This method is less accurate than geodetic surveys (accuracy in meters rather than in centimeters) but is sufficient in our particular case, as in these inaccessible areas the surface velocities are between 40 and 50 m a⁻¹.

3. ICE FLOW MODEL

Glaciar Zongo flow dynamics were modeled using the parallel finite-element model Elmer/Ice (Gagliardini and others, 2013). This model was originally designed to solve complex ice-flow problems for ice sheets and has since been applied to model mountain glacier flow in several studies (e.g. Zwinger and others, 2007; Jay-Allemand and others, 2011; Adhikari and Marshall, 2013; Zhao and others, 2014).

3.1 Mesh

Because of the small aspect ratio of the glacier, the 3-D mesh was constructed in two steps. First we meshed a 2-D footprint of our domain. In all the simulations, the horizontal position of our mesh nodes was fixed. As a consequence, in the upper part of the glacier, where fluctuations in the margins of the glacier are not expected, the model domain is given by the glacier margin measured in 1997. In the lower part of the glacier, the model domain was extended onto the glacier foreland to allow the glacier to advance freely. This footprint was meshed with unstructured triangular elements at a spatial resolution of ~ 25 m. This choice was a compromise between spatial resolution and computational cost. The 2-D mesh was then extruded vertically using six layers between the bedrock and the free surface. The vertical resolution of the bottom layer was set at approximately half the resolution of the top layer to better resolve vertical gradients near the bedrock. The resulting 3-D mesh contained 32 784 nodes.

The free surface elevation at the mesh nodes was obtained from a cubic spline interpolation (Haber and others, 2001) of the 1997 surface DEM. Owing to the lack of bedrock-elevation measurements for some parts of the glacier, bedrock elevation at the mesh nodes was obtained using natural-neighbor interpolation (Fan and others, 2005).

3.2 Field equations

The 3-D velocity field $u = (u_x, u_y, u_z)$ is the solution of the Stokes equations that expresses conservation of momentum (Eqn 1) and the conservation of mass in an incompressible fluid (Eqn 2):

$$\nabla \tau - \nabla P - \rho g = 0 \quad (1)$$

$$\nabla u = 0 \quad (2)$$

where τ is the deviatoric stress tensor, P is the isotropic pressure, $g = (0, 0, -9.81 \text{ m s}^{-2})$ is the gravity vector and $\rho = 917 \text{ kg m}^{-3}$ is the density of the ice. We ignored variations in firn density in the accumulation area; this assumption is discussed in Section 5.3.

The glacier-free surface z_s (m), evolves with time following the kinematic equation

$$\frac{\partial z_s}{\partial t} + u_x \frac{\partial z_s}{\partial x} + u_y \frac{\partial z_s}{\partial y} - u_z = b \quad (3)$$

where b is the surface mass balance in meters w.e. As the finite element mesh cannot have a null thickness, a lower limit of 2 m above the bedrock elevation was applied to z_s in Eqn (3).

3.3 Ice-flow law We used a viscous isotropic non-linear flow law, known as Glen's law (Glen, 1955), to link the deviatoric stress tensor τ to the strain-rate tensor D :

$$\tau = 2\mu D \quad (4)$$

The ice effective viscosity μ in Eqn (4) is given by:

$$\mu = \frac{1}{2} A^{-1/n} D_e^{(1-n)/n} \quad (5)$$

where n is the Glen exponent, $D_e = \frac{1}{2} \text{tr}(D^2)$ is the second invariant of the strain-rate tensor and A is a rheological parameter that depends on temperature T following an Arrhenius law:

$$A = A_0 e^{-Q/RT} \quad (6)$$

where the activation energy Q is equal to 139 kJ mol^{-1} , the gas constant R is equal to $8.314 \text{ J K}^{-1} \text{ mol}^{-1}$ and the rate factor A_0 is equal to $1.916 \cdot 10^3 \text{ Pa}^{-3} \text{ s}^{-1}$. Temperature measurements in an ice core drilled at 6300 m a.s.l. in the accumulation area of the nearby Glaciar Illimani revealed a vertical temperature gradient in the ice and firn of about $1^\circ \text{ C } 100 \text{ m}^{-1}$ (Gilbert and others, 2010). For the sake of simplicity, given the limited thickness of Glaciar Zongo, we ignored the variation in temperature with depth and assumed that the temperature inside the glacier is equal to the surface temperature. The surface temperature was estimated from the mean air temperature measured at a meteorological station located at 5150 m a.s.l. on the glacier itself. We used a lapse rate of $-0.55^\circ \text{ C } 100 \text{ m}^{-1}$ (Sicart and others, 2011) to account for the altitude effect. The glacier temperature was limited by a maximum of 0° C , as the estimated mean air temperature can be positive on the lowest part of the glacier. This temperature distribution was kept constant in all the simulations; these assumptions are discussed in Section 5.3.

