

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Sciences de la Terre, de l'Univers et de l'Environnement**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Julie GARDELLE

Thèse dirigée par **Paolo LAJ**

et codirigée par **Yves ARNAUD et Etienne BERTHIER**

préparée au sein du **Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement**

et de l'école doctorale **Terre, Univers, Environnement**

Evolution récente des glaciers du Pamir - Karakoram - Himalaya : apport de l'imagerie satellite.

Thèse soutenue publiquement le **19 décembre 2012**,
devant le jury composé de :

M. Michel FILY

Professeur UJF, LGGE, Président

M. Christophe DELACOURT

Professeur UBO, IUEM, Rapporteur

M. Claudio SMIRAGLIA

Professeur Università degli Studi di Milano, Rapporteur

M. Noël GOURMELEN

Physicien adjoint EOST, UDS, Examineur

M. Pierre RIBSTEIN

Professeur UPMC, Sisyphe, Examineur

M. Paolo LAJ

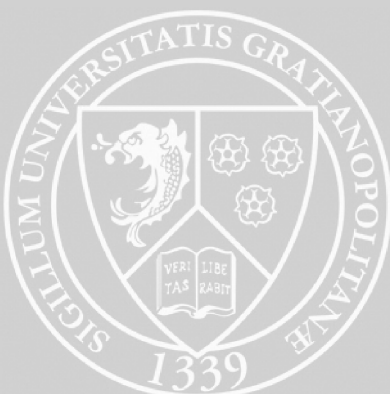
Physicien OSUG, LGGE, Directeur de thèse

M. Yves ARNAUD

Chargé de recherche IRD, LTHE, Co-Directeur de thèse

M. Etienne BERTHIER

Chargé de recherche CNRS, LEGOS, Co-Directeur de thèse



Résumé

La région du Pamir - Karakoram - Himalaya (PKH) constitue la plus grande réserve de glace terrestre après les régions polaires. Cependant, l'évolution récente de ces glaciers, indicateurs privilégiés du changement climatique en haute altitude, reste encore mal connue, du fait notamment de difficultés d'accès et de conditions climatiques qui rendent délicate l'acquisition de mesures *in situ*. L'objectif de cette thèse est de contribuer à l'amélioration des connaissances sur l'évolution globale des glaces du PKH au cours de la dernière décennie, en s'appuyant sur des images satellite et des modèles numériques de terrain (MNTs).

Une première méthodologie a été développée pour assurer le suivi automatique de la distribution spatiale et de l'évolution temporelle des lacs glaciaires à partir d'images Landsat entre 1990 et 2009 sur sept zones d'études réparties le long du PKH. Ainsi, une certaine disparité des types, tailles et évolutions des lacs entre la partie orientale et occidentale du PKH a été mise en évidence. Sur la période de temps considérée, la superficie des lacs a légèrement diminué à l'ouest (Karakoram et Hindu Kush), a été en très nette augmentation à l'est (Népal et Bouthan) et relativement stable sur la partie centrale (Inde du nord-ouest).

Le bilan de masse des glaciers a ensuite été calculé, à partir des variations d'épaisseurs mesurées en comparant deux MNTs, acquis à deux dates différentes, et issus de la mission SRTM et du satellite SPOT5. Cette méthode implique un certain nombre de corrections et d'ajustements au préalable, afin de garantir des mesures les moins biaisées possible. Ainsi, la différence de résolution spatiale initiale des MNTs peut être à l'origine d'un biais fonction de l'altitude, de même que la pénétration des ondes radar de la mission SRTM dans la neige et la glace est à prendre en compte le cas échéant, pour ne pas sous-estimer les altitudes sur les glaciers.

Là encore, on observe des disparités entre les différents bilans de masse régionaux sur la période 1999-2011, avec des pertes de masse modérées sur l'Himalaya central et oriental ($-0.30 \pm 0.08 \text{ m a}^{-1} \text{ w.e.}$), plus accentuées sur l'Himalaya occidental ($-0.43 \pm 0.09 \text{ m a}^{-1} \text{ w.e.}$) et des gains de masse plus à l'ouest, pour les glaciers des massifs du Pamir ($+0.14 \pm 0.11 \text{ m a}^{-1} \text{ w.e.}$) et du Karakoram ($+0.10 \pm 0.20 \text{ m a}^{-1} \text{ w.e.}$). Ces résultats confirment donc l'anomalie des glaciers du Karakoram et suggèrent des comportements similaires au Pamir. Le bilan de masse global des glaciers du PKH est estimé à $-0.13 \pm 0.06 \text{ m a}^{-1} \text{ w.e.}$

Mots clefs : Himalaya, Glacier, Bilan de masse, Télédétection, MNT, SPOT5, SRTM

Abstract

The Pamir - Karakoram - Himalaya (PKH) mountain range is considered to be the largest terrestrial ice reservoir outside polar regions. However, the recent evolution of these glaciers, recognized as valuable high-altitude climatic indicators, remains poorly known, mainly because of accessibility issues and harsh meteorologic conditions that hamper field work and *in situ* observations. The aim of this thesis is therefore to improve the knowledge of glacier changes in PKH and study their evolution over the past decade, based on satellite images and digital elevation models (DEMs).

We first developed automatic classification algorithms to monitor the spatial distribution and temporal evolution of glacial lakes between 1990 and 2009 along the PKH, based on Landsat images. We thereby highlight different types, sizes and evolutions of glacial lakes between eastern and western PKH. During the study period the total glacial lake area slightly decreased in the west (Hindu Kush and Karakoram), greatly increased in the east (Nepal, Bhutan) and remained stable in the central part (north-west India).

We then computed the mass balance of PKH glaciers from elevation changes measured by comparing two DEMs, acquired ~ 10 years apart, by the SRTM mission and the SPOT5 satellite. This method relies on a precise relative adjustment (horizontal and vertical) of the DEMs to remove possible systematic biases within glacier elevation changes. The difference in the original spatial resolution of the DEMs can result in an elevation-dependent bias, as well as the radar penetration into snow and ice can seriously underestimate glacier elevation in the case of a DEM derived from radar data such as SRTM.

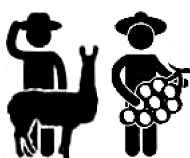
The spatial pattern of regional glacier mass balances between 1999 and 2011 turns out to be contrasted, with moderate mass losses in eastern and central Himalaya (-0.30 ± 0.08 m yr⁻¹ w.e.), stronger in western Himalaya (-0.43 ± 0.09 m yr⁻¹ w.e.) and mass gains further west, for Pamir ($+0.14 \pm 0.11$ m yr⁻¹ w.e.) and Karakoram glaciers ($+0.10 \pm 0.20$ m yr⁻¹ w.e.). The global mass balance of PKH glaciers is estimated at -0.13 ± 0.06 m yr⁻¹ w.e.

Keywords : Himalaya, Glacier, Mass balance, Remote sensing, DEM, SPOT5, SRTM

La recette de la thèse...



Pour commencer, il faut un directeur dévoué, qui accepte de prendre la direction officielle de la thèse. S'il s'avère qu'il également le chef du labo, c'est encore mieux ! Pour avoir accepté de jouer ce jeu, je remercie Paolo, et avant lui Michel.



Pour une affaire qui roule, il faut rassembler deux chefs détonnants, qui sauront apporter soutien, encouragement et conseils tout au long de la thèse et surtout faire preuve d'humanité. Merci Etienne pour ta réactivité aux mails, pour tes conseils et suggestions toujours très avisés. Merci Yves pour tes visites quasi quotidiennes, les discussions qu'on a pu avoir (scientifiques, apicoles, viticoles... voire même hélicoptériques sur la fin !) et pour ton aide au jour le jour. Vous avez vraiment fait la paire tous les deux !



Pour évaluer le résultat, on prendra soin de réunir un jury de spécialistes. Merci donc aux rapporteurs, Claudio Smiraglia et Christophe Delacourt, ainsi qu'aux examinateurs, Michel Fily, Pierre Ribstein et Noël Gourmelen, pour avoir pris le temps de lire ce manuscrit et pour avoir répondu présent le jour de la soutenance.



Pour y comprendre quelque chose dans les missions, les bons de commande et les lignes de crédit, on saura trouver une aide précieuse auprès de tous les personnels administratifs, au LGGE, LTHE mais aussi au LEGOS, merci à eux !



Pour ce qui est de l'outil de travail, on saura faire confiance aux informaticiens pour venir nous dépanner et bidouiller la machine quand elle en a besoin. Merci donc à Marie, Eric, Antoine et Patrick !



Au sein d'une équipe ou d'un labo, on est rarement tout seul pour mener sa barque. Merci donc à tous ceux avec qui j'ai pu interagir ou discuter au détour d'un couloir au LGGE comme au LTHE. J'adresse également un merci tout particulier à Laurent, qui avait su à l'époque me donner le goût de la recherche et m'avait encouragé à poursuivre dans cette voie.



Au labo, on pourra compter sur les autres thésards et post-docs embarqués dans la même galère, pour animer ces journées de préparation parfois laborieuses. Merci à tous pour votre bonne humeur, et bon courage à tous ceux qui n'ont pas encore fini ! Mention spéciale à Nico (un dernier push & pull et ça devrait le faire), Julien (pour la relecture attentive), Alex & Manu (pour tous vos bonjours), et Adina (pour avoir amené le yoga jusqu'en salle de conf).



Si vous avez la chance de le rencontrer (avant qu'il ne s'en aille vers le Grand Sud), vous pourrez compter à coup sûr sur le petit Bruno pour aller courir la montagne et en ramener de belles images ou pour commencer votre collection de doudous (ou la compléter !). Le tout parsemé d'amandes grillées.



Quand ça commence à sentir le brûlé, il faut ouvrir grand les fenêtres et s'en remettre aux copains. Ils sauront vous faire partager leur univers pour oublier vos soucis quotidiens. Merci à tous ceux-là, Karim & Anne-So (pour les goûters-soirées-munchkin-UV26), Valjoukéké et sa Valjoukékette (pour les soirées jeux endiablées), Ben & Mélissa (pour leur enthousiasme et leur bateau à voile), Eric et Dorothee (pour les sorties grandes-voies), Julien (et tous les défis qu'il s'est lancé), Max (et ses projets qui font rêver), ou encore Mélanie et Hélène (pour toutes les soirées improvisées passées et à venir !).



Evidemment, on prendra également soin d'aller régulièrement faire un tour du côté du Haut-Doubs ! On s'y ressource au milieu de la paille et des sapins, dans une maison toujours aussi accueillante. Merci à Laurence, Jean-Claude, Sylvain, Vincent, Laure et à toutes les bêtes (à poil ou à plume) qui peuplent la maison !



Et puis on ne manquera pas de faire étape dans le Diois, où l'on est assurée de trouver (ré)confort, soutien, encouragement (et provisions pour le pot de thèse !). Merci à mes parents à qui je dois beaucoup, qui m'ont permis d'en arriver jusque là et qui ont eu la riche idée de venir s'installer dans cette région si agréable !



Merci enfin à ce drôle d'oiseau qui picore à mes côtés depuis tout ce temps...

Abréviations et notations

ORGANISMES

DLR	Deutschen Zentrums für Luft und Raumfahrt (agence spatiale allemande)
ESA	European Sapce Agency
GLIMS	Global Land Ice Measurements from Space
GPCP	Global Precipitation Climatology Project
ICIMOD	International Center for Integrated Mountain Development
JPL	Jet Propulsion Laboratory
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
WGMS	World Glacier Monitoring Service

ABRÉVIATIONS

ASTER	Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
DEM	Digital Elevation Model (voir MNT en français)
GPS	Global Positioning System
HKKH	Hindu Kush - Karakoram - Himalaya
HKH	Hindu Kush - Himalaya
ICESat	Ice, Cloud and land Elevation Satellite
LASER	Light Amplification by Stimulated Emission of Radiation
LIDAR	Light Detection And Ranging
MNT	Modèle Numérique de Terrain
MODIS	Moderate Imaging Spectroradiometer
NDSI	Normalized Difference Snow Index
PKH	Pamir - Karakoram - Himalaya
RADAR	Radio Detection And Ranging
SAR	Synthetic Aperture RADAR
SIRAL	SAR Interferometer Radar Altimeter
SPOT	Système Probatoire pour l'Observation de la Terre
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission

Avant-propos

Note terminologique : image satellite, satellitaire ou satellitale ?

Puisqu'il sera question de nombreuses reprises dans ce manuscrit d'images acquises par des capteurs embarqués à bord de satellites artificiels, il convient de définir un terme unique pour désigner ce type de données. On peut en effet rencontrer dans la littérature, les termes image satellite, image-satellite, image satellitaire, voire même satellitale.

L'Académie Française a récemment condamné la graphie image-satellite, ainsi que l'adjectif satellital, privilégiant ainsi les adjectifs satellite et satellitaire. Cependant, on préférera l'apposition satellite (de forme invariable), le suffixe *-aire* marquant un rapport instrumental : l'adjectif satellitaire peut désigner ce qui fait partie d'un satellite (d'après l'Office québécois de la langue française, <http://www.oqlf.gouv.qc.ca/>).

Organisation de la thèse

Plusieurs articles reprenant le travail réalisé au cours de cette thèse ont été publiés ou soumis dans des revues anglophones. Ils ont été insérés dans le corps du texte, tout en suivant la numérotation générale du manuscrit. Par souci de clarté, ils sont à chaque fois précédés d'un résumé étendu en français et replacés dans le contexte de la thèse.

Dénomination de la zone d'étude

La dénomination de la région d'étude a légèrement varié au fil de la thèse pour permettre sa meilleure caractérisation, mais également par souci de cohérence avec la littérature internationale. Initialement désignée comme Hindu Kush - Himalaya (HKH), elle a été renommée Hindu Kush - Karakoram - Himalaya (HKKH) pour souligner l'importance du massif du Karakoram (ou Karakorum). Par la suite, la région d'étude ayant été légèrement étendue, au Pamir notamment, elle a été dénommée PKH (Pamir - Karakoram - Himalaya). Toutes ces régions sont définies de manière détaillée au Chapitre 1.

Table des matières

Résumé	i
Abstract	iii
Remerciements	v
Abréviations et notations	vii
Avant-propos	ix
Table des matières	xi
Introduction	1
1 Les glaciers du Pamir - Karakoram - Himalaya	5
1.1 Caractéristiques de la zone d'étude	5
1.1.1 Situation géographique	5
1.1.2 Diversités climatiques	7
1.1.3 Contexte hydrologique	10
1.2 Glaciers de montagne et bilan de masse	12
1.2.1 Fonctionnement d'un glacier	12
1.2.2 Bilan de masse	14
1.3 Particularité des glaciers de l'Hindu Kush Himalaya	18
1.3.1 Couverture détritique	18
1.3.2 Phénomène de <i>surge</i>	20
1.3.3 Lacs glaciaires	22
1.4 Suivi des glaciers himalayens	24
1.4.1 Superficie et position des fronts	24
1.4.2 Etat de surface	24
1.4.3 Vitesses d'écoulement	25
1.4.4 Bilan de masse	26

2	Répartition et évolution récente des lacs glaciaires au sein de l’Hindu Kush Himalaya	29
2.1	Résumé étendu	29
2.2	Introduction	30
2.3	Study area and data	31
2.3.1	Study area	31
2.3.2	Data	32
2.4	Methodology	34
2.5	Results	37
2.5.1	Distribution of glacial lakes over the HKH	37
2.5.2	Evolution of glacial lakes during 1990-2009	38
2.6	Discussion	40
2.6.1	Glacial lake inventory by remote sensing	40
2.6.2	Pro- and supra- glacial lake variations	42
2.6.3	Glacial lake and climate variations	43
2.6.4	Glacial lake and glacier mass balance variations	44
2.7	Conclusion	46
3	Calcul du bilan de masse par méthode géodétique	47
3.1	Imagerie satellite et modèle numérique de terrain en glaciologie	47
3.1.1	Glaciers de montagne et acquisition de données satellite	47
3.1.2	Imagerie optique	48
3.1.3	Imagerie RADAR	52
3.1.4	Altimétrie RADAR et LIDAR	54
3.2	Ajustements et corrections	56
3.2.1	Ajustement planimétrique	56
3.2.2	Corrections suivant la trace du satellite	60
3.2.3	Correction du biais altimétrique et de la pénétration radar	61
3.2.4	Correction temporelle	69
3.3	De la variation d’altitude au bilan de masse	69
3.4	Précision de la méthode	71
4	Cas particulier des glaciers du Karakoram	75
4.1	Résumé étendu	75
4.2	Bilan de masse des glaciers du Karakoram	76
4.2.1	Abstract	76
4.2.2	Main text	77
4.2.3	Methods	82
4.2.4	Supplementary Material	83

5 Bilans de masse régionaux des glaciers du PKH entre 1999 et 2011	95
5.1 Résumé étendu	95
5.2 Introduction	97
5.3 Study area	100
5.4 Data and Methods	101
5.4.1 Digital elevation models	101
5.4.2 Glacier mask	101
5.4.3 Adjustments and corrections of DEMs biases	102
5.4.4 Mean elevation changes and mass balance calculation	104
5.4.5 Accuracy assessment	106
5.5 Results	107
5.5.1 Elevation changes in ablation areas	107
5.5.2 Glacier surges	107
5.5.3 Influence of a debris cover	109
5.5.4 Mass balance over the 8 study sites	111
5.6 Discussion	112
5.6.1 SRTM penetration	112
5.6.2 Thinning over debris-covered ice	112
5.6.3 Comparison to previous mass balance studies	113
5.6.4 Origin of the heterogeneous pattern of mass balance	117
5.6.5 Contribution to water resources	118
5.7 Conclusion	119
Conclusion et perspectives	121
Annexes	127
A Additional glacier elevation changes maps in the PKH	127
Liste des figures	133
Liste des tableaux	141
Références	143

Introduction

A la surface du globe, la cryosphère est l'une des composantes majeures du système climatique, de part son interaction avec l'atmosphère et sa contribution à l'hydrosphère. Elle inclut l'ensemble des surfaces enneigées et englacées à la surface de la Terre : glaciers, calottes polaires, glace de mer, manteau neigeux et sols gelés, de façon temporaire ou permanente. Le volume total des glaces terrestres (glaciers et calottes) en dehors des calottes groenlandaise et antarctique a été estimé à $166 \pm 10 \cdot 10^3 \text{ km}^3$ ce qui correspond à une contribution au niveau des mers de $0.41 \pm 0.03 \text{ m}$ (Radic & Hock, 2010).

Il est possible de mesurer l'état de santé des glaciers et calottes par l'intermédiaire de leur bilan de masse, qui rend compte des gains et pertes de masse au cours d'un cycle hydrologique complet (d'une durée d'un an environ). Le bilan est fortement dépendant de certains paramètres climatiques, dont entre autres la température de l'air, ce qui fait des glaciers et calottes des indicateurs privilégiés de la modification du climat au cours du temps, qu'il est possible d'apprécier à l'échelle d'une vie humaine (via le retrait des fronts glaciaires notamment).

Dans les régions qu'ils occupent, les glaciers et calottes constituent un maillon important du cycle hydrologique. Ils jouent en effet le rôle de réservoirs d'eau temporaires dans les bassins versants auxquels ils appartiennent : les précipitations neigeuses qui les alimentent sont stockées sous forme de glace puis re-distribuées dans le réseau hydrographique sous la forme d'eau de fonte, le temps de résidence de l'eau dans un glacier pouvant varier de quelques années à plusieurs centaines d'années. D'autre part, le débit du torrent émissaire d'un glacier sera réduit les années où le bilan de masse aura été positif (gain de masse), tandis qu'il sera plus élevé les années où les pertes glaciaires seront plus importantes (Hock *et al.*, 2005).

Au cours des dernières décennies, le bilan de masse moyen des glaciers et petites calottes a été estimé à $-0.74 \text{ m a}^{-1} \text{ w.e.}$ pour 2001-2005 (Cogley, 2009), $-0.42 \text{ m a}^{-1} \text{ w.e.}$ pour 1991-2004 et $-0.28 \text{ m a}^{-1} \text{ w.e.}$ pour 1961-2004 (Kaser *et al.*, 2006), mettant ainsi en évidence une accélération récente des pertes de masse. Les analyses régionales menées par Dyurgerov & Meier (2005) ont montré que les bilans de masse les plus négatifs se trouvaient en Patagonie, Alaska, ainsi que dans les montagnes canadiennes. Les glaciers de certaines régions ont tout de même connu des gains de masse au cours du XX^{ème} siècle, notamment au Svalbard (Bamber *et al.*, 2004), en Scandinavie (Nesje *et al.*, 2000), ou encore en Nouvelle-Zélande (Chinn *et al.*, 2005).

Jusqu'au début du XXI^{ème} siècle, très peu de mesures de bilan de masse étaient disponibles pour les glaciers d'Asie (une petite dizaine). La plupart résultaient d'analyses réalisées sur le terrain, et concernaient donc souvent des glaciers de petite taille (quelques kilomètres carrés) et faciles d'accès. Pourtant, du Pakistan au Bouthan et au Myanmar (Birmanie), le long d'un arc de plus de 3 000 km de long, les glaciers dits « himalayens » recouvrent plus de 70 000 km² et constituent la plus grande réserve de glace du globe en dehors des pôles. Ainsi, au vu du faible nombre de données disponibles avant le début de ces travaux de thèse, la connaissance de ces glaciers était très limitée et probablement biaisée, les glaciers étudiés par le passé n'étant pas nécessairement représentatifs de la tendance générale en Asie.

A la fin de l'année 2009, la révélation d'une grossière erreur (Cogley *et al.*, 2010) parue dans le dernier rapport du GIEC (Groupement International d'Experts sur le Climat) a rappelé et souligné le manque flagrant d'observations pour évaluer et prédire correctement le comportement de la cryosphère himalayenne. Cruz *et al.* (2007) avaient en effet affirmé que la disparition des glaciers himalayens était très probable d'ici 2035, voire même plus tôt en cas de réchauffement accru dans les années à venir. Cette affirmation s'est bien sûr avérée fautive, puisque cela nécessiterait des pertes de masse 25 fois plus importantes sur la période 1999-2035 que ce qui a été estimé entre 1960-1999 (Cogley *et al.*, 2010), ce qui compte-tenu des connaissances actuelles sur la relation glacier-climat n'est pas envisageable.

Le suivi des glaciers himalayens est rendu délicat par :

- la **vaste étendue** couverte par les glaciers d'est en ouest (plus de 3 000 km), qui se traduit également par des régimes climatiques distincts (et donc des comportements glaciaires potentiellement différents).
- leur **situation géographique**. L'Himalaya et les régions montagneuses qui l'entourent abritent les plus hauts sommets de la planète, dont bon nombre dépassent les 7 000 m d'altitude. Les glaciers sont donc situés dans un environnement de haute-montagne et les conditions rencontrées sur le terrain (altitude, froid, conditions météorologiques) rendent les mesures glaciologiques difficiles. Dans les régions les plus reculées, plusieurs jours de marche avec portage du matériel sont nécessaires avant d'atteindre le pied d'un glacier.
- la **situation politique**, qui interdit l'accès à certaines régions. On peut notamment citer le conflit qui oppose le Pakistan et l'Inde pour le contrôle de la région du Cachemire, dans le massif du Karakoram, où se déroule la plus haute guerre du monde sur le glacier Siachen, entre 5 000 et 7 000 m d'altitude. Le conflit sino-tibétain compromet également régulièrement l'accès aux glaciers situés sur la partie chinoise de l'Himalaya pour les étrangers.

Il apparaît donc évident que les seules mesures de terrains ne peuvent suffire à étudier la réponse de la cryosphère himalayenne dans son intégralité. L'utilisation de données acquises par télédétection (satellite, aérienne, voire terrestre) peut par contre permettre de compléter de manière efficace les mesures réalisées sur le terrain, car elles ne nécessitent pas de présence au

sol et permettent de couvrir des superficies relativement importantes suivant le capteur utilisé. A l'aide d'images satellite ou de photographies aériennes, il est en effet possible d'étudier les caractéristiques géométriques des glaciers (longueur, surface, topographie), leurs propriétés spectrales (albédo), leur dynamique (vitesses de déplacement) mais également leur bilan de masse (Kääb, 2005b).

Dans le cadre de cette thèse, nous avons ainsi cherché à :

- 1. améliorer la méthode de mesure du bilan de masse des glaciers de montagne (caractérisés par une forte topographie, à l'inverse des calottes polaires) à partir d'images acquises par des capteurs embarqués à bord de satellites.**
- 2. étudier la variabilité spatiale des bilans de masse des glaciers au sein de la chaîne himalayenne, au regard des différents régimes climatiques existants.**
- 3. estimer le bilan de masse global des glaciers himalayens (du Tadjikistan jusqu'au Myanmar), en tenant compte de cette variabilité spatiale, et ainsi évaluer leur part de contribution à la hausse du niveau des mers par rapport aux autres glaciers du globe.**

Le **Chapitre 1** de ce manuscrit permet d'introduire toutes les notions nécessaires à la compréhension de la suite de ce travail. Il décrit les caractéristiques géographiques et climatiques de la région du Pamir-Karakoram-Himalaya (PKH), ainsi que les principes qui régissent le fonctionnement d'un glacier et les différentes méthodes de mesure du bilan de masse. Il présente également les spécificités des glaciers du PKH et dresse un état de l'art des connaissances actuelles sur ces glaciers.

Le **Chapitre 2** présente les résultats d'une étude préliminaire sur les variabilités spatiale et temporelle de la superficie des lacs glaciaires au sein du PKH, que l'on suppose liées à celles des bilans de masse des glaciers.

Le **Chapitre 3** décrit les principaux types d'images satellite et de capteurs adaptés au calcul du bilan de masse des glaciers de montagne. Il détaille également de manière approfondie la méthodologie mise en place au cours de la thèse pour corriger ces images et en déduire un bilan de masse non-biaisé.

Le **Chapitre 4** présente une première application de la méthodologie aux glaciers du Karakoram (région située à cheval entre le Pakistan, l'Inde et la Chine). Cette étude met en évidence un bilan de masse positif, ainsi que des dynamiques glaciaires bien particulières.

Le **Chapitre 5** détaille les bilans de masse obtenus pour huit sites d'étude répartis d'est en ouest le long du PKH, leur lien avec l'évolution des lacs glaciaires sur la même période, ainsi que leur contribution à l'élévation du niveau des mers au cours de la dernière décennie.

Une partie conclusion synthétise les principaux résultats obtenus au cours de la thèse, en mettant en avant les nouveaux questionnements soulevés au cours de ce travail, ainsi que de nouvelles pistes de recherche qui s'en trouvent suggérées.

Chapitre 1

Les glaciers du Pamir - Karakoram - Himalaya

1.1 Caractéristiques de la zone d'étude

1.1.1 Situation géographique

Le Pamir - Karakoram - Himalaya (PKH) est une région montagneuse d'Asie qui s'étend d'est en ouest sur plus de 3 000 km, de la Birmanie jusqu'au Tadjikistan. Elle sépare les vastes plaines du Gange du sous-continent indien, dont l'altitude ne dépasse pas 200 m au sud, du plateau tibétain au nord, caractérisé par son relief peu marqué et dont l'altitude moyenne est d'environ 5 000 m. Le PKH constitue une barrière orographique imposante sur moins de 250 km de large entre ces deux environnements, avec des sommets dont l'altitude dépasse 8 000 m. Surnommé le troisième pôle, la concentration de glace y est la plus importante après l'Arctique et l'Antarctique. C'est au pied de ces glaciers que les plus grands fleuves asiatiques prennent leur source, dont notamment l'Indus, le Gange et le Brahmapoutre (Fig. 1.1).

Le PKH est en réalité composé de plusieurs massifs montagneux indépendants, correspondant à des entités géologiques bien distinctes (Fig. 1.1). La chaîne du Hengduan Shan constitue la bordure orientale du PKH, dans la province du Sichuan, en Chine. L'Himalaya proprement dit s'étend sur tout le nord de l'Inde d'est en ouest, en passant par le Bouthan et le Népal. Il est d'usage de diviser l'Himalaya en trois sous-régions : une partie orientale (Bouthan et province indienne de l'Arunachal Pradesh), une partie centrale (qui correspond au Népal) et une partie occidentale (provinces indiennes de l'Himachal Pradesh et de l'Uttaranchal). L'Himalaya est bordé à l'ouest par la chaîne du Karakoram, à cheval entre le Pakistan et la Chine, qui se prolonge en Afghanistan pour former l'Hindu Kush. Enfin, les montagnes du Pamir, au Tadjikistan, constituent la bordure occidentale du PKH.

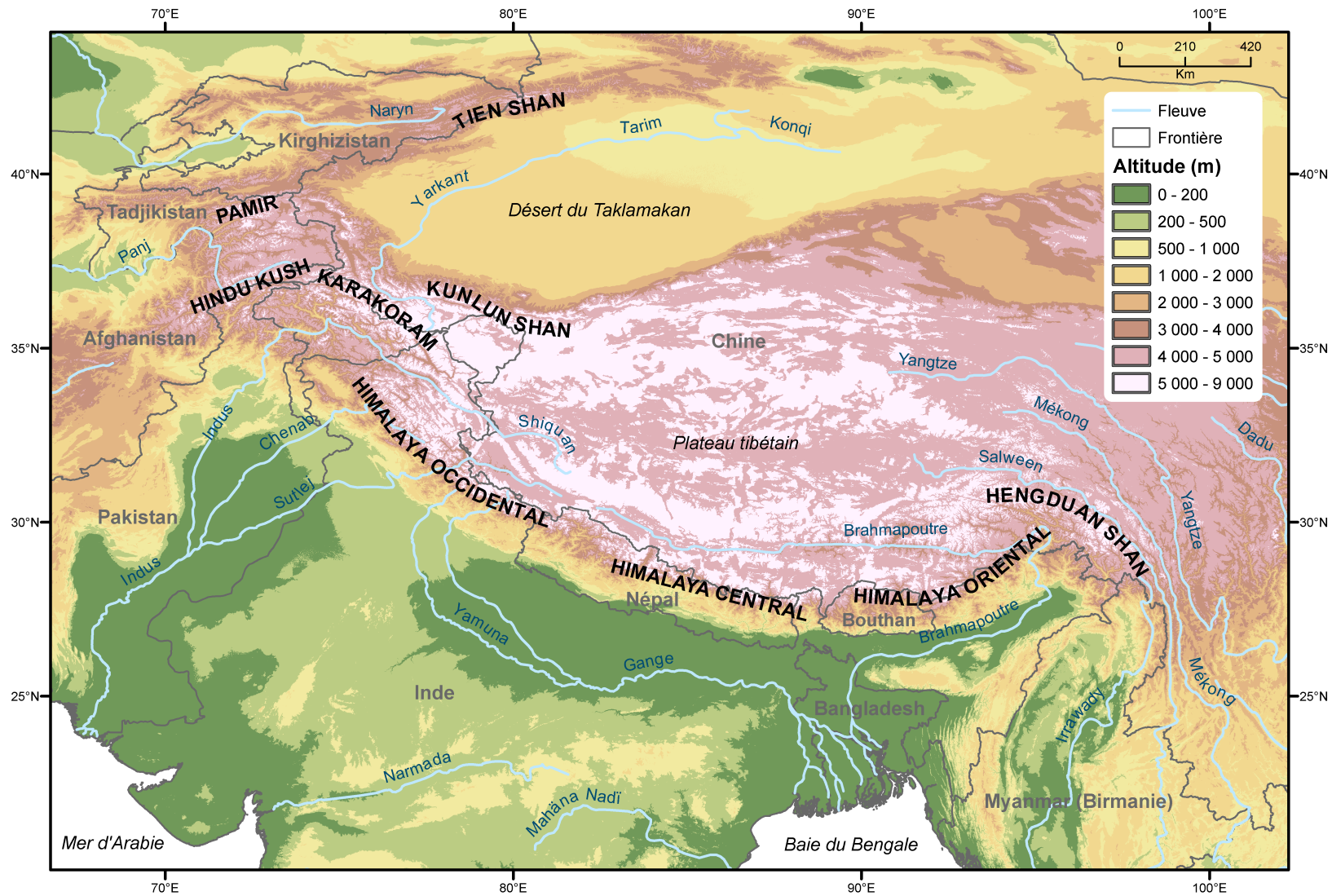


FIGURE 1.1 – Répartition des différents massifs montagneux (en majuscules) qui composent le PKH. Bien que mentionnés, le Tian Shan et le Kunlun Shan n'en font pas partie, mais constituent les bordures du désert du Taklamakan et du plateau tibétain.

1.1.2 Diversités climatiques

La répartition des températures au sein du PKH est étroitement liée à la topographie du terrain : le gradient thermique (Fig. 1.2) est semblable au gradient altitudinal (Fig. 1.1). Les régions les plus froides sont celles du plateau tibétain et à son extrémité ouest, du Karakoram. La température augmente graduellement de part et d'autre de ce plateau, avec un gradient nettement plus fort vers le sud, en direction de la plaine du Gange. Les températures présentées en Figure 1.2 étant moyennées sur une grille de $2^\circ \times 2^\circ$ (dont l'altitude est nécessairement « lissée »), elles ne peuvent pas rendre compte du gradient thermique local lié à l'altitude, qui est d'environ -6° km^{-1} (Barry, 1992).

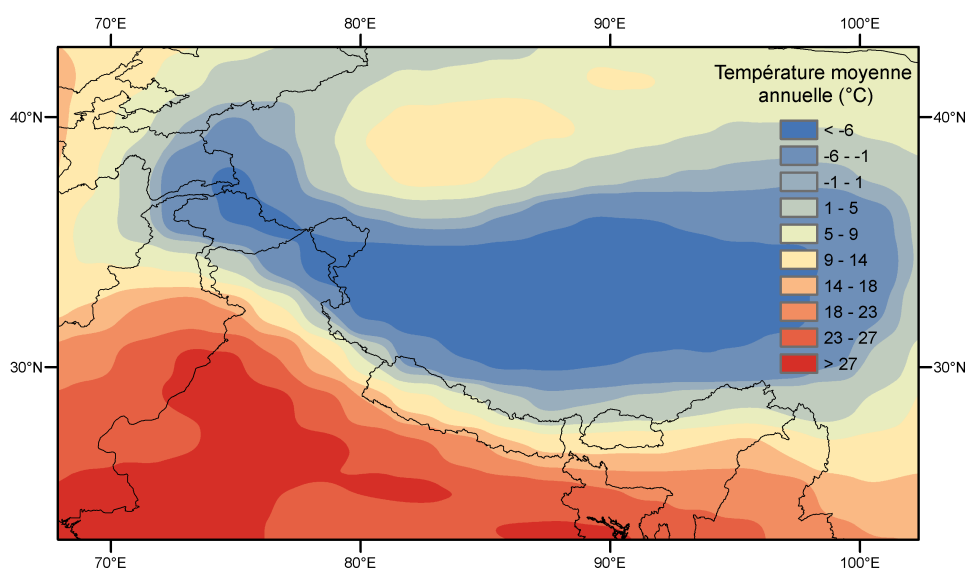


FIGURE 1.2 – Distribution spatiale des températures annuelles moyennes de l'air au sein du PKH. Données NCEP/DOE à 2 m du sol, moyennées sur la période 1979-2010 (Kanamitsu et al., 2002).

Le climat du PKH est également caractérisé par deux régimes de précipitations indépendants : le système de mousson d'une part et les perturbations d'ouest (*Westerlies*) d'autre part.

La mousson asiatique

La mousson est un phénomène météorologique dû à une inversion de la circulation atmosphérique au début du printemps au-dessus du sous-continent indien. Avec l'intensification du rayonnement solaire, les surfaces et masses d'air continentales vont se réchauffer plus rapidement que celles de l'océan Indien et créer ainsi un gradient de température méridional de grande échelle. Il en résulte la formation d'un champ de basses pressions au nord de l'Inde (plateau tibétain) qui va générer une circulation atmosphérique de surface de l'équateur vers le pôle (Fig. 1.3) (Turner & Annamalai, 2012). En arrivant sur le continent, ces masses d'air océaniques chargées d'humidité entrent en collision avec la barrière orographique que constitue le

PKH, donnant lieu à d'intenses précipitations de type convectif¹. La chaleur sensible dégagée par condensation de l'humidité aura tendance à amplifier le réchauffement des masses d'air continentales au-dessus du plateau tibétain (Webster *et al.*, 1998).

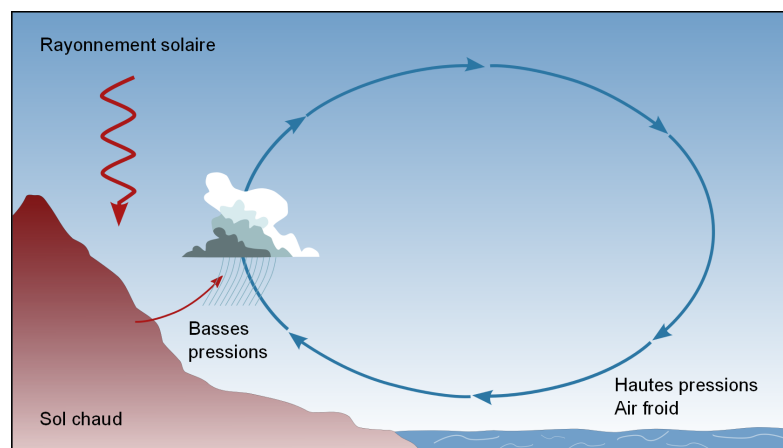


FIGURE 1.3 – Représentation schématique du phénomène de mousson.

L'arrivée des masses d'air chargées d'humidité se faisant en grande partie par la baie du Bengale (Fig. 1.1) et circulant selon un axe sud-est/nord-ouest, l'intensité de la mousson décroît au fur et à mesure de son avancée sur le continent indien (Fig. 1.4a) et s'affaiblit considérablement au-delà de 77°E (Bookhagen & Burbank, 2010).

La période de mousson s'étend généralement du juin à octobre, les dates de début et de fin étant dépendantes de la localisation géographique (plus l'on s'éloigne de la baie du Bengale, plus la mousson est tardive) mais aussi de l'intensité de la circulation atmosphérique transportant l'humidité, qui pénètre plus ou moins profondément sur le continent indien suivant les années. Le reste de l'année n'étant affecté que par très peu de précipitations (Fig. 1.4b, Bookhagen & Burbank (2010)), l'essentiel des glaciers situés sous l'influence de la mousson ne reçoivent donc des chutes de neige qu'au cours de l'été (Ageta & Fujita, 1996). Bien que situés dans le même hémisphère, ils ne possèdent donc pas le même régime que les glaciers alpins, pour lesquels les précipitations neigeuses ont lieu pendant l'hiver.

Les Westerlies

Les perturbations d'ouest (ou *Westerlies*) sont des masses d'air sub-tropicales de basse pression se déplaçant vers l'est, et qui proviennent de la mer Méditerranée (Dimri & Mohanty, 2009). Elles sont à l'origine de précipitations intenses (sous forme de neige) au cours de l'hiver et au début du printemps, notamment sur l'ouest du PKH (Tadjikistan, Pakistan et nord-ouest de l'Inde, Fig. 1.4b). Ainsi, contrairement aux régions sous l'influence de la mousson indienne, les chutes de neige ont lieu au cours de l'hiver pour les glaciers situés dans l'ouest du PKH.

1. Quand des masses d'air humides sont contraintes de s'élever à cause de la topographie, leur refroidissement par détente adiabatique se traduit par une condensation de l'humidité et donc des précipitations.

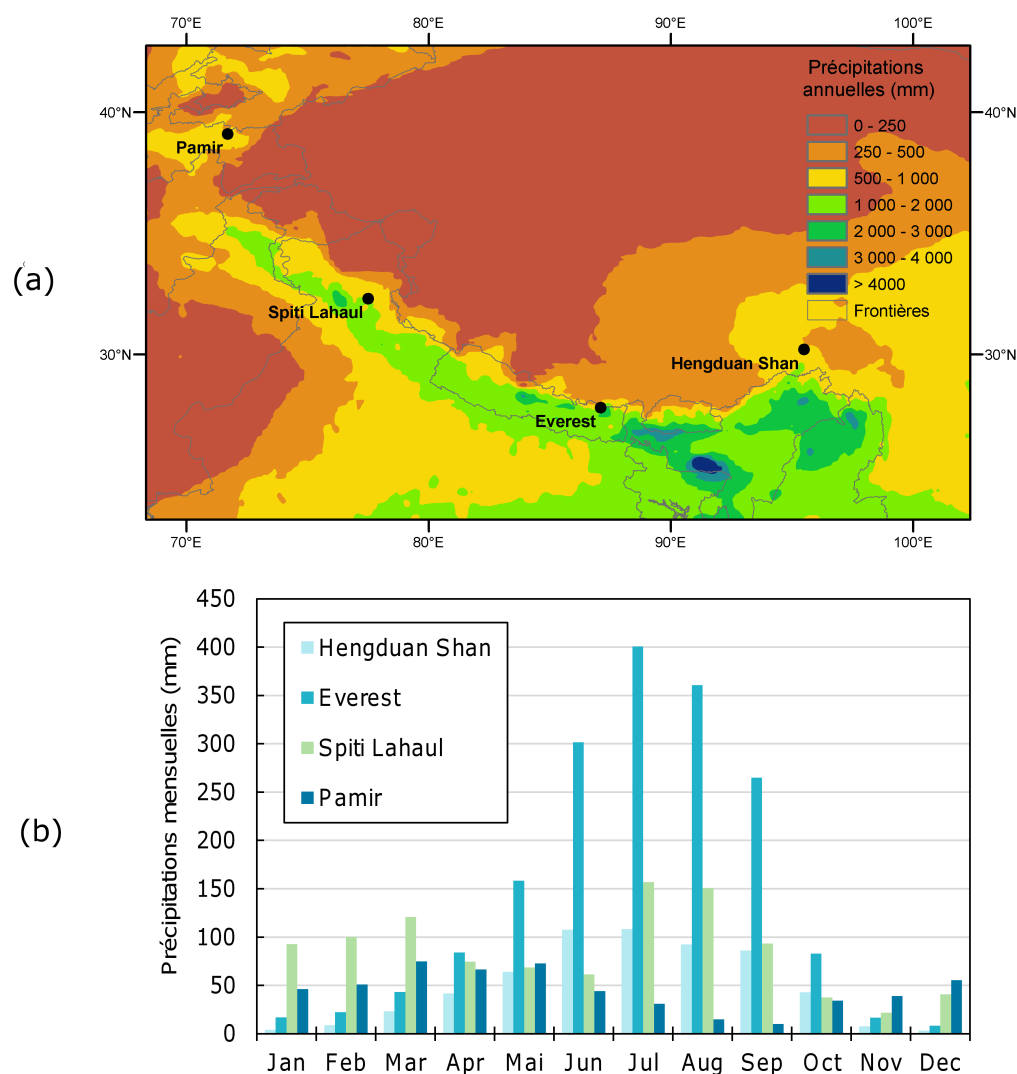


FIGURE 1.4 – (a) Répartition spatiale des précipitations annuelles au PKH. (b) Distribution des précipitations mensuelles pour différentes zones englacées du PKH (leur localisation est donnée sur la carte au-dessus). Données issues du projet APHRODITE (Yatagai et al., 2012) et moyennées sur la période 1951-2007.

Synthèse sur les régimes de précipitation

Une attention particulière a été portée à décrire les différents régimes de précipitation au sein du PKH car ils constituent la source majeure d'accumulation de neige pour les glaciers. La saisonnalité, mais aussi la quantité des précipitations varient donc selon que l'on se situe à l'est ou à l'ouest de ce grand massif montagneux. La partie occidentale du PKH est beaucoup plus aride que la partie orientale, avec un cumul annuel situé entre 200 mm au Karakoram et 540 mm au Pamir contre plus de 1 700 mm sur la région de l'Everest (Fig. 1.4a). A l'intersection des zones d'influence de la mousson asiatique et des *Westerlies* (région du Spiti Lahaul, Fig. 1.4b), le régime des précipitations est marqué par une double saisonnalité, caractérisée par un pic à la fin de l'hiver puis un autre au cours de la saison estivale.

Ces cumuls de pluies sont issus des données du projet APHRODITE (Yatagai *et al.*, 2012). Ces dernières résultent d'une interpolation de mesures réalisées à l'aide de pluviomètres sur une grille de 0.25° de résolution, à une échelle de temps journalière, entre 1951 et 2007. En comparant plusieurs jeux de données actuellement disponibles, Andermann *et al.* (2011) ont pu conclure que celui issu du projet APHRODITE était le plus adapté à l'étude des précipitations le long de l'arc himalayen, notamment en termes de variabilité temporelle. Il faut cependant noter que du fait de la raréfaction des mesures à haute altitude (la plupart des pluviomètres étant installés en-dessous de 3 000 m), ces données ne sont pas nécessairement représentatives des précipitations réelles en haute-montagne (sous-estimation des quantités de précipitation à cause des effets orographiques locaux et de la difficulté pour les pluviomètres de mesurer la neige). Elles constituent donc une bonne base pour déterminer des tendances spatiales et temporelles, mais ne peuvent pas être interprétées en termes de cumuls mensuels ou annuels absolus. Hewitt (2005) a par exemple mesuré des précipitations au Karakoram 5 à 10 fois plus importantes dans les zones d'accumulation (au-delà de 4 800 m) qu'au niveau des fronts glaciaires (~2 500 m), avec un maximum entre 5 000 et 6 000 m d'altitude.

Récemment, Immerzeel *et al.* (2012) ont proposé une méthode basée sur les bilans de masse glaciaires pour évaluer les gradients de précipitation en zone de montagne, afin notamment d'améliorer les prévisions hydrologiques. Sur le bassin de l'Hunza, au Karakoram, ils ont ainsi pu calculer ce gradient (positif jusqu'à 5 500 m, négatif au-delà), en faisant l'hypothèse de bilans de masse équilibrés et en modélisant l'ablation avec une approche degré-jour².

1.1.3 Contexte hydrologique

Plus d'un milliard d'habitants dépendent de la ressource en eau que représentent les grands fleuves qui prennent leur source au sein du PKH, dont l'Indus, le Gange et le Brahmapoutre. Dans un contexte de changement climatique, la durabilité et la disponibilité de cette ressource au cours des décennies à venir est régulièrement remise en cause (Barnett *et al.*, 2005; Kaser *et al.*, 2010; Immerzeel *et al.*, 2010). Immerzeel *et al.* (2010) ont ainsi estimé que l'Indus et le Brahmapoutre étaient les plus susceptibles de voir leur débit réduit d'ici 2065, ce qui pourrait priver près de 60 millions de personnes d'accès à l'eau potable et à l'irrigation des cultures. De plus, face à une demande croissante pour satisfaire les besoins d'irrigation, le niveau des ressources en eaux souterraines a fortement diminué ces dernières années, notamment au nord-ouest de l'Inde (Rodell *et al.*, 2009), ce qui place cette région dans un état de stress hydrique important.

La fonte des neiges et des glaces du PKH peut être considérée comme la contribution initiale au débit de ces fleuves, à la fois d'un point de vue spatial et temporel. Le débit à l'em-

2. Ce type de modèle relie de manière proportionnelle la fonte durant une période donnée à la durée pendant laquelle la température a dépassé 0°C. Le facteur de proportionnalité est variable en fonction du glacier ou des portions de glacier considéré(es) (Vincent, 2002).

bouchure, par contre, est le résultat de nombreuses modifications, engendrées par les précipitations, l'évaporation, le pompage et l'irrigation, l'infiltration dans les nappes souterraines et les infrastructures hydro-électriques (Kaser *et al.*, 2010).

Le débit des fleuves du PKH est étroitement lié à la saisonnalité des précipitations, qui peut occasionner des écoulements dix fois plus élevés en période humide qu'en période sèche (Bookhagen & Burbank, 2010; Hannah *et al.*, 2005). Au Népal, Andermann *et al.* (2012) ont mis en évidence un phénomène d'hystérésis entre des débits modélisés et des précipitations mesurées, qui se traduit par un retard du pic des débits par rapport à celui des précipitations. De part son ampleur et son décalage temporel, Andermann *et al.* (2012) ont pu montrer l'existence d'un stockage temporaire de l'eau dans des nappes souterraines, qui ne rejoint le fleuve qu'après la fin de la mousson. Ils confirment ainsi ce qui avait été suggéré par des analyses géochimiques d'échantillons dans la région des Annapurnas (Tipper *et al.*, 2006).