3.4 Boundary conditions

As the lower part of the glacier is temperate (Francou and others, 1995), a certain amount of sliding of the ice on its bed is to be expected. A linear friction law relating the basal shear stress τ_b to the basal velocity u_b was applied on the lower boundary:

$$\tau_b = \beta u_b \quad (7)$$

The basal friction parameter β was adjusted by comparing modeled and observed surface velocities. Because of the scarcity of observations, we used a simple approach to quantify it by trying to reproduce the observed surface flow velocities. β was parameterized as a function of the bedrock elevation, z_b , only. For the highest part of the glacier ($z > 5600 \text{ m a.s.l.}$), where not much basal sliding was expected, a constant value of 0.1 MPa was imposed for β . For the lower part, an initial guess, β_{ini} , was taken from simple approximations: according to the shallow-ice approximation (Greve and Blatter, 2009) the basal shear stress in Eqn (7) is computed as:

$$\tau_b = \rho g h \alpha \quad (8)$$

where h is the thickness of the ice and α is the surface slope.

Following Eqn (7), we can then estimate β_{ini} as:

$$\beta_{\text{ini}} = \frac{\tau_b}{u_b} \quad (9)$$

where u_b is assumed to be the surface velocity measured at the stake. β_{ini} was set for the 12 elevation bands using the mean values obtained from Eqn (9) and then linearly interpolated at each mesh node. The mean differences between modeled and observed velocities at each stake from 1997 to 2006 are given for each elevation band in Table 1 (note that the accuracy of velocity measurements made using a differential GPS is a few centimeters). These

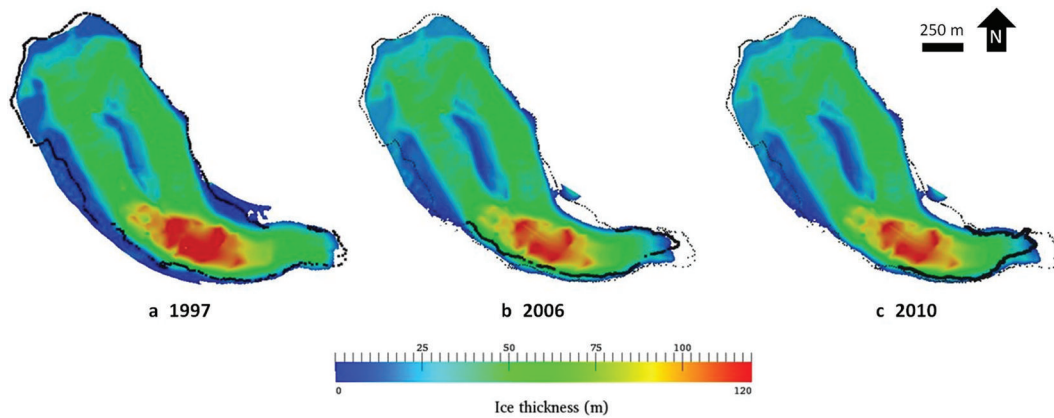


Fig. 2. Simulated thickness of Glaciar Zongo in 1997, 2006 and 2010. The glacier outline observed in 1997 is represented by a dotted line in each diagram. The front position observed in 2006 and 2010 is represented by bold lines.

differences ranged from 7 to 13 m a^{-1} , which was more than the measured velocities. To reduce these differences and obtain a better match between observed and modeled velocities, the friction parameter was manually adjusted using a trial and error method. The differences in surface flow velocities obtained with this adjusted friction parameter are listed in Table 1. These differences are lower than the values obtained with the initial distribution of the friction parameter (Fig. 3) [AUTHORS: Fig. 3 has been referred to before Fig. 2. Should these figures be swapped in order?]. The adjusted distribution of the friction parameter was kept constant in both current and future simulations. This assumption is discussed in Section 5.3.

For the lateral sides of the domain, two kinds of boundary conditions were applied: in the upper part, where the glacier extent is not expected to change, a null velocity was applied; in the lower part, a stress-free condition was applied as the model domain was extended compared with the margins of the glacier in 1997; this condition was also applied to non-glacierized areas and did not influence the results. The limit between the two parts is located at the average equilibrium-line altitude (ELA) in the period 1997–2006, i.e. 5300 m a.s.l.

3.5 Relaxation

It is well known that changes in surface elevation show high and unphysical values at the beginning of prognostic simulations due to uncertainties in the initial model conditions (Seroussi and others, 2011). For that reason, we allowed a relaxation of the free surface before all prognostic

simulations, in the same way that Gillet-Chaulet and others (2012) had done. The length of the relaxation was a compromise between leaving sufficient time to remove the largest transient effects but not too long, so that the free surface remains close to observations. We chose a relaxation period of 8 a. The surface mass balance b in Eqn (3) was kept constant over the relaxation period and was given by observations made in 1995. We chose these observations because the mass balance integrated over the whole glacier surface was nearly zero, resulting in only small changes in the glacier total volume during the relaxation period.

The glacier geometry at the end of the relaxation period was compared with the observed glacier geometry in 1997 (Fig. 2). The difference between the modeled and measured glacier areas was less than 1%. Changes in glacier thickness between the beginning and the end of the relaxation period were ~ 1 m in the lower part and < 5 m in the upper part.

4. CLIMATE FORCING AND MASS BALANCE PARAMETERIZATION

4.1 Climate forcing for the 21st century

Temperatures were taken from the CMIP5 results to force the relationship between temperature and the ELA used to quantify the surface annual mass-balance distribution over the 21st century. We selected nine global climate models and three representative concentration pathways (RCPs). Scenarios RCP2.6, RCP6.0 and RCP8.5 are based on radiative forcing of 2.6 W m^{-2} , 6.0 W m^{-2} and 8.5 W m^{-2} ,

Table 1. Differences between modeled and observed surface velocities (m a^{-1}) averaged for each elevation band, with the initial friction parameter distribution β_{ini} (Eqn 9) and the adjusted friction parameter

Altitude range m.a.s.l.	Number of measurements	Initial friction parameter β_{ini} MPa a m^{-1}	Difference between modeled and observed surface velocities with β_{ini} m a^{-1}	Adjusted friction parameter β MPa a m^{-1}	Difference between modeled and observed surface velocities with β_{adjusted} m a^{-1}
4900–4970	17	0.0023	–11.0	0.0033	–5.4
4970–5030	15	0.0071	9.6	0.0050	2.1
5030–5070	31	0.0066	7.6	0.0045	0.7
5070–5160	87	0.0053	–9.9	0.0058	–2.6
5160–5250	31	0.011	7.3	0.0070	1.1
5250–5300	11	0.0057	12.9	0.0040	–0.03

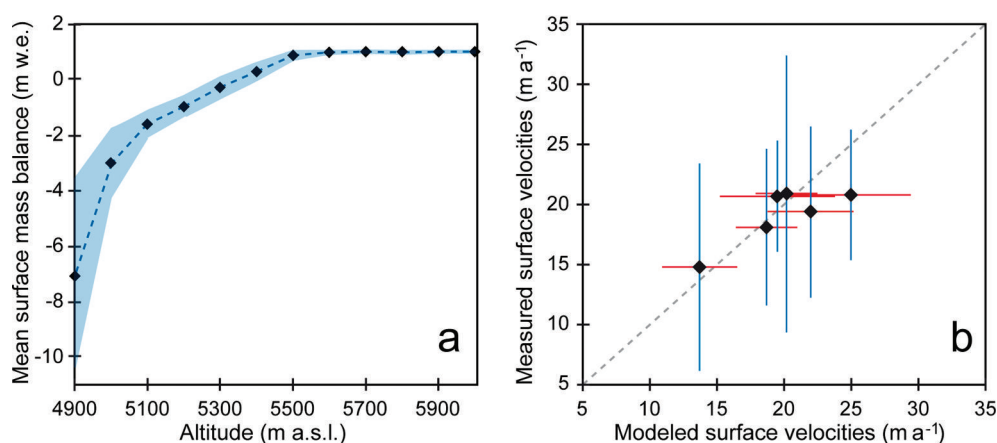


Fig. 3. (a) Polynomial mass-balance function (dashed blue line) computed from 1997–2006 surface mass-balance measurements (the black dots show the average mass balance for the period 1997–2006 for each elevation band, and blue shading shows the standard deviation). (b) Mean surface velocities measured over the period 1997–2010 plotted against modeled velocities computed with β_{adjusted} for the six elevation bands given in Table 1. Blue error bars represent spatial and temporal variability of velocity measurements. Red error bars correspond to spatial variability of simulated velocities.

respectively. Scenario RCP2.6 is the most optimistic scenario in terms of greenhouse gas emissions, while scenario RCP8.5 is the most pessimistic. Scenario RCP6.0 is considered intermediate. For each of the nine climate models used, we considered the modeled annual average 2 m air temperature for the 21st century for the coordinates 15–18°S, 68–70°W, which cover the location of Glaciar Zongo. The modeled temperature data were converted into anomalies by subtracting the 1997–2006 average.

4.2 Mass-balance parameterization

For the calibration/validation period, the annual surface mass balance was derived from observations in 12 elevation bands from 4900 m a.s.l. to 6000 m a.s.l.

For the future simulations, we proceeded in two steps:

First, the vertical profile of surface mass balance computed from the available annual measurements averaged over the period 1997–2006 was fitted by a polynomial function to obtain a mass-balance function (Fig. 3); this function gave a better representation of the observed data. Note that this function has been used for the validation period to test its efficiency compared with the use of direct surface annual mass-balance measurements, giving similar results.

Second, we combined the ELA sensitivity to temperature with the temperature anomalies given by the climate models (Section 4.1) to obtain a projection of the annual ELA for the 21st century. Note that the sensitivity of Glaciar Zongo ELA to temperature was estimated by Lejeune (2009) to be $150 \pm 30 \text{ m } ^\circ\text{C}^{-1}$. To link changes in ELA to changes in the spatial mass-balance distribution over the glacier surface, we assumed that the relationship based on the measurement period will continue over the 21st century. Then the mass-balance function was shifted according to the annual position of the ELA to obtain the annual spatial mass-balance distribution for all elevations of the glacier surface. Note that the changes in surface area and surface elevation of the glacier are taken into consideration for future simulations because the mass balance was computed for each point of the mesh at each time step and both the glacier surface area and the glacier surface elevation were updated at each time step.