Bookhagen & Burbank (2010) ont récemment dressé un bilan exhaustif de la contribution des eaux de fonte (neige et glace confondues) au débit des principales rivières du Karakoram au Hengduan Shan. Ainsi, à l'échelle d'une année, elles représentent 15 à 60 % du débit à l'exutoire des bassins versants du Karakoram et de l'Himalaya occidental (de l'Indus au Sutlej, bassins 1 à 6 de la Fig. 1.5, voir aussi leur localisation sur la Fig. 1.1), contre moins de 20 % pour les parties centrales et orientales (Fig. 1.5). De la même façon, au cours de la saison estivale (mai à octobre), la composante « précipitations » (resp. eau de fonte) domine le débit des rivières situées à l'est (resp. ouest) du Sutlej. Enfin, pour l'ensemble des bassins versants, la période de pré-mousson (mars à juin) est caractérisée par une contribution importante (30 à 60 %) de la fonte des neiges et glaces (Bookhagen & Burbank, 2010).

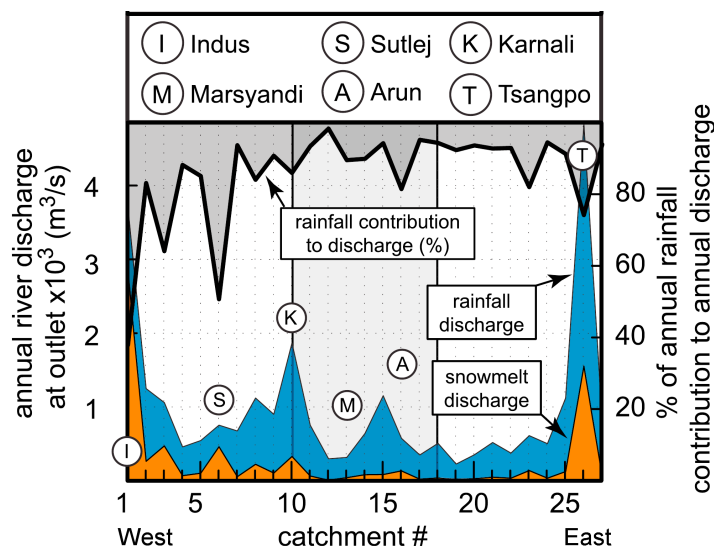


FIGURE 1.5 – Contribution des précipitations et des eaux de fonte au débit annuel à l'embouchure de 27 bassins versants répartis d'ouest en est, du Karakoram au Hengduan Shan (certains sont repérés par leur majuscule). La bande grisée (bassins n°10 à 18) délimite le Népal (d'après Bookhagen & Burbank (2010), voir leur Fig. 1a pour la localisation exacte des bassins versants).

Sur le haut bassin de l'Indus ($\sim 200\,000\text{ km}^2$), Kääh *et al.* (2012) ont pu estimer la contribution annuelle des glaciers liée uniquement à leurs pertes de masse (i.e. distincte de leur contribution saisonnière) à 10 % du débit du fleuve. Pour d'autres sous-bassins de l'Indus et du Gange, cette valeur, qui dépend de la superficie englacée du bassin, varie entre 3.5 et 2 %.

Il est parfois délicat de comparer les résultats issus de plusieurs études lorsque les définitions des bassins versants ne sont pas identiques : en effet, plus l'on s'éloigne de la source du fleuve, plus la contribution des eaux de fonte ou du bilan de masse au débit diminue, d'autres contributions entrant alors en jeu.

1.2 Glaciers de montagne et bilan de masse

Note : dans cette partie, nous aborderons uniquement les aspects ayant trait à l'évolution des glaciers dits « de montagne » et de ce fait nous ne traiterons pas le cas particulier des calottes polaires.

1.2.1 Fonctionnement d'un glacier

Accumulation et ablation

La vie d'un glacier est caractérisée par une alternance régulière de périodes dites d'accumulation et d'ablation (sauf cas particuliers détaillés à la fin de ce paragraphe). Ainsi l'apport de masse au glacier peut se faire sous différentes formes : chutes de neige, contribution des avalanches des pentes raides entourant le glacier, redistribution par le vent ou encore regel des eaux de pluie s'infiltrant à l'intérieur du glacier. La transformation de la neige en glace se fait sous l'effet de différents métamorphismes, pouvant notamment dépendre de la température, qui auront tendance à densifier la neige d'abord en névé (densité variant entre 400 et 830 kg m⁻³) puis en glace (densité comprise entre 830 et 910 kg m⁻³). La durée de ce métamorphisme dépend des conditions climatiques de la région concernée. Elle est de l'ordre d'une dizaine d'années pour les glaciers tempérés, mais beaucoup plus importante pour les calottes polaires (Paterson, 1994).

Un glacier perd également de la masse à travers différents processus dits d'ablation. Le plus intuitif se traduit par la fonte de neige et/ou de glace et est régit par le bilan d'énergie de surface du glacier. Plus rarement, la fonte peut également avoir lieu à la base du glacier, notamment dans des régions où le flux géothermique est important (Alexander *et al.*, 2011). Dans le cas d'une atmosphère très sèche, neige et glace peuvent également se sublimer (passage direct d'un état solide à une phase gazeuse), ce processus nécessitant beaucoup plus d'énergie que la fonte pour une perte de masse équivalente. Dans le cas de glaciers dont le front est en contact avec un lac (voir Section 1.3.3), la perte de masse peut s'effectuer par vêlage d'icebergs, mais aussi par des processus thermokarstiques (fonte de glace accrue par la présence de lacs en surface). Enfin, tout comme le vent peut participer à l'accumulation de neige, il peut également

contribuer à redistribuer la neige en-dehors du glacier.

Si pour les glaciers alpins les saisons d'accumulation (au cours de l'hiver) et d'ablation (au cours de l'été) sont bien distinctes, la situation est plus complexe au PKH. La saisonnalité de l'accumulation va en effet dépendre du régime de précipitation dominant dans la région considérée :

- pour les glaciers sous l'influence des *Westerlies*, la situation sera identique à celle que l'on connaît dans les Alpes (accumulation hivernale, ablation estivale), la majorité des précipitations ayant lieu pendant l'hiver.
- en revanche, pour les régions sous l'influence de la mousson indienne, à la fois l'accumulation et l'ablation auront lieu au cours de l'été, l'hiver étant une saison sèche.

Bilan d'énergie de surface

La quantité d'énergie disponible pour la fonte ou la sublimation est déterminée par le bilan d'énergie du surface du glacier, qui peut être approximé par Hock (2005) :

$$\Delta Q \approx R + H + LE \quad (1.1)$$

où R est le bilan radiatif (courtes et grandes longueurs d'ondes), H le flux de chaleur sensible et LE celui de chaleur latente. A l'échelle d'un glacier, R est dominé par le bilan courte longueur d'ondes SW (Vincent *et al.*, 2005) :

$$SW = (1 - \alpha)SW \downarrow \quad (1.2)$$

où $SW \downarrow$ correspond au rayonnement solaire incident. α est défini comme l'albédo de la surface et représente la fraction de rayonnement solaire réfléchi par le glacier. Il peut varier entre 0.15 pour de la glace sale et 0.9 pour de la neige fraîche, et va dépendre notamment du contenu en impuretés (Dumont, 2010). Ainsi, plus il sera faible (glace, impuretés, suie...), plus la quantité d'énergie disponible pour la fonte ou la sublimation sera importante.

Écoulement

La neige et la glace accumulées en amont du glacier vont également s'écouler sous l'effet de leur propre poids pour venir alimenter la zone d'ablation et ainsi rééquilibrer le glacier en redistribuant la masse accumulée. Raymond (1971) a pu démontrer que la vitesse d'écoulement n'était pas identique en tout point du glacier, en suivant la déformation au cours du temps de cinq trous de forage réalisés le long d'un profil transversal du glacier Athabasca au Canada (Fig. 1.6). On notera que les vitesses sont plus élevées à la surface qu'au niveau du socle, de même qu'elles sont plus faibles sur les bords qu'au centre du glacier. Ainsi, soumise à des contraintes qui vont dépendre de la forme du lit rocheux, la glace se déforme par fluage.

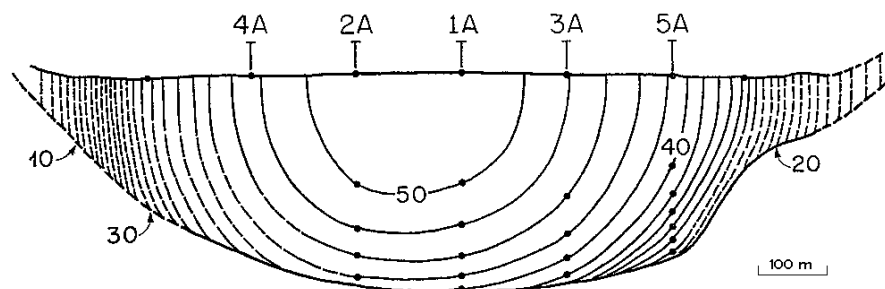


FIGURE 1.6 – Distribution des vitesses longitudinales ($m a^{-1}$) dans un profil transversal du glacier Athabasca (Canada). Les points 1 à 5 représentent l'emplacement des trous de forage (d'après Raymond (1971)).

La loi de comportement de la glace n'est ni celle d'un corps plastique ni celle d'un corps visqueux. Ainsi, toute contrainte appliquée à la glace va entraîner une déformation de celle-ci, mais qui ne sera pas reliée de façon linéaire à cette contrainte. Cette loi d'écoulement, surnommée loi de Glen en glaciologie, définit le taux de déformation cisailante $\dot{\epsilon}_{xy}$ en fonction de la contrainte de cisaillement τ_{xy} (Paterson, 1994) :

$$\dot{\epsilon}_{xy} = A\tau_{xy}^n \quad (1.3)$$

A est un paramètre dépendant de la température, de la taille et de l'orientation des cristaux de glace ainsi que de leur contenu en impuretés. La valeur de n varie entre 1.5 et 4.2 suivant les mesures et les expériences, Paterson (1994) recommandant d'utiliser une valeur de 3 dans le cadre d'études glaciologiques. Dans le cas particulier où $n = 1$ et $\frac{1}{A}$ est égale à la viscosité dynamique du matériaux, la loi de Glen correspond à celle d'un fluide visqueux.

1.2.2 Bilan de masse

Définitions

Les fluctuations du front ou de la superficie d'un glacier ne sont pas des variables assez pertinentes pour évaluer son état de santé (sauf pour des échelles de temps de l'ordre du siècle ou plus), car elles dépendent non seulement du forçage climatique, mais également de sa pente, son exposition, son état de surface (couverture détritique, lacs) mais aussi de sa dynamique (Bolch *et al.*, 2012). C'est pourquoi l'on préférera par la suite s'intéresser à l'évolution de la quantité totale de neige et de glace stockée par le glacier, qui correspond donc à son bilan de masse, pour évaluer la relation glacier-climat.

On peut le définir en tout point du glacier comme la différence entre l'accumulation et l'ablation (Paterson, 1994) :

$$b = \text{accumulation} - \text{ablation} \quad (1.4)$$

Pour pouvoir comparer les valeurs de b en tout point du glacier et à n'importe quelle époque de l'année, on a coutume de l'exprimer en mètre équivalent eau (m w.e.). Ainsi, on corrige la

hauteur mesurée par la densité du matériau gagné ou perdu. 1 m de glace (densité de 900 kg m^{-3}) équivaut donc à 0.9 m w.e.

Pour obtenir le bilan de masse global du glacier, il suffit d'intégrer l'équation 1.4 sur l'ensemble de la surface S de ce dernier :

$$B = \frac{1}{S} \int_s b dS \quad (1.5)$$

Le bilan de masse est en général calculé à la fin de chaque saison d'ablation. La date de cette dernière pouvant varier d'une année à l'autre, le bilan devrait donc théoriquement être calculé sur une période différant légèrement de 365 jours. Dans la pratique cependant, on se contentera d'estimer le bilan de masse sur une année hydrologique, du 1^{er} octobre au 30 septembre de l'année suivante dans le cas de glaciers de l'hémisphère nord (Paterson, 1994).

La zone d'accumulation, située en amont du glacier, est caractérisée par un bilan de masse positif, à l'inverse de la zone d'ablation, située plus en aval, où le bilan de masse annuel est négatif. Ces deux parties sont séparées par une limite où le bilan annuel est nul et qui est définie comme la ligne d'équilibre (Fig. 1.7). L'altitude de cette ligne d'équilibre (ELA, *Equilibrium Line Altitude*) peut varier d'une année à l'autre. Dans la pratique, elle peut sous certaines conditions être assimilée à la ligne de neige, qui correspond à la démarcation neige/glace à la fin de la saison d'ablation (Rabatel *et al.*, 2005).

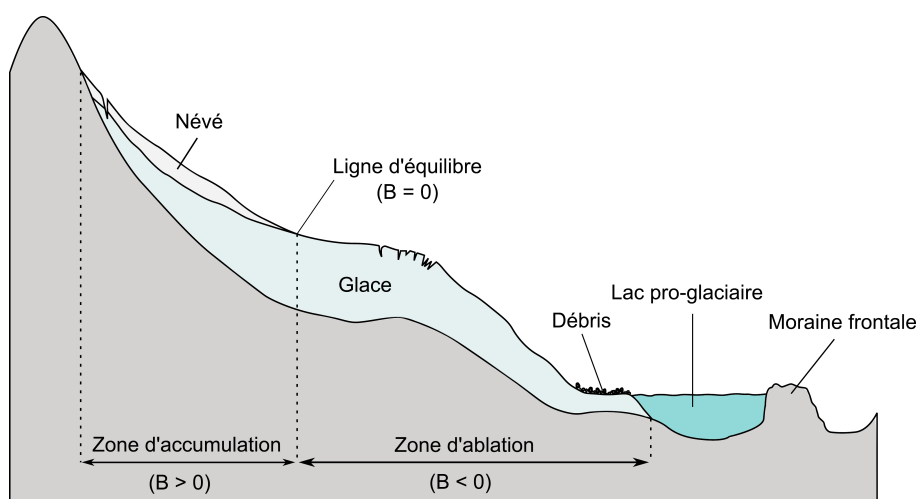


FIGURE 1.7 – Représentation schématique d'un glacier de montagne. B désigne le bilan de masse annuel. La présence d'un lac ou de débris rocheux est fréquente au PKH (voir Section 1.3).

De nombreuses méthodes ont été mises au point pour estimer le bilan de masse des glaciers de montagne. L'objectif des paragraphes suivants n'est pas de faire une présentation exhaustive de ces méthodes mais de présenter les plus pertinentes au vu des problématiques que l'on souhaite aborder au cours de cette thèse.

Méthode glaciologique

La méthode glaciologique, ou méthode directe, est la plus communément utilisée et consiste à effectuer des mesures *in situ* à l'aide de carottages et de balises sur le glacier. En zone d'ablation, les mesures consistent à relever l'émergence de balises, longues de plusieurs mètres, ancrées dans la glace au cours de la saison précédente. Dans la zone d'accumulation, on procède à des carottages dans la couche de névé afin de déterminer la hauteur accumulée depuis l'été précédent ainsi que la densité de ce névé afin de convertir les mesures en équivalent eau. Le bilan de masse global est obtenu en discrétisant l'équation 1.5 :

$$B = \frac{1}{S} \sum_{i=1}^n b_i \Delta S_i \quad (1.6)$$

Cette méthode présente l'inconvénient de ne fournir que quelques points de mesures sur l'ensemble du glacier, pour des raisons logistiques, mais également de sécurité (crevasses, séracs et avalanches rendent certaines parties inaccessibles). Ainsi la répartition des balises et des carottages ne permet pas toujours d'échantillonner correctement le glacier, alors que le bilan est susceptible de varier spatialement. D'autre part, cette méthode est difficile à mettre en place sur des glaciers en partie recouverts de débris rocheux : la mise en place et la pérennité des balises sont incertaines, de même que leur représentativité (épaisseur de débris variable à l'échelle de quelques kilomètres carrés).

Pour des raisons pratiques évidentes, les glaciers suivis par méthode glaciologique sont souvent de petite taille, rarement plus de quelques km² et il se pose nécessairement la question de leur représentativité régionale (Vincent *et al.*, 2012). Elle permet néanmoins de fournir de précieuses informations sur la variabilité temporelle du bilan de masse, si tant est que le suivi soit régulier et continu sur plusieurs années consécutives (Vincent, 2002; Vincent *et al.*, 2004). L'erreur attribuée aux bilans de masse mesurés par méthode directe s'échelonne entre ± 0.20 (Cogley & Adams, 1998) et ± 0.40 m a⁻¹ w.e. (Azam *et al.*, 2012).

Méthode hydrologique

Cette méthode ne permet d'avoir accès qu'au bilan de masse global B du glacier, et consiste à mesurer les gains et pertes en eau à l'échelle du bassin versant sur lequel est situé le glacier. Ainsi, elle nécessite d'estimer la quantité de précipitation P , le débit du torrent émissaire du glacier Q (qui collecte notamment les eaux de fonte glaciaires) ainsi que l'évaporation de l'eau, et l'évaporation et sublimation de la neige et de la glace E . Le bilan est alors calculé comme suit :

$$B = P - Q - E \quad (1.7)$$

Cependant, la mesure de P et E en bassin versant de montagne reste encore très délicate (Gottardi, 2009; Sicart *et al.*, 2007) et peut donc induire des biais importants dans le calcul du

bilan de masse par cette méthode. Paterson (1994) s'interroge même sur l'utilité d'une telle méthode pour fournir des bilans de masse fiables. Ainsi, Sicart *et al.* (2007) ont montré dans le cas du glacier Zongo (Bolivie) que la méthode hydrologique sous-estimait de 0.6 m a^{-1} le bilan de masse par rapport à la méthode glaciologique. Cet écart a notamment été attribué à une mauvaise quantification des précipitations sur le bassin versant et au manque de mesures à haute altitude.

Méthode géodétique

Appelée également méthode photogrammétrique ou volumétrique, elle consiste à comparer deux topographies (acquises à des dates différentes) pour déterminer le changement de volume du glacier dans l'intervalle de temps considéré. Si elle permet d'avoir accès à la distribution spatiale des variations d'altitude des glaciers, ainsi qu'au bilan de masse global B , elle ne permet cependant pas d'évaluer la répartition spatiale des bilans de masse b au sein même du glacier (qui nécessite de connaître également les flux de glace sur plusieurs sections du glacier).

C'est cette méthode qui a été retenue pour répondre aux objectifs de cette thèse, et elle sera donc décrite plus en détails au Chapitre 3. Elle permet notamment de mener des études non plus sur un seul glacier (comme avec les méthodes glaciologique ou hydrologique) mais sur toute une zone englacée, dont l'étendue dépend de la superficie couverte par les topographies utilisées. Cela permet ainsi de s'affranchir des problèmes de représentativité d'un glacier lorsque l'on s'intéresse à un signal de bilan de masse plus régional. D'autre part, la disponibilité de topographies anciennes (cartes, photographies aériennes ou images satellites) permet également de reconstituer des bilans de masse passés.

Méthode gravimétrique

Cette méthode s'est développée récemment grâce à l'avènement du programme GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*) en 2002, pour déterminer les variations de masse des glaciers à l'échelle d'un massif. GRACE est composé de deux satellites, pour lesquels il est possible de mesurer les variations de la distance qui les sépare avec une très grande précision (~ 10 microns) afin d'en déduire une cartographie mensuelle du champ gravitationnel terrestre. Ce dernier peut être modifié par de nombreux processus, comme la circulation thermohaline, les transferts hydrographiques (répartition entre réseaux fluviaux et aquifères), les écoulements du manteau ou noyau terrestre, mais aussi la fonte ou le gain de masse des zones englacées de la surface terrestre.

Cependant, ce type de données possède un inconvénient majeur : il ne permet pas de différencier les différentes composantes du signal mesuré et nécessite donc un pré-traitement important afin d'isoler celle que l'on pourra attribuer aux glaces terrestres. Il s'agit donc de modéliser dans notre cas la composante hydrologique (causée par la redistribution des eaux de

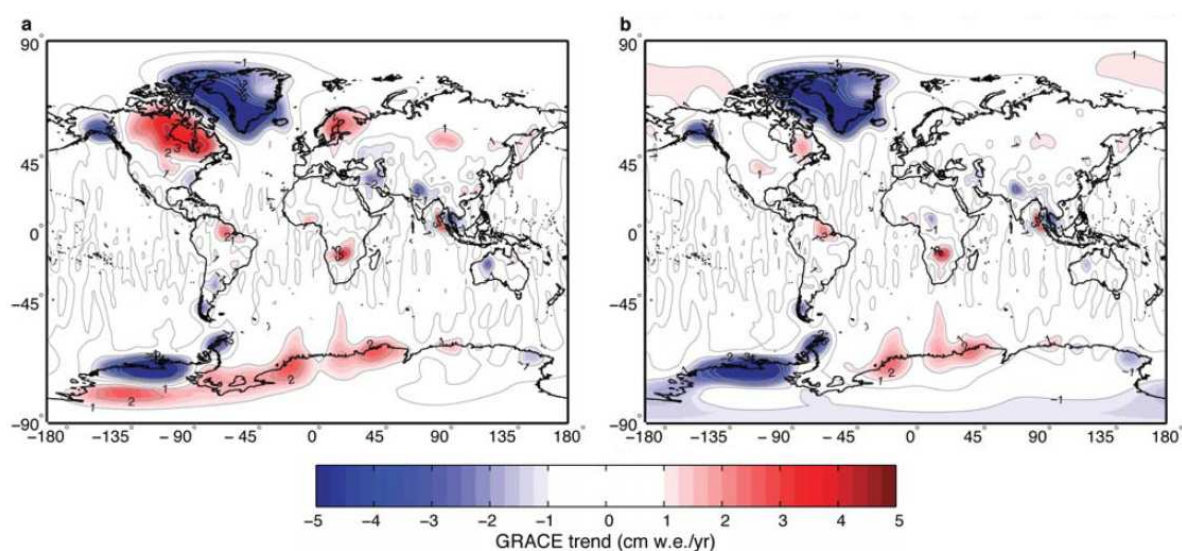


FIGURE 1.8 – Variations de masse globale pour la période 2003-2010 issues des données GRACE (d'après Jacob *et al.* (2012)). (a) : mesures brutes, (b) mesures corrigées des effets hydrologiques et du rebond post-glaciaire.

surface et souterraines) ainsi que la composante due au rebond post-glaciaire (réajustement de la surface terrestre suite au dernier âge glaciaire). L'impact de ces corrections sur les tendances globales est illustré en Figure 1.8 dans le cas d'une étude de Jacob *et al.* (2012) sur la contribution des glaciers et calottes polaires à la hausse du niveau des mers.

Les bilans de masse globaux calculés à l'aide de cette méthode vont donc être entièrement dépendants des modèles utilisés pour prendre en compte les composantes hydrologiques et isostatiques, ce qui peut conduire à des résultats associés à de fortes incertitudes (Jacob *et al.*, 2012), ou de fortes disparités entre des études sur une même zone d'intérêt (Matsuo & Heki, 2010; Jacob *et al.*, 2012).

1.3 Particularité des glaciers de l'Hindu Kush Himalaya

1.3.1 Couverture détritique

De nombreux glaciers du PKH sont recouverts de débris rocheux dans leur zone d'ablation (Fig. 1.9). Ceux-ci proviennent des parois rocheuses abruptes qui entourent les glaciers par endroits et sont déposés sur le glacier lors d'éboulements ou d'avalanches. La taille et la quantité de ces débris sont très variables d'un glacier à l'autre, leur épaisseur pouvant varier de quelques centimètres (dans le cas de sables ou de poussières) à plusieurs mètres (dans le cas de blocs rocheux conséquents), notamment au niveau du front du glacier (Mihalcea *et al.*, 2008).

Ces débris sont problématiques pour pouvoir évaluer correctement la position du front du glacier, car ils se confondent bien souvent avec ceux qui constituent les moraines frontales et



FIGURE 1.9 – Couverture détritique sur le glacier Khumbu (Népal). La topographie de surface du glacier est très chaotique et entrecoupée de nombreuses falaises de glace où l'albédo est très élevé. Photo : E. Berthier.

latérales (Racoviteanu *et al.*, 2009). L'impact de ces débris sur le bilan de masse global et les mécanismes mis en jeu par et au sein de la couverture détritique sont encore mal compris.

De nombreuses études, basées sur des mesures effectuées sur le terrain, ont montré qu'il existait une épaisseur de débris critique (Fig. 1.10), au-delà de laquelle la couverture détritique avait un effet protecteur vis à vis de l'ablation de la glace sous-jacente.

Dans le cas d'une couche mince, la présence de débris aura tendance à augmenter l'ablation

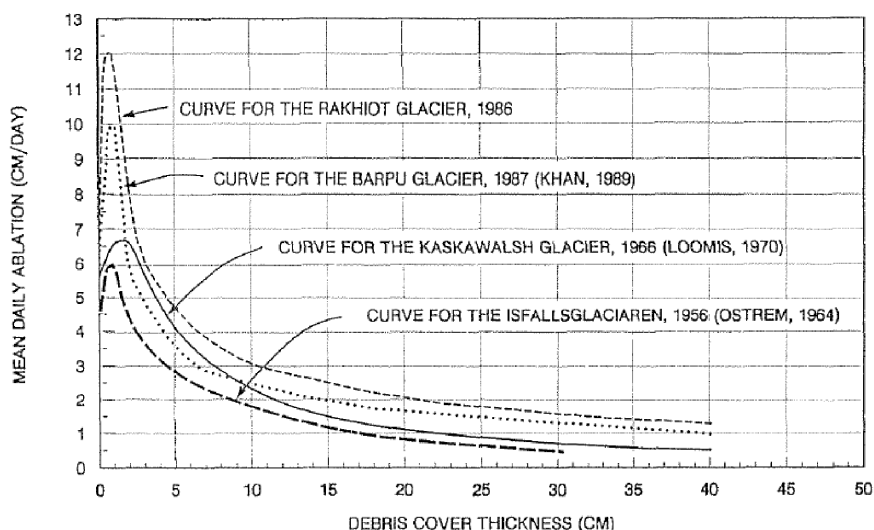


FIGURE 1.10 – Relation entre le taux d'ablation et l'épaisseur des débris (d'après Mattson *et al.* (1993)). Les résultats sont donnés pour le glacier Rakhiot (Punjab Himalaya, Mattson *et al.* (1993)), Barpu (Karakoram, Khan (1989)), Kaskawalsh (Yukon Canada, Loomis (1970)) et Isfallsglaciaren (Suède, Østrem (1959)).

en absorbant l'énergie solaire reçue (leur albédo étant faible, de l'ordre de 0.2) et en la transmettant à la glace située en-dessous. A l'inverse, quand l'épaisseur est suffisamment importante, elle joue le rôle de barrière thermique tout en empêchant la circulation de l'air, ce qui a pour effet de réduire l'ablation (Clark *et al.*, 1994). Reznichenko *et al.* (2010) ont également démontré, à l'aide d'expériences en laboratoire, l'importance du cycle diurne des radiations solaires dans l'effet protecteur des débris (l'énergie accumulée au cours de la journée se dissipant partiellement au cours de la nuit).

Ainsi au Karakoram, Mihalcea *et al.* (2006) ont mesuré des taux d'ablations décroissants avec l'épaisseur des débris sur le glacier Baltoro, mais n'ont cependant pas acquis de données pour des épaisseurs supérieures à 0.18 m. Récemment, une étude de Nuimura *et al.* (2012) a fait état de taux d'amincissement similaires dans la région de l'Everest pour des zones de glacier couvertes et non couvertes par des débris, tout comme l'on également démontré Käab *et al.* (2012), mais à l'échelle de tout l'HKKH. Ces observations, bien que surprenantes au premier abord seront discutées plus en détails aux Chapitres 4 et 5, en regard des résultats obtenus au cours de cette thèse

Il est également important de noter que la plupart des glaciers du PKH pour lesquels on dispose de mesures de bilans de masse terrain sont des glaciers dits « blancs », qui ne sont pas recouverts par des débris, pour des raisons principalement techniques (difficulté de mise en place et de suivi de balises pérennes au milieu de débris). Pourtant, la couverture détritique atteint ~10 % de la superficie glaciaire pour l'ensemble du PKH (Bolch *et al.*, 2012), et peut varier entre 18 % pour le Karakoram et 36 % pour l'Himalaya central (Népal et Bouthan) d'après Scherler *et al.* (2011b). Ainsi, la présence de débris est loin d'être anecdotique au sein du PKH et il apparaît nécessaire de la prendre en compte dans de futur(e)s campagnes de terrain ou efforts de modélisation (Benn *et al.*, 2012).

1.3.2 Phénomène de surge

De nombreux glaciers du Karakoram et du Pamir sont soumis au phénomène de *surge* glaciaire, terme anglo-saxon pouvant être assimilé à une crue ou poussée glaciaire. Il est caractérisé par une avancée rapide et soudaine (pendant quelques mois) du glacier (Fig. 1.11), associée à des vitesses d'écoulement 10 à 100 fois plus importantes qu'en temps normal (Paterson, 1994). Au cours de cette phase de *surge*, une quantité importante de glace est ainsi transportée vers l'aval du glacier, dont le front peut ainsi progresser de plusieurs kilomètres. Il s'en suit alors une phase dite de quiescence, pouvant durer plusieurs années ou dizaines d'années, au cours de laquelle le glacier va tendre vers un nouvel état d'équilibre, en accumulant à nouveau de la masse dans sa partie amont. Le front du glacier va également se retirer pour retrouver une position plus au moins proche de celle précédant le *surge*.

Les glaciers de type *surge* sont bien souvent concentrés dans des régions spécifiques, comme l'Alaska (Yukon, St Elias Mountains), le Karakoram, l'Islande ou encore au Svalbard (Paterson,

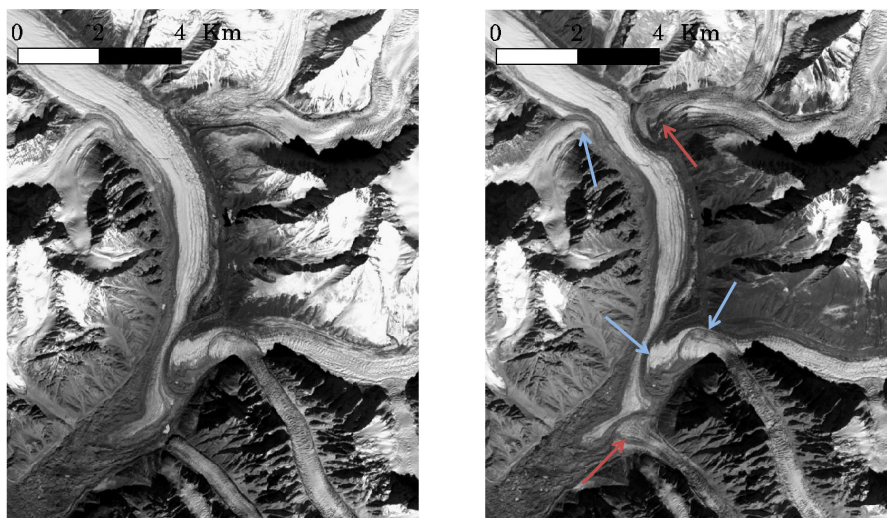


FIGURE 1.11 – Observation du phénomène de *surge* dans la région du glacier Panmah (Karakoram) par le capteur ASTER. A gauche, une image acquise le 2 novembre 2004, à droite le 8 novembre 2006. Les flèches rouges indiquent la brusque avancée des fronts glaciaires correspondant à un phénomène de *surge* entre ces deux dates. Les flèches bleues indiquent des *surges* (parfois imbriquées) ayant eu lieu avant novembre 2004.

1994). Les origines et mécanismes qui gouvernent ces phénomènes de *surge* sont encore mal connus, car on ne dispose que de peu de données (vitesses, composition du lit rocheux) sur ces glaciers notamment lorsqu'ils entrent en phase de *surge* active.

La phase de *surge* active est précédée par une phase dite de quiescence, au cours de laquelle le glacier va accumuler de la masse dans un bassin d'alimentation, sans pour autant que les vitesses d'écoulement en amont s'en trouvent modifiées : le glacier n'est alors plus à l'équilibre. Les mécanismes qui sont susceptibles de déclencher la phase de crue peuvent être classés en deux grandes catégories (Jiskoot, 2011) :

- *Thermique*. L'oscillation de la température basale du glacier peut autoriser (glace tempérée) ou inhiber (glace froide) le glissement basal. Cela peut être le cas des glaciers polythermaux, où la glace tempérée située au centre est entourée de glace froide. C'est donc la variation de l'étendue de la glace à 0°C qui pourrait être à l'origine du déclenchement d'une crue glaciaire.
- *Hydrologique*. Les systèmes d'hydrologie sous-glaciaire peuvent être classés en deux catégories (Björnsson, 1998) : (i) l'eau s'écoule par le biais de tunnels organisés tel un réseau hydrographique de surface (la taille des tunnels s'ajuste en fonction du flux d'eau, le glissement basal s'en trouve peu affecté), (ii) le système de drainage est un réseau de cavités reliées entre elles par des ponts hydrauliques (la largeur de ces tunnels ne varie pas, la pression de l'eau est directement lié au flux, ce qui favorise le glissement basal sur de grandes étendues). Les *surges* peuvent donc avoir lieu lors d'une modification du système d'hydrologie sous-glaciaire, lorsqu'un réseau de type cavités (qui facilite le glissement basal) se développe au détriment d'un système organisé en tunnels.

De nombreux critères peuvent permettre d'identifier les glaciers sujets aux crues glaciaires, tels que l'épaississement du front, la présence de nombreuses crevasses et d'une surface très chaotique, ainsi que la forme des moraines médianes, souvent très tourmentées (Fig. 1.11). Sur la base d'observations de terrain, ces critères ont ainsi permis à Hewitt (2007) de répertorier une concentration exceptionnelle de 13 *surges* autour du glacier Panmah (Karakoram) depuis 1985. L'utilisation d'images satellite a permis d'étendre la zone d'intérêt afin de produire des inventaires plus complets, toujours au Karakoram (Barrand & Murray, 2006; Copland *et al.*, 2011) mais aussi au Pamir dans la région du glacier Fedtchenko (Kotlyakov *et al.*, 2008).

La corrélation d'images ASTER (Copland *et al.*, 2009) ou Landsat (Mayer *et al.*, 2011; Quincey *et al.*, 2011) a également permis de déterminer les vitesses d'écoulement de ces glaciers ainsi que leur distributions spatiales, et confirmer des vitesses supérieures à 300 m a⁻¹ au cours de la phase de *surge* active. Quincey *et al.* (2011) ont par ailleurs montré que la date d'initiation du *surge* n'était pas liée à la saison, ce qui exclut *a priori* l'hypothèse d'un contrôle hydrologique du phénomène au profit d'un contrôle thermique (Jiskoot, 2011). Cela suggère également une possible modification des conditions thermiques de ces glaciers, avec une réduction de la zone de glace froide au profit de la glace tempérée.

1.3.3 Lacs glaciaires

Les glaciers du PKH sont également caractérisés par la présence de nombreux lacs glaciaires, qui se forment généralement par accumulation de l'eau de fonte. Ils peuvent se développer en aval d'un glacier, et sont dans ce cas retenus par le barrage naturel que constitue la moraine frontale, parfois colmatée par de la glace « morte » : on parle alors de lacs pro-glaciaires (Fig. 1.12a). Ils se forment le plus souvent en aval de glaciers pentus, ces derniers drainant de manière efficace le ruissellement des eaux de fonte. Des lacs peuvent également se former à la surface même du glacier, dans la zone d'ablation, sous la forme de mares se développant par coalescence : on parle alors de lacs supra-glaciaires (Fig. 1.12b). Ces lacs se situent généralement à la surface de glaciers relativement plats, étirés ou couverts de débris rocheux : leur réponse à un bilan de masse négatif se manifeste essentiellement par un amincissement (Richardson & Reynolds, 2000), plutôt que par un retrait du front.

D'après Komori (2008), on peut distinguer trois étapes distinctes dans le processus de développement des lacs glaciaires :

1. Apparition d'une série de lacs supra-glaciaires dans la zone d'ablation, préférentiellement sur des glaciers couverts.
2. Une série de lacs supra-glaciaires fusionnent pour ne former qu'un seul et unique lac. La coalescence a le plus souvent lieu dans une direction parallèle aux lignes d'écoulement du glacier.

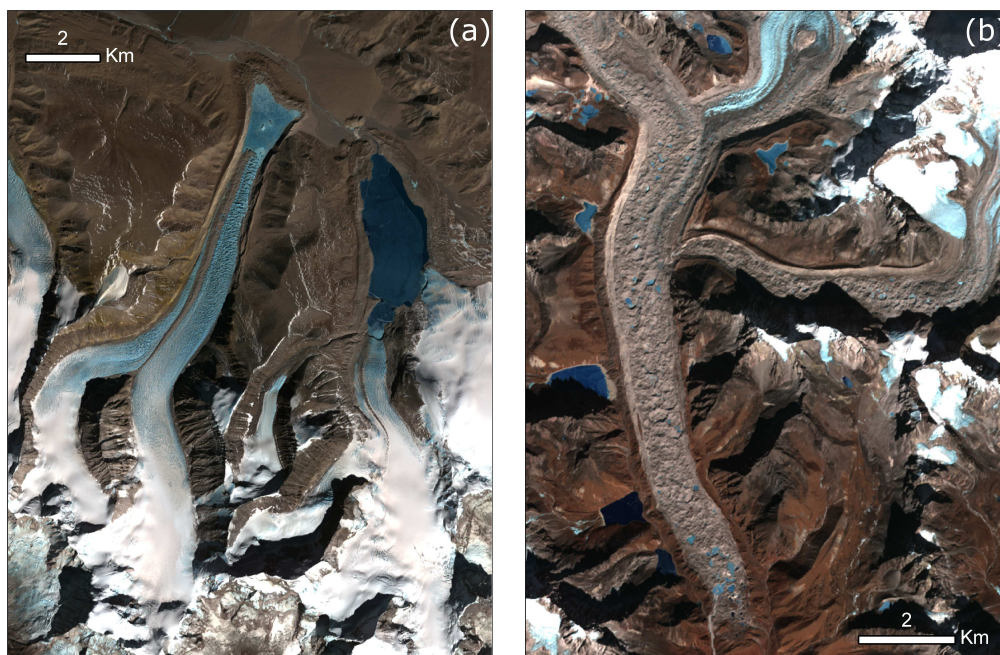


FIGURE 1.12 – Illustration des deux types de lacs glaciaires rencontrés au PKH (images ASTER). (a) Lacs pro-glaciaires au nord du Bouthan, situés en aval de la langue terminale des glaciers, (b) Lacs supra-glaciaires sur la partie couverte de la zone d'ablation du glacier Ngozumpa (région de l'Everest, Népal). A noter qu'un certain nombre de lacs annexes entourent le glacier, mais ne sont pas considérés comme des lacs glaciaires. On remarquera également la différence de taille entre lacs pro- et supra-glaciaires.

3. Le nouveau lac ainsi formé va se développer et s'élargir. La retenue aval du lac restant relativement stable, c'est sa partie amont qui recule et remonte petit à petit, aboutissant à la formation d'un lac pro-glaciaire.

Cependant, certains lacs pro-glaciaires se développent directement sur la moraine frontale des glaciers, sans passer par les étapes 1 et 2. C'est le cas notamment pour les glaciers de vallée non couverts ou les glaciers de cirque, dont la zone d'ablation est relativement petite (inférieure à 10 km²) et pentue. Les lacs supra-glaciaires ont quant à eux tendance à se développer sur de grands glaciers de vallée, dont la zone d'ablation est le plus souvent recouverte de débris rocheux et peu pentue (Quincey *et al.*, 2007).

Les principes qui régissent l'alimentation et l'évacuation de l'eau des lacs glaciaires sont encore méconnus. Xu & Feng (1994) estiment néanmoins que ces lacs sont alimentés par les eaux de fonte des glaciers ainsi que par les précipitations qui affectent le bassin versant du glacier concerné. Les pertes en eau peuvent se faire essentiellement par évaporation ou infiltration, à travers des conduits interglaciaires ou des moraines frontales. Si les lacs pro-glaciaires ne semblent pas faire l'objet de variations saisonnières, les lacs supra-glaciaires sont sujets à de grandes variations de leur niveau d'eau (Benn *et al.*, 2001). Le drainage ou la vidange de ces derniers se fait lorsqu'une connexion s'établit avec le réseau hydrologique intra-glaciaire.

Les lacs glaciaires sont connus pour être à l'origine de GLOFs (*Glacial Lake Outburst Flood*) :

il s'agit de vidanges soudaines d'un lac, au cours desquelles plusieurs millions de mètres cube d'eau et de débris sont déversés dans la vallée située en aval, provoquant la destruction d'éventuelles infrastructures ou habitations (Bajracharya & Mool, 2009; Ives *et al.*, 2010; Fujita *et al.*, 2008). Ces vidanges peuvent être provoquées par un tremblement de terre, une avalanche ou un glissement de terrain pouvant déclencher une vague dévastatrice, ou la rupture de la moraine frontale qui retenait le lac.

1.4 Suivi des glaciers himalayens

1.4.1 Superficie et position des fronts

Les études portant sur les variations de surface et de longueur des glaciers himalayens sont nombreuses, bien qu'il soit difficile de les interpréter en termes de fluctuations climatiques ou de contribution à l'hydrologie régionale ou globale.

Au PKH, les variations de position des fronts ont été mesurées sur plus de 100 glaciers depuis la moitié du 19^{ème} siècle (Mayewski & Jeschke, 1979; Bhambri & Bolch, 2009; Bolch *et al.*, 2012). En Hindu Kush, 25 % des glaciers ont avancé ou sont restés stables entre 1976 et 2007 (Sarikaya *et al.*, 2012), tout comme plus de 50 % des glaciers du Karakoram entre 2000 et 2008 (Scherler *et al.*, 2011b) ou ceux de la vallée du Shyok, toujours au Karakoram (Bhambri *et al.*, 2012). Dans le corridor du Wakhan (entre le Pamir et le Karakoram), Haritashya *et al.* (2009) ont par contre fait état du retrait des fronts des glaciers sur des intervalles de temps similaires (1976-2003), tout comme pour le reste de l'Himalaya (Tab. S3 de Bolch *et al.* (2012)).

Concernant l'évolution de la superficie, les réductions observées sur plus d'un millier de glaciers varient entre -0.09 et -0.91 % a⁻¹ depuis les années 60 (Tab. S5 de Bolch *et al.* (2012)) sur l'ensemble de l'Himalaya. Au Pamir, Khromova *et al.* (2006) ont également calculé sur cinq glaciers des taux de réduction entre -0.8 et -1.2 % a⁻¹ entre 1978 et 2001.

1.4.2 Etat de surface

Le suivi de l'albédo des glaciers du PKH, bien qu'il soit une variable clef du bilan de masse, n'est encore pas opérationnel : aucune mesure en continu de ce paramètre n'a encore été exploitée, à notre connaissance, sur cette région du globe. Pourtant, le sous-continent indien est une source non-négligeable de carbone suie (par l'intermédiaire de la combustion de biomasse ou d'énergie fossile), qui contribue au cours de l'hiver à l'*Atmospheric Brown Cloud* (Ramanathan & Crutzen, 2003). Il s'agit d'un nuage de pollution qui se développe durant la période sèche en accumulant toutes sortes de particules et d'aérosols, avant d'être lessivé avec l'arrivée de la mousson. Le dépôt de ces particules sur les glaciers du PKH peut entraîner une diminution de leur albédo et affecter de manière significative leur bilan de masse. Ainsi, grâce à des mesures de carbone suie atmosphérique réalisées à plus de 5 000 m d'altitude à l'observatoire de la Pyramide (région de l'Everest), Yasunari *et al.* (2010) ont pu estimer l'impact du dépôt sec de

ce carbone suie en période de pré-mousson (mars à mai). L'albédo serait réduit de 2.0 à 5.2 %, ce qui correspond à une lame d'eau comprise entre 70 et 204 mm pour un glacier typique du plateau tibétain.

Dumont *et al.* (2012) ont récemment développé une méthode pour le suivi spatio-temporel de l'albédo des glaciers de montagne à partir d'images satellite MODIS. Elle permet notamment de prendre en compte la topographie du terrain et donc les réflexions multiples dans le cas d'un relief accidenté, et permet de convertir la mesure de réflectance fournie par le capteur en une valeur d'albédo (dit bolométrique) intégrée sur l'ensemble du spectre solaire et dans toutes les directions de l'espace. Cette méthode a été validée sur le glacier de Saint-Sorlin (massif des Grandes Rousses, Alpes françaises). La transposition de cette méthode aux glaciers du PKH semble à présent nécessaire pour évaluer l'impact de l'*Atmospheric Brown Cloud* et de la pollution locale sur leur albédo, ce dernier étant un paramètre déterminant du bilan de masse (Section 1.2.1).

1.4.3 Vitesses d'écoulement

Par corrélation d'images, Quincey *et al.* (2009) ont pu mesurer de fortes variations interannuelles de la vitesse d'écoulement du glacier Baltoro (Karakoram), confirmées par l'étude de Scherler & Strecker (2012) dans le cas du glacier Biafo. Ces variations, pouvant atteindre 50 %, sont restreintes à la partie haute de la zone d'ablation et sont attribuées en partie à une augmentation de la lubrification basale du glacier. L'accélération progressive de ces deux glaciers est également un signe d'une accumulation plus importante et d'un possible bilan de masse positif.

Toujours au Karakoram, Heid & Kääb (2012) ont mesuré une augmentation des vitesses d'écoulement de 5 % entre 2000 et 2010 pour 181 glaciers, là encore suggérant un bilan de masse positif. Des vitesses particulièrement élevées (plus de 200 m a⁻¹), ainsi que des accélérations soudaines viennent également confirmer la présence de phénomènes de *surge*, tout comme dans l'étude de Copland *et al.* (2009) et de Quincey *et al.* (2011).

Le reste du PKH a fait l'objet de peu d'études concernant les vitesses des glaciers. Au Bouthan, Kääb (2005a) a fait état de comportements très différents pour les glaciers en fonction de leur orientation. Pour ceux orientés vers le nord, les vitesses varient entre quelques dizaines de mètres par an à plus de 200 m a⁻¹, contre moins de 50 m a⁻¹ pour ceux orientés vers le sud. Cela suggère donc des processus basaux différents pour ces deux catégories. Les faibles vitesses au sud sont un signe de transfert de masse limité vers les zones d'ablation, qui auront donc tendance à accumuler plus de débris. Dans la région du Khumbu (Everest, Népal), les vitesses contemporaines mesurées par Quincey *et al.* (2007) et Bolch *et al.* (2008b) indiquent également des fronts glaciaires stagnants, reflétant des bilans négatifs du fait d'un transfert de masse insuffisant vers la zone d'ablation. Des mesures par GPS différentiel ont également pu mettre en évidence une diminution de 24 à 37% du flux de glace du glacier du Chhota Shigri, situé en

Inde, dans l'Himalaya occidental (Azam *et al.*, 2012). Cette dynamique est le reflet des bilans de masse négatifs observés pour ce glacier au cours des dernières années.

1.4.4 Bilan de masse

Les mesures de bilans de masse sont relativement peu nombreuses compte tenu de l'étendue du PKH. Dans la plupart des cas, les séries temporelles n'excèdent pas 10 ans, ce qui empêche toute interprétation en termes de forçages climatiques. Cependant, l'avènement récent de la méthode géodétique au PKH a permis d'obtenir des bilans de masse moyens sur plusieurs décennies, grâce à l'utilisation d'anciennes cartes topographiques ou photographies satellite (Bolch *et al.*, 2011; Nuimura *et al.*, 2012). La Figure 1.13 présente l'ensemble des données de bilan de masse disponibles sur la région du PKH, excepté celles obtenues au cours de cette thèse, qui seront présentées aux Chapitres 4 et 5.