5. RESULTS AND DISCUSSION

5.1. Recent period (1997–2010)

Prognostic simulations were run for the period 1997–2010. Two independent datasets based on field measurements were used to constrain and validate the model. First, the model was forced and calibrated with available observations of topography, surface velocities and surface mass balance. The adjusted values of the basal friction parameter led to simulated surface velocities close to the field measurements (see Section 3.4). Then the model was validated over the recent period using different datasets from the ones used for calibration: the position of the front and the total volume loss.

Observed and modeled glacier outlines in 2006 and 2010 are compared in Figure 2. The retreat of the glacier front between 1997 and 2010 was well reproduced by the model. The difference between the simulated and measured glacierized areas was less than 1.5% in 2006 and less than 1% in 2010. The observed retreat of the front was 140 m between 1997 and 2006 and 50 m between 2006 and 2010. Results of the simulations were 125 m and 60 m, respectively. Modeled changes in surface elevation between 1997 and 2006 are shown in Figure 4 and compared with the measurements obtained by photogrammetry (Soruco and others, 2009).

Measurements revealed a maximum shift from about 40 m for the glacier tongue down to approximately 15 m below the seracs zone. These model results are in good agreement in terms of both spatial distribution and magnitude. Indeed, the volume loss computed by photogrammetry was $1.10 \times 10^7 \text{ m}^3$ while the simulated volume loss was $0.95 \times 10^7 \text{ m}^3$. This 13% difference in volume loss is within the range of accuracy of the photogrammetric method.

5.2. Simulations of the 21st century

Simulations of the 21st century started in 2006. The state of the glacier in 2006 was projected by the simulations covering the calibration period (1997–2006), described in Section 5.1.

Volume projections for Glaciar Zongo with temperature anomalies obtained from the nine climate models for scenario RCP2.6 and for a sensitivity of the ELA of $150 \text{ m } ^\circ\text{C}^{-1}$ are shown in Figure 5. All model results showed

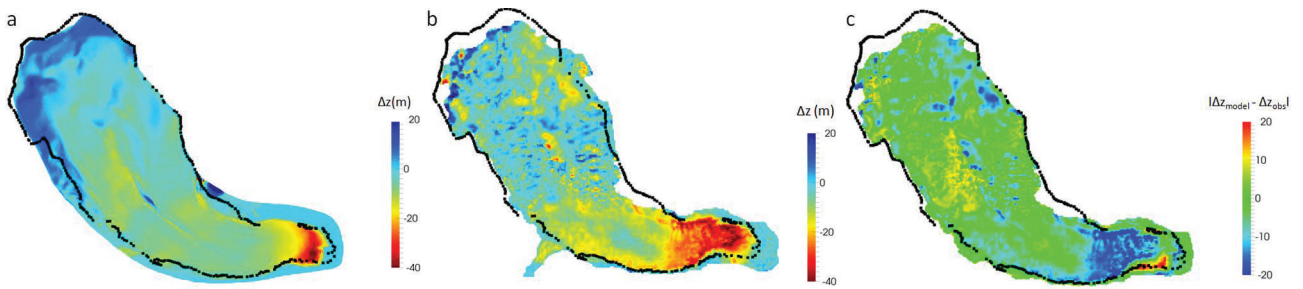


Fig. 4. Changes in surface elevation between 1997 and 2006: (a) simulated by the model, (b) measured by photogrammetry (adapted from Soruco and others, 2009). (c) Difference between absolute model and observed surface elevation changes

similar trends with a continuous decrease in glacier volume, down to about 50% of its present volume, until the period 2035–60, followed by the stabilization of the volume of the glacier until the end of the century. This stabilization reflects the temperature stabilization projected by the models with a time lag of about 10–15 a. The scatter of the volumes projected by the nine models is large and increases with time, with a cumulative volume loss of 11–39% in 2030, 18–48% in 2050 and 32–59% in 2100.

Volume changes computed using temperature data from the three RCP scenarios are shown in Figure 6. The solid lines show the average of the nine models forcing and the shaded area shows the 1σ interval, where σ is the standard deviation of the nine model outputs. The three scenarios projected similar continuous mass loss until approximately 2035. As already mentioned, the change in volume projected by scenario RCP2.6 then remained stable for the rest of the century, whereas the two other scenarios

projected a continuous decrease until the end of the century. As expected, RCP8.5 projected the highest rate of volume loss, with the glacier nearly disappearing in 2100. The volume loss projected by the three scenarios RCP2.6, RCP6.0 and RCP8.5 were respectively $27 \pm 7\%$, $24 \pm 7\%$ and $29 \pm 8\%$ in 2030; $35 \pm 8\%$, $34 \pm 7\%$ and $44 \pm 7\%$ in 2050; and $40 \pm 7\%$, $69 \pm 7\%$ and $89 \pm 4\%$ in 2100.

Lastly, we assessed the sensitivity of the volume changes computed by the model considering the sensitivity of the ELA to temperature changes. The average change in volume obtained with the three RCP scenarios for an ELA sensitivity to temperature of $+120 \text{ m } ^\circ\text{C}^{-1}$, $+150 \text{ m } ^\circ\text{C}^{-1}$ and $+180 \text{ m } ^\circ\text{C}^{-1}$ are shown in Figure 7. As expected, the trends are similar and the volume loss increased with an increase in the sensitivity of the ELA. The average volume losses in 2100 obtained with the three values of the sensitivity were respectively 35%, 40%, 45% with RCP2.6; 60%, 69%, 77% with RCP6.0; and 82%, 89%, 94% with RCP8.5.

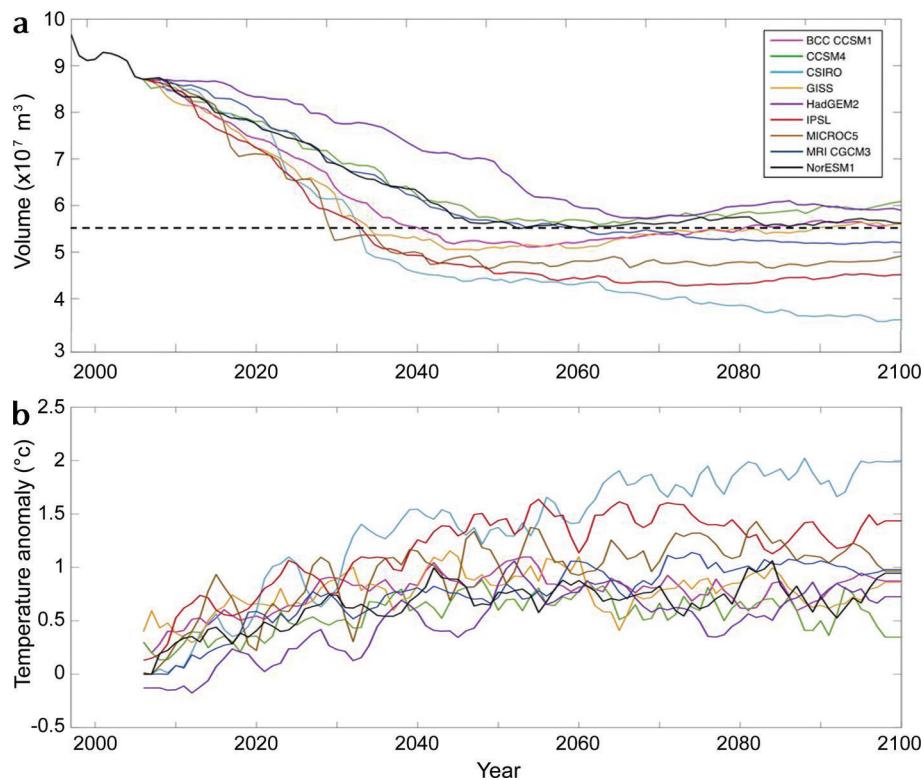


Fig. 5. (a) Simulated Glaciar Zongo volumes from 1997 to 2100 using the RCP2.6 scenario. Results are given for the nine climate models used in this study and an ELA sensitivity of $150 \text{ m } ^\circ\text{C}^{-1}$. The horizontal broken line indicates half the 2006 volume of Glaciar Zongo. (b) Temperature anomalies (compared with the 1997–2006 period) from 2006 to 2100 projected using the RCP2.6 scenario and the nine CMIP5 models.

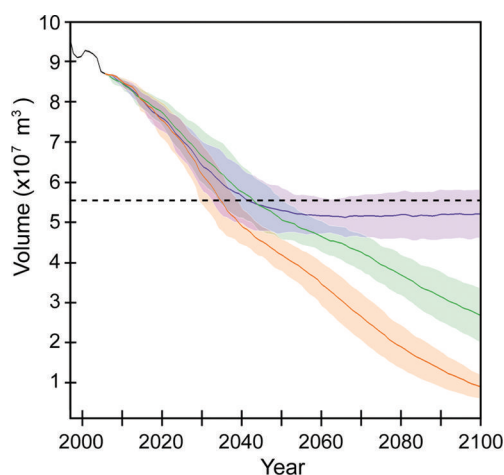


Fig. 6. Simulated Glaciar Zongo volumes from 1997 to 2100 using scenario RCP2.6 (purple), scenario RCP6.0 (green) and scenario RCP8.5 (orange). Solid lines show the average of the nine models and the shaded area shows the $\pm 1\sigma$ interval. The horizontal broken line indicates half the current volume of Glaciar Zongo.

5.3. Limitations of our study

While this study is among the first to use a full-Stokes model for a mountain glacier application, modeling ice dynamics still relies on three main assumptions: (i) basal sliding is parameterized using a linear friction law where the coefficient is a function of altitude only; (ii) the viscosity field was calibrated from current observations of the surface air temperature, and thermo-mechanical coupling is ignored; (iii) our glacier is composed only of ice, and variations in density are ignored.

Sensitivity tests for the first two assumptions were made for the validation period (1997–2010, Section 5.1). Variations of $\pm 10\%$ for the friction coefficient and the temperature led to variations in volume of $< 1\%$ and $< 0.05\%$, respectively, in 2010.