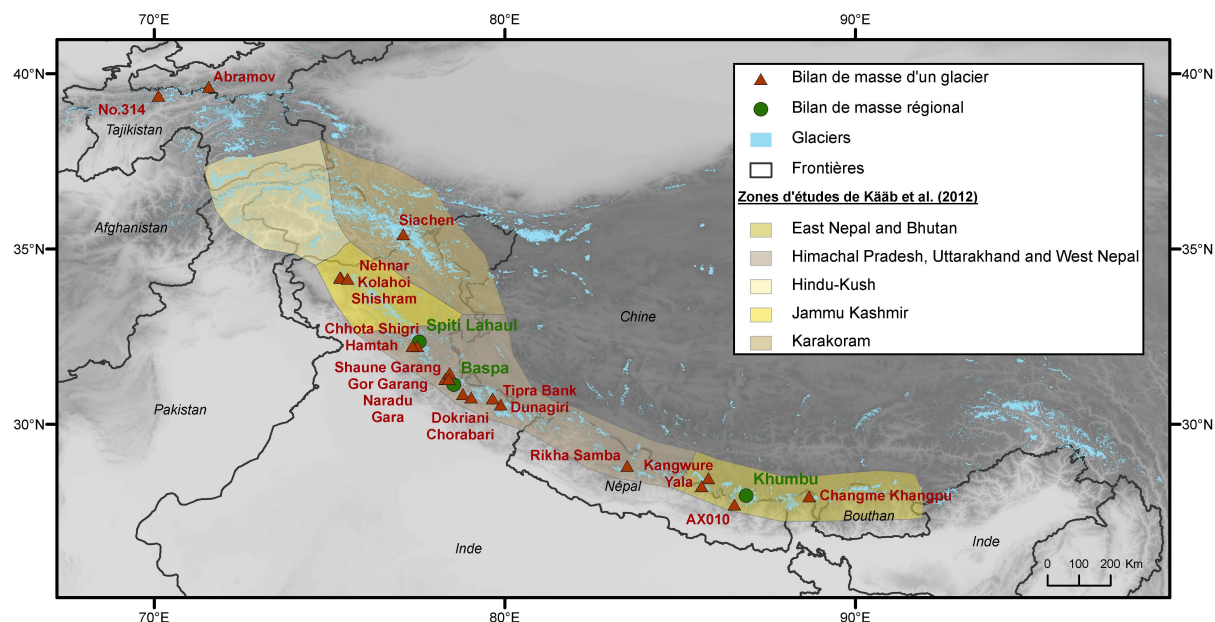


FIGURE 1.13 – Carte du PKH, présentant la distribution spatiale de l'ensemble des mesures de bilan de masse disponibles. Les mesures réalisées sur un seul glacier sont indiquées par des triangles rouges, celles faites sur une région plus large le sont par des cercles verts. Les zones sur lesquelles Kääb et al. (2012) ont récemment calculé des bilans régionaux sont indiquées par les polygones ocres.

L'ensemble de ces bilans de masse sont négatifs en moyenne, bien que certaines années aient connu un léger gain de masse. Au Népal, dans la région de l'Everest, Bolch *et al.* (2011) ont mesuré un bilan régional de $-0.32 \pm 0.08 \text{ m a}^{-1} \text{ w.e.}$ entre 1970 et 2007 par méthode géodétique. Pour des glaciers spécifiques, cette valeur peut varier entre $-0.20 \pm 0.08 \text{ m a}^{-1} \text{ w.e.}$ (Ma *et al.*, 2010) et $-0.75 \pm 0.09 \text{ m a}^{-1} \text{ w.e.}$ (Fujita & Nuimura, 2011). Plus à l'ouest, au nord de l'Inde, les bilans régionaux sont nettement plus négatifs et varient entre -0.69 et $-0.85 \text{ m a}^{-1} \text{ w.e.}$ (Berthier *et al.*, 2007; Kulkarni *et al.*, 2011). Le suivi depuis près de dix ans du glacier Chhota Shigri

a révélé un bilan de masse similaire ($-0.67 \pm 0.40 \text{ m a}^{-1} \text{ w.e.}$) depuis 2002 (Azam *et al.*, 2012; Wagnon *et al.*, 2007), tandis que le bilan du glacier Hamtah s'est avéré nettement plus négatif ($-1.60 \text{ m a}^{-1} \text{ w.e.}$) entre 2001 et 2006 (WGMS, 2008). Au Karakoram, le glacier Siachen, connu pour être le lieu d'affrontement indo-pakistanaï, a fait l'objet de mesures hydrologiques entre 1986 et 1991, qui ont conduit à une estimation de $-0.51 \text{ m a}^{-1} \text{ w.e.}$ Aucune autre mesure n'était jusqu'alors disponible pour cette région montagneuse qui abrite pourtant près de 20 000 km² de glaciers. Enfin, encore plus à l'ouest, au Pamir (~10 000 km² de glaciers), seuls deux glaciers (Abramov et No.314) ont déjà fait l'objet de mesures glaciologiques, avec des bilans similaires, de l'ordre de $-0.45 \text{ m a}^{-1} \text{ w.e.}$ au cours des dernières décennies (WGMS, 2008). L'un d'eux, le glacier Abramov, détient le record de la plus longue série temporelle dans tout le PKH, avec 30 ans de mesures glaciologique entre 1968 et 1998, avant que les installations en place ne soient détruites par une guérilla locale.

En utilisant les données gravimétriques issues du satellite GRACE, Matsuo & Heki (2010) puis Jacob *et al.* (2012) ont pu fournir les premières estimations globales des pertes de masse glaciaires au PKH. Cependant leurs résultats se sont révélés être très divergents du fait des méthodes employées pour corriger les données brutes des différents signaux issus des processus hydrologiques (notamment le pompage important de nappes souterraines pour l'irrigation en Inde du nord-ouest). Matsuo & Heki (2010) ont ainsi évalué les pertes de masse à $-47 \pm 12 \text{ Gt a}^{-1}$ pour l'ensemble du PKH et du plateau tibétain sur la période 2003-2009, contre $-4 \pm 20 \text{ Gt a}^{-1}$ d'après Jacob *et al.* (2012) entre 2003 et 2010.

Récemment, Käab *et al.* (2012), à l'aide d'un MNT (Modèle Numérique de Terrain) datant de 2000 (*Shuttle Radar Topography Mission*) et de données issues de l'altimètre laser ICESat (*Ice, Cloud and Land elevation Satellite*) acquises entre 2003 et 2008, ont pu fournir le premier bilan de masse global de l'HKKH, sur près de 60 000 km² de glaciers. Ils l'ont ainsi évalué à $-0.21 \pm 0.05 \text{ m a}^{-1} \text{ w.e.}$ ($-12.8 \pm 3.5 \text{ Gt a}^{-1}$) et ont mis en évidence une grande variabilité spatiale, avec de nettes pertes de masse dans la partie orientale et centrale, plus marquées au Jammu-Kashmir ($-0.55 \pm 0.08 \text{ m a}^{-1} \text{ w.e.}$) et un bilan quasi nul au Karakoram. Cependant, les données employées ne permettent pas d'obtenir une couverture exhaustive des variations d'épaisseur des glaciers, les spots laser ICESat étant espacés d'environ 70 m le long de traces distantes de ~90 km. Il est donc pour cela nécessaire de s'assurer de la représentativité des données ICESat, en évaluant l'impact de l'échantillonnage spatial sur les bilans de masse finaux (Käab *et al.*, 2012).

Chapitre 2

Répartition et évolution récente des lacs glaciaires au sein de l'Hindu Kush Himalaya

Note : ce chapitre est adapté d'un article publié dans la revue *Global and Planetary Change* (Gardelle *et al.*, 2011). Il est précédé d'un résumé étendu qui présente les principaux résultats de l'étude.

2.1 Résumé étendu

L'objectif de ce chapitre est d'appréhender l'évolution récente de la cryosphère de l'HKH au travers de certaines propriétés des lacs glaciaires. Comme l'alimentation de ces lacs se fait en partie par la récolte des eaux de fonte des glaciers, il est envisageable de les considérer comme des indicateurs du bilan de masse de ces derniers.

Le principe consiste à comparer trois images satellite Landsat acquises à environ dix années d'intervalle, entre 1990 et 2009, pour sept régions réparties le long du PKH. Ces dernières sont choisies de manière à être représentatives de la diversité climatique et des différents régimes de précipitations.

Les images sont classifiées de manière automatique, afin de calculer la superficie de chaque lac et de déterminer son type (pro- ou supra-glaciaire). Pour une région donnée, on identifie un même lac pro-glaciaire aux trois dates considérées grâce aux coordonnées de son barycentre, ce qui permet de suivre l'évolution de sa superficie au cours du temps. Pour les lacs supra-glaciaires, qui présentent une plus grande variabilité spatiale et temporelle, il semble plus judicieux de considérer la superficie totale et le nombre de l'ensemble des lacs de ce type rattachés à un même glacier. La pertinence de la méthode ainsi mise au point a été évaluée en comparant les résultats obtenus à des études antérieures.

Ainsi, la superficie couverte par les lacs (rapportée à la superficie englacée) est nettement plus importante à l'est (Népal et Bouthan). Les lacs supra-glaciaires sont également nettement majoritaires de l'Himalaya occidental à l'Hindu Kush (ouest du PKH). Enfin, la distribution en taille des lacs montre des superficies supérieures à 50 ha à l'est, contre des superficies inférieures à 20 ha pour des régions situées plus à l'ouest.

D'une manière générale, les taux d'expansion des lacs supra-glaciaires sont similaires à ceux des lacs pro-glaciaires en contact avec le front du glacier, qui sont eux même toujours plus élevés que les taux d'expansion des lacs pro-glaciaires sans contact avec le glacier. Si les apports en eau peuvent se faire par drainage des eaux de fonte ou des précipitations sur le bassin versant pour les trois types de lacs, il existe des apports additionnels pour les lacs supra- et pro-glaciaires en contact avec le glacier qui peuvent expliquer leurs taux d'expansion supérieurs : fonte accrue de la glace en contact avec l'eau du lac, vêlage dans le lac et fonte préférentielle des parois de glace qui entourent le lacs et ne sont pas recouvertes de débris rocheux.

D'un point de vue temporel, les expansions les plus importantes ont été mesurées au Népal et au Bouthan. Dans l'Himalaya occidental, on note très peu de variations alors qu'on remarque un léger recul des lacs glaciaires au Karakoram et dans l'Hindu Kush. L'analyse de données climatiques (précipitations et températures) disponibles à l'époque n'a pas permis de mettre en évidence une relation franche entre climat et variations de la superficie des lacs. La comparaison de ces résultats avec les valeurs de bilans de masse disponibles, pour lesquels la période d'étude est souvent courte et qui ne sont pas nécessairement représentatifs d'une tendance régionale, est délicate. Cependant, on peut noter une certaine cohérence entre les deux : là où les bilans de masse sont négatifs, la superficie des lacs a augmenté, tandis que pour les régions où les pertes de masse ont été limitées (Karakoram), les lacs n'ont peu ou pas progressé.

De nombreux résultats présentés dans ce chapitre ont par la suite été confirmés par une étude de Xin *et al.* (2012), qui a porté sur l'évolution des lacs glaciaires de toute la partie chinoise de l'Himalaya entre 1969 et 2008.

Cette étude préliminaire sur l'évolution spatiale et temporelle des lacs glaciaires de l'HKH a permis de suggérer une grande variabilité des bilans de masse qui reste encore à démontrer à l'échelle régionale, et qui fera l'objet des Chapitres 3, 4 et 5.

2.2 Introduction

Little is currently known about the distribution and evolution of glacial lakes in the vast Hindu Kush Himalaya (HKH) mountain range although those lakes are potentially an indirect indicator of glacier change and, in certain cases, threaten the life of the inhabitants of the mountain valleys (Richardson & Reynolds, 2000).

Two types of glacial lakes can be distinguished : (i) pro-glacial lakes, often growing downstream of steep glaciers, where water is collected behind former moraines (Richardson & Rey-

nolds, 2000; Komori, 2008); (ii) supra-glacial lakes, which develop on the surface of the glacier itself, growing by coalescence of small ponds. They tend to develop on long, flat, debris-covered valley glaciers which respond to a negative mass balance by thinning (downwasting) rather than by a terminus retreat (Reynolds, 2000; Richardson & Reynolds, 2000; Quincey *et al.*, 2007; Komori, 2008).

Recent expansion of glacial lakes in the Himalaya has mainly been studied in north Bhutan (Fujita *et al.*, 2008; Komori, 2008) and in the Everest region (Yamada & Sharma, 1993; Sakai *et al.*, 2000a; Benn *et al.*, 2001; Wessels *et al.*, 2002; Bolch *et al.*, 2008b). However, the distribution and the temporal evolution of glacial lakes over the entire HKH range have never been addressed yet. As suggested by Kargel *et al.* (2005), glacier and glacial lake evolution are likely to be very different between the eastern part of the mountain range where the large majority of glaciers are retreating and the western part where glacier changes are slower. The purpose of this paper is thus to give an overview of the distribution and recent evolution of glacial lakes along the HKH range, from Bhutan to Afghanistan. To achieve this goal, a set of optical satellite images has been used, with a time coverage spreading from 1989 to 2009.

2.3 Study area and data

2.3.1 Study area

The HKH region, ranging from Afghanistan to Bhutan, is covered by about 60 000 km² of glaciers (Dyurgerov & Meier, 2005). Precipitation regimes are driven by the Indian monsoon in summer (precipitation occurring from June to September) and by the mid-latitude westerlies in winter (precipitation occurring from January to April) (Böhner, 2006). The precipitation pattern is characterized by two gradients (Bookhagen & Burbank, 2006) :

- (i) a north-south gradient due to the orographic barrier, preventing air masses to go further north,
- (ii) an east-west gradient, due to the weakening westwards of the Indian monsoon coming from the Bay of Bengal, and implying a greater humidity in the eastern HKH.

In order to study glacial lakes over the HKH region, seven study sites (comprising a high proportion of glacialized area) have been selected along the mountain range, so as to be representative of the climatic gradients (Tab. 2.1). Their locations are presented in Figure 2.1. Their extent corresponds to the footprint of a Landsat image, i.e. 31 110 km². These seven study sites encompass approximatively 24 100 km² of glaciers, or 40 % of the total ice-covered area in the HKH (Tab 2.2). Bhutan, Everest and West Nepal sites are directly influenced by the Indian monsoon, summer being both ablation and accumulation seasons on glaciers (Fujita, 2008). Western sites, namely Hindu Kush and Karakoram, are much dryer, with precipitation occurring mainly during winter. Between these two extreme parts of the HKH region, the Spiti Lahaul and Garh-

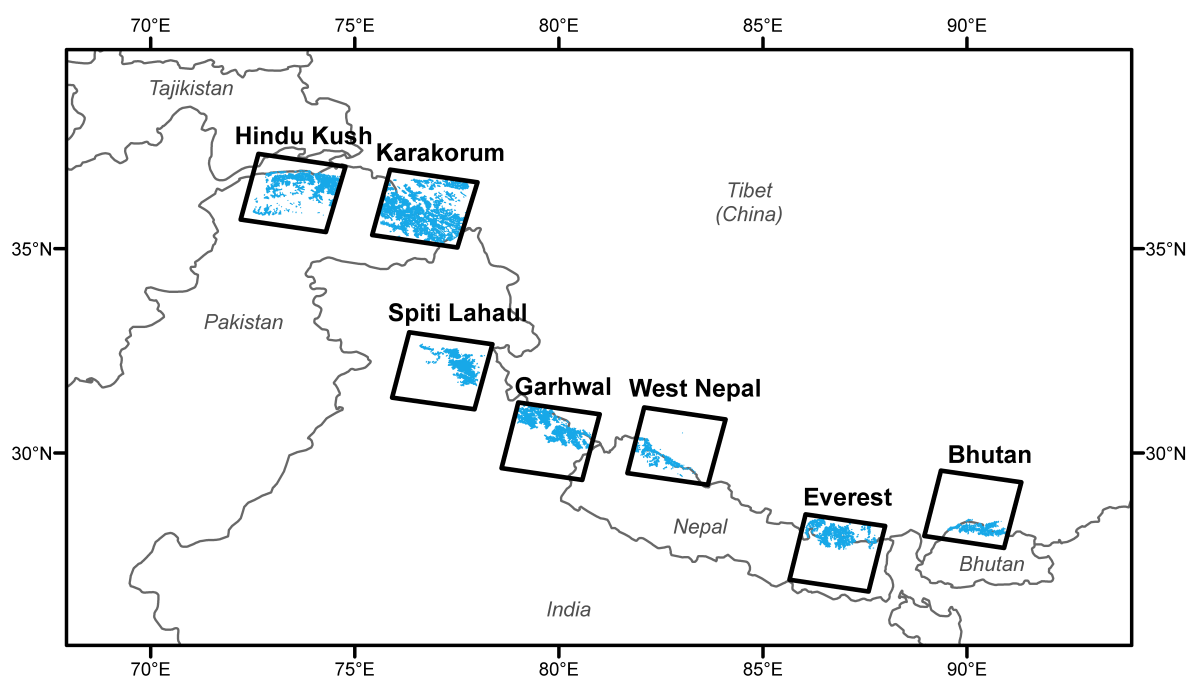


FIGURE 2.1 – Location of the seven study sites along the HKH range (their names appear in bold on the map). For each site, the footprint of a Landsat image is shown. Ice covered areas are represented by blue filled polygons.

wal sites represent a transition zone, influenced by both the summer monsoon and the winter westerlies (Fig. 2.2).

2.3.2 Data

To avoid cloud cover during the monsoon and ensure minimal snow coverage, we selected satellite images acquired between September and November (for the eastern part) and between

Site name	Mean annual temperature (°C)		Mean annual precipitation (m)
	At 600 hPa	At mean glacial lake altitude	
Bhutan	-0.2	-3.7	1.03
Everest	-0.2	-5.5	1.04
West Nepal	-1.2	-6.9	0.91
Garhwal	-1.7	-4.5	0.87
Spiti Lahaul	-2.4	-2.5	0.86
Karakoram	-3.7	-3.3	0.30
Hindu-Kush	-4.5	-0.8	0.35

TABLE 2.1 – Climate characteristics of the seven study sites (temperatures at 600 hPa and interpolated between two pressure levels at the mean lake altitude from NCEP/DOE-Reanalysis 2, precipitation from Global Precipitation Climatology Project).

Site name	Glacier area (km ²)	Glacier mean altitude (m)	Front mean altitude (m)	Lake mean altitude (m)	Number of lakes	Total lake area (km ²)
Bhutan	1 510	5 600	4 836	4 814	203	27.2
Everest	2 919	5 614	5 084	5 079	583	29.1
West Nepal	960	5 431	5 128	5 117	116	16.6
Garhwal	3 910	5 337	4 278	4 683	233	2.2
Spiti Lahaul	2 854	5 091	4 129	4 209	35	1.9
Karakoram	8 718	5 153	3 609	4 129	422	3.7
Hindu Kush	3 229	4 617	3 206	3 622	102	0.7

TABLE 2.2 – *Glaciers and lakes characteristics of the seven study sites. A Landsat scene covers in total 31 110 km², but on each site, only the part of the scene covered with glaciers has been analyzed.*

June and October (for the western part). Each of the seven study sites has been observed with two Landsat-TM and a Landsat-ETM image with a spatial resolution of 30 m (images downloaded from <http://glcf.umiacs.umd.edu> and <http://glovis.usgs.gov>). The images were already radiometrically corrected and projected in the UTM coordinate system. Acquisition dates are listed in Table 2.3.

For each study site, a digital elevation model (DEM) of 2000 from the SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) has also been downloaded at <http://srtm.csi.cgiar.org>, with a spatial resolution of 90 m.

Glacier inventories have been obtained from the GLIMS (Global Land Ice Measurements from Space, Raup *et al.* (2007)) and ICIMOD (International Center for Integrated Mountain Development, ICIMOD (2007)) databases, which provide glacier outlines associated with various attributes, such as glacier length, area and orientation.

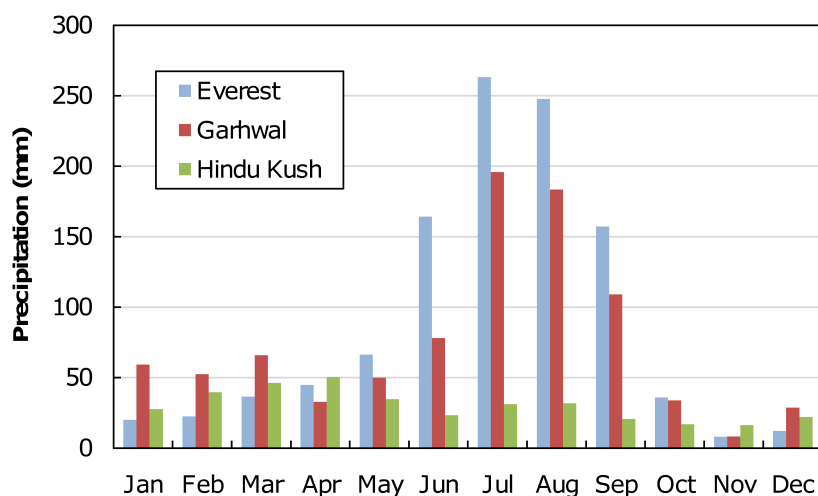


FIGURE 2.2 – *Monthly precipitations from Global Precipitation Climatology Project for three study sites : Everest, Garhwal and Hindu Kush.*

Site name	Landsat		
	TM	ETM	TM
Bhutan	14/11/90	04/11/01	17/10/2009
Everest	17/11/92	30/10/00	31/10/2009
West Nepal	21/10/92	03/10/00	18/09/2009
Garhwal	15/11/90	15/10/99	12/06/2009
Spiti Lahaul	09/10/89	15/10/00	01/11/2009
Karakoram	29/06/90	12/10/02	21/09/2009
Hindu-Kush	26/07/89	16/09/99	19/09/2009

TABLE 2.3 – Dates (format is DD/MM/YYYY) of the images used in this study.

Finally, to analyze climate variability along the HKH, monthly air temperatures at 600 hPa and at the lake altitude were extracted from NCEP/DOE (National Centers for Environmental Prediction/Department of Energy) reanalysis-2 data on a $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ grid (Kanamitsu *et al.*, 2002) since 1979. Temperatures at 600 hPa are used as an indicator of the overall trend in temperatures along the HKH range, whereas temperatures at mean glacial lake altitude are used to interpret glacial lake evolution. The latter are computed by interpolating temperature data between two pressure levels enclosing the mean glacial lake altitude. Precipitations have been analyzed through the Global Precipitation Climatology Project, providing monthly values on a $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ grid since 1979 (GPCP, Huffman & Bolvin (2009)). Time series of monthly temperature and precipitation in the middle of each study site during each decade since 1979 were computed using a bilinear interpolation, based on the four surrounding grid points.

2.4 Methodology

Others authors previously addressed the question of mapping glacier lakes from multispectral satellite imagery. Wessels *et al.* (2002) performed a spectral analysis of terrain features in the Mount Everest region based on ASTER imagery, outlining the importance of water turbidity when monitoring glacial lakes. A similar spectral analysis has been carried out with one of our Landsat scene (Fig. 2.3). The more turbid a glacial lake is, the higher its reflectance in the Visible and Near Infra-Red (VNIR) is, mainly because of the high suspended sediment load. As we are considering optical images, shadowing is problematic, especially in mountainous area when the solar zenith angle is high. It is important to notice that the spectral signature of these shadow areas (black line in Fig. 2.3) is very similar to the one of glacial lakes with low turbidity.

Wessels *et al.* (2002) also discussed the automatic classification of glacial lakes. Using the four bands in the VNIR and MIR (Middle Infra-Red) of ASTER data, they computed two ratios to distinguish :

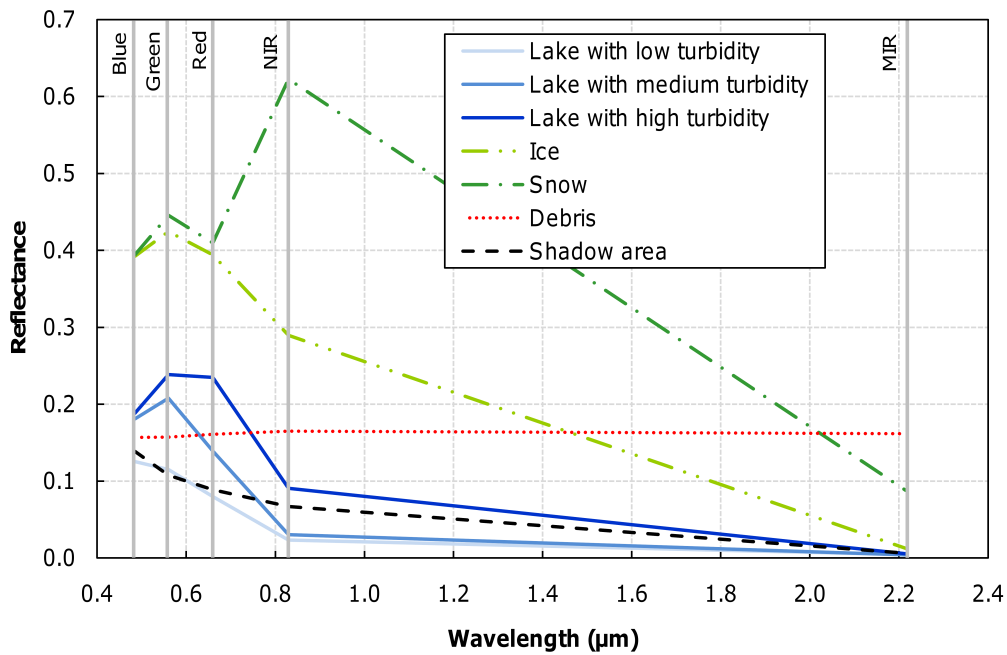


FIGURE 2.3 – Spectral signatures of several recurrent terrain features of the HKH, based on a Landsat-ETM image from November 2001 (Bhutan). Wavelength of Landsat-TM and ETM channels are indicated with gray bars.

1. water surfaces from non-water surfaces, with ratio R_1 :

$$R_1 = \frac{B_{Green}}{B_{NIR}} \quad (2.1)$$

2. solid (ice or snow) from liquid (free water) surface, among classified water surfaces, with ratio R_2 :

$$R_2 = \frac{B_{NIR}}{B_{MIR}} \quad (2.2)$$

where B_i is the ASTER spectral band. However, this algorithm is not robust enough to be applied to images whose channels slightly differ from the ASTER sensor. Using Landsat images to study glacier hazards in the Swiss Alps, Huggel *et al.* (2002) applied the NDWI (Normalized Difference Water Index, Eq. 2.3) to classify glacial lakes, taking advantage of the low water reflectance in the NIR band. However, they noticed that with this method, glacial lakes could be misclassified as shadow area.

$$NDWI = \frac{B_{NIR} - B_{Blue}}{B_{NIR} + B_{Blue}} \quad (2.3)$$

Given our satellite dataset (Landsat-TM and -ETM), the automatic classification has been carried out both with ratios R_1 and R_2 , and with $NDWI$, using a decision tree (the complete algorithm is given in Fig. 2.4). A threshold on the terrain slope was introduced, in order to discriminate self-shadow areas misclassified as glacial lakes. A slope map is computed with a

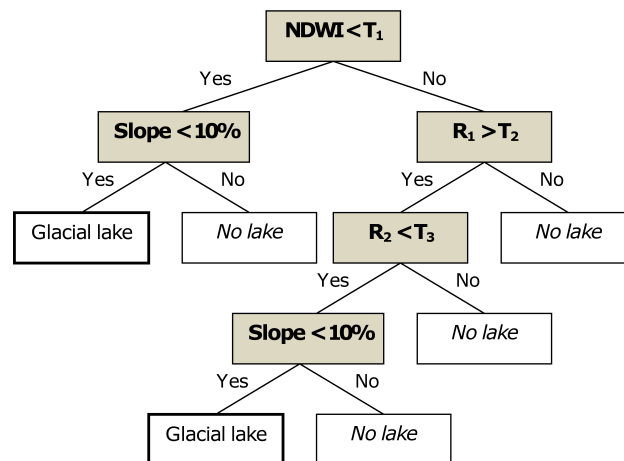


FIGURE 2.4 – Algorithm to automatically classify glacial lakes on Landsat images, using a decision tree. T_i represents a threshold, whose value is determined empirically on each scene by visual inspection.

3x3 pixels window using the SRTM DEM and lakes are assumed to be areas where the slope is lower than 10 % (to account for the DEM uncertainties and low resolution).

When lakes are frozen and covered by snow, they cannot be distinguished from snowy glaciers using automatic classification. Therefore, a visual inspection is necessary to browse and detect unclassified lakes. The result of the classification for a sub-scene of the West Nepal site is given in Figure 2.5.

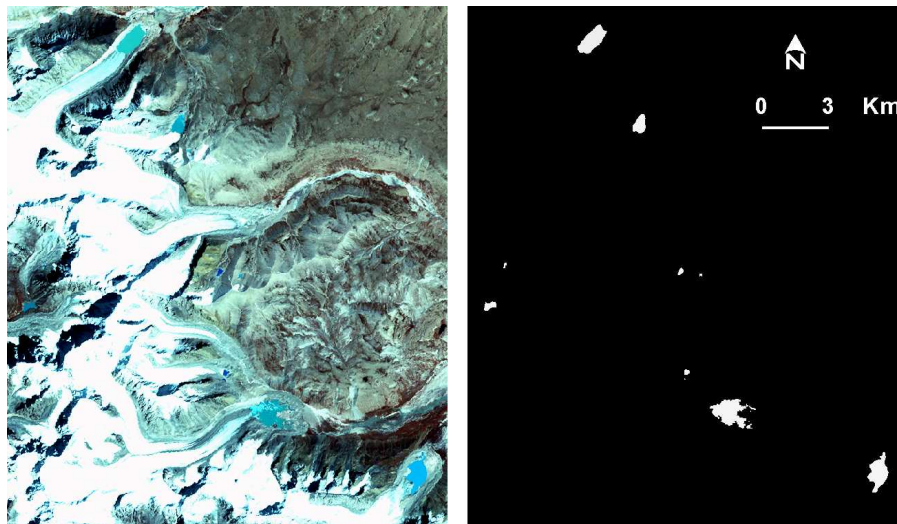


FIGURE 2.5 – Landsat-ETM image of the West Nepal site (left panel, October 2001) and the resulting glacial lake classification (in white, right panel).

The minimum size under which a glacial lake cannot be detected by an automatic algorithm depends on the image spatial resolution. Theoretically, a glacial lake is identified if it is composed of at least one pure pixel (i.e. a pixel whose reflectance is homogeneous and represents

only one endmember). An item covering one pixel is generally not represented by one pure pixel unless it is perfectly aligned with the raster grid. On the contrary, an item covering four pixels will in the general case (i.e. not aligned with the raster grid) be represented by at least one pure pixel. Therefore, the smallest glacial lake that can be detected is 4 pixels, that is 0.36 ha (or 0.0036 km²) in the case of Landsat images. However, the thresholds T_i (Fig. 2.4) are chosen so as to be wider in order to detect mixed pixels that contain a majority of glacial lake, and the classification is therefore not restricted to pure pixels only.

Once lakes have been mapped, a label is automatically assigned to each of them, in order to identify them in a unique way among each study site. A set of geometric attributes are associated to each lake : surface, perimeter, altitude and geographic coordinates of the barycenter. Every lake is also classified as pro- or supra-glacial, using GLIMS and ICIMOD glacier inventories. A lake is classified as supra-glacial if its barycenter is included in a glacier outline, otherwise it is considered as pro-glacial. This process is of course highly dependent on the quality of this database (glacier outlines and coregistration between those outlines and the Landsat images). Therefore, a visual inspection was performed afterwards to detect any misclassification, by superimposing the lake inventory and glacier contours on Landsat images.

As shown in Table 2.3, for each of the seven study sites, Landsat images are available at the beginning of the 1990s, 2000s and in 2009. To study the temporal evolution of each lake, it is necessary to identify automatically the same lake from one image to another. Two possibilities have to be considered, depending on the type of glacial lake :

- most supra-glacial lakes are highly variable in space and time and their life-time is unpredictable (Benn *et al.*, 2001). Therefore, it is more meaningful and relevant to consider the temporal evolution of the total area of supra-glacial lakes located on a given glacier ;
- on the other hand, pro-glacial lakes are more stable over the years, allowing a comparison at the individual lake level.

Given the lack of ground truth and field measurements, it is difficult to assess the precision and quality of the classifications. It mostly depends on :

- (i) the quality of remotely sensed data (directly linked to the sensor quality and resolution),
- (ii) the precision of the data pre-processing (radiometric and geometric corrections),
- (iii) the quality of the classification algorithms (type of algorithm, choice of threshold values).

In this study, the error in image co-registration does not play a key role, since comparison is not made pixel by pixel but entity by entity.

2.5 Results

2.5.1 Distribution of glacial lakes over the HKH

Total area and ice-covered area differ from one study site to another, therefore the comparison of absolute lake areas between sites is not meaningful. Thus, in the following, lake

areas have been normalized with the overall glacierized area of each study site (thereby taking into account the fact that a highly glaciated site is more likely to bear glacial lakes). As shown by Figure 2.6a, eastern sites show the largest glacial lake areas ($1.7 \cdot 10^{-2}$ ha ha⁻¹ for West Nepal, $1.1 \cdot 10^{-2}$ ha ha⁻¹ Everest and $1.8 \cdot 10^{-2}$ ha ha⁻¹ Bhutan). In the central and western parts of the HKH, glacial lake areas are about two orders of magnitude lower, ranging from $2.2 \cdot 10^{-4}$ to $6.7 \cdot 10^{-4}$ ha ha⁻¹.

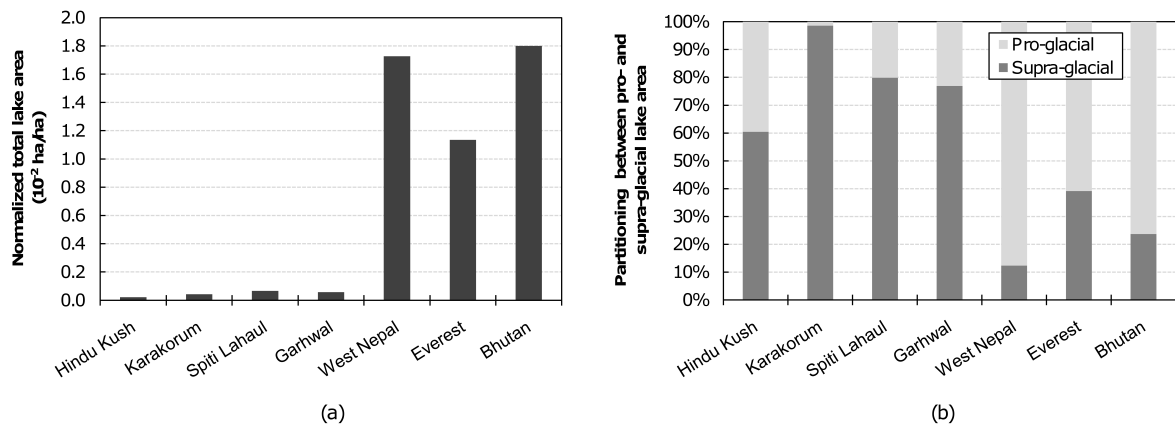


FIGURE 2.6 – (a) Total glacial lakes area in 2009, normalized with the overall glacierized area of each site. (b) Partitioning between pro- and supra-glacial lakes for the seven study sites.

Partitioning, in terms of surface, between pro- and supra-glacial lakes also greatly varies among study sites. In the western part of the HKH, there is a majority of supra-glacial lakes (Fig. 2.6b). We link this observation with the type of glaciers found in this region : mainly long (more than 10 km) debris-covered glaciers, a configuration favorable to supra-glacial lake development (Richardson & Reynolds, 2000).

Another interesting characteristic of glacial lakes is their altitude. In Nepal and Bhutan, lakes are at the same altitude as the glacier termini, since they are in majority pro-glacial and are the exutory of the glacier catchments. In other study sites, most of the lakes are supra-glacial, located on the glacier itself, thus at a higher altitude than the glacier terminus (Tab. 2.2).

Individual lake size also greatly varies from one study site to another (Fig. 2.7). Smaller lakes (less than 20 hectares) dominate in the west (in the Hindu Kush, Karakoram, and to a lesser extent in Spiti Lahaul and Garhwal). In Spiti Lahaul, two dis-proportionally large lakes (between 50 and 100 hectares each) located in the northern part of the site represent 70 % of the total lake coverage. In the east (West Nepal, Everest and Bhutan), the majority of lake coverage is represented by lakes greater than 50 hectares.

2.5.2 Evolution of glacial lakes during 1990-2009

For each study site, the total area covered by glacial lakes has been computed in 1990, 2000 and 2009, in order to evaluate changes in lake areas over two decades. Those three dates are

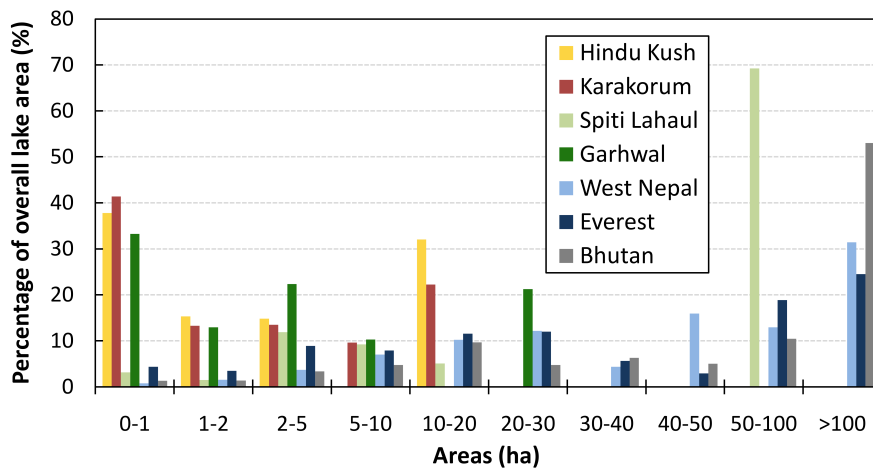


FIGURE 2.7 – Percentage of overall lake area for different area classes and for the seven study sites in 2009. In this figure, each supra-glacial lake is considered as a single entity.

used to label time periods in the figures and text below in the sake of simplicity, although the actual date of acquisition of Landsat images slightly differs from one study site to another (Tab. 2.3).

Three characteristic zones can be distinguished on Figure 2.8 :

- (i) Zone 1 (western sites) where lake areas have generally decreased,
- (ii) Zone 2 (central sites) where absolute lake areas slightly increased,
- (iii) Zone 3 (eastern sites) where lake expansion is the largest.

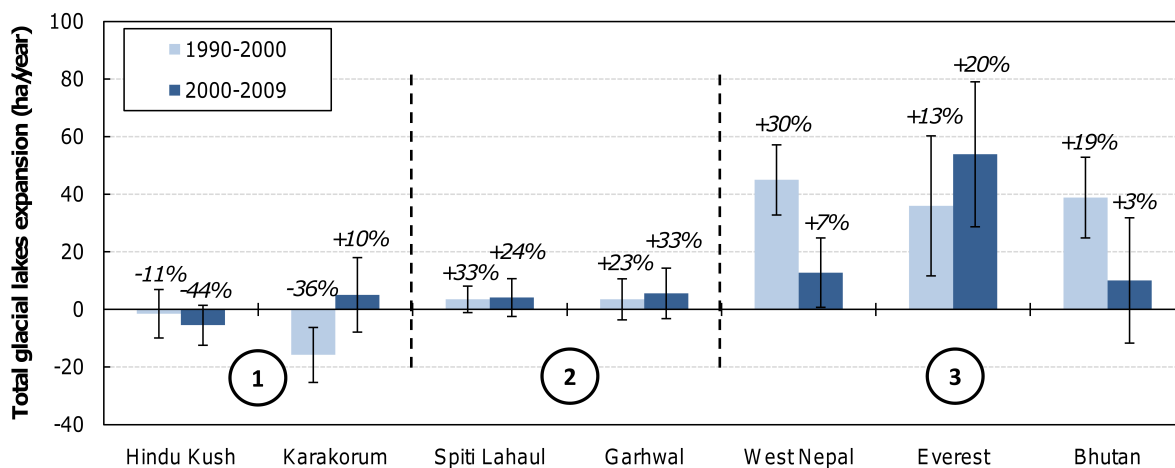


FIGURE 2.8 – Change in total glacial lake area during the past two decades. Error bars correspond to the RMS error computed on the basis of an error of ± 1 pixel on the outlines of lakes.

As for the climatic gradient, Spiti Lahaul and Garhwal regions do represent a transition zone between the east and west of the HKH mountain range.

Comparison between 1990-2000 and 2000-2009 shows that lake area changes are not steady. Hindu Kush is the only study site where lake area has continuously decreased, whereas in Karakoram, the lake reduction in the 1990s is only partly compensated by their growth in the 2000s. For the Spiti Lahaul and Garhwal sites, glacial lake expansion remains more or less the same in the 2000s, at a rate of 5 ha yr⁻¹. In West Nepal and Bhutan, lake area growth shows a strong slow down in the 2000s, dropping to 15 ha yr⁻¹ (whereas in the 1990s it reached 40 ha yr⁻¹). Finally, lake expansion rates are increasing in the Everest region, as their global expansion rate grew from 36 to 53 ha yr⁻¹ between the 1990s and the 2000s.

Expansion rates of individual lakes between 1990 and 2009 are presented in Figure 2.9, with a distinction between supra- and pro-glacial. Among pro-glacial lakes two categories are distinguished depending whether the lake is in contact or not with glacier ice. The expansion rate of supra-glacial lakes is always higher than the one of pro-glacial lakes which are not in contact with the glacier termini. On the other hand, pro-glacial lakes in contact with a glacier have a similar (or even higher) expansion rate than supra-glacial lakes.

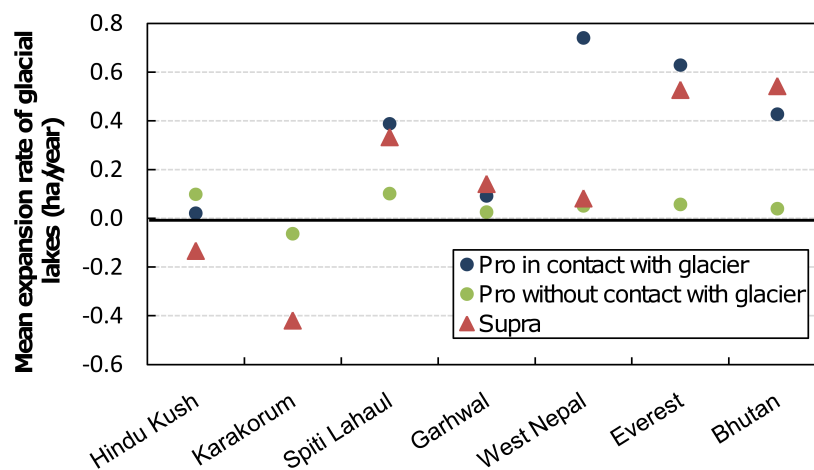


FIGURE 2.9 – Mean expansion rate of glacial lakes according to their type, between 1990 and 2009.

2.6 Discussion

2.6.1 Glacial lake inventory by remote sensing

The use of multitemporal satellite images for glacial lake monitoring is a well known technique. The originality of our study is that our lake inventory has been combined with a glacier inventory to differentiate pro- and supra-glacial lakes. Obviously, the classification of the lakes is highly dependant on the quality of glacier inventory. The latter is heterogeneous (Section 2.3.2) and build on image interpretation. The digitalization of glaciers has been made by different operators, some of them included pro-glacial lakes in the glacier contour whereas some did not. Therefore, a visual inspection was needed after the automatic classification of

glacial lakes to identify misclassified lakes before the interpretation of the results. The limited number of outliers (Tab. 2.4), were mostly in eastern sites, where, after visual inspection, pro-glacial lakes are more numerous than in the original classification.

Site name	Number of lakes misclassified/Total number of lakes
Hindu Kush	1/102
Karakoram	0/422
Spiti Lahaul	0/35
Garhwal	1/233
West Nepal	16/116
Everest	30/583
Bhutan	12/203

TABLE 2.4 – Quantification of automatic classification errors between pro- and supra-glacial lakes due to incorrect glacier outlines.

The strength of the method presented in this study is its homogeneity. The same classification algorithm and same data set has been used for each study site. Therefore, the result comparison from one region to another remains coherent. The uncertainty of a single glacial lake area has been computed, by assuming that the lake margin is mapped with an error of ± 1 pixel along its perimeter. This uncertainty can be considered as conservative, compared to Fujita *et al.* (2009) who assumed an error of ± 0.5 pixel along the perimeter of the Imja lake, Everest region (Table 1 in Fujita *et al.* (2009)). They reported an area of the lake of 84.4 ± 3.6 ha on the 14th of October 2000, while Bolch *et al.* (2008b) reported an area of 76.6 ha for that same lake on the 30th of October 2000. Both values remain within the errors bars of the surface calculated in our study (83.8 ± 26.3 ha), on the 30th of October 2000. In January 2008, the area of Imja lake was 92.0 ± 3.6 ha according to Fujita *et al.* (2009). In this study, we report an area of 113.8 ± 32.8 ha on the 31st of October 2009 (22 months after), which shows that Imja lake is still expanding.

Bolch *et al.* (2008b) also found 19 supra-glacial lakes with a total area of 0.08 km² on Khumbu glacier, and 19 lakes totalizing 0.03 km² on Lhotse glacier in the Everest region on the 30th of October 2000. Our respective values for Khumbu glacier (27 lakes, 0.27 km²) and Lhotse glacier (12 lakes, 0.05 km²) on the same image differ because the extent of the glaciers are not defined the same way (depending whether tributary glaciers are included or not in the contour of the main glacier). Among the 50 glacial lakes investigated by Komori (2008), 12 are included in our Bhutan study site. The total difference between the area of those lakes (986 ha) given by Komori (2008) in November and December 2001 and the value of this present study (971 ha) on the 4th November 2001 is 15 ha, which shows the good coherency of our classification algorithm with former studies.

2.6.2 Pro- and supra- glacial lake variations

Glacial lake sizes and surface variations are closely linked and governed by their expansion processes, which depend on the type of lake. The expansion of supra-glacial lakes is driven by three main mechanisms which contribute to ice ablation (Benn *et al.*, 2001) :

- (i) Subaerial melting of exposed ice cliff surrounding the lake. On debris-covered glaciers, an ice slope larger than 38° cannot bear substantial debris (Röhl, 2008). Therefore, only small and thin deposit can subsist on steeper slopes, decreasing the ice albedo and enhancing its melting rate.
- (ii) Water-line melting. The low albedo of the lake combined with water advection by the wind provides enough energy to melt ice at the water-line (Reynolds, 2000). This process produces thermo-erosional notches that weaken the surrounding ice cliffs on the pond.
- (iii) Calving of ice blocks into the lake.

Supra-glacial lakes can also have an impact on glacier dynamics. As shown by Röhl (2008), their expansion can increase the buoyancy of the glacier until its whole terminus become buoyant. This could modify the stress regime of the glacier ice and increase the terminus disintegration rate by calving.

Many authors have mentioned the high temporal variability in size, location and geometry of supra-glacial lakes (Benn *et al.*, 2001; Röhl, 2008). The subaerial ice loss processes are of greater importance compared to subaqueous processes Röhl (2008). Therefore, the supra-glacial lake expansion is likely to occur in the horizontal dimension, resulting in a great area variation. Regarding pro-glacial lakes, two options can be considered :

- (i) A pro-glacial lake in contact with the glacier. In this case, expansion mechanisms upstream are the same as supra-glacial lakes (subaerial melting, water-line melting and ice calving).
- (ii) A pro-glacial lake disconnected from the glacier (no contact with glacier ice). In this scenario, water inputs are reduced and can only arise from drainage of glacier melt water or precipitation.

Pro-glacial lakes, as they are constrained by surrounding moraines, show little variability in space. The mean displacement of pro-glacial lake barycenter is 70 m over 20 years (between 1990 and 2009) for the seven study sites, which is small compared to their size (most of the time, pro-glacial lakes are over 1 km-long) and the image resolution (30 m). Part of this displacement may be explained by mis-registration (typically 1 pixel or 30 m) between the Landsat scenes.

As supra-glacial lakes are more variable and less stable over time, their opportunity to expand over long time-scales is limited. Therefore, their size remains smaller than the one of pro-glacial lakes. Indeed, supra-glacial lakes are more numerous in the west (Fig. 2.6b), where lakes are the smallest (Fig. 2.7). In addition, on average over the seven study sites the size of pro-glacial lakes is higher (9.1 ha) than supra-glacial ones (4.3 ha). Further investigations are

needed to document their variability and to understand these processes and more than one image per decade is required for this purpose. This could be done by using satellite data with high temporal resolution, such as FORMOSAT-2 (Courault *et al.*, 2008; Gardelle *et al.*, 2010), in order to monitor supra-glacial lakes on a monthly or weekly step. For higher temporal resolution at specific sites, terrestrial photographs might be more suitable than satellite images (Röhl, 2008).

The mean expansion rate of glacial lakes (Fig. 2.9) shows differences between pro-glacial lakes in contact or not with glacier ice. When pro-glacial lakes are located away from a glacier terminus, the only possible water input comes from drainage of upstream glacier melt water or precipitation. As for pro-glacial lakes in contact with a glacier, additional water inputs are the same as for supra-glacial lakes : subaerial melting, water-line melting and calving of glacier front into the lake. Therefore, pro-glacial lakes which are in contact with a glacier are more likely to grow faster than the ones located away from a glacier tongue, as water inputs are more important in the first case.