In the case of a mountain glacier with no calving front and a surface mass balance parameterized as a function of altitude only, ice dynamics affect glacier volume only by altering the surface area of the glacier and free surface elevation. This explains the low sensitivity of the variations in volume to the ice dynamics parameters and justifies the use of pragmatic assumptions. Progress is underway to model these processes more accurately (see e.g. Gilbert and others, 2014), and they [AUTHOR: please clarify what 'they' refers to here] will be incorporated in our simulations when the complexity of the coupling between ice dynamics and surface mass balance requires it.

Finally, uncertainties in the simulations of glacier changes for the coming decades mostly depend on climate changes and their impact on the surface mass-balance quantification. Our approach for surface mass-balance parameterization is simple but relies on direct surface mass-balance measurements. Using such a parameterization together with ELA shifts for future simulations may lead to uncertainties regarding interannual surface mass-balance variations. As shown in Figure 3, temporal mass-balance variability is higher in the lower reaches of the glacier than in the upper ones. Consequently, assuming a linear shift of the surface mass-balance profile leads to overestimated annual values for extreme positive/negative mass-balance years. Impacts of this approach are hardly quantifiable at

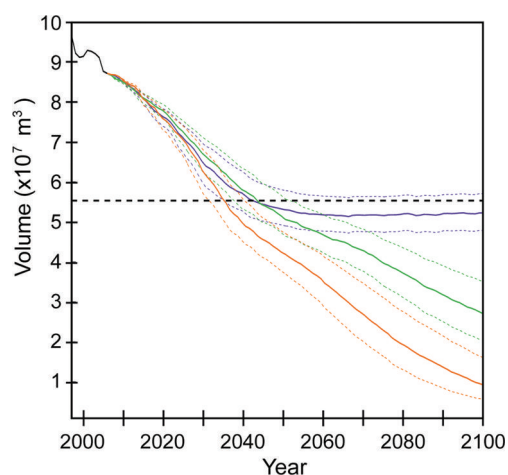


Fig. 7. Simulated Glaciar Zongo volumes from 1997 to 2100 using scenario RCP2.6 (purple), RCP6.0 (green) and RCP8.5 (orange). Solid lines represent an ELA sensitivity of $150 \text{ m } ^\circ\text{C}^{-1}$. Dashed lines represent a sensitivity of $180 \text{ m } ^\circ\text{C}^{-1}$ and $120 \text{ m } ^\circ\text{C}^{-1}$. The horizontal broken line indicates half the current volume of Glaciar Zongo.

secular scale, and in any case are assumed to be limited compared with the large scatter of temperature changes related to the different scenarios and climate models.

6. CONCLUSION

This article describes the first application of a 3-D full-Stokes model on a mountain glacier in the tropical Andes to take into account the ice dynamics in ongoing and future glacier changes. Glaciar Zongo, Bolivia, is a perfect candidate for such an application because the glacier has been continuously monitored since the early 1990s by the GLACIO-CLIM observatory, therefore all the data needed to calibrate and validate the model are available. In simulating the future mass balance, our approach was based on the sensitivity of the ELA to temperature changes and assumed that the observed vertical profile of surface mass balance remains unchanged. Regarding glacier dynamics, some assumptions were made concerning basal sliding, the internal temperature of the ice and the density of the material as their impact is very limited in simulations of the glacier changes compared with the impact of changes in climate conditions and hence in the mass balance.

For the 1997–2010 validation period, the modeled surface area and changes in volume were in good agreement with observations. Consequently, the model was then used to simulate future changes in Glaciar Zongo during the 21st century using nine different climate models and three RCP scenarios. In the near future (2030), the variability between the different climate models was greater than the variability between the scenarios, and the volume loss ranged from $24 \pm 7\%$ to $29 \pm 8\%$. The changes in volume computed with the three RCP scenarios differed significantly after 2050. Scenario RCP2.6 projected a stable volume in the second half of the century with a value corresponding to approximately 60% of its present volume, while the other two scenarios projected continuous and sustained volume loss over the whole century, with the near disappearance of the glacier projected in 2100 by the most pessimistic scenario, RCP8.5.

Future research could focus on (1) simulations of mass-balance changes using a complete surface energy-balance model; (2) considering a certain amount of snow/firn with different density values and rheological properties; (3) considering fracturing of the ice that would make it possible to represent specific zones of glaciers, like the seracs zone.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study was funded by the French Institut de Recherche pour le Développement (IRD) through the Andean part of the French glaciers observatory service: GLACIOCLIM (<http://www.lgge.ujf-grenoble.fr/ServiceObs/SiteWebAndes/index.htm>), and was conducted in the framework of the International Joint Laboratory GREAT-ICE, a joint initiative of the IRD and universities and institutions in Bolivia, Peru, Ecuador and Colombia. Contributing authors from the Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (LGGE) acknowledge the contribution of LABEX OSUG@2020, ANR grant no. ANR-10-LABX-56. We are grateful to all those who took part in field campaigns for mass-balance measurements, to Benjamin Lehmann (IRD) for his help with the radar field campaign, to Gerhard Krinner (LGGE) for providing the CMIP5 data for our region of interest, and to Laurent Mingo (Blue Ice Integration Ltd) for assistance with the IPR (<http://www.radar.bluesystem.ca/>). This work was granted access to the HPC resources of CINES under the allocation 2014-016066 made by GENCI. Finally, we thank G. Adalgeirsdottir (scientific editor) and the two anonymous referees for their constructive comments used to improve the paper.

REFERENCE LIST

- Adhikari S and Marshall SJ (2013) Influence of high-order mechanics on simulation of glacier response to climate change: insights from Haig Glacier, Canadian Rocky Mountains. *Cryosphere*, **7**(5), 1527–1541 (doi: 10.5194/tc-7-1527-2013)
- Bindschadler R (1982) A numerical model of temperate glacier flow applied to the quiescent phase of a surge-type glacier. *J. Glaciol.*, **28**(99), 239–265
- Carlson BZ and 8 others (2014) Accounting for tree line shift, glacier retreat and primary succession in mountain plant distribution models. *Divers. Distrib.*, **20**(12), 1379–1391 (doi: 10.1111/ddi.12238)
- Cuffey KM and Paterson WSB (2010) *The physics of glaciers*. 4th edn. Butterworth-Heinemann, Oxford [AUTHORS: this reference is not cited in the text. Please insert a text citation or delete the reference from the list.]
- Fan Q, Efrat A, Koltun V, Krishnan S and Venkatasubramanian S (2005) Hardware-assisted natural neighbor interpolation. In Demetrescu C, Sedgewick R and Tamassia R eds *Proceedings of the Seventh Workshop on Algorithm Engineering and Experiments and the Second Workshop on Analytic Algorithmics and Combinatorics, ALENEX / ANALCO 2005, 22 January, 2005, Vancouver, BC, Canada*. Society for Industrial and Applied Mathematics, Philadelphia, PA, 111–120
- Francou B, Ribstein P, Saravia R and Tiriau E (1995) Monthly balance and water discharge of an inter-tropical glacier: Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16°S. *J. Glaciol.*, **41**(137), 61–67
- Francou B, Vuille M, Wagnon P, Mendoza J and Sicart JE (2003) Tropical climate change recorded by a glacier in the central Andes during the last decades of the twentieth century: Chacaltaya, Bolivia, 16°S. *J. Geophys. Res.*, **108**(D5), 4154 (doi: 10.1029/2002JD002959)
- Gagliardini O and 14 others (2013) Capabilities and performance of Elmer/Ice, a new-generation ice sheet model. *Geosci. Model Dev.*, **6**(4), 1299–1318 (doi: 10.5194/gmd-6-1299-2013)
- Gilbert A, Wagnon P, Vincent C, Ginot P and Funk M (2010) Atmospheric warming at a high-elevation tropical site revealed by englacial temperatures at Illimani, Bolivia (6340 m above sea level, 16°S, 67°W). *J. Geophys. Res.*, **115**(D10), D10109 (doi: 10.1029/2009JD012961)
- Gilbert A, Gagliardini O, Vincent C and Wagnon P (2014) A 3-D thermal regime model suitable for cold accumulation zones of polythermal mountain glaciers. *J. Geophys. Res.*, **119**(9), 1876–1893 (doi: 10.1002/2014JF003199)
- Gillet-Chaulet F and 8 others (2012) Greenland Ice Sheet contribution to sea-level rise from a new-generation ice-sheet model. *Cryosphere*, **6**(4), 1561–1576 (doi: 10.5194/tc-6-1561-2012)
- Glen JW (1955) The creep of polycrystalline ice. *Proc. R. Soc. London, Ser. A*, **228**(1175), 519–538 (doi: 10.1098/rspa.1955.0066)
- Greve R and Blatter H (2009) *Dynamics of ice sheets and glaciers*. Springer, Dordrecht
- Gudmundsson GH (1999) A three-dimensional numerical model of the confluence area of Unteraargletscher, Bernese Alps, Switzerland. *J. Glaciol.*, **45**(150), 219–230 (doi: 10.3189/002214399793377086)
- Haber J, Zeilfelder F, Davydov O and Seidel HP (2001) Smooth approximation and rendering of large scattered data sets. In *Proceedings of the IEEE Visualization 2001, 21–26 October 2001, San Diego, CA, USA*. Institute of Electrical and Electronics Engineers, Piscataway, NJ, 341–347
- Hubbard A, Blatter H, Nienow P, Mair D and Hubbard B (1998) Comparison of a three-dimensional model for glacier flow with field data from Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *J. Glaciol.*, **44**(147), 368–378
- Huss M, Jouvét G, Farinotti D and Bauder A (2010) Future high-mountain hydrology: a new parameterization of glacier retreat. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **14**(5), 815–829 (doi: 10.5194/hess-14-815-2010)
- Jay-Allemand M, Gillet-Chaulet F, Gagliardini O and Nodet M (2011) Investigating changes in basal conditions of Variegated Glacier prior to and during its 1982–1983 surge. *Cryosphere*, **5**(3), 659–672 (doi: 10.5194/tc-5-659-2011)
- Jomelli V, Rabatel A, Brunstein D, Hoffmann G and Francou B (2009) Fluctuations of glaciers in the tropical Andes over the last millennium and palaeoclimatic implications: a review. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **281**(3–4), 269–282 (doi: 10.1016/j.palaeo.2008.10.033)
- Jouvét G, Picasso M, Rappaz J and Blatter H (2008) A new algorithm to simulate the dynamics of a glacier: theory and applications. *J. Glaciol.*, **54**(188), 801–811 (doi: 10.3189/002214308787780049)
- Le Meur E and Vincent C (2003) A two-dimensional shallow ice-flow model of Glacier de Saint-Sorlin, France. *J. Glaciol.*, **49**(167), 527–538 (doi: 10.3189/172756503781830421)
- Le Meur E, Gerbaux M, Schäfer M and Vincent C (2007) Disappearance of an Alpine glacier over the 21st Century simulated from modeling its future surface mass balance. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **261**(3–4), 367–374 (doi: 10.1016/j.epsl.2007.07.022)
- 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 (PhD thesis, Université Joseph Fourier)
- Mingo L and Flowers GE (2010) An integrated lightweight ice-penetrating radar system. *J. Glaciol.*, **56**(198), 709–714 (doi: 10.3189/002214310793146179)
- Oerlemans J and 10 others (1998) Modelling the response of glaciers to climate warming. *Climate Dyn.*, **14**(4), 267–274 (doi: 10.1007/s003820050222)
- Rabatel A, Francou B, Jomelli V, Naveau P and Grancher D (2008) A chronology of the Little Ice Age in the tropical Andes of Bolivia (16°S) and its implications for climate reconstruction. *Quat. Res.*, **70**(2), 198–212 (doi: 10.1016/j.yqres.2008.02.012)