In Bhutan, Komori (2008) already investigated growth characteristics of glacial lakes and reported expansion rates for 19 lakes, ranging from 0 to 3.7 ha yr⁻¹ (between 1960s and 2001). In our study (between 1990 and 2009), rates are even more scattered (between 0.01 and 4.04 ha yr⁻¹), but the time period and the number of lakes considered here are different. Komori (2008) investigated 19 lakes whereas in this study the mean expansion rates in Bouthan are based on 203 lakes.

2.6.3 Glacial lake and climate variations

Lake area variations are mainly due to a change in their hydric balance. According to Xu & Feng (1994), the latter can be modified through water inputs (precipitation and glacier melting) or outputs (evaporation, infiltration via englacial conduits or discharge through a drainage channel in the case of proglacial lakes). Thus, a lot of complex parameters are involved in the water budget of glacial lakes, but many of them remain poorly known. In addition, water budgets differ from one glacial lake to another (especially infiltration and discharge), which makes their quantification very difficult.

Evaporation in the HKH is still poorly known. Khobragade *et al.* (2003) mentioned a rate of 4 mm day⁻¹ for the lake Nainita at 2 000 m in Uttaranchal, India. A rough estimation of this rate at higher altitudes in the HKH can be made with the Jensen-Haise model (Khobragade *et al.*, 2003; Delclaux *et al.*, 2007) :

$$E_v = a(T_a + b) \frac{R_{ns}}{\rho\lambda} \quad (2.4)$$

where a , b are coefficients, T_a is the air temperature, R_{ns} is the net solar radiation, ρ the density of water and λ the latent heat of vaporization. This leads to an evaporation rate of

1 mm day⁻¹ in winter and 3 mm day⁻¹ in summer, which can be considered negligible in the hydric balance of glacial lakes. Infiltration can hardly be quantified without in situ measurement, but can be considered as a constant output on a long-term hydric balance. Discharge through a drainage channel or overflow over a damming moraine are limiting factors to glacial lake expansion, as the maximum water storage depends on the height of the dam and/or the height of the drainage channel through the dam.

Water inputs into a glacial lake are closely linked with changes in precipitation and ablation process of glaciers. The impact of precipitation is twofold :

- (i) snow and liquid precipitations over the catchment are a direct input for the lake with different time-lags.
- (ii) solid precipitation is an accumulation input for glaciers and therefore an indirect water input for glacial lake (snow is stored by the glacier until it is released via ablation processes into the lake).

The glacier ablation is driven by radiative and turbulent fluxes but can be approximated with temperature on a decadal time scale (Hock, 2003).

Temperature and precipitation data over the entire HKH range since the mid twentieth century are rare. Precipitation rates can be obtained from the NCEP data (National Centers for Environmental Prediction), since 1948 for reanalysis I and since 1979 for reanalysis II. However, the reliability of this data set is questionable, as it is derived solely from model fields forced by data assimilation (Kalnay *et al.*, 1996). TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission, launched 27 November 1997) would have been a good alternative but do not cover the western part of our study area (Hindu Kush) and data are restricted to the most recent period. The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) seems more suitable as it is built only on satellite and gauge observations. As for temperatures, they can be derived from the NCEP reanalysis with a better level of reliability than precipitation since they are strongly constrained by observation data.

Precipitation has been divided into solid and liquid based on a threshold (+2°C, Oerlemans (1993)) on temperature data. As shown in Table 2.5, trends in temperature, solid and liquid precipitations are opposite between the 90s and the 00s in the east (Bhutan, Everest and West Nepal), whereas glacial lakes show a continuous expansion among those study sites (Fig. 2.8). This suggests that the climate influence on glacial lakes is rather complex and cannot solely account for lake variations.

2.6.4 Glacial lake and glacier mass balance variations

Glacier mass balance may be a good parameter to explain the observed glacial lake evolution. However, long-term series of mass balance records are rare in the HKH and do not spread over the entire mountain range. Table 2.6 provides a list of references which addressed the issue

Site name	Variation in mean annual temperature (°C)		Variation in mean annual solid precipitation (m)		Variation in mean annual liquid precipitation (m)	
	1990s-1980s	2000s-1990s	1990s-1980s	2000s-1990s	1990s-1980s	2000s-1990s
Bhutan	-0.05	+0.42	+0.194	-0.014	-0.233	-0.024
Everest	-0.13	+0.38	+0.261	-0.375	-0.202	+0.194
West Nepal	-0.14	+0.27	+0.162	-0.200	-0.283	-0.065
Garhwal	-0.02	+0.15	-0.097	-0.066	-0.002	-0.162
Spiti Lahaul	+0.12	+0.21	-0.152	+0.021	+0.145	-0.240
Karakoram	-0.03	+0.41	+0.008	+0.025	+0.047	-0.006
Hindu Kush	-0.02	+0.44	+0.078	-0.056	+0.035	+0.077

TABLE 2.5 – Variation of mean annual temperature and precipitation between each decade since 1979 (temperatures at 600 hPa from NCEP/DOE-Reanalysis 2, precipitation from Global Precipitation Climatology Project). Precipitation has been divided into solid and liquid according to a temperature threshold of +2°C.

of glacier mass or volume changes in the HKH.

There seems to be a logical link between glacier volume changes and our satellite-derived lake evolutions. Where glaciers have lost mass, lakes have grown (Garhwal, Spiti Lahaul, Everest), and in the Karakoram, where glaciers have lost limited mass (Matsuo & Heki, 2010) or surged (Hewitt, 2005, 2007) lakes have shrunk. This analysis cannot be taken any further quantitatively, because study periods of mass balance are short, not homogeneous and a single glacier may not be representative of the evolution of the study site to which it belongs. Furthermore, direct or geodetic mass balance measurements are still lacking for some large regions such as the Hindu Kush and the Karakoram.

Sensors such as ASTER (since 2000) or SPOT5-HRS (since 2002), as well as CORONA (1962-

Site name	Location	Glaciers names	Study period	Glacier mass or volume change	Debris	Reference
Karakoram	35°50'N 76°10'E	Multiple	1990-2000	Limited ice loss	Yes	Matsuo & Heki (2010)
Spiti Lahaul	32°12'N 77°30'E	Chhota Shigri	2002-2006	-1.00 m yr ⁻¹ w.e.	No	Wagnon <i>et al.</i> (2007)
Spiti Lahaul	32°12'N 77°30'E	Multiple	1999-2004	Between -0.85 and -0.69 m yr ⁻¹ w.e.	Mixed	Berthier <i>et al.</i> (2007)
Spiti Lahaul	32°14'N 77°22'E	Hamtah	2001-2006	-1.2 m yr ⁻¹ w.e.	Yes	WGMS (2008), Zemp <i>et al.</i> (2009)
Garhwal	31°14'N 78°40'E	Multiple	2001-2002	-0.84 m yr ⁻¹ w.e.	Mixed	Kulkarni <i>et al.</i> (2004)
Garhwal	30°51'N 78°49'E	Dokriani	1992-2000	-0.32 m yr ⁻¹ w.e.	Yes	Dobhal <i>et al.</i> (2008)
Everest	27°58'N 86°54'E	Multiple (only 50 % of ablation area)	1962-2005	-0.19 km ³ m yr ⁻¹ w.e.) (-0.30)	Yes	Bolch <i>et al.</i> (2008a)
Everest	27°42'N 86°34'E	AX010	1996-1999	-0.63 m yr ⁻¹ w.e.	Yes	WGMS (2008), Zemp <i>et al.</i> (2009)

TABLE 2.6 – Characteristics of glacier mass/volume changes in the Hindu Kush Himalaya. Original units of figures regarding volume changes are diverse, therefore the conversion into m yr⁻¹ w.e. is indicated, when possible, between brackets (by assuming that ice only, with a density of 900 kg m⁻³, is gained or loss).

1972) provide stereographic pairs of satellite images that can be processed to obtain high-resolution DEMs. The SRTM DEM is also available in 2000 although its resolution is coarser. Glacier volume changes can be assessed by subtracting those DEMs between two or more dates (Berthier *et al.*, 2004). In HKH, this method has been applied by Berthier *et al.* (2007); Bolch *et al.* (2008a), respectively in Spiti Lahaul and Everest, and gave promising results for future glacier mass balance monitoring over large scale areas.

2.7 Conclusion

Distribution and evolution of glacial lakes over the past two decades in the HKH region were established using Landsat satellite images. Seven study sites spread along the mountain range were selected to represent the climate variability in terms of temperature and precipitation. Lakes were classified automatically using a decision tree based on reflectance values, elevation data and a glacier database (provided by GLIMS and ICIMOD).

The eastern part of the HKH is the area comprising the highest number of lakes and also the bigger ones, with a majority being pro-glacial. On the opposite, in the western part, most lakes are supra-glacial, less numerous and smaller. This distinction between east and west remains valid for lake expansion. Between 1990 and 2009, lakes have grown in Nepal and Bhutan (25 to 45 ha yr⁻¹, depending on the study site), remained almost unchanged in western India (~4 ha yr⁻¹) and their area decreased in Pakistan and Afghanistan (between -3 to -8 ha yr⁻¹). The correlation of this evolution with temperature and precipitation is not straightforward, but seems to be in good agreement with the few glacier mass balance measurements currently available.

This study gave an indirect insight of what happened to the HKH cryosphere over the last 20 years, through glacial lake evolution. Our work highlights a complex pattern of lake area change, with a strong east-west gradient across the HKH that seems to confirm the general pattern of glacier change. Regionalization of glacier mass balance over the HKH is now critically needed, to better describe the contrasted response of the HKH cryosphere to regional climate changes.

Chapitre 3

Calcul du bilan de masse par méthode géodétique

Introduction

Le principe de la méthode géodétique ayant déjà été décrit au Chapitre 1, nous allons détailler dans la section suivante les différents types de données satellite pouvant être utilisés pour calculer des bilans de masse glaciaires. Cependant, nous n'aborderons pas les aspects ayant trait aux photographies aériennes, terrestres ou encore cartes topographiques car ce type de données n'est pas (ou peu) disponible sur la région du PKH et n'a donc pas été utilisé au cours de cette thèse.

Les différentes étapes de traitement et de correction des données satellite, la méthode de conversion des variations d'altitude en bilan de masse, ainsi que l'évaluation de la précision du résultat obtenu seront chacune détaillées dans une section supplémentaire.

3.1 Imagerie satellite et modèle numérique de terrain en glaciologie

3.1.1 Glaciers de montagne et acquisition de données satellite

Avant de s'intéresser aux types de données disponibles, il convient de bien cerner les caractéristiques des objets à étudier au vu des conditions dans lesquelles sont acquises les données satellite :

1. Les glaciers se caractérisent par un **albédo élevé** (Section 1.2.1), qui peut conduire à une saturation du capteur du satellite (dans le cas d'images optiques) si celui-ci n'est pas en mesure d'adapter son gain d'acquisition.
2. Les matériaux neige et glace sont des milieux dans lesquels **les ondes radar pénètrent** jusqu'à plusieurs mètres (Ulaby *et al.*, 1986). Il conviendra donc d'être particulièrement

vigilant si l'on choisit de travailler avec des images radar (Section 3.2.3).

3. Les glaciers du PKH sont situés dans des régions au **relief marqué et accidenté** qui est susceptible de générer des distorsions importantes au sein des images, notamment lorsque l'angle de visée du satellite diffère du nadir. Dans le cas d'images radar, cela peut conduire à occulter certaines zones, dans le cas d'images optiques cela peut empêcher ou perturber la restitution stéréoscopique.
4. Une autre conséquence du relief marqué est qu'il génère des **ombres** qui vont modifier la radiométrie des glaciers. On aura donc tendance à choisir les dates d'acquisition des images satellite optiques en fonction de l'heure de la journée (midi solaire) et de la période de l'année.
5. On privilégiera également des images acquises en **fin de saison d'ablation** afin que les glaciers ne soient pas recouverts d'une couche de neige fraîche pouvant perturber les mesures d'altitudes.
6. Le climat du PKH étant affecté à la fois par la mousson asiatique et les Westerlies, la **couverture nuageuse** au dessus des glaciers peut donc se montrer persistante à certaines périodes de l'année. Les capteurs optiques, contrairement aux capteurs radar, ne sont pas « tout temps » et fournissent des images inexploitable en cas de couverture nuageuse trop importante.
7. Enfin, certains glaciers pouvant être de petite taille ($< 1 \text{ km}^2$), la **résolution** spatiale du capteur se devra d'être suffisante (inférieure à 100 m) pour que chaque glacier soit couvert par un nombre suffisant de pixels.

Au vu des critères énoncés ci-dessus, le choix de données satellite appropriées au suivi du bilan de masse des glaciers du PKH peut s'apparenter à un véritable casse-tête. Il s'agira surtout de chercher le meilleur compromis possible pour satisfaire le plus grand nombre de critères, tout en étant conscient, dans la suite du traitement, que certains n'ont pu être pris en compte.

3.1.2 Imagerie optique

On appelle image optique une image acquise par un capteur passif qui mesure la réflectance¹ des objets dans le domaine du visible ou de l'infrarouge (spectre solaire). De ce fait, l'acquisition est opérationnelle uniquement de jour, et lorsque la couverture nuageuse est inexistante.

Les satellites SPOT

Cinq satellites SPOT (Satellite Pour l'Observation de la Terre) ont déjà été mis en orbite, le premier (SPOT1) en 1986 et le plus récent (SPOT5) en 2002, mais seuls SPOT4 et SPOT5 sont à

1. Rapport entre la quantité de rayonnement réfléchi par une surface et le rayonnement incident sur cette même surface

l'heure actuelle toujours opérationnels (www.astroium-geo.com). Tous possèdent une orbite héliosynchrone, ce qui leur permet d'observer une même scène sous des conditions d'éclairage solaire toujours identiques, avec un cycle orbital de 26 jours. Les capteurs installés sur les satellites SPOT sont des radiomètres à barrettes de détecteurs (*pushbroom*) qui permettent de former l'image d'une ligne entière comme un instantané.

Nous ne détaillerons par la suite que les caractéristiques des capteurs du satellite SPOT5, car c'est celui qui a retenu notre attention, notamment à cause de son orbite plus précise grâce à un nouveau capteur stellaire (le positionnement des images sans points de contrôle se fait avec une incertitude de ± 30 m, contre ± 350 m pour les satellites SPOT précédents) et à ses capacités stéréoscopiques plus performantes que ses prédécesseurs.

Le satellite SPOT5 est notamment doté du capteur HRS (Haute Résolution Stéréoscopique), qui permet d'acquérir des couples d'images stéréoscopiques le long de la trace du satellite (Bouillon *et al.*, 2006). Il est pour cela équipé de deux télescopes, l'un pointant à $+20^\circ$ vers l'avant, l'autre à -20° vers l'arrière (Fig. 3.1). Les images d'un même couple sont ainsi acquises quasi simultanément, à 90 s d'intervalle, ce qui garantit un état de surface et des conditions d'éclairage inchangés entre les deux clichés. Ces acquisitions se font en mode panchromatique ($0.48\text{-}0.71 \mu\text{m}$). La résolution spatiale est de 5 m le long de la trace, contre 10 m dans la direction orthogonale à celle-ci. La largeur de la fauchée étant de 120 km et le segment le long de la trace pouvant atteindre jusqu'à 600 km, une image acquise par le capteur HRS permet de couvrir à elle seule une grande superficie ($>10\,000 \text{ km}^2$). Enfin, il est également possible d'adapter le gain du capteur HRS (sur la base d'un pas de temps hebdomadaire) en fonction de la latitude et de la saison (Korona *et al.*, 2009). Cela permet obtenir des images aux contrastes radiométriques importants, sans saturation sur les zones à forte réflectance (neige et glace notamment).

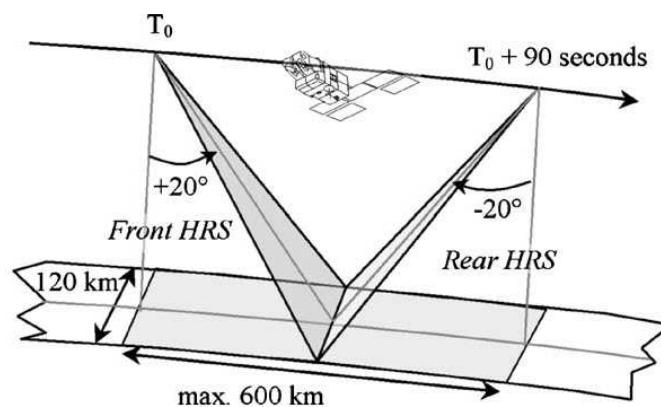


FIGURE 3.1 – Principe d'acquisition d'un couple d'images stéréoscopiques à l'aide du capteur HRS (d'après Bouillon *et al.* (2006)).

Tout comme ses prédécesseurs, SPOT5 est également équipé d'un capteur HRG (Haute Résolution Géométrique) pouvant acquérir des images multispectrales (Tab. 3.1), et doté d'une

Capteur	HRS		HRG	
Bandes spectrales	P : 0.49-0.69 μm	P : 0.48-0.71 μm	B1 : 0.50-0.59 μm B2 : 0.61-0.68 μm B3 : 0.78-0.89 μm	B4 : 1.58-1.75 μm
Résolution spatiale	10 m en ligne 5 m en colonne	5 m	10 m	20 m
Empreinte de l'image	600 km x 120 km		60 km x 60 km à 80 km	

TABLE 3.1 – Caractéristiques des capteurs HRS (Haute Résolution Stéréoscopique) et HRG (Haute Résolution Géométrique) du satellite SPOT5.

capacité de dépointage pour faire de la stéréoscopie latérale. L'inconvénient de ce type de stéréoscopie est qu'elle exige deux passages du satellite au-dessus de la zone d'intérêt, avec un risque que l'état de surface ou les conditions d'éclairage soient différents entre les dates d'acquisition des deux clichés.

Les images SPOT5-HRS ont fait l'objet d'un projet international dédié à la glaciologie, nommé SPIRIT (SPOT5 stereoscopic survey of Polar Ice : Reference Image and Topographies), dans le cadre de l'année polaire internationale (2007-2009). Dans le cadre de ce projet, l'Institut Géographique National (IGN) a mis au point un algorithme pour générer de manière automatique des modèles numériques de terrains (MNTs) à partir de couple d'images stéréoscopiques SPOT5-HRS. La production de ces MNTs ne nécessite aucune intervention de la part d'un opérateur ni points d'appui pour géoréférencer le produit (grâce à l'orbite de précision du satellite SPOT5). Le produit SPIRIT final est composé de :

- 2 MNTs générés en utilisant des jeux de paramètres de corrélation différents, l'un adapté aux reliefs peu accidentés (V1), l'autre aux zones à forte topographie (V2), tous deux ayant une résolution spatiale de 40 m.
- 2 masques de corrélation (un pour chaque version du MNT), indiquant clairement les pixels interpolés ainsi que les scores de corrélation obtenus lors de la génération du MNT.
- une orthoimage, à 5 m de résolution spatiale, dérivée de l'image arrière HRS et générée à partir du MNT V1 (adapté aux faibles pentes).

La précision horizontale absolue affichée par le CNES et l'IGN est de 30 m pour les MNTs et l'orthoimage, cependant, aucune information n'est fournie sur la précision des altitudes des MNTs. Comme l'ont montré Korona *et al.* (2009), la précision verticale est corrélée linéairement à la pente du terrain et va donc dépendre du relief de la zone considérée.

Le satellite Terra

Le satellite Terra est équipé de nombreux capteurs, dont notamment l'instrument ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*, asterweb.jpl.nasa.gov) qui fournit des images très utilisées en glaciologie. Elles sont notamment distribuées gratuite-

ment par l'intermédiaire du projet GLIMS (*Global Land Ice Measurement from Space*, Raup *et al.* (2007)). Le capteur ASTER permet d'acquérir des images multispectrales dans les domaines du visible et du proche infra-rouge (Tab. 3.2), qui peuvent être utilisées pour réaliser des inventaires de glaciers, ou encore suivre l'évolution de leur état de surface (Racoviteanu *et al.*, 2008). Il a également la possibilité de dépointer sa visée de $\pm 24^\circ$ perpendiculairement à la trace du satellite ce qui lui permet d'imager une même zone plusieurs fois au cours d'un même cycle orbital (16 jours).

	Visible et proche infra-rouge	Moyen infra-rouge	Infra-rouge thermique
Bandes spectrales	B1 : 0.52-0.60 μm	B4 : 1.60-1.70 μm	B10 : 8.13-8.83 μm
	B1 : 0.63-0.69 μm	B5 : 2.15-2.19 μm	B11 : 8.48-8.83 μm
	B3 : 0.76-0.86 μm	B6 : 2.19-2.23 μm	B12 : 8.93-9.28 μm
	Visée nadir		
	B3 : 0.76-0.86 μm	B7 : 2.24-2.29 μm	B13 : 10.25-10.95 μm
Visée arrière		B8 : 2.30-2.37 μm	B14 : 10.95-1.65 μm
		B1 : 2.36-2.43 μm	
Résolution spatiale	15 m	30 m	90 m
Empreinte de l'image		60 x 60 km	

TABLE 3.2 – Caractéristiques du capteur ASTER à bord du satellite TERRA.

Ce capteur a également la possibilité d'acquérir des couples d'images stéréoscopiques le long de la trace du satellite (comme SPOT5 avec le capteur HRS), grâce à deux télescopes à visée nadir et arrière (Toutin, 2008). Cependant, l'orbite du satellite Terra n'est pas aussi bien contrôlée que celle de SPOT5, ce qui entraîne une moins bonne précision de la géolocalisation des images ASTER lorsqu'aucun point de contrôle n'est disponible sur la zone d'intérêt. De plus, l'empreinte au sol de ces images est beaucoup plus réduite (60 x 60 km), ce qui implique plus de données (à dates d'acquisition variables) à traiter dans le cas d'études à grande échelle.

Les satellites Landsat

Nous décrivons ici brièvement les satellites Landsat bien que leurs capteurs ne possèdent pas de capacités stéréoscopiques pour générer des MNTs. Ces images sont néanmoins très utiles en glaciologie pour réaliser des inventaires de glaciers, obtenir des informations sur l'état de surface ou faire office de validation (Bindschadler *et al.*, 2001). Elles sont de plus en libre accès depuis avril 2008.

Les satellites Landsat ont été au nombre de sept, mais seuls les deux derniers (Landsat 5 et Landsat 7) sont encore en service. Les capteurs TM (*Thematic Mapper*) et ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*) équipant respectivement Landsat 5 et Landsat 7 sont relativement similaires (Tab. 3.3). Ce sont des radiomètres à balayage mécanique : chaque élément d'une ligne

	Bande spectrale	Résolution spatiale	
		TM	ETM+
Visible	B1 : 0.45-0.52 μm	30 m	30 m
	B2 : 0.52-0.60 μm	30 m	30 m
	B3 : 0.63-0.69 μm	30 m	30 m
Proche infra-rouge	B4 : 0.76-0.90 μm	30 m	30 m
	B5 : 1.55-1.75 μm	30 m	30 m
Moyen infra-rouge	B7 : 2.08-2.35 μm	30 m	30 m
Infra-rouge thermique	B6 : 10.40-12.50 μm	120 m	60 m
Panchromatique	P : 0.52-0.90 μm	-	15m

TABLE 3.3 – Caractéristiques des capteurs TM et ETM+ à bord des satellites Landsat 5 et 7.

de l'image est acquis successivement grâce à un miroir oscillant effectuant un mouvement de balayage perpendiculaire à la trajectoire du satellite.

L'intérêt de ces capteurs réside dans leur très large empreinte au sol (170 x 185 km) combinée à une haute résolution spatiale (30 m, voire 15 m en mode panchromatique pour ETM+). En 2003, Landsat 7 a connu une avarie sur son composant SLC (*Scan Line Corrector*), censé compenser le déplacement du satellite lors de l'acquisition d'une ligne de l'image. Depuis cette date, les images Landsat 7 sont donc striées de bandes où aucune donnée n'a pu être acquise (ces stries représentent environ 22 % d'une image)². Ainsi, pour obtenir des données postérieures à 2003, on leur préférera les images Landsat 5 qui ne présentent pas ce défaut.

3.1.3 Imagerie RADAR

Les systèmes RADAR (*Radio Detecting And Ranging*) sont des capteurs actifs qui éclairent artificiellement la surface d'étude avant d'enregistrer l'énergie rétrodiffusée vers le capteur par cette même surface. De nos jours, la majorité des systèmes utilisés sont de type SAR (*Synthetic Aperture Radar*), cette technologie permettant d'améliorer la résolution longitudinale du capteur.

Les longueurs d'ondes utilisées par les capteurs radar sont situées entre 1 cm et 1 m et correspondent au domaine des hyperfréquences (ou encore micro-ondes). Dans cette gamme de fréquences, l'atmosphère transmet 100 % du rayonnement : les systèmes radar peuvent donc opérer par temps couvert et nuageux, de jour comme de nuit, contrairement aux systèmes optiques. Le coefficient de rétrodiffusion mesuré par le système radar dépend de la polarisation de l'onde, de la rugosité de la surface et notamment de la constante diélectrique du matériau étudié. Cette dernière est liée à la répartition des charges électriques du milieu considéré et donc à sa teneur en eau. Ainsi, plus un sol sera sec, plus l'onde pénétrera dans ce sol. Dans le cas des glaciers, cette propriété est primordiale puisqu'en fonction de l'état du manteau neigeux,

2. Plus d'information à ce sujet sur http://landsat.usgs.gov/products_slcbackground.php

la profondeur de pénétration pourra être plus ou moins importante et le signal rétrodiffusé ne proviendra pas nécessairement des couches superficielles.

La phase du signal permet, si l'on dispose d'images successives d'une même zone, de déceler des vitesses de déplacement ou encore de mesurer la topographie de la surface (principe de l'interférométrie radar). C'est cette propriété du signal qui a été utilisée dans le cadre de la mission SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) en février 2000. Les données ont été acquises en bande C (5.7 GHz) et X (9.7 GHz) sur l'ensemble du globe pour des latitudes comprises entre 60°N et 57°S. Les MNTs correspondants ont été produits par la NASA-JPL (agence spatiale américaine) pour la bande C (avec une résolution spatiale de ~90 m pour une utilisation civile) et par le DLR (agence spatiale allemande) pour la bande X à ~30 m de résolution spatiale, et sont tous deux disponibles gratuitement auprès de ces organismes. La meilleure résolution de la bande X est au détriment de la largeur de la fauchée du capteur (4 fois plus petite que pour la bande C, (Rabus *et al.*, 2003)) et a pour conséquence une couverture discontinue à la surface du globe : les données sont disponibles sous forme de bandes le long de la trace du satellite uniquement, contrairement aux données acquises en bande C pour lesquelles la couverture est continue.

Les besoins à satisfaire pour la mission SRTM en termes de précision de positionnement (avec un intervalle de confiance à 90%) étaient de ± 20 m (resp. ± 16 m) en planimétrie (resp. altimétrie) (Rabus *et al.*, 2003). Rodriguez *et al.* (2006) ont par la suite évalué l'erreur de géoréférencement à ± 8.8 m et l'erreur absolue sur les altitudes à ± 6.2 m sur l'Eurasie. Cependant, ces valeurs n'ont pas été estimées sur des zones de relief marqué et sont donc plutôt optimistes pour des zones montagneuses. Dans la région de Gruben (Alpes suisses), Kääh (2005b) a ainsi montré que l'erreur moyenne quadratique des différences entre le MNT SRTM et un MNT de référence était de ± 20 m. De même, Racoviteanu *et al.* (2007) ont mesuré une valeur similaire (± 23.4 m) dans les Andes péruviennes en comparant le MNT SRTM avec un levé de points GPS.

La récente constellation formée par les satellites TerraSAR-X et TanDEM-X (lancés respectivement en juin 2007 et juin 2010 sous le contrôle du DLR) a pour objectif de fournir un nouvel MNT global de la surface terrestre avec une résolution spatiale et une précision jusque là inégalées (www.dlr.de). Les deux satellites, équipés de capteurs en bande X, évoluent au sein d'une formation étroitement contrôlée, distants d'environ 250 à 500 m. L'ensemble du globe sera cartographié en l'espace de deux ans et demi ce qui devrait conduire à l'obtention d'un MNT d'une résolution spatiale de 12 m, pour une précision altimétrique de ± 2 m. L'utilisation de ce futur MNT s'annonce très prometteuse en glaciologie, plus de 10 ans après l'avènement du MNT SRTM, moyennant des études préalables sur les profondeurs de pénétration sur les surfaces enneigées et englacées en bande C et X (voir Section 3.2.3 ci-dessous).

A cause de sa visée oblique, le radar est un système d'acquisition qui provoque des distorsions géométriques, notamment dans les régions où le relief est marqué. On peut distinguer notamment (Fig. 3.2) :

- le **repliement** : il a lieu lorsque la réponse du sommet de la cible est reçue avant celle de la base.
- le **raccourci** : le radar mesurant des distances obliques, les pentes imagées seront comprimées, et leur longueur peut être réduite à zéro dans le cas extrême où le faisceau radar est perpendiculaire à la pente.

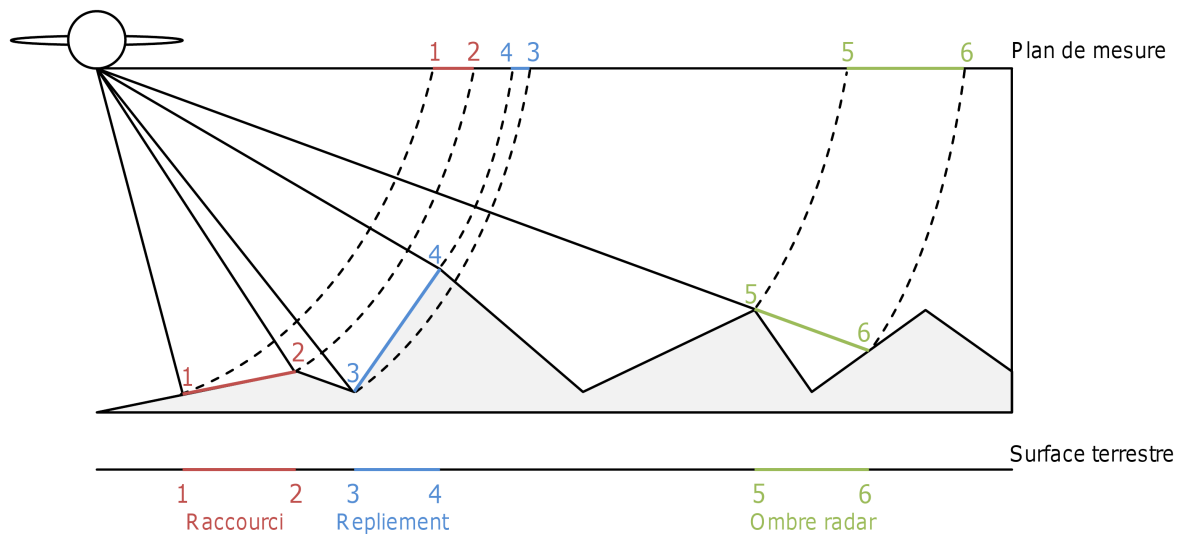


FIGURE 3.2 – Illustration des phénomènes de distorsion géométrique des images radar.

Les zones de forte topographie engendrent également des phénomènes d'**ombres radar** dans la portée distale de la trace (Fig. 3.2), dans des zones où le faisceau n'atteint pas la surface. Sur ces zones qui ne sont pas illuminées, situées derrière les pentes raides, aucune information ne sera alors disponible.

3.1.4 Altimétrie RADAR et LIDAR

Le principe de l'altimétrie repose sur la mesure du temps de parcours d'une impulsion émise vers la surface par un capteur embarqué à bord d'un satellite, et réfléchi vers ce même capteur. La mesure du temps de trajet émetteur-objet-récepteur est ensuite convertie en distance surface-satellite. Les altimètres peuvent être laser (LIDAR, *Light Detecting And Ranging*) ou radar, en fonction des longueurs d'ondes auxquelles ils opèrent.

ICESat

La mission ICESat (*Ice, Cloud and Land Elevation Satellite*), lancée en janvier 2003 sous le contrôle de la NASA, avait pour but principal de suivre l'évolution des surfaces englacées (bi-

lan de masse et contribution à l'élévation du niveau des mers). Dans une moindre mesure, l'objectif était également d'étudier les hauteurs et structures des nuages et aérosols, la topographie terrestre ainsi que les hauteurs de la canopée dans les zones végétalisées (Zwally *et al.*, 2002).

Pour ce faire, le satellite était équipé de l'instrument GLAS (*Geoscience Laser Altimeter System*), un altimètre laser, opérant à 1 064 nm pour l'altimétrie de surface. A cette longueur d'onde, l'atmosphère n'étant pas transparente, aucune donnée terrestre ne peut être acquise en cas de couverture nuageuse. La taille du spot laser au sol est d'environ 70 m, les traces du satellite étant distantes de 172 m chacune. Le GPS et les capteurs stellaires embarqués à bord du satellite devaient permettre une précision de positionnement de ± 6 m horizontalement et ± 15 cm verticalement.

Les données ICESat ont trouvé de nombreuses applications sur les calottes antarctique et groenlandaise (Pritchard *et al.*, 2009; Slobbe *et al.*, 2008) ou au Svalbard (Nuth *et al.*, 2010) mais peu sur les glaciers tempérés (Berthier *et al.*, 2009; Surazakov & Aizen, 2006). Récemment, une étude à grande échelle sur l'ensemble de l'Himalaya, qui a fait l'objet d'une collaboration au cours de cette thèse, a démontré la pertinence des données ICESat pour le calcul de bilans de masse même dans des régions où la topographie est très marquée (Kääb *et al.*, 2012).

Une défaillance de l'instrument GLAS a conduit à l'arrêt de la mission ICESat en février 2010. La NASA envisage de poursuivre l'expérience en lançant un nouveau satellite, ICESAT-2, en 2016, afin de continuer le suivi du bilan de masse des zones englacées à la surface du globe.

CryoSAT-2

Suite à l'échec du lancement du satellite CryoSAT en octobre 2005, dédié à l'observation des glaces du globe, l'ESA (Agence Spatiale Européenne) a mis au point une nouvelle version de l'appareil, CryoSAT-2, placé en orbite en avril 2010. Il est équipé de l'altimètre radar SIRAL (*Synthetic aperture Interferometer Radar Altimeter*), fonctionnant à 13.6 GHz selon trois modes (<http://www.siral-instrument.com>):

- mode altimétrique : la mesure se fait au nadir du satellite, à basse résolution.
- mode interférométrique, grâce à l'activation d'une antenne jumelle. Il sera alors possible de distinguer de quel côté de la trace provient l'écho.
- mode SAR, où les impulsions envoyées par l'altimètre ne sont distantes que de 50 μ s (contre 500 μ s pour les altimètres conventionnels). Un filtrage Doppler permet ensuite de séparer les échos reçus pour obtenir une mesure « haute » résolution à 250 m le long de la trace.

Cependant cet instrument, du fait de sa résolution spatiale, semble plutôt adapté à l'étude des calottes polaires ou champs de glace de grande superficie. Son potentiel pour le suivi des glaciers de montagne, plus pentus et de plus petites tailles, reste à démontrer.

3.2 Ajustements et corrections

Comme cela a été décrit au Chapitre 1, la méthode géodétique consiste à comparer deux topographies acquises à des dates différentes pour déterminer des bilans de masse glaciaires. Pour la suite de notre étude, nous avons privilégié deux types de MNTs :

- le MNT SRTM, datant de février 2000. Il constitue une topographie de base homogène et disponible sur l'ensemble du PKH, avec une résolution spatiale intéressante (90 m).
- les MNTs SPOT5-HRS, acquis suite à des demandes de programmation auprès de la société SPOT-image entre 2008 et 2011. Ils ont été produits dans le cadre du projet SPIRIT par le CNES et l'IGN, dont les algorithmes de restitution garantissent une meilleure précision que ceux disponibles dans les logiciels que nous avons à notre disposition (PCI-Geomatica notamment). Leur résolution spatiale est de 40 m.

Afin de pouvoir les comparer, le MNT SRTM a été rééchantillonné de manière à ce que sa résolution spatiale soit identique à celle du MNT SPOT5-HRS (40 m). On surestime donc un peu sa résolution initiale, dans le but de pouvoir tirer parti de la haute résolution du capteur HRS. L'impact des différences de résolutions initiales des deux MNTs est important et est discuté à la Section 3.2.3.

Dans la suite de ce chapitre, nous allons détailler les différentes étapes de traitement nécessaires à l'obtention d'un bilan de masse à partir de deux MNTs. Certaines ont été développées pour prendre en compte les spécificités des satellites utilisés (SRTM et SPOT5), d'autres ont une portée plus générale et sont transposables à d'autres types de capteurs ou de satellites.

3.2.1 Ajustement planimétrique

Les deux MNTs à comparer ayant été géoréférencés de manière indépendante par les organismes en charge de leur production, ils possèdent une incertitude sur leur positionnement planimétrique (± 20 m pour SRTM, ± 30 m pour SPOT5-HRS). Il faut donc s'assurer dans un premier temps qu'il n'existe pas de décalages horizontaux entre eux. Pour cela, nous avons utilisé une méthode développée initialement par Berthier *et al.* (2007) dans le cadre de la comparaison d'un MNT SPOT5-HRG et SRTM dans la région du Spiti Lahaul (région du nord-ouest de l'Inde).

Le principe de l'ajustement consiste à déterminer le décalage planimétrique en minimisant l'erreur quadratique moyenne³ des différences entre les deux MNTs. Pour cela, on fait subir à l'un des deux MNTs (dit « esclave », ici le MNT SRTM) des translations successives de l'ordre de la fraction de pixel, par rapport à un MNT « maître » (SPOT5 ici). Pour chaque nouvelle position du MNT esclave, les différences d'altitude entre les deux MNTs sont calculées, ainsi que la RMSE de ces différences. La position optimale est alors définie comme celle pour laquelle la RMSE est minimale. A titre d'exemple, la Figure 3.3 présente les valeurs de RMSE en fonction

3. en anglais, *Root Mean Square Error* (RMSE)

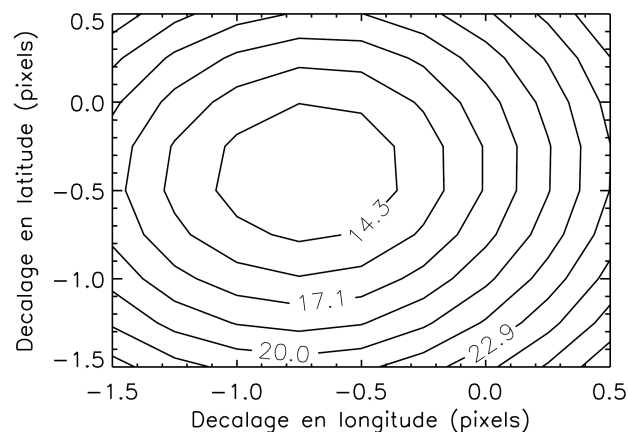


FIGURE 3.3 – Variation de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) des différences d'altitude hors des glaciers en fonction de la longitude et latitude. Les MNTs comparés sont ceux de SRTM et SPOT5-HRS sur la région de l'Everest. Le minimum de RMSE correspond à un décalage de -0.72 pixels en longitude et -0.48 pixels en latitude, ce qui correspond à une translation de 35 m dans une direction de 124° par rapport au nord.

de la latitude et de la longitude pour un MNT SPOT5 et SRTM sur la région de l'Everest. Les décalages sont limités à ± 2 pixels en longitude et latitude de manière à limiter les temps de calcul. Au-delà de 2 pixels, le décalage peut s'estimer « à l'oeil nu » dans un premier temps, afin de déterminer une valeur pour initialiser l'algorithme (cependant, nous n'avons jamais rencontré ce cas au cours de l'étude).

L'hypothèse sous-jacente à cette méthode consiste à supposer que les zones où sont calculées les différences d'altitude sont stables au cours du temps et égales à 0. Dans des régions englacées, on prendra donc soin au préalable d'exclure de ce calcul les pixels recouverts par des glaciers, sur lesquels les variations d'épaisseurs peuvent être importantes et constituent le signal que l'on cherche à mesurer. De même, on exclura les pixels ayant fait l'objet d'une interpolation, ces derniers ne représentant pas une altitude mesurée initialement par la méthode d'acquisition du MNT.

L'impact de ce décalage sur la répartition spatiale des différences d'altitude est très marqué, ce qui le rend facilement identifiable. La Figure 3.4 illustre le phénomène au niveau d'une vallée de la région l'Everest. Un décalage planimétrique induira ainsi un biais systématique (positif ou négatif suivant le sens du décalage) en fonction de l'orientation des pentes du terrain.

Les différences d'altitude Δh sont ainsi reliées à l'orientation du terrain Ψ (mesurée par rapport au nord) par la relation analytique suivante :

$$\Delta h = a \cdot \cos(b - \Psi) \cdot \tan(\alpha) + c \quad (3.1)$$

où a correspond à la norme du vecteur déplacement, b sa direction (par rapport au nord), c sa composante verticale et α la pente du terrain. Ce décalage peut donc également s'identifier sur la relation $\Delta h = f(\Psi)$, présentée sur le graphique de la Figure 3.5, qui montre une forme

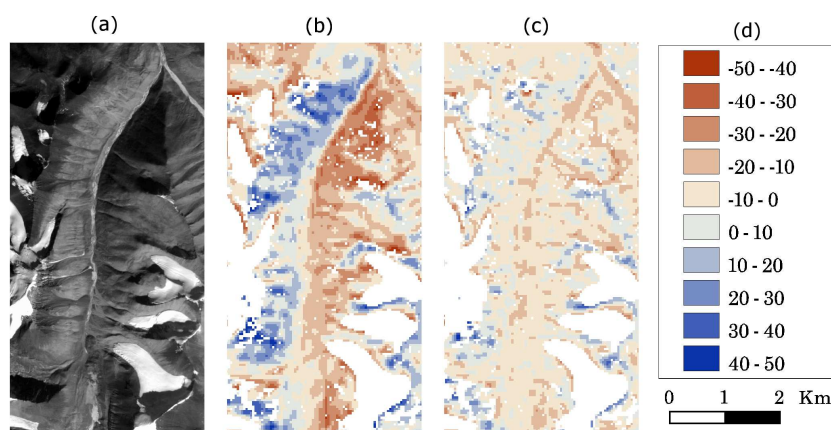


FIGURE 3.4 – Impact d'un décalage planimétrique entre deux MNTs sur les variations d'altitude. (a) image SPOT5-HRS d'une vallée de la région de l'Everest, (b) variations d'altitude (SPOT5-SRTM) avant correction du décalage planimétrique, (c) variations d'altitude après correction du décalage, (d) échelle de couleur des variations d'altitude (m).

sinusoïdale caractéristique.

Nuth & Käab (2011) ont d'ailleurs proposé une méthode alternative de recalage des MNTs à partir de la relation décrite dans l'équation 3.1 et qu'ils normalisent par la tangente de la pente :

$$\frac{\Delta h}{\tan(\alpha)} = a \cdot \cos(b - \Psi) + \bar{c} \quad (3.2)$$

avec $\bar{c} = \frac{c}{\tan(\bar{\alpha})}$, où $\bar{\alpha}$ représente la pente moyenne du terrain sur la région considérée. Les trois paramètres a , b et \bar{c} sont alors estimés grâce à la méthode d'ajustement par les moindres carrés. Plusieurs itérations sont nécessaires pour obtenir la solution finale. Nuth & Käab (2011) suggèrent de stopper les itérations lorsque l'amélioration de l'écart-type des $\frac{\Delta h}{\tan(\alpha)}$ est inférieur

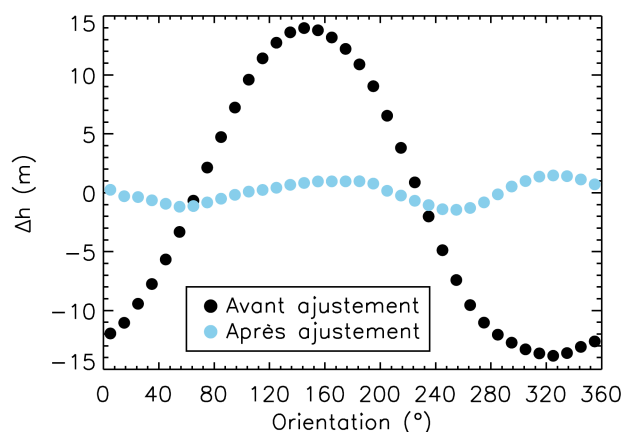


FIGURE 3.5 – Relation entre les différences d'altitude Δh et l'orientation du terrain Ψ avant et après ajustement planimétrique sur la région de l'Everest. La forme sinusoïdale avant ajustement provient de la relation analytique qui relie les deux variables (Eq.3.1).

à 2 % ou que la norme du vecteur déplacement a est inférieure à 0.5 m. Les valeurs a et b permettent alors de déterminer l'amplitude et la direction du vecteur déplacement à appliquer au MNT esclave, tandis que c , le biais vertical moyen donné par $c = \bar{c} \cdot \tan(\bar{\alpha})$ constitue la correction moyenne d'altitude à ajouter à l'ensemble des pixels du MNT esclave.

Que ce soit la méthode proposée par Berthier *et al.* (2007) ou Nuth & Kääb (2011), toutes deux reposent sur deux hypothèses :

- le décalage observé entre les deux MNTs n'est que le fait d'une translation planimétrique et altimétrique. Le recalage ne tient pas compte d'une éventuelle rotation entre les deux images ou d'une déformation de plus haut degré, contrairement à l'algorithme proposé par Miller *et al.* (2009).
- ce décalage est homogène au sein des MNTs.

Les images SPOT5-HRS et SRTM utilisées ici ont été acquises par des capteurs dont la géométrie et la configuration sont bien maîtrisées, ce qui devrait garantir une certaine homogénéité au sein des MNTs. Cela n'est pas nécessairement le cas pour des capteurs plus anciens ou pour les couples d'images stéréoscopiques acquis avec la technologie argentique, pour lesquels les distorsions peuvent être importantes sur les bords de l'image par exemple.

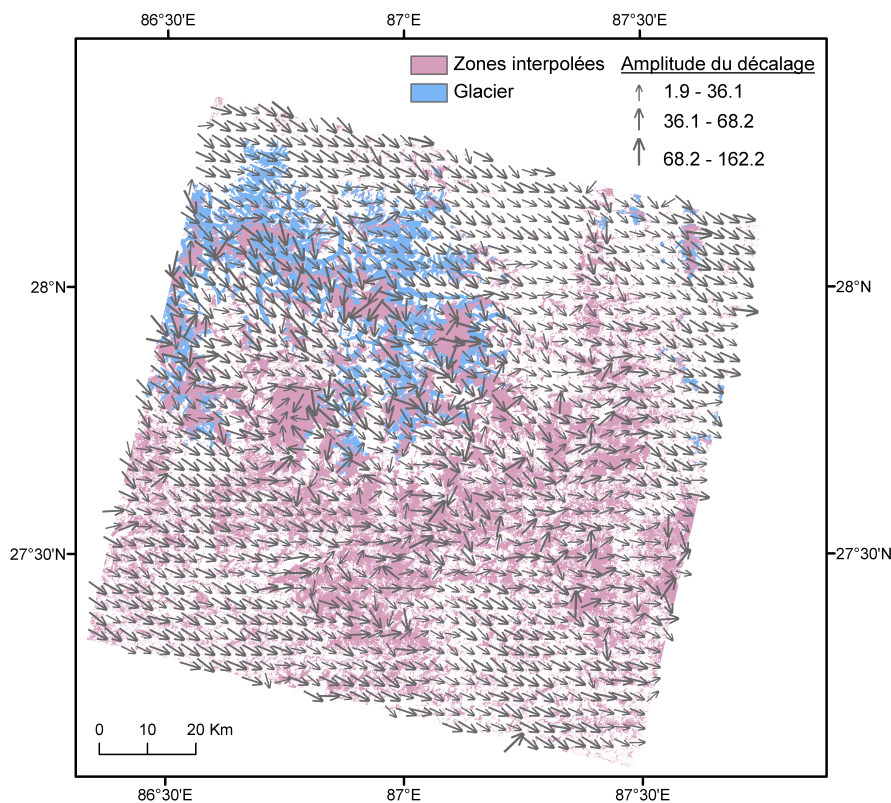


FIGURE 3.6 – Vecteurs déplacements mesurés à l'aide du logiciel COSI-Corr entre les MNTs SPOT5-HRS et SRTM sur la région de l'Everest avant recalage planimétrique. Les zones de glaciers sont indiquées en bleu, celles interpolées dans les MNTs SPOT5-HRS ou SRTM le sont en rosé. L'amplitude (resp. l'orientation) moyenne est de 37 ± 12 m (resp. $118 \pm 18^\circ$) : ces valeurs sont similaires à celles déterminées par ajustement planimétrique (Fig. 3.3).