- Rabatel A and 7 others (2012) Can the snowline be used as an indicator of the equilibrium line and mass balance for glaciers in the outer tropics? *J. Glaciol.*, **58**(212), 1027–1036 (doi: 10.3189/2012JoG12J027)
- Rabatel A and 27 others (2013) Current state of glaciers in the tropical Andes: a multi-century perspective on glacier evolution and climate change. *Cryosphere*, **7**(1), 812–102 (doi: 10.5194/tc-7-81-2013)
- Schäfer M and Le Meur E (2007) Improvement of a 2-D SIA ice-flow model: application to Glacier de Saint-Sorlin, France. *J. Glaciol.*, **53**(183), 713–722 (doi: 10.3189/002214307784409234)
- Seroussi H and 6 others (2011) Ice flux divergence anomalies on 79north Glacier, Greenland. *Geophys. Res. Lett.*, **38**(9), L09501 (doi: 10.1029/2011GL047338)
- Sicart JE, Hock R, Ribstein P, Litt M and Ramirez E (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.*, **116**(D13), D13105 (doi: 10.1029/2010JD015105)
- Sicart JE, Hock R and Six D (2008) Glacier melt, air temperature, and energy balance in different climates: the Bolivian Tropics, the French Alps, and northern Sweden. *J. Geophys. Res.*, **113**(D24), D24113 (doi: 10.1029/2008JD010406)
- Soruco A (2008) Étude du retrait des glaciers depuis cinquante ans dans les bassins hydrologiques alimentant en eau la ville de La Paz – Bolivie (16° S). (PhD thesis, Université Joseph Fourier)
- Soruco A and 9 others (2009) Mass balance of Glaciar Zongo, Bolivia, between 1956 and 2006, using glaciological, hydrological and geodetic methods. *Ann. Glaciol.*, **50**(50), 1–8 (doi: 10.3189/172756409787769799)
- Soruco A and 6 others (2015) Impacts of glacier shrinkage on water resources of La Paz city, Bolivia (16° S). *Ann. Glaciol.*, **[IGS to supply details – 70A001 not yet accepted]**.
- Sugiyama S, Bauder A, Zahno C and Funk M (2007) Evolution of Rhonegletscher, Switzerland, over the past 125 years and in the future: application of an improved flowline model. *Ann. Glaciol.*, **46**, 268–274 (doi: 10.3189/172756407782871143)
- Vincent C, Vallon M, Reynaud L and Le Meur E (2000) Dynamic behaviour analysis of glacier de Saint Sorlin, France, from 40 years of observations, 1957–97. *J. Glaciol.*, **46**(154), 499–506 (doi: 10.3189/172756500781833052)
- Vincent C, Harter M, Gilbert A, Berthier E and Six D (2014) Future fluctuations of Mer de Glace, French Alps, assessed using a parameterized model calibrated with past thickness changes. *Ann. Glaciol.*, **55**(66), 15–24 (doi: 10.3189/2014AoG66A050)
- Vuille M and 6 others (2008) Climate change and tropical Andean glaciers: past, present and future. *Earth-Sci. Rev.*, **89**(3–4), 79–96 (doi: 10.1016/j.earscirev.2008.04.002)
- Zhao L and 6 others (2014) Numerical simulations of Gurenhekou glacier on the Tibetan Plateau. *J. Glaciol.*, **60**(219), 71–82 (doi: 10.3189/172756407782282543)
- Zwinger T, Greve R, Gagliardini O, Shiraiwa T and Lyly M (2007) A full Stokes-flow thermo-mechanical model for firn and ice applied to the Gorshkov crater glacier, Kamchatka. *Ann. Glaciol.*, **45**, 29–37 (doi: 10.3189/172756407782282543)