Afin de tester les deux hypothèses ci-dessus, les MNTs SPOT5-HRS et SRTM ont été corrélés à l'aide du logiciel COSI-Corr (Leprince *et al.*, 2007), dans le but de déterminer la norme et l'orientation des vecteurs déplacements entre les deux images (Fig. 3.6). On observe ainsi un vecteur décalage identique sur l'ensemble de la zone, excepté sur les glaciers, du fait de leur dynamique, mais également sur des zones où les pixels ont été interpolés, où la topographie est très marquée et où : (i) la restitution stéréoscopique est plus délicate, (ii) les effets d'ombre radar et de repliement empêchent l'acquisition de données dans le cas MNT SRTM. Ainsi, le décalage est bien homogène et équivalent à une translation entre les deux images, et les zones interpolées dans l'un ou l'autre des MNTs sont bien à exclure pour éviter de biaiser le processus d'ajustement.

3.2.2 Corrections suivant la trace du satellite

Dans le cas de corrélation d'images ASTER, Leprince *et al.* (2007) ont remarqué un biais spatial marqué le long de la trace du satellite, qu'ils ont attribué à un défaut de correction du tangage⁴ du satellite. De manière similaire, Berthier *et al.* (2007) ont observé un biais fonction du numéro de ligne en comparant deux MNTs SRTM et SPOT5-HRG. Ces biais liés à la trajectoire du satellite (le long de la trace ou perpendiculairement) sont spécifiques aux MNTs acquis par stéréoscopie (Nuth & Kääb, 2011). Pour corriger ce type de biais, on procède à une rotation du système de coordonnées initial (X, Y) pour obtenir un repère orienté selon la trajectoire du satellite (X_{trace}, Y_{trace}), l'angle de rotation θ étant donné par l'inclinaison de la trace du satellite SPOT5 (Fig. 3.7).

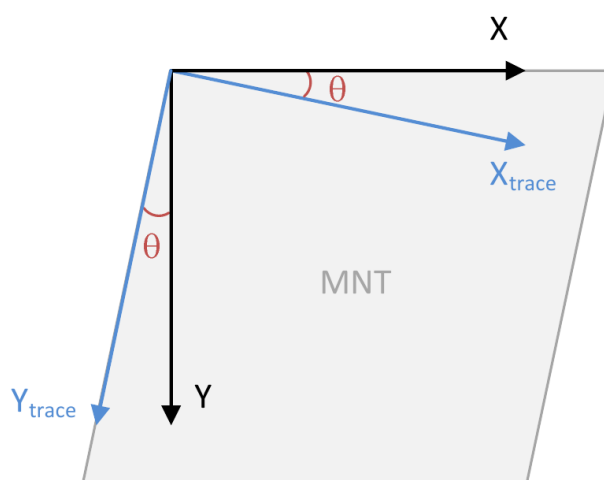


FIGURE 3.7 – Définition du nouveau système de coordonnées (X_{trace}, Y_{trace}) pour calculer les corrections des biais en fonction de la trace du satellite.

4. Oscillation du satellite d'avant en arrière. Le roulis correspond lui à une oscillation de droite à gauche (bâbord/tribord sur les navires).

Soient i et j les numéros de colonnes et de lignes dans le repère initial, i_{trace} et j_{trace} sont donnés dans le nouveau repère par :

$$\begin{cases} i_{trace} = \cos\theta \cdot i + \sin\theta \cdot j \\ j_{trace} = -\sin\theta \cdot i + \cos\theta \cdot j \end{cases} \quad (3.3)$$

Si des biais sur les relations entre les différences d'altitude Δh d'une part et i_{trace} et j_{trace} d'autre part sont avérées (comme illustré sur la Figure 3.8), ils sont modélisés par des polynômes de degré 5 (ou plus lorsque cela est nécessaire) afin de déterminer les corrections à appliquer (Nuth & Kääb, 2011). Nous ajustons dans un premier temps le biais dans la direction transverse à la trajectoire du satellite, avant de recalculer et corriger le biais le long de la trace.

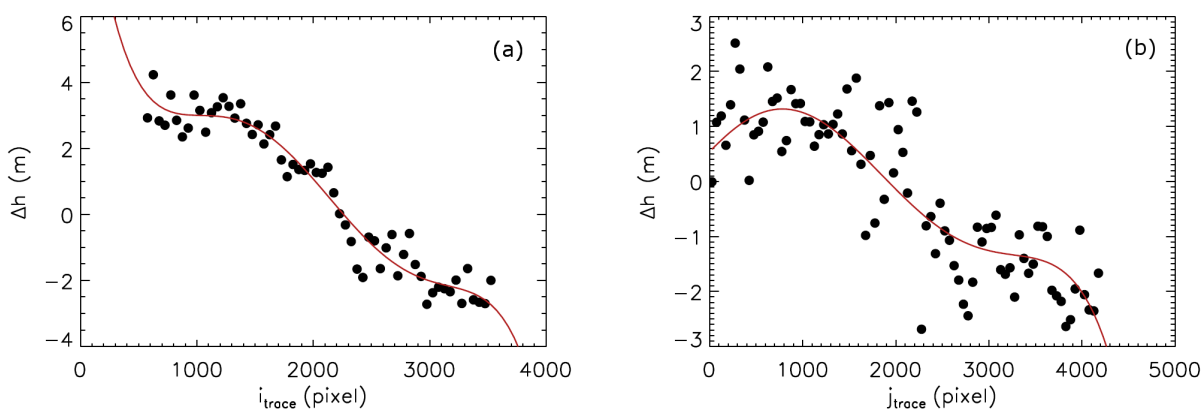


FIGURE 3.8 – Illustration du biais dépendant de la trajectoire du satellite SPOT5 au Karakoram. Les deux graphiques présentent la relation entre les différences d'altitude $\Delta h = (SPOT5 - SRTM)$ et : (a) le numéro de colonne i_{trace} (biais perpendiculaire à la trajectoire), (b) le numéro de ligne j_{trace} (biais le long de la trajectoire). La courbe rouge correspond au biais modélisé par un polynôme de degré 5.

3.2.3 Correction du biais altimétrique et de la pénétration radar

Note : cette section est adaptée d'un article publié dans *Journal of Glaciology* (Gardelle *et al.*, 2012a). Il avait pour but de présenter des avancées méthodologiques développées au cours de cette thèse, d'une part sur ce qui avait été surnommé le biais « altimétrique » et qui avait alimenté beaucoup de débats au sein de la communauté glaciologique depuis 2006, et d'autre part sur la prise en compte de la pénétration des ondes radar dans la neige dans le cas du MNT SRTM.

Contexte et résumé étendu

Berthier *et al.* (2006) ont été les premiers à mettre en évidence la présence de biais systématiques hors et sur les glaciers dans des régions au relief marqué dans une étude utilisant le MNT SRTM. Dans un premier temps, ce biais, qui montrait une très forte dépendance à l'altitude (-7 m tous les 1 000 m de dénivelée), a été attribué au MNT SRTM qui, dans la région

du Mont-Blanc, sous-estimait les altitudes en-dessous de 1700 m, et les surestimait au-dessus. Ainsi, dans le cas d'un bilan de masse géodétique, si le MNT SRTM constitue la topographie la plus ancienne, les pertes de masse s'en trouvent sous-estimées. Par la suite, de nombreuses études ont corrigé ce biais sur les glaciers, à partir de la relation entre Δh et l'altitude établie hors des glaciers (Berthier *et al.*, 2007; Larsen *et al.*, 2007; Möller *et al.*, 2007; Schiefer *et al.*, 2007; Surazakov & Aizen, 2006).

Puis Paul (2008), en faisant des tests de rééchantillonnage pour dégrader la résolution spatiale d'un MNT, a mis en évidence que ce biais dépendant de l'altitude ne provenait pas du seul MNT SRTM mais était en fait dû aux différences de résolution spatiale initiale des deux MNTs comparés. En effet, à haute altitude, les sommets et les arêtes effilées où la pente est plus raide sont plus fréquents qu'en plaine et auront tendance à être sous-estimés par un MNT dont la résolution spatiale est plus grossière. Cet effet est illustré de manière schématique sur la Figure 3.9. Paul (2008) suggérait ainsi que c'était l'influence de la pente qui gouvernait l'amplitude de ce biais altimétrique tandis que la courbure en déterminait le signe, mais suggérait de ne pas le corriger sous peine d'introduire un bruit superflu.

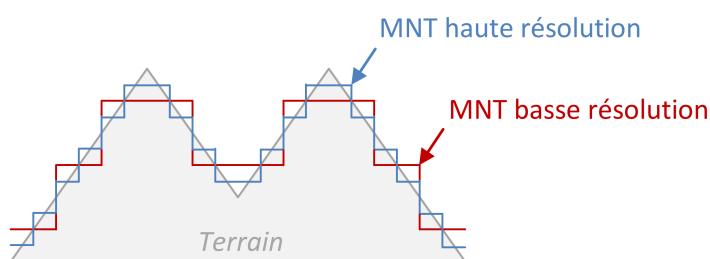


FIGURE 3.9 – Illustration de l'impact de la résolution spatiale des MNTs sur l'estimation des altitudes en fonction du relief. Un MNT de basse résolution sous-estime les altitudes au niveau des crêtes, et à l'inverse les sur-estime au niveau des vallées encaissées.

En reprenant les tests de rééchantillonnage menés par Paul (2008), nous avons cherché à déterminer une variable physique permettant d'expliquer et surtout corriger ce biais. Cette variable se devait d'avoir une relation similaire avec les variations d'altitude Δh sur et en-dehors de glaciers (ce qui n'était jusqu'à présent le cas ni pour l'altitude, ni pour la pente), puisque le biais ne peut être modélisé que sur des zones stables et non-englacées. La courbure du terrain a ainsi permis d'expliquer de manière formelle ce biais altimétrique. Elle est définie comme la dérivée première de la pente et fournit donc une information sur la variation de cette dernière : plus la valeur absolue de la courbure est élevée, plus le changement de pente va être brusque (crêtes, sommets, vallées entaillées). Le signe de la courbure (positif pour une surface convexe, négatif pour une surface concave) définit le signe des différences d'altitude entre les MNTs de haute et basse résolution.

Dans une seconde partie, nous abordons la question de la pénétration des ondes radar dans

la neige et la glace, qui ont pour effet de sous-estimer l'altitude des glaciers pour des MNTs acquis dans des longueurs d'ondes radar. Des études sur la calotte groenlandaise (Dall *et al.*, 2001; Rignot *et al.*, 2001) ont démontré que la pénétration en bande C pouvait atteindre 10 m, mais aucune donnée n'était disponible jusqu'à présent pour des glaciers de type tempéré, pour lesquels le manteau neigeux et les conditions climatiques sont différents (excepté en Alaska, Rignot *et al.* (2001)). Aussi, les données SRTM en bande X ayant été rendues publiques en décembre 2010 par le DLR, nous avons choisi d'en tirer parti pour fournir une première estimation de la pénétration des ondes en bandes C sur notre zone d'étude. En comparant les MNTs SRTM bande C et bande X, et en considérant en première approximation la pénétration en bande X beaucoup plus faible qu'en bande C, nous avons pu estimer une première valeur de correction pour le MNT SRTM bande C sur la région du Karakoram.

Introduction

Digital elevation models (DEMs) are now frequently used to calculate elevation changes and regional mass balances of glaciers, for example in the Alps (Berthier *et al.*, 2004; Paul & Haeberli, 2008; Huss *et al.*, 2010), Alaska and Canada (Larsen *et al.*, 2007; Schiefer *et al.*, 2007; Berthier *et al.*, 2010), Patagonia (Rignot *et al.*, 2003) or High Mountain Asia (Surazakov & Aizen, 2006; Berthier *et al.*, 2007; Bolch *et al.*, 2011). Geodetic mass balance measurements from space-borne imagery are indeed useful to assess glacier changes in remote or wide areas and thus, better constrain glacier losses and contribution to sea level rise (Cogley, 2009). Previous studies have demonstrated that a thorough processing strategy is mandatory (i.e. a proper horizontal and vertical adjustments of the two DEMs to be subtracted) to compute unbiased elevation changes from multi-temporal space-borne DEMs (e.g. Nuth & Kääb (2011)).

The 90 m freely available SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) DEM was derived from C-Band SAR imagery acquired in February 2000 and, due to its wide coverage, is often used in regional mass balance studies. It has been suspected to cause an altitude-dependent vertical bias in the elevation changes when differentiated with others DEMs derived from aerial photographs or satellite optical imagery (Berthier *et al.*, 2006). Subsequently, Paul (2008) attributed this bias to a difference in the original spatial resolution of the DEMs and concluded that this bias, estimated on the surrounding ice-free terrain, should not directly be applied to glaciers. However, it is still under debate whether this bias should be corrected or not, and whether it is similar on and off glaciers (Berthier *et al.*, 2006; Larsen *et al.*, 2007; Möller *et al.*, 2007; Schiefer *et al.*, 2007; Huss *et al.*, 2010; Möller & Schneider, 2010). In addition, the C-band radar penetration of SRTM can reach up to 10 m in snow and ice (Dall *et al.*, 2001; Rignot *et al.*, 2001). Thus, the SRTM DEM (or any other DEM derived from C-Band radar data) may actually map a surface which is below the real surface, especially in accumulation areas (Langley *et al.*, 2008), leading to biased estimate of the glacier elevation changes (Fig. 4 in Berthier *et al.* (2006)).

To explore the impact of DEM resolutions and radar penetration, we used three different

DEMs over the Karakoram region (Pakistan/China) : a 40 m SPOT5 DEM of December 2008 derived from optical imagery (Korona *et al.*, 2009), a 90 m SRTM DEM acquired in C-band (Rodriguez *et al.*, 2006) and a 30 m SRTM DEM, acquired in X-band, both in February 2000. In addition, we produced a glacier inventory based on Landsat-5 imagery from August 1998. Our Karakoram study site (75°02'E-76°29'E ; 35°08'N-36°55'N) exhibits one of the steepest relief on Earth and includes 5615 km² of glaciers whose altitude ranges from 2 700 to 7 900 m a.s.l (above sea level).

Impact of DEM resolution

Following the experiment suggested by Paul (2008), we resampled the 90 m SRTM C-band DEM to 40 m, resampled it back to 90 m and subtracted it from the original (90 m) one. Elevation changes were averaged in 100 m altitude bins and a bias with altitude similar to Paul (2008) was found on and off glaciers, with higher values off glaciers (not shown here). Paul (2008) suggested that terrain slope determines the amplitude of the elevation differences and that plan curvature (the second derivative of the topography) determines the sign of this difference. Here, we build on these previous findings but show that terrain maximum curvature can be used to correct those elevation biases (Fig. 3.10a and b). The curvature used in this study is computed with a 5x5 kernel size (in this regard, it is only a local derivative of the slope) and defined as the maximum curvature in any plane intersecting the surface (Wood, 1996). The computation was done with the IDL/ENVI software, but is also implanted in the open source GRASS GIS software.

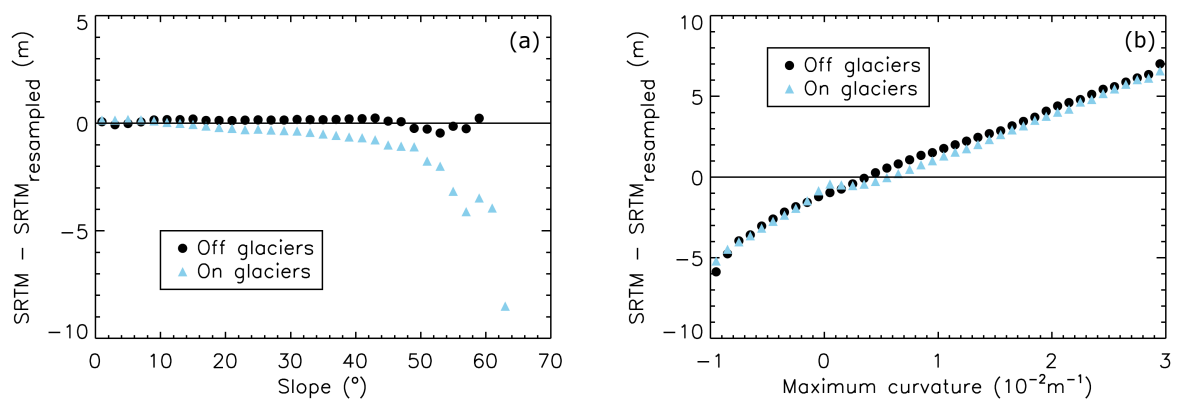


FIGURE 3.10 – Relation between the terrain slope (a) or maximum curvature (b) and the elevation differences computed from the original 90 m C-band SRTM and the one resampled from 40 m (see text). Blue triangles represent glacier pixels, black circles non-glacier pixels.

The link between the maximum curvature and the elevation bias can be qualitatively illustrated if we consider how slopes are represented by low and high resolution DEMs. A slope constant over numerous continuous coarse pixels (which means low curvature values in the

direction of the slope), will be equally represented by the low- and high-resolution DEM. By contrast, a slope that is constant only over few high-resolution pixels (i.e. high curvature values in the direction of the slope) will be better estimated by the high-resolution DEM than by the coarser DEM (Kervyn *et al.*, 2008).

The relation between the elevation differences and the terrain maximum curvature from our experiment (Fig. 3.10b) is similar over and outside glaciers, a key condition to use it confidently to correct the elevation differences on glaciers. Conversely, elevation differences as a function of altitude (not shown here) or elevation differences as a function of slope (Fig. 3.10a) differ strongly on and off glaciers, because of different curvature distributions. We also tested other definitions of curvature for correcting this bias, which revealed that the plan curvature has also a clear relationship with the elevation difference, but does not fully compensate the bias, as the maximum curvature do (see squares in Fig. 3.11).

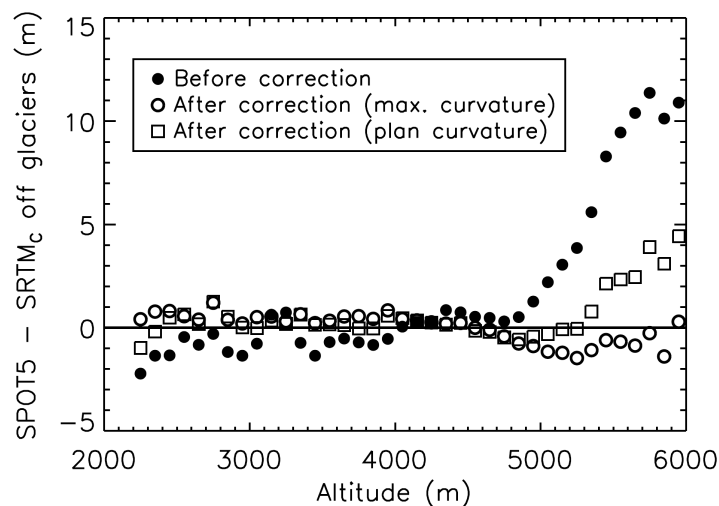


FIGURE 3.11 – Elevation differences off glaciers between $SPOT5$ and $SRTM_{C-band}$ DEMs as a function of altitude. Filled circles represent the raw elevation differences, open circles represent the elevation differences after a correction based on terrain maximum curvature and squares the ones after a correction based on terrain plan curvature.

This bias due to DEMs of different resolutions can thus be corrected on and off glaciers, based on the maximum curvature of each pixel (taken from the high resolution DEM) and using the relation between elevation differences and maximum curvature established off glaciers. As the curvature varies within a glacier, the correction will introduce local modifications of elevation changes. How this correction will influence the individual glacier (or glacier complex) mass balance will depend on the curvature distribution, which varies from one glacier to another.

This validity of the curvature correction has been tested in a real case study involving a $SPOT5$ DEM from December 2008 and the $SRTM_{C-band}$ DEM from February 2000 over the Karakoram. The raw elevation differences ($SPOT5 - SRTM_{C-band}$) off glaciers exhibit a posi-

tive elevation bias above 5 000 m that reaches up to 11 m at 6 000 m (black circles, in Fig. 3.11). The relation between the maximum curvature and the elevation differences has been computed on ice-free terrain and used to correct the elevation bias. The differences $SPOT5 - SRTM_{C-band}$ after correction show that the elevation bias has been properly removed (open circles, in Fig. 3.11). A correction based on plan curvature has also been tested (squares, in Fig. 3.11). Part of the bias is corrected but the adjustment is not as good, with a 5 m bias remaining at 6 000 m in our case study.

Accounting for radar penetration

Another artefact that can affect the glacier elevation changes computed with, at least, one radar DEM (e.g. SRTM C-Band) is the penetration of the radar signal into snow and/or ice. The comparison of the SRTM X-band (9.7 GHz) and C-Band (5.7 GHz) DEMs permits to quantify this penetration, as it is much smaller in the X band than in the C band. Those two DEMs were acquired simultaneously so that no « glaciological » elevation change is expected. However, the coverage of the SRTM X-band DEM is not continuous. The swath width is narrower (~ 50 km) and the resulting DEM is available along selected strips only.

The C-band DEM has been resampled to 30 m and subtracted from the X-band DEM. First, because of the difference in the original DEMs resolution, a correction according to the terrain maximum curvature has been applied, with the method described above. Then, in addition to the glacier inventory, we identified the snow-covered areas (both on and off glaciers) on a Landsat image from the 24th February 2000, just a few days after the acquisition of both SRTM DEMs. The differences ($SRTM_{X-band} - SRTM_{C-band}$) as a function of altitude (Fig. 3.12) show no significant bias over debris-covered parts of glaciers or bare ice-free terrain, confirming the efficiency of the curvature correction.

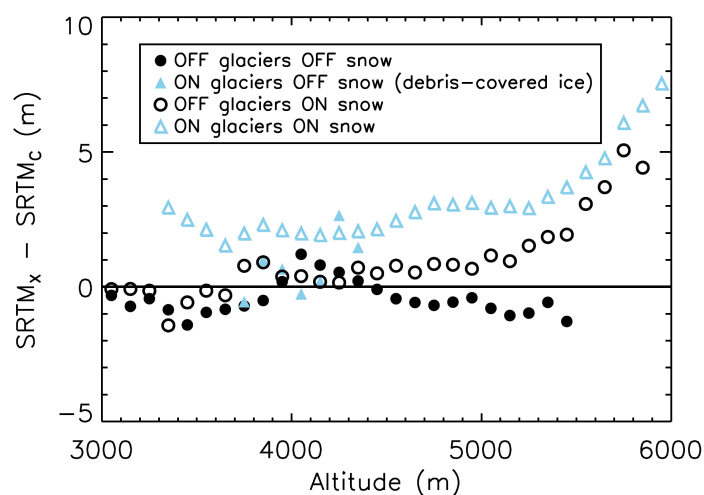


FIGURE 3.12 – Elevation differences between $SRTM_{X-band}$ and $SRTM_{C-band}$ as a function of altitude.

The snow-covered ice-free terrain exhibits a strong bias with altitude above 5 000 m that reaches ~ 5 m at 6 000 m. The bias on snow-covered glacier parts is similar but is about 2 m higher at all altitudes. We interpret the bias above 5 000 m as a differential penetration in snow between C-band and X-band radar. The 2 m systematic bias on snow-covered glaciers is attributed to the differential penetration in ice, C-band having a larger penetration than X-band. Little is known about the absolute value of X-band penetration into snow and glacier ice, but it decreases as temperature and water content rise (Surdyk, 2002; Ulaby *et al.*, 1986). In Antarctica, Davis & Poznyak (1993) measured penetration depths at 10 GHz from 2.1 to 4.7 m, and Surdyk (2002) reported a 4 m penetration depth at 10.7 GHz at -8°C . However, the ice and snow conditions in winter in the Karakoram are not identical to those in Antarctica : temperature is probably higher, snow is less dry, and ice is dirtier (presence of debris) so penetration depth in X-band should be less than the values found in the literature. As a first approximation, we assume no penetration of the X-Band signal and consider that the value $SRTM_{X\text{-band}} - SRTM_{C\text{-band}}$ corresponds to the C-band penetration. Clearly, this hypothesis needs to be further validated, especially with the German Aerospace Center (DLR) TanDEM-X mission, which will release high resolution DEMs from X-band radar data. Comparing C-Band and X-Band DEMs is a mean to better take into account and correct for the SRTM penetration into snow and ice. We stress that the amplitude of penetration will likely be peculiar to each region as snowfall seasonality and snowpack characteristics were different among glacierized areas in February 2000, when SRTM was flown. One limitation of the proposed methodology to account for C-Band penetration is the limited coverage of the X-Band DEM, restricted to some strips.

Conclusion

We have analyzed and proposed corrections for two issues that can lead to altitude-dependant bias between DEMs and thus, erroneous measurements of glacier elevation and volume changes. The first issue concerns the comparison of DEMs of different original resolutions. Building on previous findings (Paul, 2008), we found that those biases are directly explained by variations in terrain maximum curvature and that, importantly, the relationship is unchanged on and off glaciers. Thus, the relationship between elevation differences and maximum curvature can be established off glaciers and applied to the ice-covered areas. The second issue is related to the penetration of the radar signal into ice and snow, a penetration that can reach several meters in the case of the SRTM C-Band DEM. We showed here that analyzing the elevation differences between the two SRTM DEMs (30 m X-Band and 90 m C-Band acquired simultaneously in February 2000) can provide a first-order estimate of C-band penetration. A 3 m average penetration of the SRTM C-Band signal was found for the Karakoram but must be recalculated for each ice-covered region.

It is known that DEMs should be corrected prior to their comparison but we stress here that

the elevation differences on the ice free terrain cannot be readily use to correct the ice/snow elevation changes. Together with other processing steps (Nuth & Kääb, 2011), particular attention should be paid to the two additional corrections proposed in this correspondence when the forthcoming 30 m global TanDEM-X DEM will be compared to the SRTM 90 m C-band DEM or to any other earlier DEMs acquired with different resolution and/or in a different wavelength of the electromagnetic spectrum. In addition, we recommend to investigate the potentially strong impact of such corrections on previously published mass balance estimates (Berthier *et al.*, 2007; Larsen *et al.*, 2007; Möller *et al.*, 2007; Paul & Haeberli, 2008; Schiefer *et al.*, 2007; Surazakov & Aizen, 2006).

Compléments sur la correction en fonction de la courbure

L'exemple présenté dans l'article concerne la comparaison d'un MNT SPOT5-HRS et SRTM (bande C) sur la région du Karakoram. Par la suite, au cours de la thèse, d'autres comparaisons utilisant le même type de données (et donc avec les mêmes différences de résolutions initiales) ont été réalisées sur d'autres zones du PKH (voir Chapitre 5).

Nous avons ainsi, pour chaque nouvelle région, établi une relation entre les différences d'altitude ($SPOT5 - SRTM$) et la courbure maximale du terrain pour corriger le biais dit « altimétrique ». La robustesse de cette correction est illustrée par la très forte similarité des relations d'un site à l'autre (Fig. 3.13). Cela confirme donc que cette relation biais-courbure n'est pas propre à une région mais bien à un couple de résolutions spatiales donné (ici 40 m pour le MNT SPOT5-HRS et 90 m pour le MNT SRTM en bande C).

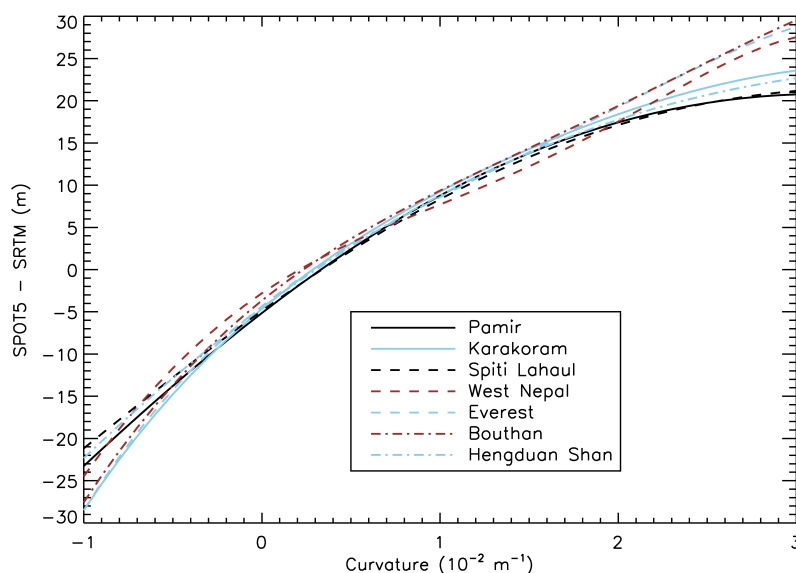


FIGURE 3.13 – Relations entre les différences d'altitude hors glaciers $SPOT5 - SRTM_{BandeC}$ et la courbure maximale du terrain pour différentes régions du PKH, modélisées par un polynôme de degré 5. Ces relations sont relativement similaires pour la gamme de courbure rencontrée sur les glaciers (entre -0.5 et $2 \cdot 10^{-2} m^{-1}$). Pour la localisation des différentes régions, on pourra se référer aux Figures 1.1 et 2.1.

Par le passé, le biais « altimétrique » a été pris en compte de deux manières différentes dans le cadre d'études glaciologiques :

- (1) il n'a pas été corrigé (Paul & Haeberli, 2008)
- (2) il a été corrigé directement en fonction de l'altitude, sur la base de la relation entre l'altitude et les différences d'altitude hors des glaciers (Berthier *et al.*, 2007; Schiefer *et al.*, 2007)

L'objet du Tableau 3.4 est d'évaluer l'impact de ces deux « corrections » sur les variations d'épaisseurs des glaciers Δh . Pour cela, on compare les Δh sans correction avec ceux corrigés en fonction de la courbure (Cas 1), ainsi que les Δh corrigés en fonction de l'altitude avec ceux corrigés en fonction de la courbure (Cas 2).

	Cas 1	Cas 2
Zone d'ablation	-1.3	-1.0
Zone d'accumulation	-0.4	-5.8

TABLE 3.4 – Evaluation de l'impact de la non correction du biais « altimétrique » (Cas 1, $\Delta h_{\text{Sans correction}} - \Delta h_{\text{Correction courbure}}$) et de la correction en fonction de l'altitude (Cas 2, $\Delta h_{\text{Correction altitude}} - \Delta h_{\text{Correction courbure}}$) sur les variations d'épaisseur (en mètres) des glaciers du Karakoram en zones d'ablation et d'accumulation.

On remarque ainsi que la correction en fonction de l'altitude (Cas 2) est trop importante notamment en zone d'accumulation, où le biais altimétrique est très élevé hors des glaciers (Fig. 3.11), alors qu'il l'est beaucoup moins sur les glaciers, où les courbures sont beaucoup plus faibles. La non correction du biais « altimétrique » (Cas 1) est quant à elle moins problématique sur les glaciers, mais reste nécessaire si l'on s'intéresse à des objets caractérisés par de fortes courbures.

3.2.4 Correction temporelle

Lorsque les deux MNTs comparés n'ont pas été acquis à la même période, il peut être nécessaire de corriger l'un des deux pour prendre en compte le décalage en saisonnalité qui les sépare. Les MNTs SPOT5-HRS acquis au cours de cette thèse l'ont tous été à la fin de la saison d'ablation des glaciers du PKH (entre fin octobre et fin décembre). Ce n'est par contre pas le cas du MNT SRTM qui a été acquis en février 2000. Pour corriger ce dernier, faute de mesures *in situ*, on utilise une valeur moyenne de bilan de masse hivernal des glaciers de l'hémisphère nord donnée par Ohmura (2011), qui est de $+0.15 \text{ m month}^{-1} \text{ w.e.}$

3.3 De la variation d'altitude au bilan de masse

Une fois l'ensemble des biais modélisés et corrigés, les changements d'épaisseur mesurés sur les glaciers doivent être convertis en bilan de masse. Sont exclus de l'analyse qui va suivre :

- les différences d'altitude dont la valeur absolue excède 150 m pour les régions qui comprennent des glaciers de type *surge*, et 80 m pour les autres. Ces valeurs sont définies après un examen attentif des cartes de variation d'épaisseur et du bruit en dehors des glaciers.
- les pixels qui ont fait l'objet d'une interpolation dans le MNT SPOT5 ou SRTM.
- les glaciers « tronqués » aux bords des MNTs, dont une partie de la zone d'accumulation ou d'ablation est manquante. Ces glaciers, suivant leur taille, peuvent induire des biais dans le calcul final du bilan de masse régional.

Les variations d'épaisseur sont ensuite moyennées par tranche d'altitude de 100 m, en faisant l'hypothèse qu'elles y sont homogènes. La même supposition est faite dans le cas de la mesure glaciologique, où les valeurs mesurées au niveau des balises implantées sur le glacier sont considérées comme représentatives des bilans de la tranche d'altitude à laquelle elles appartiennent. Localement, cette hypothèse est discutable (phénomènes d'ablation ou d'accumulation spécifiques), mais reste plausible pour une région de plusieurs milliers de kilomètres carrés. L'intérêt de ce moyennage est décrit plus en détail dans la section suivante (Section 3.4). Sa pertinence est discutée au Chapitre 4, Section 4.2.4.

Cette hypothèse n'est par contre plus valable si la zone d'étude contient des glaciers de type *surge*, pour lesquels les variations d'épaisseur ne sont pas représentatives du reste de la zone, la dynamique de ces glaciers étant particulière. Ainsi, dans le cas de sites à forte concentration de *surges* (au Karakoram et au Pamir, voir Chapitres 4 et 5), les variations d'épaisseur sont moyennées pour chaque glacier de ce type séparément, par tranche de 100 m d'altitude. La Figure 3.14 montre l'effet des *surges* sur la distribution des variations d'altitude pour les glaciers du Karakoram.

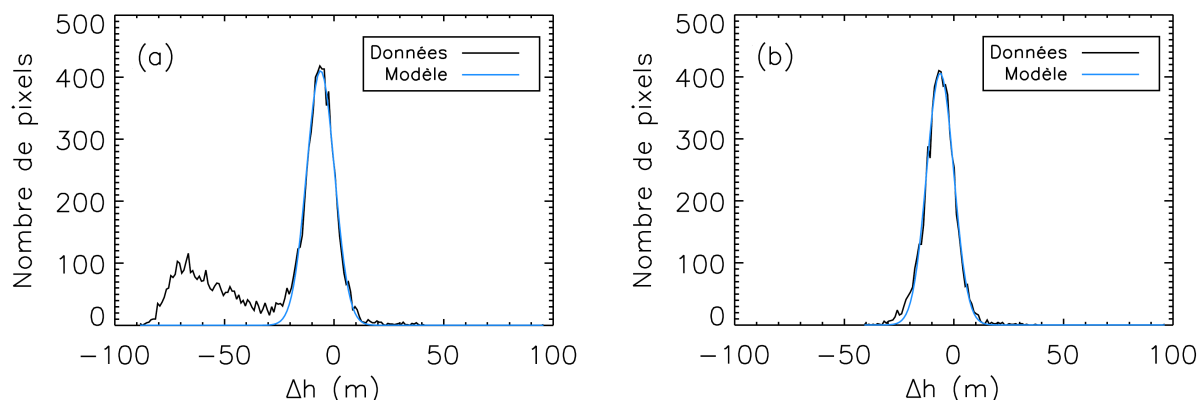


FIGURE 3.14 – Distribution des variations d'épaisseur Δh des glaciers pour la tranche d'altitude 3500-3600 m au Karakoram : (a) en incluant les glaciers de type *surge*, (b) en conservant uniquement les glaciers de type non-*surge*. Dans les deux cas, la gaussienne associée est indiquée en bleu.

Un filtrage gaussien est également appliqué pour chaque tranche d'altitude de manière à éliminer les valeurs aberrantes. On exclue ainsi les mesures dont la valeur absolue excède

trois écart-types (Berthier *et al.*, 2004). Un examen attentif de la distribution des changements d'épaisseur pour chaque tranche d'altitude permet de vérifier la pertinence de ce filtrage.

Les pixels pour lesquels aucune valeur de variation d'épaisseur n'a pu être calculée (car exclus au cours des différentes étapes décrites ci-dessus) se voient affecter la valeur moyenne de la tranche d'altitude à laquelle ils appartiennent (de manière à bien calculer un bilan de masse sur l'ensemble de la superficie des glaciers par la suite).

Les changements d'épaisseur peuvent être convertis en bilan de masse, moyennant la connaissance de la densité du milieu qui a perdu ou gagné de la masse. En zone d'ablation, seule de la glace peut être à l'origine d'une perte de masse, on pourra donc lui attribuer une densité ρ_{glace} de 900 kg m^{-3} (Paterson, 1994). En zone d'accumulation, la question est plus délicate, notamment dans le cas de mesures satellite, où l'on ne dispose pas de mesures terrain pour estimer la densité du manteau neigeux. Ainsi, il est d'usage de considérer plusieurs hypothèses :

- le profil de densité reste inchangé, et c'est de la glace qui est gagnée ou perdue (Andreassen, 1999; Berthier *et al.*, 2010; Huss *et al.*, 2010). Cette hypothèse est valable pour des glaciers à l'état d'équilibre, pour lesquels l'accumulation est constante et qui ne connaissent pas de fonte dans cette zone (Zemp *et al.*, 2010).
- le profil de densité s'est modifié, et l'on considère que la perte ou le gain de masse est causé uniquement par du névé, de densité $\rho_{névé}$, égale à 600 kg m^{-3} (Hagg *et al.*, 2004).

Pour s'affranchir du choix entre l'une ou l'autre hypothèse, Kääb *et al.* (2012) ont préféré retenir comme valeur finale de bilan de masse la moyenne des deux bilans obtenus avec l'une et l'autre hypothèse.

Ainsi, le bilan de masse global B du glacier est donné par :

$$B = \frac{1}{S} \sum_{k=1}^n \rho_k \frac{\Delta h_k}{\Delta t} S_k \quad (3.4)$$

où S est la superficie totale du glacier, divisé en k bandes d'altitude (de superficie S_k) pour lesquelles une variation d'épaisseur du glacier Δh_k a été calculée, et dont la densité a été estimée à ρ_k .

3.4 Précision de la méthode

Les erreurs actuelles inhérentes aux MNTs (Section 3.1) peuvent paraître importantes au vu du signal que l'on cherche à mesurer, qui pour des glaciers himalayens n'excède pas 2 m a^{-1} (Berthier *et al.*, 2007; Kääb *et al.*, 2012; Nuimura *et al.*, 2012). Il faut donc dans un premier temps, lorsque l'on cherche à mesurer un bilan de masse par méthode géodétique, prendre soin de sélectionner des images dont la séparation temporelle est suffisante (au minimum 5 ans) pour garantir une mesure significative.

Le moyennage des pixels par tranche de 100 m d'altitude a également pour but de tirer parti du nombre important de mesures dont on dispose (plusieurs milliers par tranche d'altitude) et de réduire ainsi l'incertitude sur le résultat final. En effet, pour un échantillon de n individus indépendants, tous affectés par une incertitude identique σ_n , l'incertitude σ_M sur la moyenne M de cet échantillon est donnée par :

$$\sigma_M = \frac{\sigma_n}{\sqrt{n}} \quad (3.5)$$

Dans notre cas, l'erreur $E_{\Delta h_i}$ sur la variation d'altitude d'un pixel Δh_i est estimée égale à l'écart-type $\sigma_{\Delta h}$ de la variation d'altitude moyenne Δh de la tranche d'altitude à laquelle il appartient. Les valeurs de $\sigma_{\Delta h}$ s'échelonnent entre ± 4 et ± 20 m et augmentent avec l'altitude. Ces valeurs reflètent en partie la variabilité intrinsèque des changements d'épaisseur au sein de la tranche d'altitude, mais elles permettent également de refléter la qualité de la restitution du MNT, qui n'est pas nécessairement homogène sur la zone d'étude. En effet, c'est dans les zones d'accumulation que la restitution de MNT à partir d'images stéréoscopiques est la moins performante :

- du fait notamment du faible contraste radiométrique sur des zones où l'albédo est très élevé (même dans le cas d'acquisition à faible gain).
- du fait des fortes pentes qui entourent les bassins d'accumulation...
- ...qui induisent également des ombres portées sur les surfaces enneigées (cet effet n'est pas préjudiciable dans le cas de SPOT5-HRS car les deux images du couple sont acquises presque simultanément).

Ainsi, l'erreur $E_{\Delta h}$ de la variation d'épaisseur moyenne Δh pour une tranche d'altitude est donnée par :

$$E_{\Delta h} = \frac{E_{\Delta h_i}}{\sqrt{N_{eff}}} \quad (3.6)$$

où N_{eff} correspond au nombre de mesures indépendantes au sein de la tranche d'altitude. N_{eff} diffère du nombre total de mesure N_{tot} car les variations d'épaisseur des glaciers sont fortement corrélées pour une tranche d'altitude donnée. La distance de corrélation spatiale d entre les pixels peut être déterminée en utilisant l'index d'autocorrélation Moran's I. N_{eff} est alors donné par (Bretherton *et al.*, 1999) :

$$N_{eff} = \frac{N_{tot}}{2d} \quad (3.7)$$

A cette erreur s'ajoute :

- celle sur la correction de pénétration, qui est calculée de la même manière à partir des différences d'altitude entre les MNTs SRTM bande C et bande X.
- celle sur la correction temporelle, qui prend en compte le décalage en saisonnalité entre les deux MNTs utilisés. Etant donné qu'elle est calculée à partir d'une valeur moyenne

de bilan de masse hivernal pour quelques glaciers de l'hémisphère nord (Section 3.2.4), on attribue à cette valeur une erreur de 100 % car son estimation est très grossière.

L'ensemble de ces erreurs sont sommées quadratiquement pour chaque tranche d'altitude. En revanche, ces tranches n'étant pas indépendantes, la transmission d'erreur se fait en considérant qu'il existe une corrélation de 100 % entre chacune d'elle. Ce coefficient de corrélation est très certainement exagéré, mais permet ainsi d'estimer l'incertitude du bilan de masse dans le cas du scénario le plus défavorable.

Chapitre 4

Cas particulier des glaciers du Karakoram

Note : ce chapitre est adapté d'un article publié dans la revue *Nature Geoscience* (Gardelle *et al.*, 2012b). Il est précédé d'un résumé étendu qui présente les principaux résultats de l'étude. Les informations supplémentaires associées à l'article sont présentées en Section 4.2.4. La forme des articles imposée par cette revue explique l'organisation inhabituelle des sections suivantes (notamment la présentation de la méthode après les résultats et la discussion).

4.1 Résumé étendu

L'objectif de ce chapitre est de déterminer pour la première fois un bilan de masse régional des glaciers de la région du Karakoram, située à cheval entre le Pakistan, l'Inde et la Chine (Fig. 1.1). De nombreuses observations de terrain ont déjà fait état d'épaississements ou d'avancées des fronts glaciaires sur cette zone, mais leurs interprétations en termes de bilan de masse est rendu difficile par la présence de *surges* dont les conséquences peuvent se traduire par des faits similaires.

Pour ce faire, nous avons utilisé un MNT SRTM (février 2000) et SPOT5-HRS (décembre 2008) (Sections 3.1.2 et 3.1.3), auxquels nous avons appliqué la méthodologie décrite au Chapitre 3. La carte des différences d'altitude obtenue à l'issue du traitement des MNTs a mis en évidence une très forte hétérogénéité des changements d'épaisseur des glaciers de cette région, notamment du fait de la présence de forts taux d'amincissement et d'épaississement pour certains d'entre eux (jusqu'à $\pm 16 \text{ m a}^{-1}$). Ces derniers sont interprétés comme étant une conséquence du phénomène de *surge* glaciaire. Ainsi, il est possible d'identifier des glaciers en phase de *surge* active entre 2000 et 2008 (fort épaisseur à l'aval, fort amincissement en amont), ou en phase de quiescence depuis au moins février 2000 (fort amincissement à l'aval, fort épaisseur en amont). Ces résultats sont en accord avec des études publiées sur les vitesses d'écoulement de ces glaciers ou sur des inventaires de glaciers de type *surge*.

Le bilan de masse régional a été évalué à $+0.11 \pm 0.22 \text{ m a}^{-1} \text{ w.e.}$ et correspond donc à un léger gain de masse pour la période 1999-2008. Le bilan des glaciers de type *surge* est similaire à celui des glaciers *non-surge*, ce qui suggère que le phénomène de *surge* est purement dynamique et n'interfère pas *a priori* avec le bilan de masse global d'un glacier.

En zone d'ablation, les taux d'amincissement mesurés sur des zones en glace vive et des zones couvertes de débris rocheux se sont révélés être semblables (-0.49 m a^{-1}). Ce résultat est au premier abord contradictoire avec l'effet supposé protecteur des débris vis-à-vis de l'ablation de la glace. Il est cependant nécessaire de considérer à l'échelle de toute une zone d'ablation des facteurs supplémentaires pouvant d'une part augmenter l'ablation (présence de lacs supraglaciaires, falaises de glace) et d'autre part diminuer les flux de glace (vitesses d'écoulement réduites en zone d'ablation, glace stagnante).

Enfin, cette première évaluation du bilan de masse au Karakoram (région recouverte par près de 20 000 km² de glaciers) a permis également de revoir à la baisse la contribution de ces glaciers au niveau des mers, la dernière estimation pour cette région étant basée sur des valeurs mesurées en Himalaya (où les bilans sont bien plus négatifs).

4.2 Bilan de masse des glaciers du Karakoram

4.2.1 Abstract

Assessments of the state of health of Hindu Kush-Karakoram-Himalaya glaciers and their contribution to regional hydrology and global sea-level rise suffer from a severe lack of observations (Kaser *et al.*, 2006). The globally averaged mass balance of glaciers and ice caps is negative (Kaser *et al.*, 2006; Zemp *et al.*, 2009; Cogley, 2009). An anomalous gain of mass has been suggested for the Karakoram glaciers (Zemp *et al.*, 2009; Cogley, 2011; Hewitt, 2005; Scherler *et al.*, 2011b), but was not confirmed by recent estimates of mass balance. Furthermore, numerous glacier surges in the region, that lead to changes in glacier length and velocity (Hewitt, 2007; Barrand & Murray, 2006; Copland *et al.*, 2009; Quincey *et al.*, 2011; Copland *et al.*, 2011), complicate the interpretation of the available observations. Here, we calculate the regional mass balance of glaciers in the central Karakoram between 1999 and 2008, based on the difference between two digital elevation models. We find a highly heterogeneous spatial pattern of changes in glacier elevation, which shows that ice thinning and ablation at high rates can occur on debris-covered glacier tongues. The regional mass balance is just positive at $+0.11 \pm 0.22 \text{ m yr}^{-1}$ water equivalent and in agreement with the observed reduction of river runoff that originates in this area (Fowler & Archer, 2006). Our measurements confirm an anomalous mass balance in the Karakoram region and indicate that the contribution of Karakoram glaciers to sea-level rise was -0.01 mm yr^{-1} for the period from 1999 to 2008, 0.05 mm yr^{-1} lower than suggested before (Church *et al.*, 2011).

4.2.2 Main text

The Karakoram mountain range, at the west end of the Himalayan arc, is covered by $\sim 19\,950\text{ km}^2$ of glaciers (Cogley, 2011). Even though glaciological studies are scarce in this region, owing to remoteness and political issues, it seems that during the past three decades Karakoram glaciers did not follow the global trend of glacial decline (Zemp *et al.*, 2009). Analysis of satellite imagery over six regions spread along the Hindu Kush-Karakoram-Himalaya (HKKH) revealed that, in contrast to the central and eastern Himalaya where most glaciers were retreating, more than 50 % of Karakoram glaciers were advancing or stable between 2000 and 2008 (Scherler *et al.*, 2011b).

Furthermore, Fujita & Nuimura (2011) reported a descending trend in the modelled equilibrium-line altitude in the Karakoram during 1976-1995. The gradual acceleration of the ice flow of non-surging Baltoro Glacier during the 2000s is another sign of a stable or growing glacier (Quincey *et al.*, 2009). These results, although they indirectly indicate a possible mass gain or an equilibrium state for glaciers in the region, are difficult to interpret because of the occurrence of surges and complex glacier behaviours (Hewitt, 2005, 2007). The equilibrium-line altitude and its temporal variations may not be readily interpreted in terms of glacier health on surge-type glaciers (Hewitt, 2011). Hence, the existence of a Karakoram anomaly remains controversial and deserves urgent attention (Cogley, 2011). In this context, mass-balance data are needed to assess the state of health of Karakoram glaciers and constrain their contribution to sea-level rise (Kaser *et al.*, 2006; Cogley, 2009).

Here, we observe the geodetic mass balance for a $5\,615\text{ km}^2$ ice-covered area in the central Karakoram (Fig. 4.1), study its spatial variability and estimate the corresponding sea-level rise contribution. We measured regional changes in ice elevation by differencing two digital elevation models (DEMs) generated from the February 2000 Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM) and from Satellite Pour l'Observation de la Terre (SPOT5) optical stereo imagery acquired in December 2008. Mean elevation changes are then converted into mass balance by assuming a density of 900 kg m^{-3} both in the accumulation and ablation areas. This assumption, derived from Sorge's law (Bader, 1954), is valid if the density vertical profile remains unchanged during the study period.

It is crucial to ensure that all systematic biases potentially affecting the DEMs have been removed before computing the glacier mass balance. This includes the correction of horizontal shifts between the DEMs, along/across-track or elevation-dependent biases, as well as C-band penetration into snow and ice in the case of the SRTM DEM and a seasonality correction to cover nine full 12-month periods from December 1999 to December 2008 (see the Methods section 4.2.3).

The mean annual glacier mass balance between 1999 and 2008 is positive, $+0.11 \pm 0.22\text{ m yr}^{-1}$ water equivalent (w.e.) and nearly identical for non-surging ($+0.10 \pm 0.19\text{ m yr}^{-1}$ w.e.) and surge-type glaciers ($+0.11 \pm 0.31\text{ m yr}^{-1}$ w.e.). If we assume that in the accumulation area, only firm

(density of 600 kg m^{-3}) is lost or gained, the total mass balance drops to $+0.05 \pm 0.16 \text{ m yr}^{-1}$ w.e. Thus, for two extreme-density scenarios, the regional glacier mass balance is always close to zero, so that the assumption that Sorge's law holds has little impact on the main result, which is that Karakoram glaciers were close to equilibrium during 1999-2008.

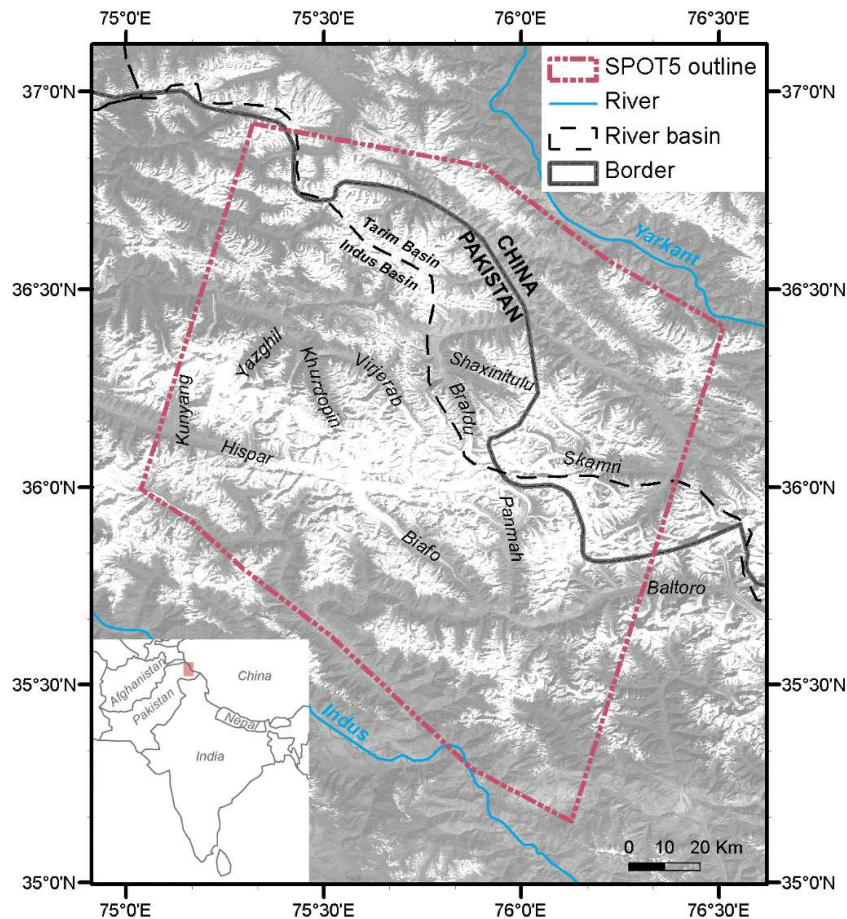


FIGURE 4.1 – Study area in central Karakoram. The red dashed line denotes the extent of the SPOT5 DEM. The background image is a Landsat ETM panchromatic mosaic (©USGS 2002). The names of the main glaciers are also given.

The spatial distribution of elevation changes is far from homogeneous, as many glaciers (depicted with circles and triangles in Fig. 4.2 show strong thinning and thickening rates (up to 16 m yr^{-1} in both cases). The glaciers experiencing these unusual spatial patterns are surge-type glaciers. Many of them are known or suspected to have surged in the past (Hewitt, 2007; Barrand & Murray, 2006; Copland *et al.*, 2009; Quincey *et al.*, 2011; Copland *et al.*, 2011) and exhibit morphological features characteristic of surges (for example, contorted moraines (Hewitt, 2007)), as well as high velocities (Copland *et al.*, 2009; Quincey *et al.*, 2011). Among surge-type glaciers, we distinguish two categories : first, glaciers with high thickening rates in the lower part of their ablation area and high thinning rates in their upper part (triangles in Fig.4.2) that surged between 2000 and 2008 ; and second, glaciers thickening in their upper part and thin-

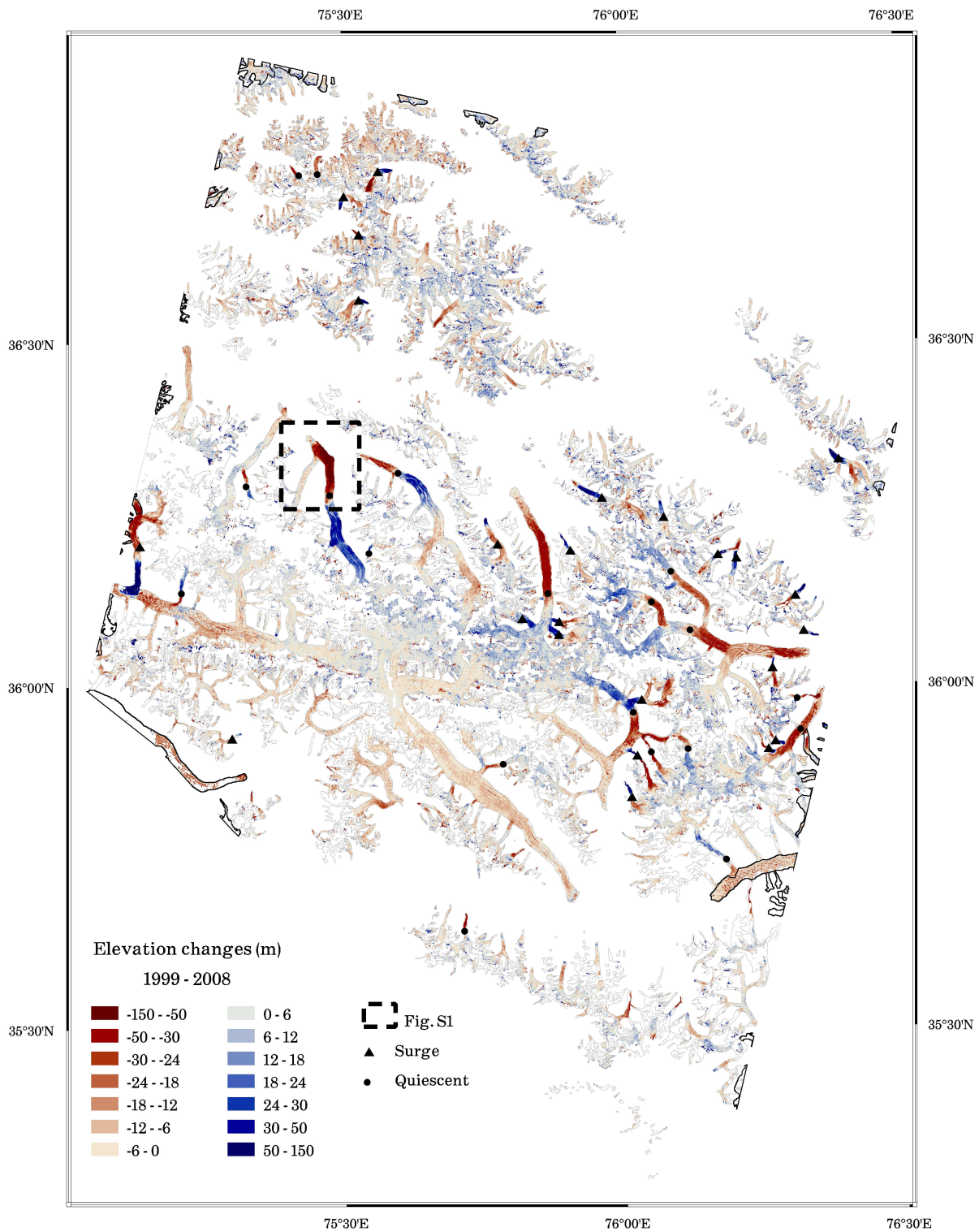


FIGURE 4.2 – Map of glacier elevation changes between February 2000 and December 2008. Grey polygons correspond to the glacier outlines (thick black polygons correspond to edge glaciers that were excluded from the mass-balance computation). The total ice-covered area is 5 615 km². The black triangles represent glaciers in a surge phase ; black circles represent glaciers in a post-surge or quiescent phase. The dashed black box defines the area shown in Figure 4.4. 41 % of elevation changes do not exceed ± 5 m. Elevation differences off-glaciers are shown in Figure 4.7 (Section 4.2.4).

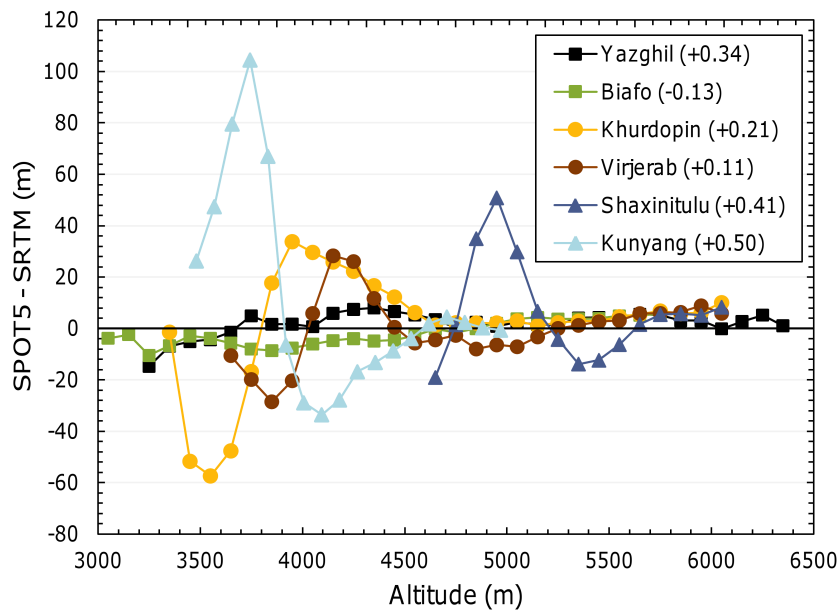


FIGURE 4.3 – Elevation changes with altitude between February 2000 and December 2008 for selected surge-type and non-surging glaciers. We plotted : two glaciers that surged between 2000 and 2008 (triangles) ; two glaciers in their quiescent phase between 2000 and 2008 that surged before 2000 (circles) ; and two non-surging glaciers (squares). Error bars are not shown for clarity but range between ± 0.25 m and ± 17.24 m (mean error of ± 2.72 m). The location of each glacier is given in Figure 4.1. Numbers in the legend correspond to the glacier-wide mass balances ($m\ yr^{-1}\ w.e.$).

ning in their lower ablation area (circles in Fig. 4.2) that surged before 2000 and are now in a quiescent (or post-surge) phase.

Elevation changes with altitude for selected individual glaciers are shown in Fig. 4.3 for surging and quiescent glaciers, as well as non-surging glaciers for comparison. Elevation changes on surging and quiescent glaciers exhibit sinusoidal excursions of similar shape but opposite sign on the glacier tongue and are damped in the upper part of the glacier. In most cases, the surge wave does not reach the glacier terminus and does not impact the upper accumulation area, as noticed also by Quincey *et al.* (2011).

In ablation areas of non-surging glaciers, between 3 000 m and 5 000 m, the mean rate of elevation change under debris ($-0.48\ m\ yr^{-1}$) is similar to that over clean ice and snow ($-0.49\ m\ yr^{-1}$). These rates are computed on pixel samples that have comparable altitude distributions, that is, pixels are randomly selected so that altitude histograms are similar over debris and clean ice. This finding seems to contradict the common assumption (Mattson *et al.*, 1993) that debris cover has a protective effect, which should lead to a higher thinning rate over clean ice. Two hypotheses could explain this counter-intuitive observation. First, the surface ablation may be higher than previously thought on debris-covered glacier tongues due to several factors (thin debris layers, meltwater ponds (Sakai *et al.*, 2000b) and exposed ice cliffs) that are known to enhance tongue-wide ablation. Such factors do not act on the very local scale (a few square centimetres

around an ablation stake) where the insulating effect of debris has been measured (Mattson *et al.*, 1993). For example, we infer area-average ablation rates as high as 6.2 m yr^{-1} (at least) on the debris-covered Khurdopin glacier tongue during 2000-2008 (Section 4.2.4 and Fig. 4.4). We note that this glacier ended its last surge in 1999 (Quincey *et al.*, 2011) and presented a rough and heavily crevassed surface in the early 2000s that may have favoured enhanced ice ablation on the tongue. Further work is thus needed to assess whether similarly high tongue-wide ablation rates are also experienced by non-surgingly debris-covered glaciers. A second hypothesis could be that most of the debris-covered glacier tongues in the Karakoram exhibit a slower flow than debris-free ones, so that surface ablation is balanced only by the small ice flux from upstream.

The slightly positive mass balance during 1999-2008 in the Karakoram contrasts with the negative global average (Kaser *et al.*, 2006; Zemp *et al.*, 2009; Cogley, 2009) and the few mass-balance values available in the rest of the HKKH range (Fujita & Nuimura, 2011; Berthier *et al.*, 2007; Bhutiyani, 1999; Bolch *et al.*, 2011; Azam *et al.*, 2012), which are negative over the past decades. Recent glacier expansion (Hewitt, 2005) and speed-up over the region (Quincey *et al.*, 2009; Heid & Kääb, 2012) tally with the gain of mass calculated in this study. Some hydrological variables, indirectly linked to glacier mass balance, also agree with the observation of glacier stability in the Karakoram. Fowler & Archer (2006) reported a 20 % decrease in runoff for the Hunza and Shyok rivers (which originate in the Karakoram) between 1961 and 2000. Although their study period precedes ours, it reveals unusual climatic trends in the Karakoram, compared with the rest of the HKKH. Tahir *et al.* (2011) measured an increase in snow cover between 2000 and 2009 over the Hunza Basin, which would be consistent with a positive mass balance of Karakoram glaciers. The studies using the Gravity Recovery and Climate Experiment project data to infer the change in glacier mass in central Asia led to conflicting results discussed in the Section 4.2.4.

The interpretation of this now confirmed Karakoram anomaly is complicated by the lack of long-term programmes of field mass balance and the scarcity of near-glacier, up-to-date climate data. However, the climatic trends observed on valley floors (below 2 000 m) above sea level during the last decades of the twentieth century can provide a first clue. Archer & Fowler (2004) reported an increase in winter precipitation since 1961, which is a potential source for greater accumulation in the upper parts of glaciers (Hewitt, 2005; Quincey *et al.*, 2009, 2011) and can explain the glacier thickening measured above 5 300 m above sea level (Fig. 4.5, Section 4.2.4). Furthermore, between 1961 and 2000, mean summer temperature declined at all climate stations (Fowler & Archer, 2006), probably resulting in a decreasing glacier melt.

The sea-level rise contribution for Karakoram glaciers during the past decade has been previously estimated using spatial extrapolation of the negative mass balances (range : -0.6 to -0.8 m yr^{-1} w.e.) observed only in the central and eastern parts of the HKKH (Church *et al.*, 2011). Our conclusion that Karakoram glaciers had a small mass gain at the beginning of the twenty-first century indicates that those central/eastern glaciers are not representative of the

whole HKKH. Assuming that the glaciers studied here are representative of the whole Karakoram region (Fig. 4.6, Section 4.2.4), we suggest that the sea-level-rise contribution for this region during the first decade of the twenty-first century should be revised from $+0.040 \text{ mm yr}^{-1}$ (as estimated by Church *et al.* (2011)) to $-0.006 \text{ mm yr}^{-1}$ sea-level equivalent.

4.2.3 Methods

Planimetric and vertical adjustment

First, horizontal shifts between the DEMs must be corrected to avoid systematic biases according to terrain aspect (Nuth & Kääb, 2011). The planimetric adjustment is done by minimizing the root mean square error of elevation differences between the two DEMs on stable areas (that is a 1180 km^2 area off-glaciers, where the terrain is assumed to experience negligible elevation changes) (Berthier *et al.*, 2007). In our case, the shift applied to coregister the SRTM DEM to the SPOT5 DEM was -0.26 and -0.16 pixels, respectively, in easting and northing. After the planimetric adjustment, the off-glacier elevation difference (mean \pm standard deviation, σ) evolved from $0.6 \pm 9.8 \text{ m}$ to $0.5 \pm 9.2 \text{ m}$.

The remaining systematic biases are also investigated off-glaciers. A bias related to the SPOT5 acquisition geometry in the cross-track and along-track direction was corrected by fitting a fifth-order polynomial to the elevation differences off glaciers (Nuth & Kääb, 2011). We also investigated the issue of elevation-dependent biases (Gardelle *et al.*, 2012a). Part of this bias was first removed based on the relation off-glacier between elevation differences and the terrain maximum curvature (Gardelle *et al.*, 2012a). The remaining part was investigated using an additional DEM, acquired in X-band during the same mission as the SRTM C-band. By comparing the SRTM X-band and the SRTM C-band DEMs over glaciers, and assuming that the X-band radar penetration into snow and ice is negligible, it is possible to estimate and correct the C-band radar penetration (Gardelle *et al.*, 2012a) for each glacier pixel according to its elevation. The mean C-band snow and ice penetration over central Karakoram is 3 m with values up to 8 m in the accumulation areas. SRTM X-band was not used in the first place to compute elevation changes because of its incomplete spatial coverage (only 27 % of our study area) owing to a narrower swath.

The planimetric adjustment had only a small impact on the final mass balance (correction of -0.02 m yr^{-1} w.e., Tab.4.1, Section 4.2.4), whereas the C-band-penetration correction had the greatest influence (correction of -0.29 m yr^{-1} w.e.). Given the magnitude of the C-band-penetration correction, we stress that C-band (and X-band) radar penetration on mountain glacier ice, firn and snow should receive more attention in the near future, in particular with the forthcoming release of the DEMs from the German Aerospace Center (DLR) Tandem-X mission.

The resulting map of elevation differences on stable areas after adjusting the DEMs horizontally and vertically is given in Figure 4.7. The standard deviation of the elevation differences dropped from 9.8 m to 8.4 m after all adjustments. The distribution of elevation differences

off-glaciers is nearly Gaussian (Fig. 4.8, Section 4.2.4).

Elevation changes and mass-balance computation

Pixels interpolated in at least one of the DEMs (40 % of the ice-covered areas) are excluded as well as the 0.1 % of pixels where elevation difference exceeds ± 150 m. Furthermore, glacier parts that are truncated at the edge of the SPOT5 DEM (Fig. 4.2) are not included in the mass-balance analysis. Surge-type glaciers are identified both from the literature (Barrand & Murray, 2006; Copland *et al.*, 2011) and their characteristic patterns of elevation changes, to process them separately. Elevation changes on non-surgings glaciers are averaged for altitude intervals of 100 m. The histograms of elevation change for each altitude range are given in Figure 4.9 and show that the changes in glacier elevation are homogeneous at a given altitude, following a nearly Gaussian distribution. Pixels for which the absolute elevation difference is larger than 3σ are considered as outliers and excluded from subsequent analysis (Berthier *et al.*, 2004). The same procedure (averaging for altitude bands of 100 m and filtering of 3σ) is applied separately to each surge-type glacier. Hence, the regional mass balance is the area-weighted sum of the mass balance of all non-surgings glaciers and the mass balance of each surge-type glacier. Glacier volume changes over void-filled regions of SPOT5 or SRTM DEMs were estimated assuming that void-filled pixels experienced the mean elevation change of measurable pixels in the same altitude interval. This value was added to the measured changes to obtain a total volume change in each region.

Above 6 400 m, the number of glacier pixels is too small to compute significant mean elevation changes. However, the percentage of the glacier area above this altitude is only 0.6 % (Fig. 4.5). The thickness changes as a function of altitude for non-surgings glaciers are also given in Figure 4.5.

As the SRTM DEM (now corrected for C-band penetration into ice and snow) maps the glacier surface in February 2000, an estimation of the mass that accumulated between December 1999 and February 2000, 0.26 m w.e. according to accumulation measurements on Biafo Glacier between 1985 and 1986 (Wake, 1989), is subtracted. Thus, our corrected geodetic mass balance covers nine full years between December 1999 and December 2008.

A detailed accuracy assessment of the elevation changes is given in the Section 4.2.4.

4.2.4 Supplementary Material

In this section, we provide additional information on the digital elevation models (DEMs) used to compute the mass balance over the study area, as well as on glacier delineation and regional ELA determination.

We also explain how surface ablation rates were inferred from thinning rates on Khurdopin Glacier (Fig. 4.4).

The error analysis is also described and the impact of the successive DEMs corrections are given in Table 4.1. The distribution and spatial pattern of elevation differences off glaciers are shown in Figures 4.7 and 4.8 and the elevation changes on glaciers displayed in Figures 4.5 and 4.9. The extent of the area used to estimate the sea-level contribution of Karakoram glaciers is shown in Figure 4.6.

Satellite DEMs

The more recent DEM is derived from a pair of stereoscopic images acquired 3 December 2008 by the HRS sensor onboard the SPOT5 satellite (Korona *et al.*, 2009) (Fig. 4.1). The earlier topography was generated by interferometric processing of C-Band SAR images acquired during the SRTM mission in February 2000 (Rabus *et al.*, 2003). The SRTM DEM and the mask showing the pixels where data voids were filled by interpolation, originally at a 3 arc sec resolution (~ 90 m), are resampled to 40 m (UTM zone 43N, ellipsoid WGS84) to match the projection and the posting of the SPOT5 DEM. Altitudes are defined above the EGM96 geoid for both DEMs.

Glacier delineation and regional ELA

The glacier outlines are derived from a Landsat TM image from 29 August 1998. Clean ice and snow areas are detected automatically by applying a threshold to the Normalised Difference Snow Index $\frac{TM2-TM5}{TM2+TM5}$. Debris-covered parts were digitized manually by visual interpretation. The total glacier area is 5 615 km², including 1 460 km² of surge-type glaciers. Between 1998 and 2008, the region experienced minor changes in glacierized area except for a few glaciers that surged and advanced. For the latter, their front positions have been updated manually based on the 3 December 2008 SPOT5 image. In order to perform an adequate volume to mass conversion, we determined the mean regional equilibrium-line altitude to distinguish between accumulation and ablation areas. As the 29 August 1998 Landsat image is cloud free and was acquired near the end of the ablation season (with minimal snow-cover), the observed snowlines can be considered as a first approximation of the equilibrium lines (Rabatel *et al.*, 2005). Therefore, we manually digitized the snowlines for a subsample of 36 non-surging glaciers and computed their mean elevation (ca 5 000 m).

Ablation rates on Khurdopin Glacier

The presence in our study area of glaciers in the quiescent phase of the surge cycle provides an opportunity to infer area-average ablation rates for debris-covered glacier tongues. In particular, Khurdopin Glacier ended its most recent surge in 1999 (Quincey *et al.*, 2011), before the acquisition of the SRTM DEM. Thus, during 2000-2008, this glacier was nearly stagnant and experienced rapid surface lowering (Figs. 4.2 and 4.3). For a non-flowing glacier, the ice flux

term can be neglected in the continuity equation and, thus, the surface elevation change equals the surface mass balance (Nuth *et al.*, 2012). We verify the assumption of glacier stagnation by tracking features on 4 pairs of coregistered Landsat and ASTER images acquired between 2000 and 2008 (Leprince *et al.*, 2007). Cross-sectional mean surface velocities of $9.9 \pm 1.8 \text{ m a}^{-1}$ were measured at a 1.3 km wide flux gate (draining 130 km^2 of glacier) located just upstream of the area where the ablation rates are estimated (Fig. 4.4). We cannot estimate ice fluxes because the bedrock topography is unknown for this remote glacier. Thus, the ablation rates reported below are minimum estimates and would increase linearly by about 0.2 m a^{-1} w.e. for every 100 m increment in the cross-sectional mean ice thickness. For a 6.1 km^2 mostly debris-covered area in the lower reaches of Khurdopin Glacier (Fig. 4.4), we inferred an ablation rate of 6.2 m a^{-1} w.e. This ablation rate is high but not uncommon for debris-covered tongues. For example, Niumura *et al.* (2011) inferred just slightly lower ablation rates (5 to 6 m a^{-1} w.e.) by applying mass conservation to the tongue of Khumbu Glacier (Nepal). The high tongue-wide ablation rates measured here on a debris-covered tongue may be due to factors that enhance ice melt, such as (i) the fact that some glacier parts are only covered with a thin layer of debris (Hewitt, 2011; Oerlemans *et al.*, 2009), (ii) the existence of melt-water ponds at the glacier surface (Sakai *et al.*, 2000b) and (iii) the enhanced ablation at ice cliffs (Sakai *et al.*, 2002).

GRACE data analysis

GRACE-derived satellite gravity fields have been recently used to assess glacier loss over central Asia. Matsuo & Heki (2010) reported a mass loss rate of $47 \pm 12 \text{ Gt yr}^{-1}$ for the high mountains of Asia between 2003 and 2009 whereas Jacob *et al.* (2012) found for the same region a loss rate of $4 \pm 20 \text{ Gt yr}^{-1}$ for 2003-2010. Given the large and, to our knowledge, unexplained discrepancies between those two studies, we prefer not to compare our results to GRACE, especially since no value is given by Jacob *et al.* (2012) for Karakoram only (they found a mass loss rate of $-5 \pm 6 \text{ Gt yr}^{-1}$ over a large region that includes both Karakoram and Himalaya).

Error analysis

The mean elevation change Δh of each altitude range is computed with its corresponding standard deviation $\sigma_{\Delta h}$. We assume that the uncertainty $E_{\Delta h_i}$ of a single pixel elevation change is equal to the standard deviation $\sigma_{\Delta h}$ of the altitude range it belongs to. This assumption is rather conservative. $\sigma_{\Delta h}$ includes both measurement uncertainty and real variations of elevation changes within the altitude interval such that the actual elevation change uncertainty of a single pixel is certainly lower than this value. This is confirmed by the fact that the standard deviation of the elevation differences off glaciers ($\pm 8 \text{ m}$, Fig. 4.8) is smaller than on glaciers (ranging from ± 8 to $\pm 15 \text{ m}$ for the different altitude ranges). As elevation changes are averaged within 100 m altitude ranges, the resulting error $E_{\Delta h}$ on Δh is reduced according to the square root of the number of spatially independent measurements (N_{eff}) in the altitude interval :

$$E_{\Delta h} = \frac{E_{\Delta h_i}}{\sqrt{N_{eff}}} \quad (4.1)$$

N_{eff} is computed for each altitude interval, given the total number of pixels N_{tot} used to calculate the mean Δh , and the distance of spatial autocorrelation d , expressed in pixels (Bretherton *et al.*, 1999) :

$$N_{eff} = \frac{N_{tot}}{2d} \quad (4.2)$$

d is determined using Moran's I autocorrelation index (Goodchild, 1986) computed off glaciers and is found to be 18 pixels (i.e. 720 m). Thus, N_{eff} is less than N_{tot} by a factor of 0.03. For non-surging glaciers, N_{tot} ranges from 200 to 115 000 pixels, depending on the elevation-band considered. The error on the SRTM penetration correction is computed as explained above but with δh standing for elevation differences between SRTM X-band and C-band DEMs. Regarding the seasonality correction (i.e. estimation of the accumulation between early December 1999 and mid-February 2000), we estimate a conservative 100 % error (± 0.26 m w.e.) on the accumulation rate, as it was measured on a single glacier (Biafo) for the 1985-86 glaciological year, that is not included in our study period (Wake, 1989). The uncertainties for the regional mass balances are :

- ± 0.09 m a⁻¹ w.e. for the 2000-2008 elevation difference
- ± 0.17 m a⁻¹ w.e. for the SRTM penetration
- ± 0.03 m a⁻¹ w.e. for the seasonality correction

The final uncertainty on our mass balance estimate is then calculated according to standard principles of error propagation.

	Planimetric adjustment	Along/Across track correction	Curvature correction	Penetration correction
B (m a ⁻¹ w.e.)	+0.46	+0.44	+0.29	+0.40
Correction (m a ⁻¹ w.e.)	-0.02	-0.15	+0.11	-0.29

TABLE 4.1 – Impact and values of successive additive corrections on the region-wide annual mass balance (B). Corrections are applied successively from left to right and are described in Section 4.2.3.

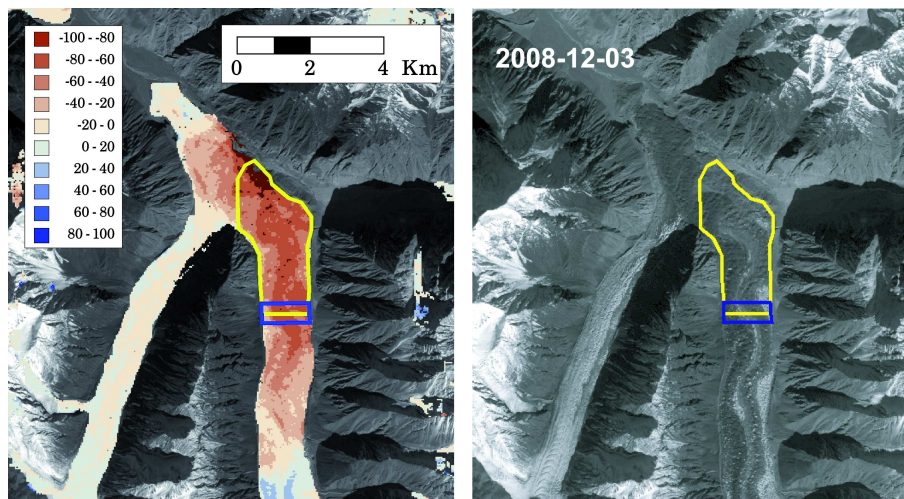


FIGURE 4.4 – Elevation changes (m) and satellite image of the lower Khurdopin Glacier, a surge-type glacier in a quiescent phase during 2000-2008. Left panel : map of ice elevation changes (m) during 2000-2008. The blue box locates the flux gate where the mean 2000-2008 velocity is measured. The yellow polygon shows the area where the thinning rate (and thus the ablation rate) is averaged. Right panel : SPOT5-HRS image acquired 3 December 2008 (©CNES 2008 / Distribution Spot Image).

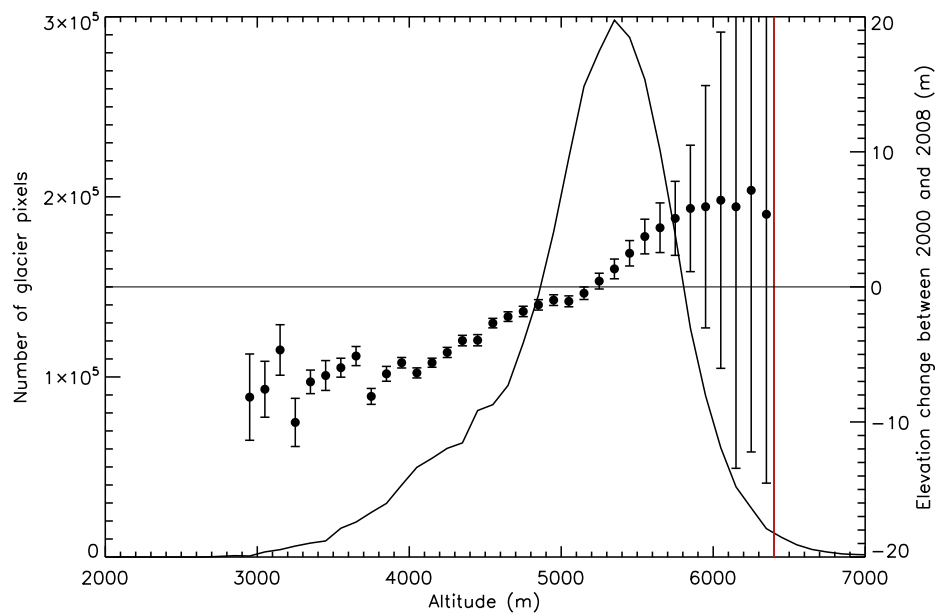


FIGURE 4.5 – Distribution of all ice-covered area (including surge-type glaciers) as a function of altitude (black curve, left vertical axis) and elevation changes over non surging glaciers (black circles, right vertical axis) with their error bars. No reliable elevation changes measurements could be performed above 6 400 m a.s.l. (shown by a vertical red line).

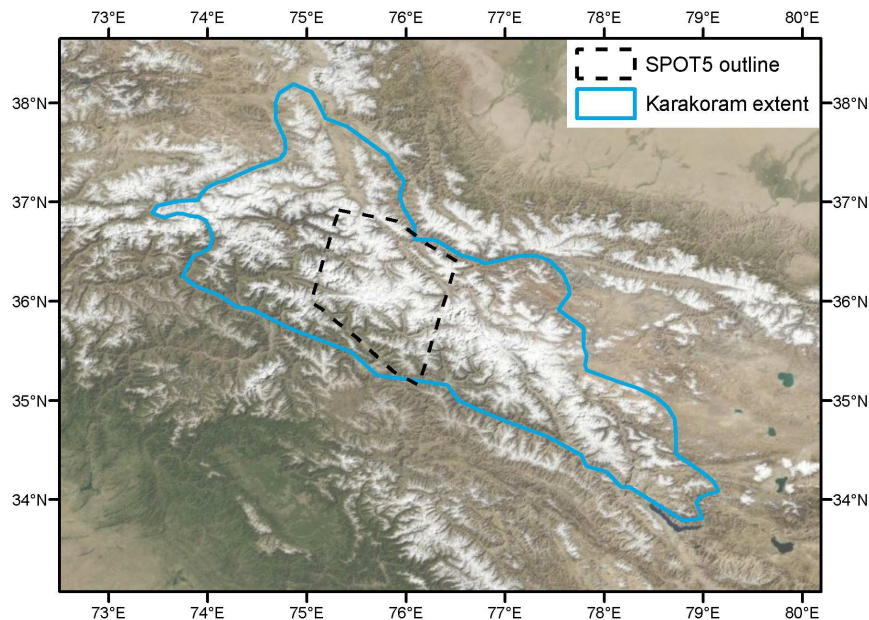


FIGURE 4.6 – Extent of the Karakoram region used in this study to calculate the sea level contribution (background image : ©NASA's Earth Observatory).

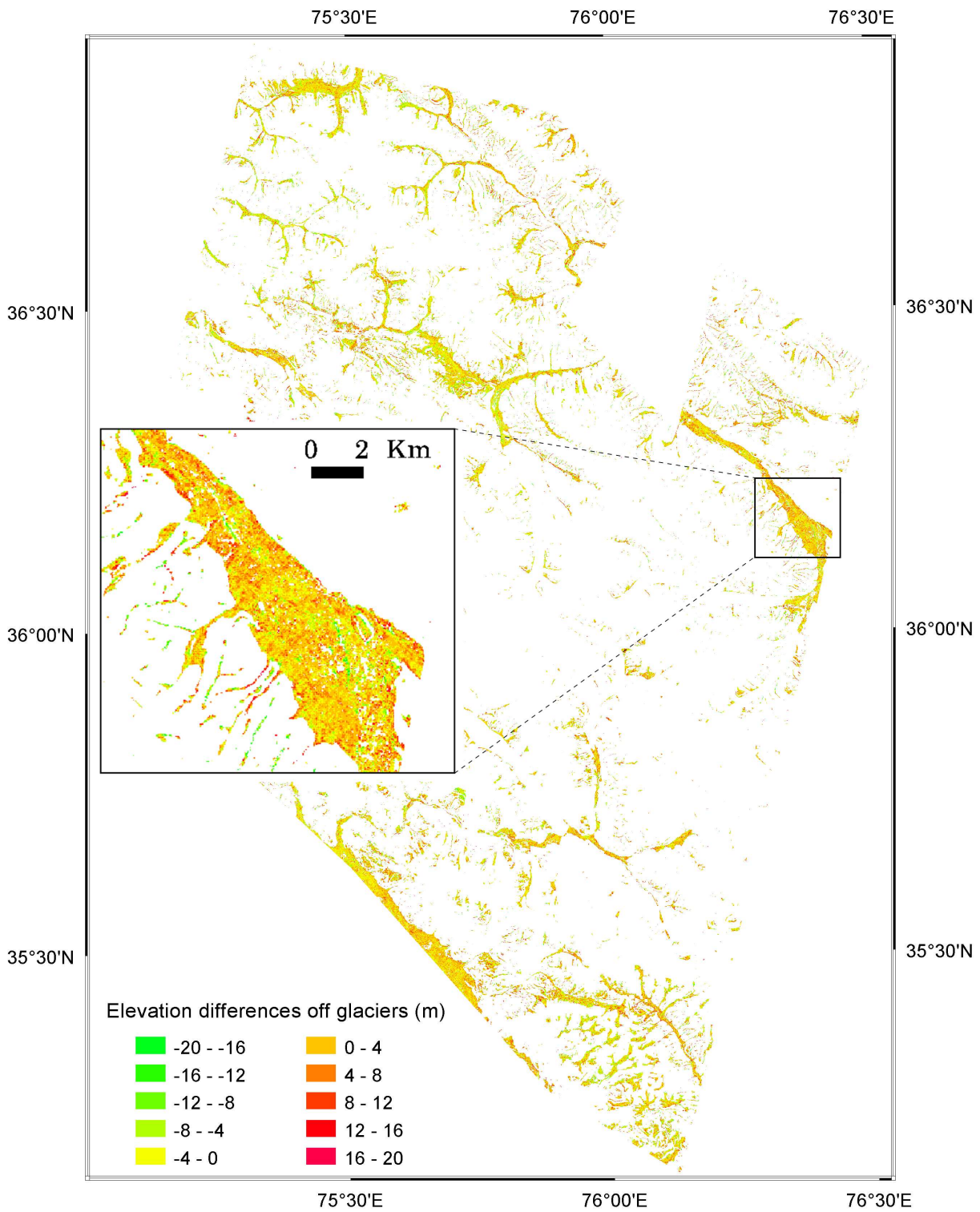


FIGURE 4.7 – Map of elevation differences (*SPOT5* – *SRTM*) over ice free terrain, between 2000 and 2008, after planimetric adjustment and removal of systematic elevation biases. The total ice free area is 1 180 km².

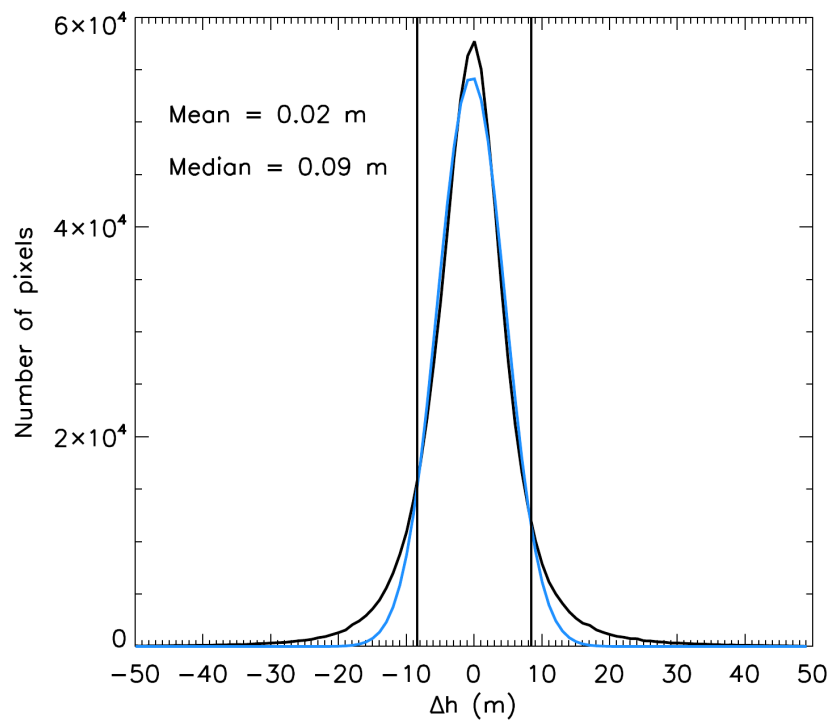
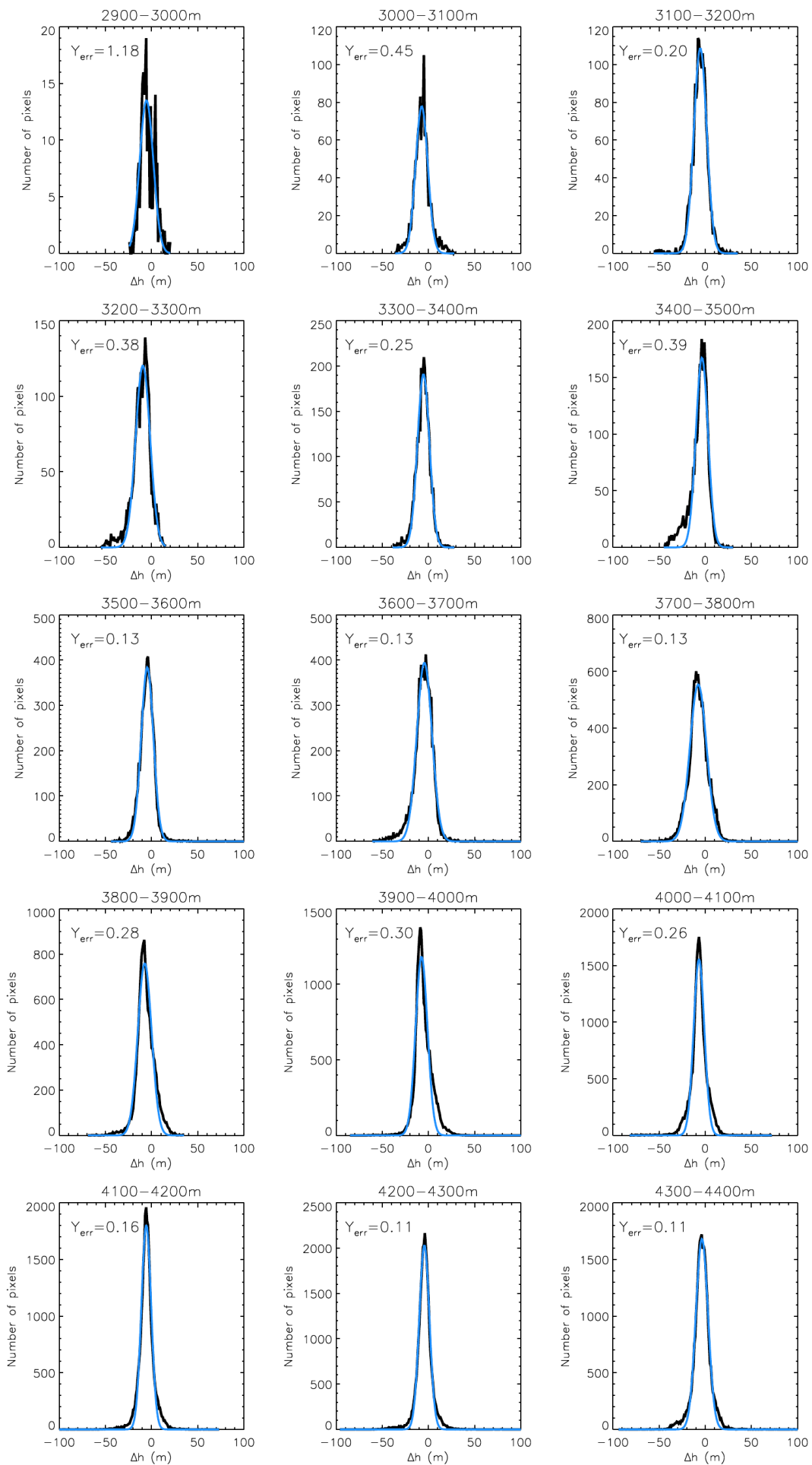
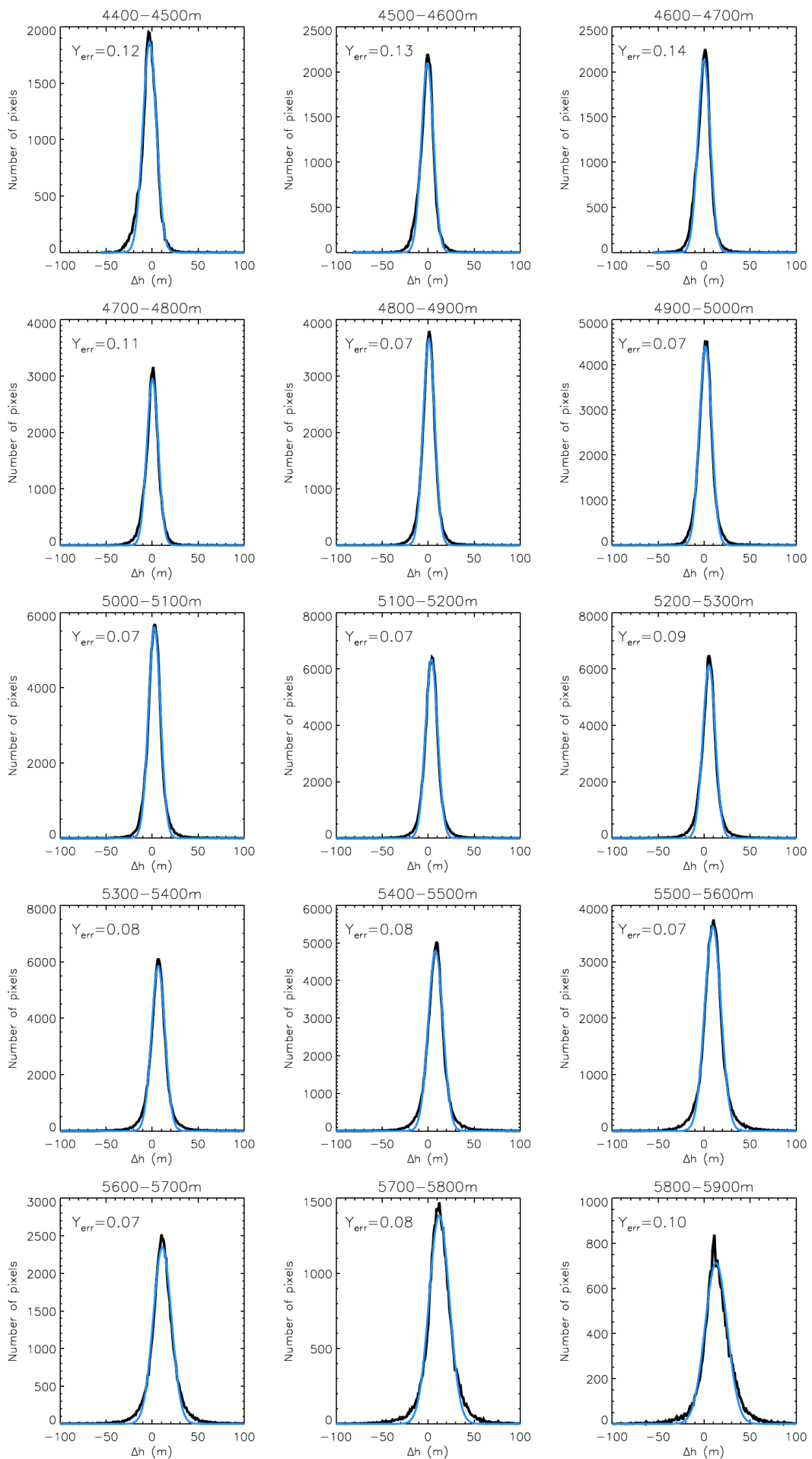


FIGURE 4.8 – Distribution of elevation differences (black line) on the ice-free terrain after planimetric and vertical adjustment of the DEMs. The blue line represents the corresponding gaussian fit. The vertical lines represent the standard deviation of elevation differences (± 8.4 m).





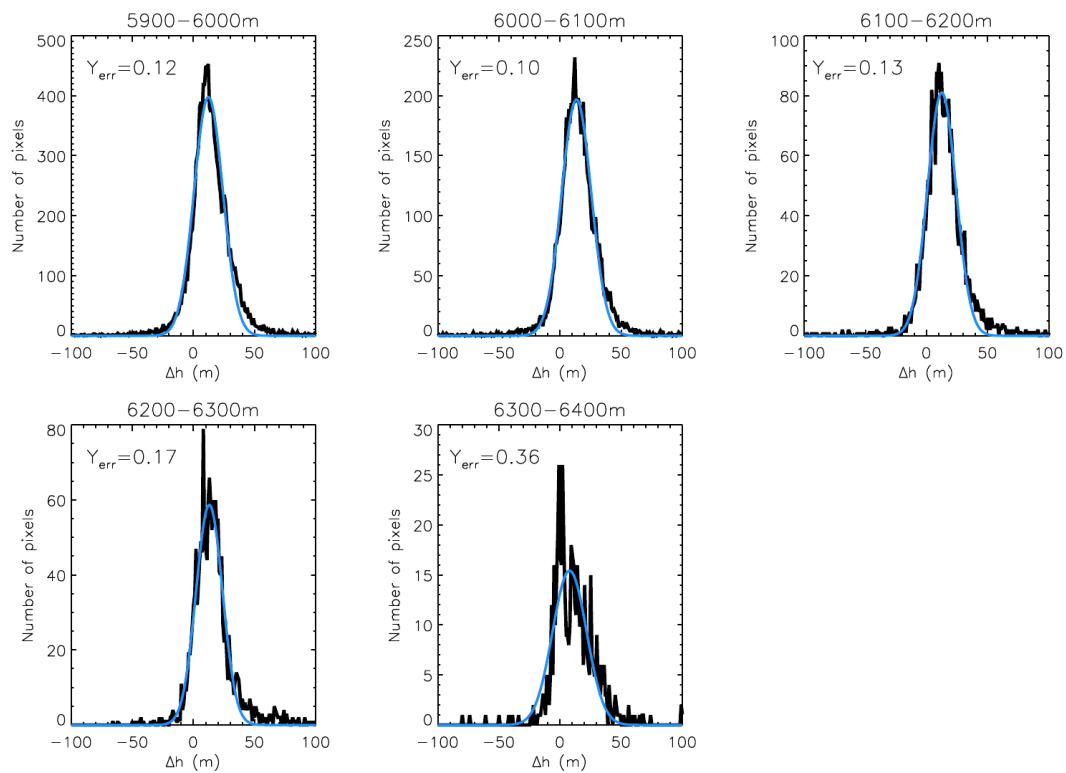


FIGURE 4.9 – Distribution of elevation changes (black line) in each altitude interval, for non surging glaciers only. The blue line represents the corresponding gaussian fit. The standard error between the data and the model, normalized by the number of pixels of each interval (Y_{err}) is also given (in percent).

Chapitre 5

Bilans de masse régionaux des glaciers du PKH entre 1999 et 2011

Note : ce chapitre est adapté d'un article à soumettre prochainement dans la revue *The Cryosphere* :

Region-wide glacier mass balances over the Pamir - Karakoram - Himalaya during 1999-2011

J. Gardelle, E. Berthier & Y. Arnaud

5.1 Résumé étendu

L'objectif de ce chapitre est d'offrir un aperçu global du bilan de masse des glaciers du PKH au cours de la dernière décennie, en s'appuyant sur les résultats obtenus aux Chapitres 2, 3 et 4. L'étude portant sur les lacs glaciaires (Chapitre 2) a permis de mettre en évidence une certaine disparité entre l'est et l'ouest de l'HKH, notamment en termes d'évolution de leur superficie depuis 1990. Pour l'étude des bilans de masse, nous avons donc choisi de reprendre les mêmes sites d'étude, de l'Hindu Kush au Bouthan, et de les compléter par deux nouvelles régions à l'est (Hengduan Shan) et à l'ouest (Pamir) afin d'étudier le PKH dans sa globalité.

La méthode utilisée pour calculer les bilans de masse glaciaires sur chacun de ces sites est celle qui a été décrite et mise en place au Chapitre 3, et qui utilise, dans chaque cas, un MNT SPOT5-HRS pour l'année la plus récente et le MNT SRTM comme topographie de référence en 2000. L'utilisation de MNTs issus de capteurs identiques d'un site à l'autre garantit une certaine homogénéité de la mesure sur l'ensemble du PKH. La méthode a été appliquée dans un premier temps à une partie des glaciers du Karakoram (Chapitre 4), qui ont constitué une zone test, pour laquelle un MNT SPOT5-HRS (acquis en décembre 2008) était déjà disponible au début de la thèse en décembre 2009. Le reste des MNTs SPOT5-HRS ont été acquis sur les sept autres sites d'étude entre octobre 2010 et novembre 2011, suite à des demandes de programmation spécifiques auprès de SPOT-Image. Les différentes étapes de traitement des MNTs sont présentées dans la Figure 5.1.

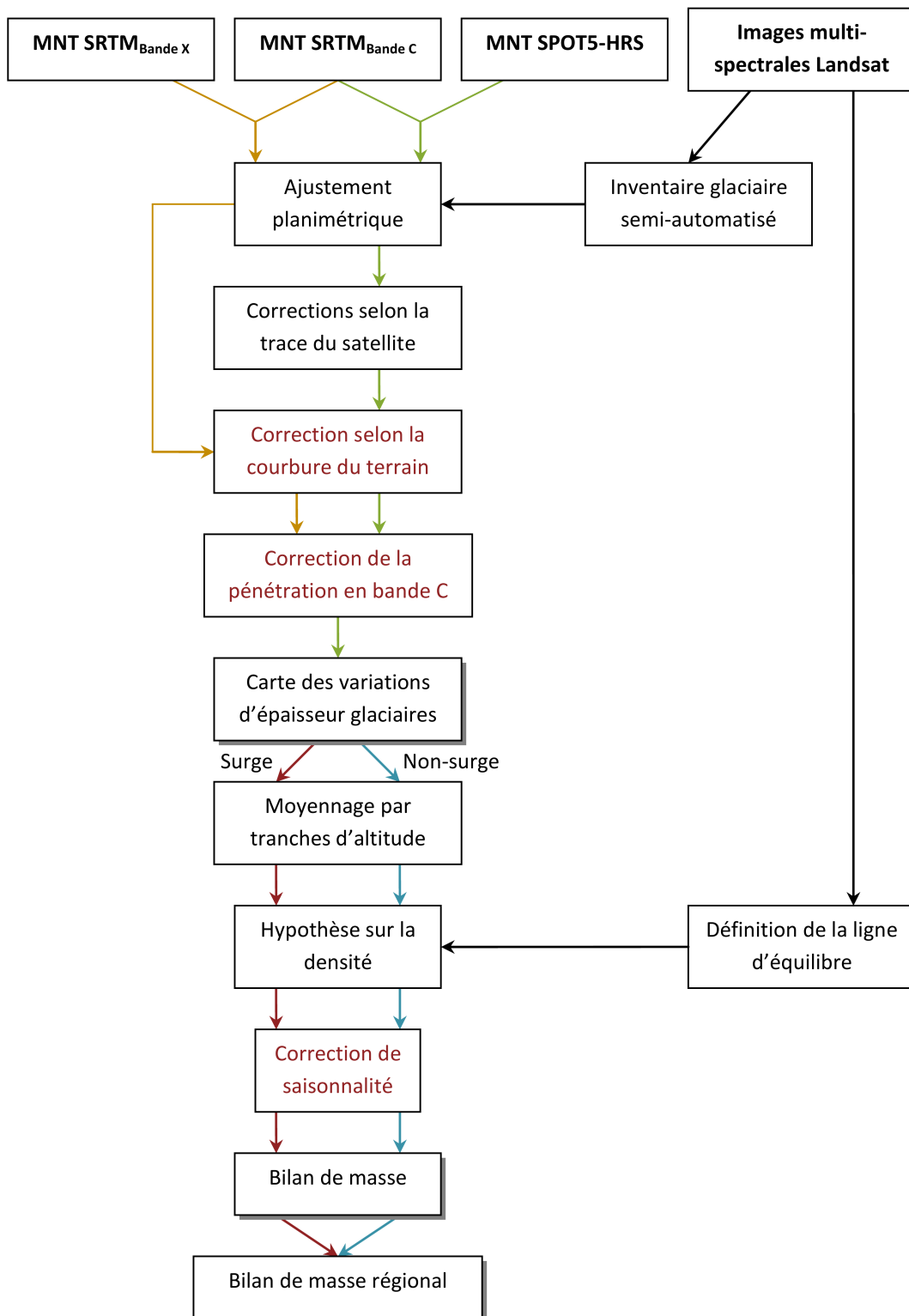


FIGURE 5.1 – Représentation schématisée de la méthode de calcul du bilan de masse par méthode géodétique, à partir de MNTs SPOT5-HRS et SRTM_{BandeC}. C'est ce procédé qui a été appliqué aux huit régions étudiées dans ce chapitre. Les étapes indiquées en rouge correspondent à des développements méthodologiques nouveaux, mis en place au cours de la thèse. L'ensemble du processus a été programmé dans l'environnement IDL.

Les cartes de variations d'épaisseur des glaciers ont mis en évidence des taux d'amincissement homogènes pour les sites d'études situés dans l'Himalaya, avec notamment des amincissements plus importants au niveau des zones de contact entre les lacs pro-glaciaires et les fronts des glaciers. Au Karakoram et au Pamir, les variations d'altitude sont beaucoup plus hétérogènes du fait de la présence de phénomènes de *surge*. L'influence de la couverture détritique en zone d'ablation sur l'amincissement est également très variable d'une région à une autre.

Les pertes de masse s'avèrent modérées sur l'Himalaya central et oriental, mais plus accentuées sur l'Himalaya occidental. Un nouveau MNT SPOT5-HRS recouvrant en partie la zone d'étude du Chapitre 4 a également permis de confirmer le léger gain de masse des glaciers du Karakoram. De même, le bilan de masse des glaciers du Pamir, à l'extrême ouest du PKH, s'est également révélé être positif. A l'échelle du PKH, les pertes de masses glaciaires s'élèvent ainsi à $\sim 10 \text{ Gt a}^{-1}$ entre 1999 et 2011.

Ces résultats ont pu être comparés à d'autres études réalisées à des échelles régionales ou plus locales, présentées au Chapitre 1. Par ailleurs, le travail mené dans le cadre de ce dernier chapitre a été réalisé conjointement à l'étude de Kääh *et al.* (2012), qui a fait l'objet d'une collaboration au cours de la thèse. Les objectifs de ces deux études sont similaires, mais elles se distinguent notamment par le type de données utilisées et les méthodes employées, ce qui leur confère une certaine complémentarité : leurs caractéristiques sont résumées dans le Tableau 5.1.

	Cette étude	Kääh <i>et al.</i> (2012)
Données	MNTs SPOT5-HRS et SRTM	Données ICESat (spots laser) et MNT SRTM
Couverture spatiale	Complète et continue (grille raster) uniquement sur les 8 sites d'étude	Discontinue (spots laser) mais couvrant intégralement l'HKKH
Etendue géographique	PKH (HKKH étendu au Pamir et au Hengduan Shan)	HKKH
Couverture temporelle	Valeurs moyennes pour la période 1999-2011	Valeurs saisonnières (oct-nov et fev-mar) entre 2003 et 2008

TABLE 5.1 – Caractéristiques de l'étude présentée dans ce chapitre et des travaux de Kääh *et al.* (2012).

5.2 Introduction

The Pamir - Karakoram - Himalaya (PKH) mountain ranges are covered by more than 70 000 km² of glaciers (Arendt *et al.*, 2012), extending over more than 3 000 km from east to west. The influence of the south-east Asian and the Indian summer monsoons in the east, the Westerlies in the west, as well as the natural orographic barrier, result in a complex climate diversity (Bookhagen & Burbank, 2010) and pattern of glacier change among the PKH ranges

(Bolch *et al.*, 2012; Kääb *et al.*, 2012; Fujita & Nuimura, 2011). Assessing glacier evolution is therefore challenging, but nevertheless necessary to better understand the cause of their changes, and, ultimately to reliably project their response to twenty-first century climate changes. Their contribution to water resources (Immerzeel *et al.*, 2010; Kaser *et al.*, 2010) can be evaluated at three different levels :

- (i) In the vicinity of the glacier, the formation of a glacial lake collecting melt water behind the frontal moraine, is a potential risk for local populations, agriculture and hydropower plants, in case of a Glacial Lake Outburst Flood (GLOF) (Richardson & Reynolds, 2000; Ives *et al.*, 2010).
- (ii) Glaciers also play the role of water reservoirs by releasing melt water during the summer, and therefore contribute to river runoff, to an extent that depends on the precipitation regime (Kaser *et al.*, 2010). In addition, the glacier imbalance can also contribute to river runoff, up to $\sim 10\%$ in the upper Indus basin and only $\sim 2\%$ in the Ganges basin (Kääb *et al.*, 2012).
- (iii) At a more global scale, PKH glaciers are likely to contribute to sea-level rise. Recently Kääb *et al.* (2012) estimated their contribution at $+0.035 \pm 0.009 \text{ mm yr}^{-1}$ over 2003-2008.

Length changes have been measured over about 100 glaciers in PKH and mainly revealed a retreat of glacier fronts since the mid-nineteenth century, except in Karakoram (Bolch *et al.*, 2012; Bhambri *et al.*, 2012). Scherler *et al.* (2011b) showed that more than 50 % of Karakoram glaciers were stable or advancing between 2000 and 2008. Nevertheless, elsewhere in PKH, the majority of glaciers lost area over the past decades (Bolch *et al.*, 2012) and in most cases, the shrinking rate has been increasing in the recent years. But as stated by Yde & Paasche (2010), length and area measurements are not the best indicators to evaluate the impact of climate change on glaciers, especially in the presence of surge-type and/or debris-covered glaciers which are common in the PKH.

Mass balance is the most relevant variable to assess glacier responses to climate variability (Oerlemans, 2001; Vincent, 2002), but mass balance estimates remain scarce in the PKH and may not adequately sample the wide range of glacier response. Four different methods of mass balance measurements have been used in the PKH :

- (i) Glaciological (e.g., field) measurements are relatively short-term (less than 10 years), mainly because of accessibility and remoteness issues. In addition, they are often biased towards small sized and debris-free glaciers for obvious logistical reasons (e.g., Azam *et al.* (2012); Fujita & Nuimura (2011); Dobhal *et al.* (2008); Yao *et al.* (2012)).
- (ii) The geodetic method, based on the comparison of digital elevation models, is therefore a good alternative to increase the number and types (size, aspect, debris-cover) of monitored glaciers (Berthier *et al.*, 2007; Bolch *et al.*, 2011; Kääb *et al.*, 2012)

- (iii) A third method, based on the Accumulation Area Ratio (AAR) has been applied by Kulkarni *et al.* (2011) to 19 glaciers in north-west India, but glaciological mass balance during various years must already be available so that a relationship between annual mass balance and AAR (or equilibrium line altitude, ELA) is first established.
- (iv) The hydrological method has only been used once in the PKH, providing 5 years of mass balance for Siachen glacier, Karakoram (Bhutiyani, 1999), but is very difficult to implement because of the lack of accurate precipitation and runoff measurements at high altitude in PKH (Bolch *et al.*, 2012; Immerzeel *et al.*, 2012).

In central Himalaya, all mass budgets are negative on average, most values ranging between -0.32 m yr^{-1} w.e. for Dokriani glacier (Dobhal *et al.*, 2008) over 1992-2000 to -0.75 m yr^{-1} w.e. for the AX010 glacier between 1978 and 2008 (Fujita & Nuimura, 2011). A regional study by Bolch *et al.* (2011) over 62 km^2 of glaciers in the Everest area (Nepal) reported a mass balance of $-0.32 \pm 0.08 \text{ m yr}^{-1}$ w.e. between 1970 and 2007, while for a larger group of glaciers covering 183 km^2 in the same region, Nuimura *et al.* (2012) measured a mass balance of $-0.40 \pm 0.25 \text{ m yr}^{-1}$ w.e. over 1992-2008.

Further west, in Himachal Pradesh (India), the Chhota Shigri glacier is the subject of a long-term monitoring program (Wagnon *et al.*, 2007) and glaciological measurements revealed a mass budget of $-0.67 \pm 0.40 \text{ m yr}^{-1}$ w.e. between 2002-2010 (Azam *et al.*, 2012). A geodetic study reported a mass balance comprised between -0.70 and -0.85 m yr^{-1} w.e. over 1999-2004 for a glacierized area of 915 km^2 around Chhota Shigri glacier (Berthier *et al.*, 2007). For the longer 1999-2011 period, the region-wide mass balance was less negative, at $-0.44 \pm 0.09 \text{ m yr}^{-1}$ w.e. (Vincent *et al.*, 2012).

Recently, Gardelle *et al.* (2012b) revealed that glaciers ($5\,615 \text{ km}^2$) in central Karakoram have been gaining mass over 1999-2008, confirming a « Karakoram anomaly » that was first suggested by field observations of glacier thickening (Hewitt, 2005), increased glacier velocities (Quincey *et al.*, 2009; Heid & Käab, 2012) and increased precipitation in the region (Archer & Fowler, 2004).

In Pamir, Abramov glacier was monitored during 30 years (1968-1998), which makes it the longest time-series of mass balance measurement in PKH, with a mean value of -0.46 m yr^{-1} w.e. (WGMS, 2012). Recently, Yao *et al.* (2012) reported a positive mass budget of $+0.25 \text{ m yr}^{-1}$ w.e. for the 1 km^2 Muztag Ata glacier in eastern Pamir between 2005 and 2010. This estimate of positive glacier mass balance in Pamir (covered by over $9\,000 \text{ km}^2$ of glaciers) is however restricted to a short period and measured on a single and small glacier.

The aim of this paper is to propose an homogeneous survey of regional mass balances of PKH glaciers between 1999 and 2011. This is achieved by differencing two digital elevation models (DEMs) over 8 study sites, representative of the PKH climate diversity. This allows estimating the spatial pattern of glacier elevation changes along the $3\,000 \text{ km}$ long mountain range, as well as the influence of a debris cover on thinning rates. Finally, we extrapolate these

measurements to provide a new estimate of the global mass budget of PKH glaciers, and their contribution to sea level rise during the first decade of the twenty-first century.

5.3 Study area

Regional mass balances are investigated over 8 study sites spread along the PKH mountain range to capture the climatic variability. The location and footprint of each study site is displayed on Figure 5.2, as well as the extent of the corresponding sub-regions used to extrapolate the results to the whole PKH range (see Section 5.4.4). PKH glacier melt water contributes to four major rivers of Asia (Brahmaputra, Ganges, Indus and Amu Darya), whose catchment areas are also presented in Figure 5.2.

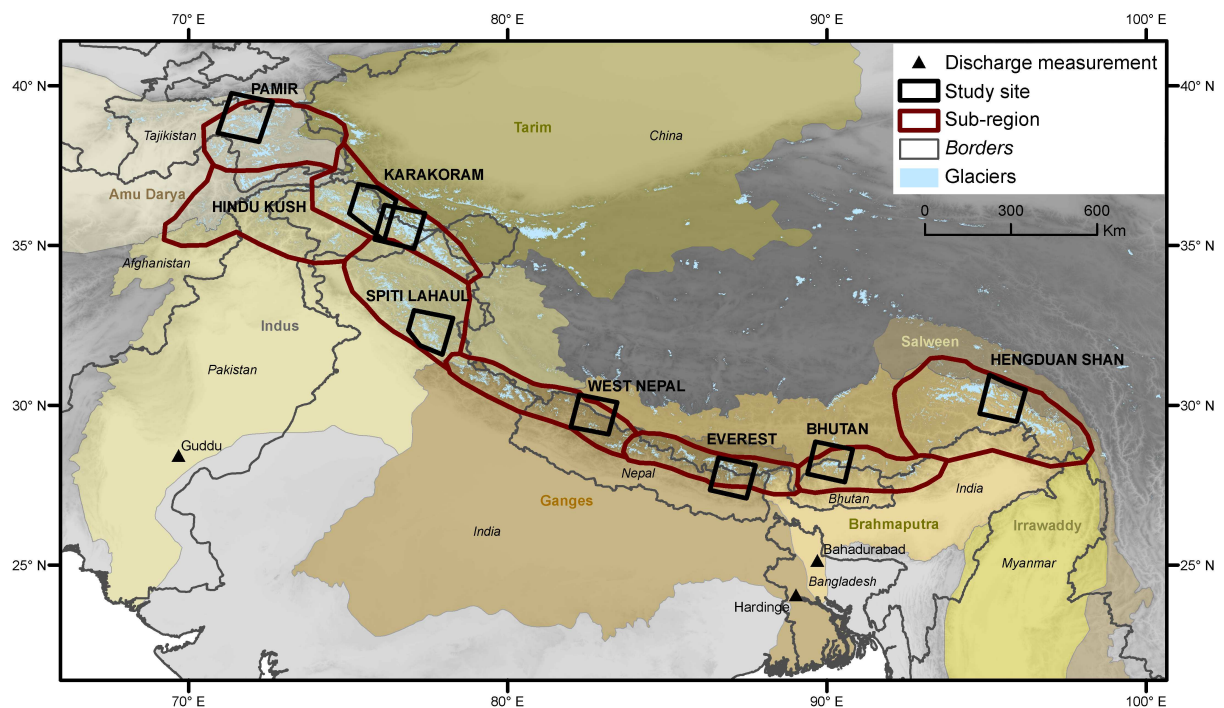


FIGURE 5.2 – Overview of the extent and location of the 8 study sites (black polygons) and corresponding sub-regions (red polygons) along the PKH range. Brownish-filled background polygons represent the major river basins of the area. Triangles indicate the location of discharge measurements discussed in Section 5.6.5.

Each study site corresponds to the extent of a SPOT5 DEM (see Section 5.4.1). A complete coverage of all glaciers in the PKH range could not be achieved because of the financial costs involved and also because of the heavy loaded programming the SPOT5 satellite and the frequent cloud coverage. In addition, the stereo-images used to compute the DEMs should be acquired as close as possible to the end of the glacier ablation season and with a reduced cloud cover, which considerably reduces the possible acquisition period. In total, SPOT5 DEMs sampled 21 500 km² of glaciers, or 30 % of the total glacierized area in PKH.

The eastern-most sites (Hengduan Shan, Bhutan, Everest and West Nepal) are strongly in-

fluenced by the Indian summer and south-east Asian monsoons. Thus glacier ablation and accumulation occur both during the summer. On the opposite, in the northwest (Pamir, Hindu Kush and Karakoram), the climate is dominated by the Westerlies and glaciers are of winter-accumulation type. The Spiti Lahaul site lies in a transition zone, influenced both by the monsoon and the Westerlies. The topography also plays a strong role in the moisture transfer as it prevents the air masses to travel further north, which results in a northward decrease of snowfall (Bookhagen & Burbank, 2010).

Karakoram and Pamir are known to host numerous glacier surges (Barrand & Murray, 2006; Kotlyakov *et al.*, 2008; Hewitt, 2007), characterized by a cyclic alternation between an active phase involving rapid mass displacement from high to low elevations, and a longer quiescence phase of low velocities. Copland *et al.* (2011) reported a doubling in the number of glacier surges after 1990 in the Karakoram, with a total of 90 surge-type glaciers over the region since the late 1960s. In Pamir, an inventory from 1991 revealed 215 glaciers with signs of cyclic surging (looped moraines, displacement of the front) and 51 surging glaciers (Kotlyakov *et al.*, 2008).

5.4 Data and Methods

5.4.1 Digital elevation models

For each study site, we used the Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM) version 4 DEM as the reference topography (Rabus *et al.*, 2003). This data set, acquired in February 2000, comes along with a mask to identify the pixels which have been interpolated. It is compared to a more recent DEM, built from a stereo pair acquired by the HRS sensor onboard the SPOT5 satellite (Korona *et al.*, 2009). The date of each SPOT5 DEM acquisition differs depending on the study site (Tab. 5.2) but 7 out of 8 were acquired between October 2010 and November 2011, and one in December 2008. Each SPOT5 DEM is also provided with a correlation mask and an ortho-image generated from the rear HRS image.

The SRTM DEM and mask, originally at a 3 arc sec resolution (~ 90 m), are resampled to 40 m (UTM projection, ellipsoid WGS84) to match the posting and projection of the SPOT5 DEM. Altitudes are defined above the EGM96 geoid for both DEMs.

5.4.2 Glacier mask

When available over the whole study site, the glaciers outlines were downloaded from the GLIMS dataset (Raup *et al.*, 2007) and manually corrected if needed. Otherwise, the glacier mask was derived from Landsat-TM/-ETM images (path/row and dates of acquisition are given in Table 5.2 for each study site). A threshold (between 0.5 and 0.7 depending on the study site) on the Normalized Difference Snow Index $NDSI = \frac{TM2 - TM5}{TM2 + TM5}$ was applied to detect clean ice and snow automatically, whereas debris-covered parts were digitized manually by visual

Site name	Glacier area (km ²)	Debris (% of glacier area)	Date (SPOT5 DEM)	Landsat images		ELA (m)
				Path/Row	Date	
Hengduan Shan	1349	11	24 nov. 2011	p135/r39	23 sep. 1999	4970
Bhutan	1384	11	20 dec. 2010	p138/r40 p138/r41	19 dec. 2000	5690
Everest	1461	22	4 jan. 2011	p140/r41	30 oct. 2000	5840
West Nepal	908	17	3 jan. 2011	p143/r39 p143/r40	1 aug. 2009	5590
Spiti Lahaul	2110	13	20 oct. 2011	p147/r37 p147/r38	15 oct. 2000	5390
Karakoram East	5356	10	31 oct. 2010	p148/r35 p148/r36	7 sep. 1998	5030
Karakoram West	5615	12	3 dec. 2008	p149/r35	29 aug. 1998	5030
Pamir	3230	11	29 nov. 2011	p152/r33	16 sep. 2000	4580

TABLE 5.2 – Characteristics of the 8 study sites with a SPOT5 DEM available.

interpretation (Racoviteanu *et al.*, 2009). The total glacier area and debris-covered part can be found for each study site in Table 5.2.

Most inventories are derived from Landsat images from around the year 2000 (before the Scan Line Corrector failure in 2003, which used to compensate for the forward motion of the Landsat 7 satellite, and results in a 20 % data loss within a scene after 2003). Glacier areas are expected to have experienced minor changes since then, except for glaciers that surged and thus advanced. For the latter, their front position was digitized manually based on the SPOT5 ortho-image.

We also determined the altitude of the equilibrium line (ELA) to define ablation and accumulation areas for the volume to mass conversion. The ELA is assumed to be identical to the altitude of the snow line at the end of the ablation season (Rabatel *et al.*, 2005), after the end of the monsoons or before the first snowfalls. Therefore, we digitized by visual interpretation snowlines for more than 30 glaciers on Landsat images for each study site and computed their mean elevations (Tab. 5.2). Our ELAs are in good agreement with their recently published distribution around the Tibetan Plateau (Yao *et al.*, 2012).

5.4.3 Adjustments and corrections of DEMs biases

The different DEM processing steps to extract glaciers elevation changes have been widely investigated before (Nuth & Kääb, 2011; Paul, 2008; Berthier *et al.*, 2007; Gardelle *et al.*, 2012a). Here, we chose to apply to each study site the successive corrections listed below :

(i) *Planimetric adjustment of the DEMs*

A horizontal shift between the two digital elevations models results in an aspect-dependent bias of elevation differences (Nuth & Kääb, 2011). To determine the value of this shift, we minimize the root mean square error of elevation differences ($SPO5 - SRTM$) off glaciers, where the terrain is assumed to be stable over the study period (Berthier *et al.*, 2007). The SRTM DEM is then resampled according to the shift.

(ii) *Along/across track corrections (drift of the satellite orbit)*

In the case of DEMs derived from stereo-imagery, the satellite acquisition geometry can induce a bias along and/or across the track direction. We estimate the along-track angle of each SPOT5 DEM and use it to rotate the coordinate system accordingly (Nuth & Kääb, 2011). Then, we compute the elevation differences along and across the satellite track on stable areas and when necessary correct the bias using a 5th order polynomial fit.

(iii) *Curvature correction*

As suggested by Paul (2008) and Gardelle *et al.* (2012a), in mountainous areas, the difference in original spatial resolutions of the two DEMs can lead to biases apparently linked to altitude but in fact related to curvature. When the curvature (defined as the first derivative of the slope) is high (sharp peaks or ridges), the altitude tends to be underestimated by the coarse DEM, unable to reproduce rapid slope variations. Thus, this apparent « elevation bias » is corrected using the relation between elevation differences and the maximum terrain curvature estimated over stable areas off glaciers.

(iv) *Radar penetration correction*

The SRTM DEM, acquired in C-band, potentially underestimates glacier elevations, since at this wavelength, the penetration of the radar signal into snow and ice can reach several meters. Here, we estimate this penetration for each study site by differencing the SRTM C-band (5.7 GHz) and X-band (9.7 GHz) DEMs. The latter has been acquired simultaneously to the SRTM C-band at higher resolution (30 m) but with a narrower swath and thus a coverage restricted to selected stripes only. Since the X-band penetration is expected to be low, we consider the elevation difference ($SRTM_{C-band} - SRTM_{X-band}$) to be a first approximation of C-band radar penetration over glaciers (Gardelle *et al.*, 2012a). The correction is calculated as a function of altitude and applied to each pixel separately.

In Spiti Lahaul and West Nepal, due to the lack of SRTM X-band data, we were unable to determine the value of the penetration. Thus, we applied the correction computed over the nearest study site (Karakoram for Spiti Lahaul, Everest for West Nepal). The mean value of all SRTM C-band penetrations over glaciers is given for each study site in Table 5.3.

Site name	This study	Kääb <i>et al.</i> (2012)
Hengduan Shan	1.6±2.5	N/A
Bhutan	2.0±1.1	2.5±0.5
Everest	1.3±1.1	
West Nepal	N/A	1.5±0.4
Spiti Lahaul	N/A	
Karakoram East	3.2±1.7	2.4±0.3
Karakoram West		
Hindu Kush	N/A	2.4±0.4
Pamir	1.6±0.6	N/A

TABLE 5.3 – *C-band penetration estimates (in meters) in February 2000 over glaciers in this study and in Kääb et al. (2012).*

(v) *Seasonality correction*

SPOT5 DEMs have been acquired between late October and early January, depending on the study site. Since the SRTM DEM is from mid-February, we chose to correct its elevations to match the time of year when the SPOT5 DEM was acquired and, thereby, measure glacier mass balance over a full number of years (Gardelle *et al.*, 2012b). For Karakoram, we used the winter accumulation rate +0.13 m w.e. per month measured on Biafo glacier (Wake, 1989). For the other study sites, it is derived from the mean of winter mass balances of 35 glaciers in the northern hemisphere, +0.89 m yr⁻¹ w.e. over 2000-2005 (~+0.15 m w.e. per winter month), given by Ohmura (2011).

5.4.4 Mean elevation changes and mass balance calculation

Before averaging elevation changes, we exclude all interpolated pixels in the SRTM or SPOT5 DEMs, as well as unexpected elevation changes exceeding ± 150 m for study sites that include surge-type glaciers (Pamir and Karakoram) or ± 80 m for others sites. Glaciers that are truncated at the edges of the DEM are also excluded from mass balance calculations as they may bias the final results.

Elevation changes are then averaged for 100-m altitude bins, given that they are expected to be similar at a given altitude among a study site. This assumption does not hold in the presence of glacier surges in the region. Thus, for the Pamir and Karakoram sites, surge-type glaciers are processed separately, i.e. elevation changes are averaged by 100-m altitude bands for each surge-type glacier individually. In both cases, we also apply a Gaussian filter to the elevation changes within each 100-m altitude band, excluding elevation differences whose absolute values differ by more than three standard deviations from the mean (Berthier *et al.*, 2004).

Where no elevation change is available for a pixel, we assign to it the value of the mean elevation change of the altitude band it belongs to, in order to assess the mass balance over the whole glacier area. Given the wide coverage of Siachen and Fedtchenko glaciers within the SPOT5 DEMs (Figs. A.5 and 5.4), we chose to include their small missing parts (empty polygons on the right-hand side of the map) in the regional mass balance calculation. Therefore, we use the SRTM hypsometry to determine the altitude of the missing parts and proceed as described above to evaluate their elevation changes.

The conversion of elevation changes to mass balance requires the knowledge of the density of the material that has been lost or gained. In ablation areas, the conversion is straightforward as only ice is lost, for which we assume a density of 900 kg m^{-3} (Paterson, 1994). In the accumulation area, we explore the range of possible densities by considering two extreme scenarios :

- (i) The vertical density profile of the glacier remained unchanged during the study period, and only ice (density of 900 kg m^{-3}) is gained or lost. This should be the case for glaciers close to equilibrium.
- (ii) The density profile changed during the study period, so that firn (density of 600 kg m^{-3}) has been lost or gained.

Ablation (resp. accumulation) area is defined as the area located below (resp. above) the ELA (as calculated in Section 5.4.2, Tab. 5.2).

The mass balance of each surge-type glacier is computed separately as described above and added (area-weighted) to the rest of the study site to estimate the regional mass balance.

The global mass balance of PKH glaciers, as defined in Section 5.3, is computed by extrapolating the regional mass balance from each study site to a wider sub-region (see Figure 5.2) that is assumed to experience coherent glacier changes because of its homogeneous climate and according to a previous region-wide mass balance assessment (Kääb *et al.*, 2012). The total glacier area for each sub-region is computed from the Randolph Glacier Inventory 2.0 (Arendt *et al.*, 2012). For the Hindu Kush sub-region, no SPOT5 DEM was available to compute a regional mass balance. As a first approximation, we average the values of the two adjacent study sites along the east-west transect, i.e. Spiti Lahaul and Pamir. This approach is further discussed in Section 5.6.3

The periods over which we calculate mass balance are slightly different from one site to another (see Table 5.2) and depend on the year of acquisition of the SPOT5 DEM (one in 2008, two in 2010 and five in 2011). In the following, we will assume that all mass balances are representative of the period 1999-2011, in order to be able to give a global estimate of PKH glacier loss and contribution to sea-level rise over this period.

5.4.5 Accuracy assessment

The error $E_{\Delta h_i}$ on a pixel elevation change Δh_i can be evaluated in a formal way, considering the vertical error of ± 10 m on the SPOT5 DEM elevations (Berthier & Toutin, 2008) and ± 16 m (at 90 %) on the SRTM DEM elevations (Rabus *et al.*, 2003), which yields to $E_{\Delta h_i} = \sqrt{10^2 + (16 \cdot 1.6)^2} = \pm 14.1$ m. An alternative consists in assuming that $E_{\Delta h_i}$ is equal to the standard deviation of elevation differences off glaciers after correcting all biases, which ranges between ± 6.6 m and ± 15.0 m, depending on the study site (Tab. 5.4).

Site name	Mean (m)	Standard deviation (m)
Hengduan Shan	-0.23	± 12.06
Bhutan	+0.02	± 6.91
Everest	-0.08	± 10.16
West Nepal	-0.12	± 6.60
Spiti Lahaul	+0.34	± 15.00
Karakoram East	-0.12	± 9.28
Karakoram West	+0.21	± 8.35
Pamir	0.44	± 10.45

TABLE 5.4 – Mean and standard deviation of elevation differences off glaciers after all adjustments and corrections.

Here, we assumed that the error $E_{\Delta h_i}$ that can be expected for a pixel elevation change Δh_i is equal to the standard deviation $\sigma_{\Delta h}$ of the mean elevation change Δh of the altitude band it belongs to. The value of $\sigma_{\Delta h}$ can range from ± 4 to ± 20 m depending on the study site, and tends to increase with altitude and in accumulation areas. This third alternative is rather conservative as the value of $\sigma_{\Delta h}$ is also influenced by the intrinsic variability of elevation changes within the altitude band.

The error $E_{\Delta h}$ on the mean elevation change Δh is then calculated according to standard principles of error propagation :

$$E_{\Delta h} = \frac{E_{\Delta h_i}}{\sqrt{N_{eff}}} \quad (5.1)$$

N_{eff} represents the number of independent measurements among the altitude band that is considered. N_{eff} is lower than N_{tot} , the total number of elevation changes Δh_i measured, since the latter are correlated spatially :

$$N_{eff} = \frac{N_{tot}}{2d} \quad (5.2)$$

d is the distance of spatial autocorrelation, determined using Moran's I autocorrelation index on elevation differences off glaciers (on average over the eight study sites, $d = 492 \pm 72$ m).

The error on the penetration correction is computed as described above, but according to the elevation differences on glaciers between $SRTM_{C-band}$ and $SRTM_{X-band}$.

We assume the error on the seasonality correction to be equal to the correction itself (i.e. 100 % error), since this value is derived either from a mean global winter mass balance value based on 35 glaciers in the northern hemisphere (Ohmura, 2011) or from a single accumulation rate on Biafo glacier for the Karakoram sites (Wake, 1989).

These errors are summed quadratically for each altitude band, and then propagated assuming that altitude bands are not independent.

5.5 Results

5.5.1 Elevation changes in ablation areas

The maps of glacier elevation changes are given in Figures 5.3 and 5.4 for the Hengduan Shan and Pamir regions where, to our knowledge, no geodetic mass balances have been published previously. Similar maps are shown for other sites in Figures A.1 to A.6 (Appendix A).

Over the Hengduan Shan area, the thinning below the ELA is strong and homogeneous over the glacier tongues, with a mean value of $-0.83 \pm 0.06 \text{ m yr}^{-1}$ (Fig. 5.3). In Bhutan, Everest and West Nepal (Figs. A.1, A.2, A.3), some glaciers appear to experience higher thinning rates than others, especially when their front is in contact with a proglacial lake. The mean lowering rates in ablation areas are $-0.52 \pm 0.08 \text{ m yr}^{-1}$ in Bhutan, $-0.57 \pm 0.10 \text{ m yr}^{-1}$ in the Everest area and $-0.55 \pm 0.10 \text{ m yr}^{-1}$ in West Nepal. In the Spiti Lahaul region, glaciers experienced a general and homogeneous thinning over their ablation areas ($-0.63 \pm 0.05 \text{ m yr}^{-1}$). The Spiti Lahaul map of elevation changes (Fig. A.4) contains however many voids, due to the presence of thin clouds during the acquisition of the SPOT5 DEM.

In Karakoram (east and west, Figs. A.5 and A.6), as well as in Pamir (Fig. 5.4), the pattern of elevation changes is highly heterogeneous, and is a consequence of numerous glacier surges in these regions (Gardelle *et al.* (2012b)). For non surge-type glaciers, thinning rates in ablation areas are moderate in western ($-0.30 \pm 0.05 \text{ m yr}^{-1}$) and eastern ($-0.29 \pm 0.04 \text{ m yr}^{-1}$) Karakoram and null on average in Pamir ($+0.01 \pm 0.03 \text{ m yr}^{-1}$).

5.5.2 Glacier surges

In Pamir and Karakoram, the spatial pattern of elevation changes of many glaciers is typical of surge events. They can be identified because of their very high thinning and thickening rates that can both reach up to 16 m yr^{-1} (see Figures 5.4, A.5 and A.6).

Most of them have already been reported to be surge-type glaciers, based on their velocity (Kotlyakov *et al.*, 2008; Quincey *et al.*, 2011; Copland *et al.*, 2009; Heid & Käab, 2012), morphology (Copland *et al.*, 2011; Barrand & Murray, 2006; Hewitt, 2007) or elevation changes (Gardelle *et al.*, 2012b). Here, we only identify surge-type glacier for the sake of mass balance

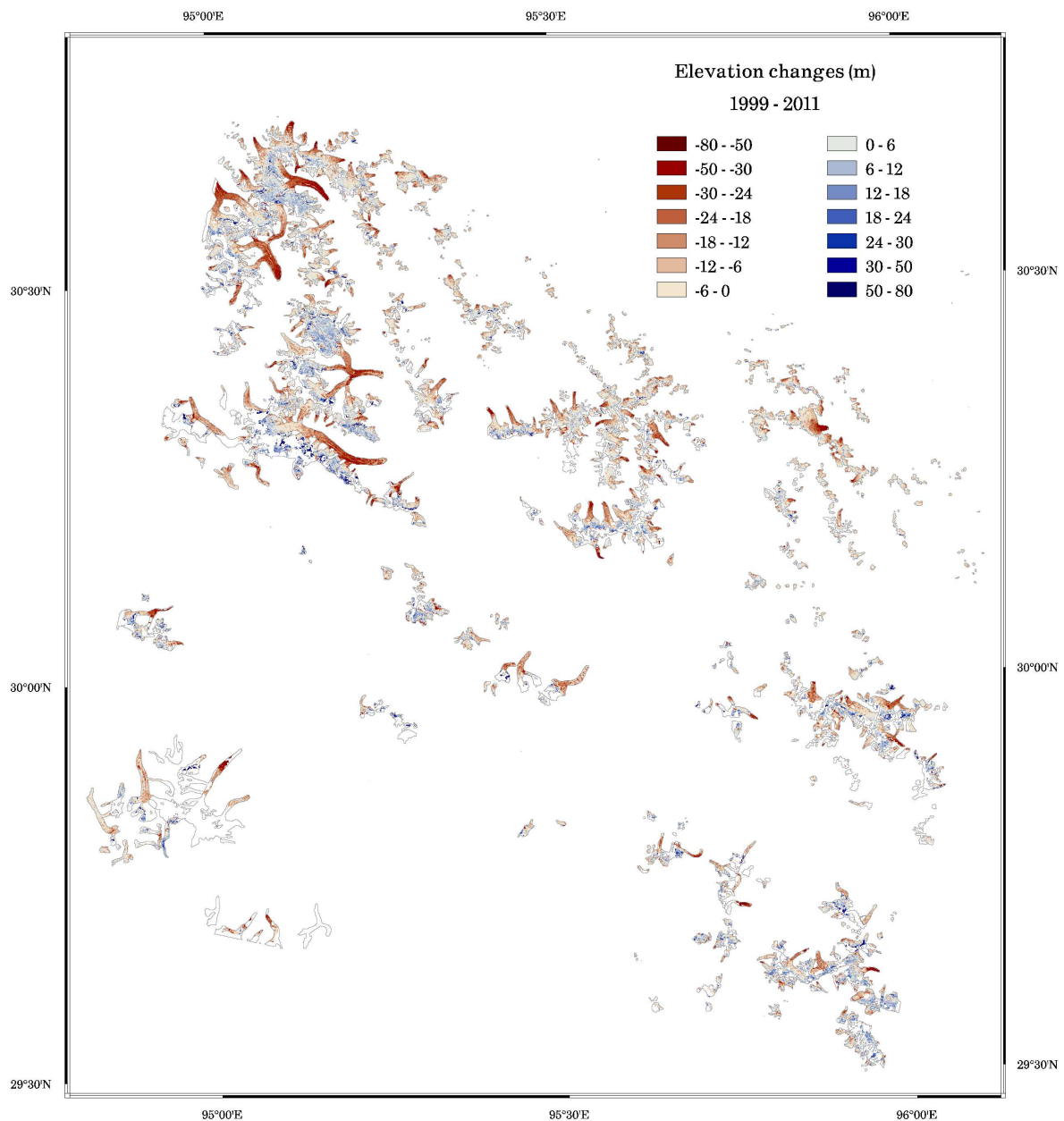


FIGURE 5.3 – Glacier elevation changes over the Hengduan Shan study site. Grey polygons represent glacier outlines.

calculation, but we do not intend to provide an exhaustive up-to-date surge inventory. This is why the published surge inventories in Pamir and Karakoram do not necessarily match the surge-type glaciers labeled on the elevation change maps of Figures 5.4, A.5 and A.6.

The mass balance of surge-type glaciers (resp. non-surge-type) is $+0.19 \pm 0.22$ m yr⁻¹ w.e. ($+0.13 \pm 0.08$ m yr⁻¹ w.e.) in Pamir, $+0.11 \pm 0.31$ m yr⁻¹ w.e. ($+0.10 \pm 0.19$ m yr⁻¹ w.e.) in the western Karakoram (Gardelle *et al.*, 2012b) and $+0.07 \pm 0.39$ m yr⁻¹ w.e. ($+0.09 \pm 0.32$ m yr⁻¹ w.e.) in the eastern Karakoram. This shows, as expected, that the surge is an internal dynamical process that does not affect the global mass balance of the glacier, at least over a 10-year period.

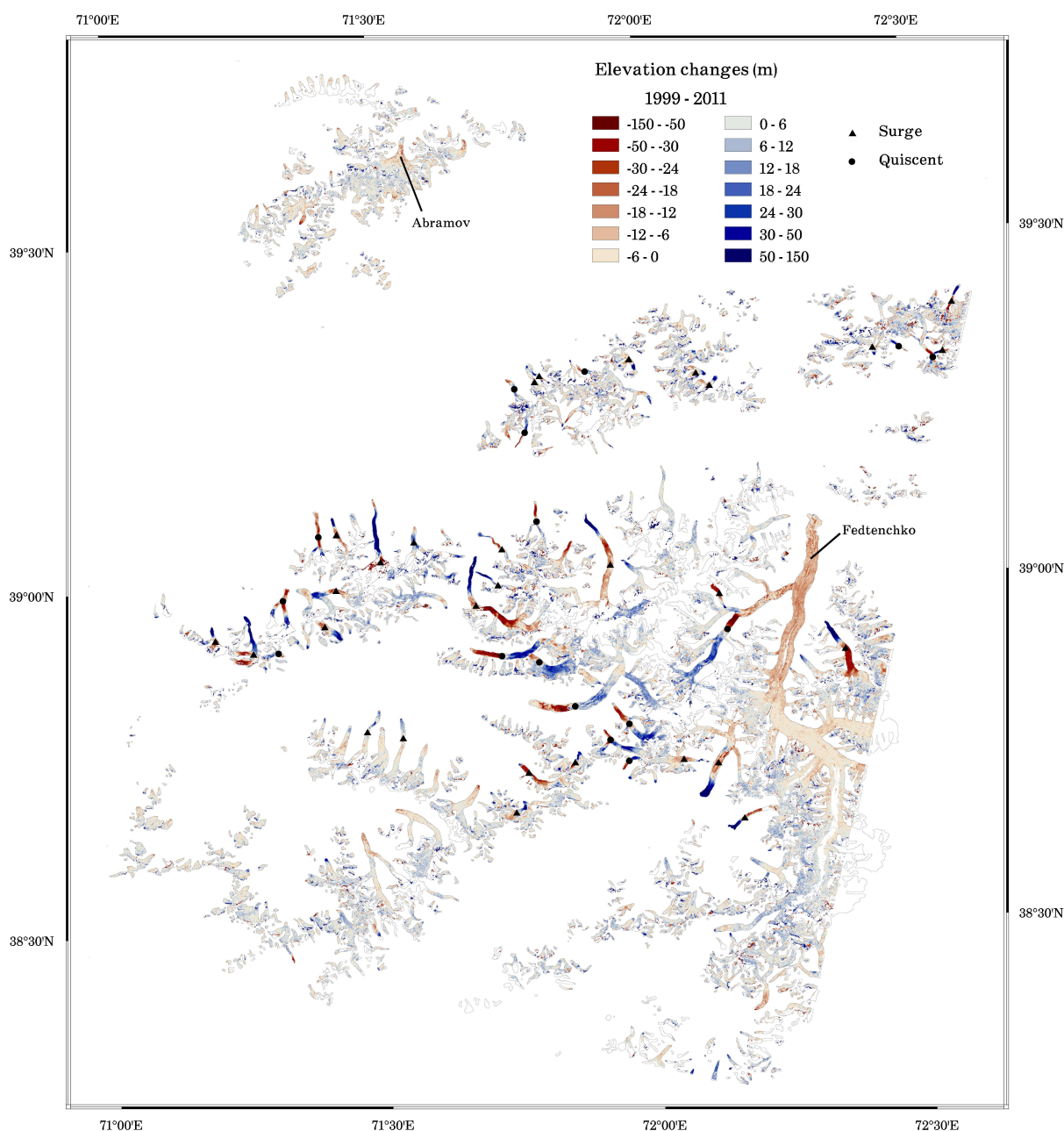


FIGURE 5.4 – Glacier elevation changes over the Pamir study site. Grey polygons represent glacier outlines.

5.5.3 Influence of a debris cover

To evaluate thinning rates over debris-covered and debris-free ice, we perform an histogram adjustment, in order to compare data sets with similar altitude distributions. This is needed because debris-covered parts tend to be concentrated at lower elevations. The adjustment consists in randomly excluding pixels over debris-free ice from each elevation bins, to match a scaled version of the debris-covered pixels distribution. The resulting relation of elevation changes with altitude for clean and debris-covered ice is given in Figure 5.5 for each study site.

The thinning is higher for debris-covered ice in the Everest area and on the lowermost

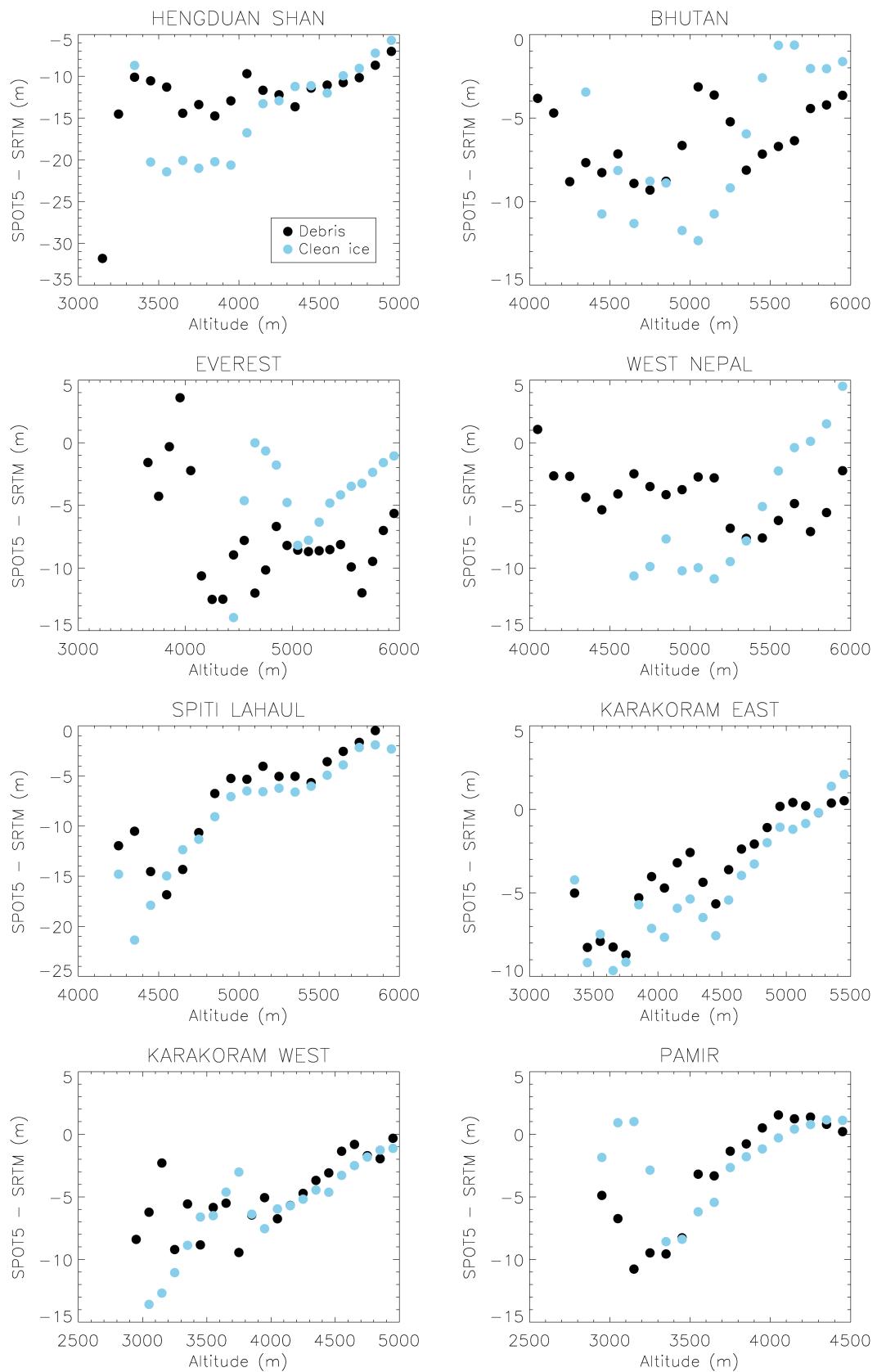


FIGURE 5.5 – Elevation changes ($SPOT5 - SRTM$) in ablation area for clean ice (blue circles) and debris-covered ice (black circles) for each study site. For the Karakoram (east and west) and the Pamir study sites, only non surge-type glaciers are considered.

part of glaciers in Pamir. But on average, in Pamir, western Karakoram and Spiti Lahaul, the lowering of debris-free and debris-covered ice is similar. The thinning is stronger over clean ice in the Hengduan Shan, Bhutan, West Nepal, and, although to a lesser extent, in eastern Karakoram.

5.5.4 Mass balance over the 8 study sites

Glacier mass changes are highly heterogeneous over the PKH since 1999. Mass gain is found in the north-west, in Pamir ($+0.14 \pm 0.11$ m yr⁻¹ w.e.) and for the two study sites in central Karakoram ($+0.10 \pm 0.20$ m yr⁻¹ w.e.). Glaciers in all our eastern study sites (Nepal, Bhutan and Hengduan Shan) experienced homogeneous mass losses with mass balances ranging from -0.32 ± 0.08 m yr⁻¹ w.e. to -0.24 ± 0.08 m yr⁻¹ w.e. The most negative mass balance is measured in Spiti Lahaul (North-West India), at -0.43 ± 0.09 m yr⁻¹ w.e. (Tab. 5.5).

Sub-region	Total glacier area (km ²)	Glacier area measured (%)	Mass balance (m y ⁻¹ w.e.)		Mass variation (Gt yr ⁻¹)
			Density 0.9	Density 0.6	
Hengduan Shan	12166	11	-0.30 ± 0.07	-0.30 ± 0.06	-3.65 ± 0.73
Bhutan	3305	42	-0.23 ± 0.11	-0.24 ± 0.08	-0.79 ± 0.26
Everest	6100	24	-0.29 ± 0.09	-0.30 ± 0.09	-1.83 ± 0.55
West Nepal	6785	13	-0.31 ± 0.09	-0.32 ± 0.08	-2.17 ± 0.54
Spiti Lahaul	7659	28	-0.44 ± 0.10	-0.43 ± 0.09	-3.29 ± 0.69
Karakoram East	19471	28	$+0.09 \pm 0.33$	$+0.05 \pm 0.23$	$+1.94 \pm 3.84$
Karakoram West		29	$+0.11 \pm 0.22$	$+0.05 \pm 0.16$	
Hindu Kush	7088	0	-0.15 ± 0.15		-1.02 ± 1.05
Pamir	10434	34	$+0.14 \pm 0.11$	$+0.10 \pm 0.09$	$+1.31 \pm 0.94$

TABLE 5.5 – Total glacierized area and mass budget of the 8 sub-regions along the PKH glaciers. For each of them, the percentage of the glacier area over which the mass balance was computed is given. The total glacier area is derived from the Randolph Glacier Inventory 2.0 (Arendt et al., 2012). The density scenario used for mass variation estimates is described in Section 5.5.4. The glacier mass balance for the Hindu Kush sub-region is defined as the mean of Pamir and Spiti Lahaul values (see Sections 5.4.4 and 5.6.3)

However, within a region, mass balances can be highly variable from one glacier to another. In the Everest area, two large glaciers (71 km² each) experienced distinctly different mass balance with -0.21 ± 0.13 m yr⁻¹ w.e. for south-flowing Ngozumpa glacier and -0.65 ± 0.11 m yr⁻¹ w.e. for north-flowing Rongbuk glacier (see their locations on Figure A.2 in Appendix A).

The global mass budget of PKH glaciers is negative (-0.13 ± 0.06 m yr⁻¹ w.e.), which corresponds to a sea level rise contribution of 0.026 ± 0.012 mm yr⁻¹ over 1999-2011. This is 2 % of the total glaciers (excluding ice caps) contribution given by Cogley (2009).

Our method does not allow estimating the seasonal contribution of glaciers to river runoff (Kaser *et al.*, 2010), but only the contribution due to their imbalance. For the three rivers for which we cover the entire glacierized area of their catchments within our sub-regions (Indus, Ganges and Brahmaputra, see Figure 5.2), these contributions equal to 84, 110 and 140 m³ s⁻¹ respectively, for the period 1999-2011 (see Table 5.7 in Section 5.6). These are estimated by converting mass changes to discharge equivalent and assuming direct river runoff.

The influence of the density scenario used to convert elevation changes to mass balance is presented in Table 5.5. We can see that the impact on the mass balance is no more than 0.06 m yr⁻¹ w.e. Thus we consider a density assumption of 900 kg m⁻³ in the accumulation area for regions where glaciers are almost at equilibrium (Karakoram and Pamir sites), and a density of 600 kg m⁻³ in accumulation areas where mass balances are more negative (from Hengduan Shan to Spiti Lahaul).

In regions with a high concentration of glacial lakes, such as Bhutan, Everest and West Nepal (Gardelle *et al.*, 2011), mass balance values are likely to be minimum estimates, as they do not take into account the glacier ice that has been replaced by water during the expansion of the lake.

5.6 Discussion

5.6.1 SRTM penetration

From Table 5.3, we can notice that the mean SRTM_{C-band} penetration over glaciers is higher in Karakoram, where glaciers are of winter accumulation type. Snow thickness is indeed expected to be higher in February 2000 (i.e. when the SRTM mission was flown) than in the eastern PKH, where glaciers are of summer-accumulation type.

Other estimates of SRTM_{C-band} penetration values were given by Kääh *et al.* (2012) with an indirect method, by comparing elevations of the ICESat altimeter (Zwally *et al.*, 2002) with the SRTM_{C-band} DEM in PKH and extrapolating the 2003-2008 trend of elevation changes back to the acquisition date of SRTM. The difference between east and west is more distinct in our case, with a mean penetration in Karakoram of 3.2±1.7 m (2.4±0.3 m in Kääh *et al.* (2012)), 2.0±1.1 m in Bhutan and 1.3±1.1 m around the Everest area (2.5±0.5 m for a wider area including east Nepal and Bhutan in Kääh *et al.* (2012)).

5.6.2 Thinning over debris-covered ice

PKH glaciers are heavily debris-covered in their ablation area, because of steep rock walls that surround them, and an intense avalanche activity. They represent about 10 % of the studied glacier area (up to 22 % in the Everest area, see Table 5.2), which is in agreement with the estimate given by Bolch *et al.* (2012) for Himalaya and Karakoram. These debris are expected to modify the ablation of the underlying ice, by either increasing it if the debris are few centime-

ters thick, or decreasing it if the debris are thick enough to protect the ice from solar radiation (Mattson *et al.*, 1993; Benn *et al.*, 2012).

However, recent studies have reported similar thinning rates over debris-covered and debris-free ice in PKH (Kääb *et al.*, 2012; Gardelle *et al.*, 2012b), or even higher lowering rates over debris-covered parts in the Everest area (Nuimura *et al.*, 2012).

Our findings are consistent with Nuimura *et al.* (2012) for the Everest region, with a net lowering in debris-covered areas (-0.96 m yr^{-1}) and a reduced thinning over clean ice (-0.55 m yr^{-1}). In Pamir, Karakoram and Spiti Lahaul, these rates are similar, while in West Nepal, Bhutan and Hengduan Shan, lowering is higher over clean ice, in agreement with the commonly assumed protective effect of debris.

These unexpected high thinning rates over debris-covered parts are probably the result of glacier-wide processes. Over a glacier tongue, the ablation can be enhanced by the presence of steep exposed ice cliffs or supraglacial lakes. In addition, ice-flow rates could be very low over debris-covered parts, as shown by Quincey *et al.* (2007) in the Everest area and Scherler *et al.* (2011a). Thus, both factors are likely to increase the thinning over debris, despite their protective effect at a local scale. Future investigations combining surface velocity fields and map of elevation changes such as ours could allow evaluating the relative role of ablation and ice fluxes in thinning rates over PHK glacier tongues (e.g., Berthier & Vincent (2012)). Another option would consist in extracting pairs of neighboring pixels (located on the same glacier), with one of them on clean ice and the other on debris (Kääb *et al.*, 2012). Since the glacier dynamic is expected to be similar within a pair, the thinning rates compared will mostly account for ablation. This method would also ensure to compare rates for similar glacier orientations.

Note that in the case of debris-covered ablation tongues, the elevation change measurement represents the glacier thickness change but also the possible debris thickness evolution. The latter has never been investigated in the PKH, or in any other mountain ranges. But based on the debris discharges given by Bishop *et al.* (1995), $48 \text{ to } 90.10^3 \text{ m}^3 \text{ yr}^{-1}$, the thickening of the debris can be estimated between $2.7 \text{ and } 5.5 \text{ mm yr}^{-1}$, which is negligible given the magnitude of the glacier elevation changes. However, in Everest and West Nepal, some thickening is observed near the glacier fronts for debris-covered parts (Fig. 5.5). This is likely a consequence of debris accumulation and debris thickening rather than actual ice thickening.

5.6.3 Comparison to previous mass balance studies

Based on repeat ICESat tracks measurements and the SRTM DEM, Kääb *et al.* (2012) measured a global mass balance of $-0.21 \pm 0.05 \text{ m yr}^{-1}$ w.e. between 2003 and 2008 for Hindu Kush - Karakoram - Himalaya glaciers. For that same region (i.e., excluding the Pamir and Hengduan Shan sites), we found a mass balance of $-0.14 \pm 0.08 \text{ m yr}^{-1}$ w.e. Thus, at a global scale, our result agrees with Kääb *et al.* (2012) within error bars, although our study period is longer (1999-2011).

At a more local scale, Bolch *et al.* (2011) reported a mass balance of $-0.79 \pm 0.52 \text{ m yr}^{-1}$ w.e.

between 2002 and 2007 by DEM differencing, over an area of 50 km², including ten glaciers south and west of Mt. Everest. For these same glaciers, Nuimura *et al.* (2012) found a mean mass balance of -0.45 ± 0.60 m yr⁻¹ w.e. for the period 2000-2008, while they computed a regional mass balance of -0.40 ± 0.25 m yr⁻¹ w.e. between 1992 and 2008 over an area of 183 km² around Mt. Everest. In the present study, we found an average mass balance of -0.44 ± 0.22 m yr⁻¹ w.e. over the ten glaciers mentioned above (Tab. 5.6), and a regional value of -0.30 ± 0.09 m yr⁻¹ w.e. over the Everest study site between 1999 and 2011. Our values are comparable to Nuimura *et al.* (2012), while they differ from Bolch *et al.* (2011) who acknowledged some high uncertainties for this short time period (Fig. 5.6). The value of -0.30 ± 0.09 m yr⁻¹ w.e. found by Kääb *et al.* (2012) in east Nepal and Bhutan between 2003-2008 is also similar to ours.

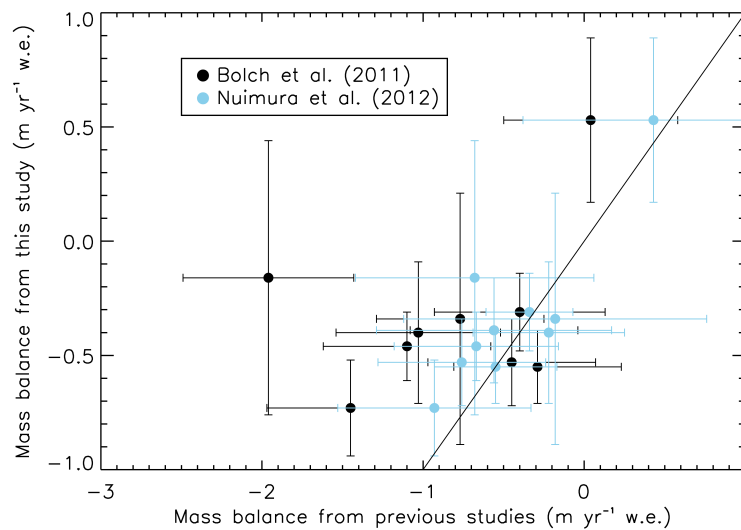


FIGURE 5.6 – Comparison of geodetic mass balances for 10 glaciers in the Mount Everest area. 1999-2010 mass balances measured in the present study are compared with published estimates during 2002-2007 (Bolch *et al.*, 2011) and during 2000-2008 (Nuimura *et al.*, 2012). The 1-to-1 line is drawn. The mean difference (\pm standard deviation) between (i) our values and Bolch *et al.* (2011) is $+0.46 \pm 0.57$ m yr⁻¹ w.e. and (ii) our values and Nuimura *et al.* (2012) is $+0.11 \pm 0.21$ m yr⁻¹ w.e. Part of the differences between estimates may be due to the different periods surveyed.

In the Spiti Lahaul region (north-west India), glaciological measurements revealed a mass balance of -0.58 ± 0.40 m yr⁻¹ w.e. for the Chhota Shigri glacier during the period 2002-2011 (Azam *et al.*, 2012; Vincent *et al.*, 2012), while we computed -0.40 ± 0.16 m yr⁻¹ w.e. between 1999 and 2011. The difference between the two values can be explained by the high variability of the annual mass balance of Chhota Shigri glacier (Azam *et al.*, 2012; Wagnon *et al.*, 2007), since the geodetic method used in the present study is highly sensitive to annual variations. In addition, due to logistic and accessibility reasons, the sampling of accumulation sites measurements over this glacier is rather low (six sites for 11.6 km², Azam *et al.* (2012)), which can lead to systematic errors in the accumulation area.

Glacier or Site Name	This study		Bolch <i>et al.</i> (2011)		Nuimura <i>et al.</i> (2011)		Kääb <i>et al.</i> (2012)		Berthier <i>et al.</i> (2007)	
	Study period	Mass balance (m yr ⁻¹ w.e.)	Study period	Mass balance (m yr ⁻¹ w.e.)	Study period	Mass balance (m yr ⁻¹ w.e.)	Study period	Mass balance (m yr ⁻¹ w.e.)	Study period	Mass balance (m yr ⁻¹ w.e.)
Bhutan	1999-2010	-0.24±0.08					2003-2008	-0.30±0.09		
Everest	1999-2011	-0.30±0.09	2002-2007	-0.79±0.52	2000-2008	-0.40±0.25				
Changri Nup		-0.55±0.16		-0.29±0.52		-0.55±0.38				
Khumbu		-0.53±0.16		-0.45±0.52		-0.76±0.52				
Nuptse		-0.31±0.17		-0.40±0.53		-0.34±0.27				
Lhotse Nup		-0.40±0.31		-1.03±0.51		-0.22±0.47				
Lhotse		-0.46±0.15		-1.10±0.52		-0.67±0.51				
Lhotse Shar		-0.73±0.21		-1.45±0.52		-0.93±0.60				
Amphu Laptse		-0.34±0.55		-0.77±0.52		-0.18±0.94				
Chukhung		+0.53±0.36		+0.04±0.54		+0.43±0.81				
Ama Dablam		-0.39±0.23		-0.56±0.52		-0.56±0.73				
Duwo		-0.16±0.60		-1.96±0.53		-0.68±0.74				
West Nepal	1999-2011	-0.32±0.08					2003-2008	-0.32±0.06		
Spiti Lahaul	1999-2011	-0.43±0.09							1999-2004	-0.69 to -0.85
Chhota Shigri		-0.39±0.15								-1.02 to -1.12
Bara Shigri		-0.41±0.11								-1.01 to -1.31
Karakoram East	1999-2010	+0.09±0.33					2003-2008	-0.03±0.04		
Karakoram West	1999-2008	+0.11±0.22								

TABLE 5.6 – Comparison of geodetic mass balances between this study and previous published results (with overlapping study periods and similar geographic locations).

Importantly, the results of the eastern Karakoram study site confirm the slight mass gain reported by Gardelle *et al.* (2012b) in the western Karakoram over the past decade. The two study sites are adjacent, with a small overlapping area ($\sim 1100 \text{ km}^2$ of glaciers) where elevation differences agree within 1 m. Both sites show similar mass balances over slightly different periods: $+0.09 \pm 0.33 \text{ m yr}^{-1}$ w.e. over 1999-2010 in the east and $+0.11 \pm 0.22 \text{ m yr}^{-1}$ w.e. over 1999-2008 in the west. This confirms that glacier changes are spatially homogeneous in the Karakoram sub-region and that the extrapolation of mass balances to unmeasured areas is justified. This also shows that changes are consistent in time on average, since mass balances are similar over 1999-2008 and 1999-2010. In addition, we report a mass balance of $+0.07 \pm 0.48 \text{ m yr}^{-1}$ w.e. for Baltoro glacier (see location in Fig. A.5, size = 304 km^2) between 1999 and 2010, which is consistent with its gradual speed-up reported since 2003 by Quincey *et al.* (2009). However, given the completely different methods used in our and the latter study, we cannot conclude whether this demonstrate a real shift from negative to positive mass balance.

The mass balance of the Hindu Kush sub-region, computed as the average of the Spiti Lahaul and Pamir values (see Section 5.4.4), is estimated at $-0.15 \pm 0.15 \text{ m yr}^{-1}$ w.e. This value agrees well with the mass budget given by Kääb *et al.* (2012) over that same region between 2003 and 2008 ($-0.20 \pm 0.06 \text{ m yr}^{-1}$ w.e.), and thus confirms that our estimate is plausible. However, since this value is not computed with the same standard procedure as the other study sites, we choose to assign to it a 100 % error, i.e. $\pm 0.15 \text{ m yr}^{-1}$ w.e.

In Pamir, the mass balance of Abramov glacier has been measured in the field for 30 years between 1968 and 1998 (WGMS, 2012), with a mean value of -0.46 m yr^{-1} w.e. Here, we report a mass balance of $-0.05 \pm 0.10 \text{ m yr}^{-1}$ w.e. for this glacier over 1999-2011. This nearly equilibrated mass balance is coherent with the wider budget measured for the first time over the Pamir ($+0.14 \pm 0.11 \text{ m yr}^{-1}$ w.e.), and with the past records between 1968 and 1998, when the glacier had already experienced periods of positive mass balances (WGMS, 2012). In eastern Pamir, the Muztag Ata glacier experienced a mass balance of $+0.25 \text{ m yr}^{-1}$ w.e. between 2005 and 2010 (Yao *et al.*, 2012). Although it is located outside of our Pamir study site, it is also in agreement with the regional trend that we measured. Thus the « Karakoram anomaly » should probably be renamed the « Pamir-Karakoram anomaly », since regional glacier mass balance is also positive on average in the mountains of Tajikistan.

However, this positive mass balance measured in Pamir seems to contradict previous findings by Heid & Kääb (2012). They reported rapidly decreasing glacier speeds in Pamir between two snapshots of annual velocities in 2000/2001 and 2009/2010, an observation that would fit with negative mass balances (Span & Kuhn, 2003; Azam *et al.*, 2012). We note that the relationship between glacier mass balance and ice fluxes is not simple (Heid & Kääb, 2012). We acknowledge that this discrepancy need to be investigated further, in particular by examining continuous changes in annual glacier speed through the first decade of the twenty-first

century. Note that in both studies, measurements are based on differences between two dates (this study) or two annual periods (Heid & Kääh, 2012), and thus do not necessarily represent mean decadal changes. This probably accounts for the discrepancies between the observed decrease in glacier speeds and the positive mass balance measured in Pamir.

Jacob *et al.* (2012), using satellite gravimetry data (GRACE), measured a mass budget of $-5 \pm 6 \text{ Gt yr}^{-1}$ over 2003-2010 for « Karakoram-Himalaya », their region 8c, which corresponds to our study area excluding the Pamir, Karakoram and Hindu Kush sub-regions, and for which we measured a mass budget of $-11.7 \pm 1.3 \text{ Gt yr}^{-1}$. However, their estimation ($-6 \pm 8 \text{ Gt yr}^{-1}$, sum of their region 8b and 8c) over our complete study region (PKH) also includes mass changes for the Kunlun Shan region for which we did not measure glacier mass balances. Therefore the comparison with our PKH value ($-9.5 \pm 4.3 \text{ Gt yr}^{-1}$) is not straightforward.

As for Kääh *et al.* (2012) who measured a mass budget of $-12.8 \pm 3.5 \text{ Gt yr}^{-1}$, our estimate for Himalaya only (excluding Karakoram and Pamir) is markedly more negative than Jacob *et al.* (2012). It is beyond the scope of our study to discuss potential sources of error in gravimetry analyses, but these results perhaps highlight the fact that the modeling of the different contributions to the gravimetric signal (especially hydrological cycle components and groundwater depletion in northern India) are not robust enough to extract relevant glacier mass budgets at this scale.

The evolution of glacial lakes along the same mountain ranges (except Pamir) has been studied between 1990, 2000 and 2009 (Gardelle *et al.*, 2011). The expansion rates of the lakes between 2000 and 2009 were highest in West Nepal, Everest and Bhutan (including more than 60 % of proglacial lakes), insignificant in Spiti Lahaul and Karakoram, where supraglacial lakes represent more than 80 % of the total number of lakes. Since we measured a net mass loss over the Spiti Lahaul and a slight mass gain in Karakoram, we suggest that supraglacial lakes are not appropriate indicators of glacier mass balance, as opposed to proglacial lakes, whose growth is in agreement with the mass loss that we measured over the eastern sites during the last decade. Supraglacial lakes, located on the glacier itself, have a very short lifetime, due to the ice displacement from one year to year (Benn *et al.*, 2001). On the opposite, proglacial lakes are more stable, more likely to store meltwater from previous years, and thus better reflect the glacier mass balance on long timescales.

5.6.4 Origin of the heterogeneous pattern of mass balance

The global PKH glaciers mass balance is negative ($-0.13 \pm 0.06 \text{ m yr}^{-1} \text{ w.e.}$), but changes are not homogeneous from one region to another and seem to be related to the climatic settings of the mountain range. For the eastern and central sites (from Hengduan Shan to West Nepal), which are under the influence of the Indian and South-East Asian Monsoon, the mass

balances are moderately negative ($\sim -0.30 \text{ m yr}^{-1} \text{ w.e.}$). At the west-end of the PKH, in the Pamir and Karakoram sites, where the climate is mostly driven by the Westerlies in winter, mass balances are slightly positive ($\sim +0.10 \text{ m yr}^{-1} \text{ w.e.}$). In between these two influences, the glaciers of the Spiti Lahaul site, in a monsoon-arid transition zone, experienced a stronger mass loss ($-0.43 \pm 0.09 \text{ m yr}^{-1} \text{ w.e.}$).

This heterogeneous pattern of mass balances seems to be related to trends in precipitation throughout the PKH. Archer & Fowler (2004) reported an increase in winter precipitation over the Upper Indus basin since 1961, recently confirmed by Yao *et al.* (2012) over Pamir and Karakoram, based on the analysis of the Global Precipitation Climatology Project data set (GPCP, Adler *et al.* (2003)). This is a source of greater accumulation for glaciers in these regions and thus a possible explanation for their slightly positive mass budget. On the opposite, in the east, the Indian monsoon has been weakening since the 1950s (Bollasina *et al.*, 2011), which could have potentially reduced the amount of snowfall over the eastern study sites, and thus resulted in negative mass balances. The evolution of these two atmospheric patterns could thus partly explain the diversity of mass balances measured along the PKH. However, gridded data sets, such as GPCP, are not necessarily representative of the climate at high altitude. Indeed, Hewitt (2005) reported a 5- to 10-fold increase in precipitation between the glacier front and the accumulation area in Karakoram, that is not captured by reanalysis data, values recently confirmed by Immerzeel *et al.* (2012). Thus, local meteorological stations are truly needed to assess the specific climate nearby PKH glaciers and the relative role played by temperature and precipitation changes.

5.6.5 Contribution to water resources

Rivers of PKH represent a major contribution to water resources in the region, and measures of their discharges are therefore highly sensitive and protected for political reasons. Papa *et al.* (2010) manage to build recent time-series of discharges for Ganges and Brahmaputra by using altimetry measurements (the locations of the corresponding discharge estimates in Bangladesh are given in Figure 5.2). We can therefore evaluate the contribution of glacier imbalance (Tab. 5.7) to annual river run-off at 0.9 % for the Ganges (basin area of $\sim 1\,020\,000 \text{ km}^2$) and 0.7 % for Brahmaputra (basin area of $\sim 530\,000 \text{ km}^2$) between 1999 and 2011. Given the discharge measured at the Guddu station (Pakistan, see location in Figure 5.2) between 1999 and 2003 (carried out by the Surface Water Hydrology Project of the Water and Power Development Authority), we can estimate the glacier imbalance contribution at 3.9 % for the Indus river.

The seasonal contributions of glaciers to river run-off (i.e. the annual precipitation that experiences seasonally delayed release from the glaciers) modelled by Kaser *et al.* (2010) are given in Table 5.7. We notice that for the basins under the influence of the Indian monsoon (Ganges and Brahmaputra), the glacier imbalance contribution is higher than the seasonal contribution. The situation is reversed for the Indus basin, mostly under the influence of the Westerlies,

River name	Basin area (km ²)	Glacier area (km ²)	Seasonal glacier contribution (m ³ s ⁻¹)	Imbalance glacier contribution (m ³ s ⁻¹)
Indus	1139814	25598 (2%)	105	84±90
Ganges	1023609	11168 (1%)	47	110±21
Brahmaputra	527666	15296 (3%)	33	140±22

TABLE 5.7 – Seasonal and annual average imbalance glacier contributions to Indus, Ganges and Brahmaputra discharges. Basin area and seasonal contributions are given by Kaser et al. (2010), glacier area in each basin is derived from Randolph Glacier Inventory 2.0 (Arendt et al., 2012). Numbers between brackets indicate the percentage of glacierized area within the river basin. Seasonal contributions are modelled based on the CRU 2.0 dataset over 1961-1990 (Kaser et al., 2010), imbalance contributions are given over 1999-2011.

where the glacier ablation season occurs during the drier months of the year. Both contributions are expected to be more important in smaller mountain catchments located upstream of these major rivers, as suggested by Bookhagen & Burbank (2010).

5.7 Conclusion

In this study, we assessed the spatial pattern of glacier mass balance over the PKH, by comparing the SRTM and SPOT5 DEMs over 8 study sites, between 1999 and 2011. We found slightly positive mass budgets in the western part (Pamir, Karakoram), moderate mass loss in the east (Nepal, Bhutan), and strongest negative mass balance in the monsoon-arid transition zone (Spiti Lahaul). By extrapolating these values to climatically homogeneous regions, we estimate the PKH global mass balance to -0.13 ± 0.06 m yr⁻¹ w.e. between 1999 and 2011, which corresponds to a contribution to sea level rise of 0.026 ± 0.012 mm yr⁻¹.

By differencing DEMs, we were also able to depict the spatial pattern of glacier elevation changes and thus identify many surge-type behaviors both in Pamir and Karakoram. However, the reason for such high surge concentrations still remains unknown. It also appears that the glacier-wide mass balance does not seem to be affected by the surge process.

Our sequential DEM analysis revealed similar lowering over debris-covered and clean ice for 4 study sites, despite the commonly assumed protective effect of debris. This implies the occurrence of processes, acting at the scale of a glacier tongue, that increase ablation (supraglacial lakes, ice cliffs), or very low glacier velocities in ablation areas that reduce the ice advection downstream.

The heterogeneous pattern of ice wastage is in agreement with contrasted trend in large scale precipitations but meteorological records are now needed at high altitude in the vicinity of glaciers to evaluate the local influence of atmospheric variables on glacier mass balance. When possible, glaciological measurements should also be extended towards wider, but also debris-covered glaciers, in order to better sample the glacier diversity of the PKH.

Conclusion et perspectives

De part leur éloignement et leur difficulté d'accès, les glaciers du PKH sont restés longtemps assez peu étudiés, alors qu'ils constituent des indicateurs climatiques majeurs dans des zones de haute altitude et représentent la troisième réserve de glace à la surface du globe après les régions polaires. Pour pallier aux difficultés qu'engendrent les observations de terrain dans cette vaste région, ce travail de thèse avait pour objectif de tirer parti de l'imagerie satellite pour dresser un premier bilan de l'évolution de la cryosphère au cours de la dernière décennie.

Après la mise au jour d'une grossière erreur dans le dernier rapport du GIEC au sujet du devenir des glaciers himalayens (Cogley *et al.*, 2010), le contexte scientifique international a fondamentalement changé, et ces glaciers font désormais l'objet de programmes de mesures intensifs (Yao *et al.*, 2012), d'efforts de modélisation à méso-échelle (Fujita & Nuimura, 2011) ou d'exploitation de données satellite existantes (Kääb *et al.*, 2012). La contribution de la présente thèse à la compréhension de l'évolution récente des glaciers du PKH peut être divisée en deux grandes parties :

- une contribution **méthodologique**, pour le traitement et l'exploitation des données satellites dans un but glaciologique.
- une contribution **glaciologique**, avec notamment des résultats sur l'évolution des lacs glaciaires et des bilans de masse régionaux.

Synthèse méthodologique

Un algorithme a été mis au point pour la détection des lacs glaciaires à partir d'images Landsat, ainsi que pour leur suivi entre plusieurs dates et l'identification de leur catégorie (pro ou supra-glaciaire), le tout de manière automatique, afin d'étudier l'évolution et les caractéristiques de plus d'un millier de lacs. Cet algorithme se base sur les caractéristiques spectrales des objets d'étude, ainsi que sur des critères topographiques (pente, altitude) et des données issues d'inventaires glaciaires, dont la qualité va directement impacter le résultat final, et parfois nécessiter des corrections manuelles.

Une deuxième chaîne de traitement a été développée pour extraire des bilans de masse glaciaires à partir de deux modèles numériques de terrain. Certains aspects de la méthodologie, tels que l'ajustement planimétrique ou la correction en fonction de la trace du satellite, avaient déjà été proposés par Berthier *et al.* (2007) et Nuth & Kääb (2011) entre autres. D'autres

ont été entièrement développés au cours de la thèse (correction en fonction de la courbure du terrain et prise en compte de la pénétration radar dans la neige et la glace), afin d'améliorer la compréhension et la correction des biais inhérents aux données utilisées. Bien que seuls les MNTs SPOT5-HRS et SRTM aient été utilisés au cours de la thèse, les corrections proposées sont susceptibles de s'appliquer à bien d'autres types de capteurs :

- le biais fonction de la courbure du terrain concerne tous les couples d'images dont les résolutions spatiales initiales sont différentes (plus l'écart entre ces deux résolutions sera grand, plus le biais sera important)
- la pénétration radar sur les surface enneigées et englacées est à prendre en compte, surtout dans le cas d'acquisitions réalisées en bande C (5.7 GHz), ou à plus basses fréquences. En bande X (9.7 GHz), la pénétration des ondes radar est a priori plus faible, mais des mesures *in situ* simultanées à l'acquisition des données radar semblent nécessaires pour confirmer ou infirmer le fait qu'elle soit négligeable (en première approximation, au vu du signal que l'on cherche à mesurer).

Les mesures glaciologiques de bilan de masse coïncidant avec les dates d'acquisition des MNTs utilisés au cours de la thèse sont rares et concernent uniquement deux glaciers de la région du Spiti Lahaul (Himalaya occidentale) : le glacier Chhota Shigri (Wagnon *et al.*, 2007; Azam *et al.*, 2012) et le glacier Hamath (WGMS, 2008). Il apparaît donc vraiment nécessaire de multiplier l'acquisition de données *in situ* afin de pouvoir valider sur plusieurs catégories de glaciers les bilans de masse calculés par méthode géodétique. Ces mesures seront également à compléter par des carottages en zone d'accumulation afin de répéter des profils de densité « types », pour améliorer la conversion des variations de volume en bilan de masse (on rappelle qu'il est nécessaire de faire une hypothèse sur la densité du matériau gagné ou perdu au-dessus de la ligne d'équilibre pour pouvoir réaliser cette conversion).

Enfin, si le MNT SRTM a déjà été utilisé à de nombreuses reprises dans le cadre d'études glaciologiques (Berthier *et al.*, 2007; Larsen *et al.*, 2007; Surazakov & Aizen, 2006), il s'agit de la première application des MNT SPOT5-HRS (produits SPIRIT, Korona *et al.* (2009)) à des glaciers de montagne. Leur résolution spatiale (40 m), le contrôle précis de l'orbite du satellite SPOT5 (qui permet la restitution des MNTs sans points de contrôle, difficiles à obtenir en Himalaya) ainsi que la grande couverture spatiale d'une image (jusqu'à 120 km x 600 km) sont autant d'atouts qui les rendent attractifs, notamment par rapport aux MNTs ASTER, dont l'empreinte au sol est nettement plus réduite (60 km x 60 km) et dont l'orbite est moins bien contrôlée.

Synthèse glaciologique

Dans un premier temps, l'étude sur l'évolution des lacs glaciaires du PKH a permis de mettre en évidence une grande disparité entre l'est et l'ouest de la chaîne, à la fois en termes de caractéristiques (type de lac, taille) qu'en termes d'évolution de surface entre 1990 et 2009 (nette

augmentation au Népal et au Bouthan, stagnation voire réduction sur l'Himalaya occidental et le Karakoram - Hindu Kush). Les sites d'étude définis pour ces travaux ayant permis de mettre en évidence une nette variabilité spatiale entre la partie orientale et occidentale du PKH, il a été décidé de reprendre ces mêmes zones pour l'étude des bilans de masse glaciaires, afin également d'en faciliter la comparaison future.

En termes de **bilans de masse régionaux**, on retrouve également des comportements différents entre l'est et l'ouest. On a ainsi relevé des pertes de masse moyennes au Népal, Bouthan et dans le Hengduan Shan ($\sim -0.30 \text{ m a}^{-1} \text{ w.e.}$), mais plus accentuées à la croisée des zones d'influence de la mousson et des *Westerlies* dans la région du Spiti Lahaul au nord-ouest de l'Inde ($-0.43 \text{ m a}^{-1} \text{ w.e.}$). L'un des résultats surprenant au premier abord dans le cadre d'un réchauffement global concerne les bilans de masse mesurés dans les massifs du Karakoram et du Pamir : sur ces deux zones, on a ainsi enregistré de légers gain de masse entre 1999 et 2011.

Deux régions n'ont pas pu faire l'objet de mesures de bilans de masse régionaux, les programmations du satellite SPOT5 n'ayant pas permis d'obtenir d'images exploitables pour la reconstruction d'un MNT : il s'agit de l'Hindu Kush et du Garhwal (voir leur localisation sur la Figure 2.1). Il existe cependant sur l'Hindu Kush un couple d'images stéréoscopiques, acquis par le capteur HRG de SPOT5 en décembre 2008, qui devrait être utilisé dans un futur proche pour restituer un MNT et calculer un bilan de masse sur cette zone.

La distribution spatiale des variations d'épaisseur au sein d'une même zone a également permis de mettre en évidence des amincissements très contrastés sur les zones d'ablation pour les parties de glace propre et de **glace couverte** par les débris rocheux. Ainsi, malgré l'effet supposé protecteur des débris au-delà d'une certaine épaisseur, on a pu mesurer des taux d'amincissement égaux voire même plus importants sur des zones couvertes que sur des zones propres. Afin de déterminer avec certitude si ces comportements sont dûs à une dynamique quasiment inexistante sur ces langues glaciaires, ou à des phénomènes de plus grande échelle favorisant l'ablation sous les débris, il apparaît désormais nécessaire de déterminer les vitesses d'écoulement de ces glaciers, notamment à partir de corrélation d'images optiques Landsat ou ASTER (Berthier *et al.*, 2005; Scherler *et al.*, 2008) ou par interférométrie radar (Luckman *et al.*, 2007) par exemple.

Les cartes de variations d'altitude des glaciers au Karakoram et au Pamir ont permis de confirmer la présence de **phénomènes de surge** dans ces régions, qui avait déjà été signalée sur la base d'observations morphologiques ou de mesures de vitesse. L'analyse de la répartition spatiale des variations d'épaisseur au sein du glacier nous a permis de montrer que le *surge* n'affecte en général pas ou peu la zone d'accumulation du glacier, mais semble restreint aux parties situées plus en aval, sans pour autant atteindre systématiquement le front du glacier (cette observation avait déjà été faite par Quincey *et al.* (2011)).

La comparaison entre l'évolution des lacs glaciaires et les bilans de masse a permis de montrer que seuls les lacs pro-glaciaires étaient susceptibles de refléter (en partie) les tendances

observées sur l'évolution des variations de masse. Un suivi de l'évolution du volume d'eau contenu dans ces lacs serait sans aucun doute plus pertinent que l'étude seule des variations de surface. Quant aux lacs supra-glaciaires, ils seraient sans doute plus propices à l'évaluation de la fonte saisonnière à la surface d'un glacier.

L'origine des disparités observées entre les différents bilans de masse régionaux est encore mal identifiée. Les **tendances climatiques** locales rapportées par des études antérieures semblent cependant capables d'en expliquer une grande partie. Ainsi, l'affaiblissement de la mousson indienne (Bollasina *et al.*, 2011), qui affecte particulièrement l'Himalaya oriental et central, peut être responsable d'une accumulation réduite sur les glaciers concernés et donc des pertes de masse observées sur ces régions. A l'inverse, l'augmentation des précipitations hivernales observée par Archer & Fowler (2004) sur le Karakoram et par Khromova *et al.* (2006) au Pamir, ainsi que la baisse des températures estivales (Fowler & Archer, 2006) sur le haut bassin de l'Indus sont cohérentes avec les bilans de masse positifs mesurés sur ces massifs.

La contribution des glaciers du PKH à l'**élévation du niveau des mers** s'avère être de l'ordre de 2% de la contribution globale des glaciers à la surface de la terre et est donc relativement faible. Si la contribution due aux variations de masse de ces glaciers aux débits des grands fleuves asiatiques est minime, nous ne sommes pour l'instant pas en mesure d'évaluer leur contribution saisonnière par méthode géodétique. Pourtant, ce stockage temporaire de l'eau au fil de l'année est important pour la gestion de la ressource en eau, notamment dans les zones arides où les précipitations sont presque inexistantes pendant l'été (partie ouest du PKH, bassins de l'Indus, du Tarim et de l'Amu Darya). Seule une approche par modélisation hydrologique permet aujourd'hui d'estimer cette composante (Kaser *et al.*, 2010).

Perspectives et travaux futurs

Les méthodes et résultats synthétisés dans les paragraphes précédents ont soulevé un certain nombre de questions et suggèrent également plusieurs pistes pour les recherches glaciologiques futures en Himalaya.

Il faut dans un premier temps noter que les périodes d'étude (1990-2009 pour les lacs, 1999-2011 pour les glaciers) sont relativement courtes pour permettre d'évaluer l'impact du climat sur la cryosphère himalayenne à plus long terme, ou envisager des scénarii futurs. Afin de replacer les bilans de masse calculés au cours de cette thèse dans un cadre temporel plus large, il semble désormais opportun de réfléchir à l'utilisation de **données satellite plus anciennes**, pouvant permettre d'évaluer les variations de masse glaciaires sur plusieurs décennies. Les cartes topographiques peuvent constituer une première source d'information, mais leur précision reste parfois aléatoire et leur date exacte reste parfois inconnue (Salerno *et al.*, 2008; Surazakov & Aizen, 2006).

Déclassifiées en 2002 par l'état américain, les images satellite issues des missions Corona

KH-4 et KH-9, qui ont opéré au cours de la guerre froide, et étaient dotées de capacités stéréoscopiques, semblent prometteuses pour restituer des MNTs des années 1960 et 1970 (Galiatsatos *et al.*, 2005; Surazakov & Aizen, 2010). Malgré les fortes distorsions et le manque d'information sur les paramètres de vol (encore en partie classifiés), Bolch *et al.* (2011) ont ainsi réussi à restituer un MNT sur la région de l'Everest à partir d'un couple d'images Corona KH-4B de 1970. Ce travail sera à poursuivre sur d'autres sites d'étude en fonction de la disponibilité des images et de leur qualité (conditions d'éclairement, saturation en zone d'accumulation, détérioration du film argentique...)

De la même façon, il est également nécessaire de s'interroger sur la manière dont il sera possible d'exploiter les données qui seront acquises dans le cadre de **missions satellite futures**. Le lancement du satellite SPOT6 le 9 septembre 2012 et celui de SPOT7 prévu début 2014 vont permettre d'assurer la pérennité de la constellation SPOT. Ces derniers seront notamment beaucoup plus réactifs en termes d'acquisition et de programmation que SPOT5, avec des capacités de dépointage très rapides, et toujours la possibilité d'acquérir des paires (et maintenant triplets) d'images stéréoscopiques en une seule passe (<http://www.astrium-geo.com>).

La constellation Pléiades, complémentaire aux systèmes SPOT et dont le projet a été initié par le CNES, est composée de deux satellites, dont le premier a été lancé avec succès en décembre 2011 (le deuxième devant l'être en décembre 2012). Son objectif est de fournir des images à très haute résolution spatiale (<1 m), mais couvrant un champ géographique plus restreint que les images SPOT (fauchée de 20 km contre 120 km pour SPOT5-HRS), tout en offrant également une capacité stéréoscopique (<http://smc.cnes.fr/pleiades>).

Enfin, avec l'avènement de la constellation formée par les satellites TerraSAR-X et TanDEM-X, un nouvel MNT global devrait bientôt voir le jour et faire suite au MNT SRTM acquis en février 2000, mais dans une longueur d'onde où la pénétration des ondes dans les surfaces enneigées est plus réduite, ce qui constitue un point important pour les applications glaciologiques. Il sera de plus doté d'une haute résolution spatiale (12 m), ainsi que d'une précision altimétrique sans précédent (± 2 m).

Ces trois missions satellite garantissent donc une continuité dans l'acquisition de MNTs haute résolution pour les années à venir sur le PKH, afin de poursuivre les efforts engagés au sein de la communauté internationale pour étendre les séries temporelles de bilans de masse sur cette région. Une mission satellite, dénommée Z-Earth et portée notamment par le CNES, est également à l'étude pour documenter la topographie et les changements de surface avec une résolution spatiale inférieure au mètre sur la base d'acquisitions stéréographiques LIDAR.

D'un point de vue de l'interprétation de certains résultats présentés dans ce manuscrit, il serait évidemment nécessaire de disposer de plus de **données météorologiques** (températures et précipitations dans un premier temps) pour pouvoir évaluer une partie des causes des variations de masse glaciaires mesurées. Les jeux de données disponibles actuellement ne le sont

que sur des grilles à faible résolution spatiale ($\sim 2^\circ$) au vu de l'échelle très fine des phénomènes météorologiques qui peuvent avoir lieu en haute montagne (effet orographique pour les précipitations, gradient thermique). On pourrait ainsi recommander l'installation systématique de stations météorologiques automatiques à proximité de chaque glacier faisant l'objet de mesures sur le terrain, tout en étant conscient que la pérennité de ce type d'instrumentation est bien souvent remise en cause par les conditions climatiques extrêmes. Ces mesures devraient permettre également d'évaluer l'influence de la variabilité des phénomènes de grande échelle (mousson et *Westerlies* notamment) sur le climat local.

La méthode développée par Dumont *et al.* (2012), et qui a fait l'objet d'une collaboration avant le début de la thèse, pour déterminer l'**albédo** de surfaces enneigées à partir d'images MODIS (satellite Terra), mériterait d'être appliquée aux glaciers du PKH. Son suivi à l'échelle d'une décennie ou plus pourrait permettre d'expliquer en partie l'évolution des bilans de masse, l'albédo jouant un rôle majeur dans le bilan d'énergie d'un glacier.

Il est également important de souligner ici l'importance et la complémentarité des mesures glaciologiques *in situ* par rapport aux mesures géodétiques, notamment dans l'optique de validation des produits MNTs générés sans points de contrôle. Bien que les conditions rencontrées sur le terrain soient délicates et que la logistique nécessaire à la mise et place et au suivi des balises soit exigeante, il semble désormais nécessaire d'étendre un peu plus le réseau déjà en place au PKH, en équipant des glaciers aux caractéristiques plus variées (couverture détritique, taille, exposition, présence d'un lac pro-glaciaire). A noter qu'une équipe commune au LTHE (Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement) et au LGGE (Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement) a récemment équipé dans ce but un glacier couvert (le Changri Nup, dans la région de l'Everest), avec un réseau de balises traditionnel sur la partie en glace propre, et des mesures de flux de glace sur la partie couverte du glacier.

Enfin, en ce qui concerne la **ressource en eau** au PKH, il pourrait également être intéressant d'équiper de manière assez complète (station hydrométrique, pluviomètre) un petit bassin versant englacé du PKH (avec un suivi glaciologique du glacier concerné, si possible doté d'un lac pro-glaciaire) afin de mieux appréhender les processus en jeu (ruissellement, infiltration, stockage temporaire de l'eau) et de mieux estimer les ordres de grandeurs des flux impliqués dans le bilan hydrique global. Un relevé bathymétrique de quelques lac-proglaciaires pourrait également permettre de mieux évaluer les volumes d'eau mis en jeu au cours de leur évolution, afin de mieux la relier à celle des bilans de masse glaciaires.

Annexe A

Additional glacier elevation changes maps in the PKH

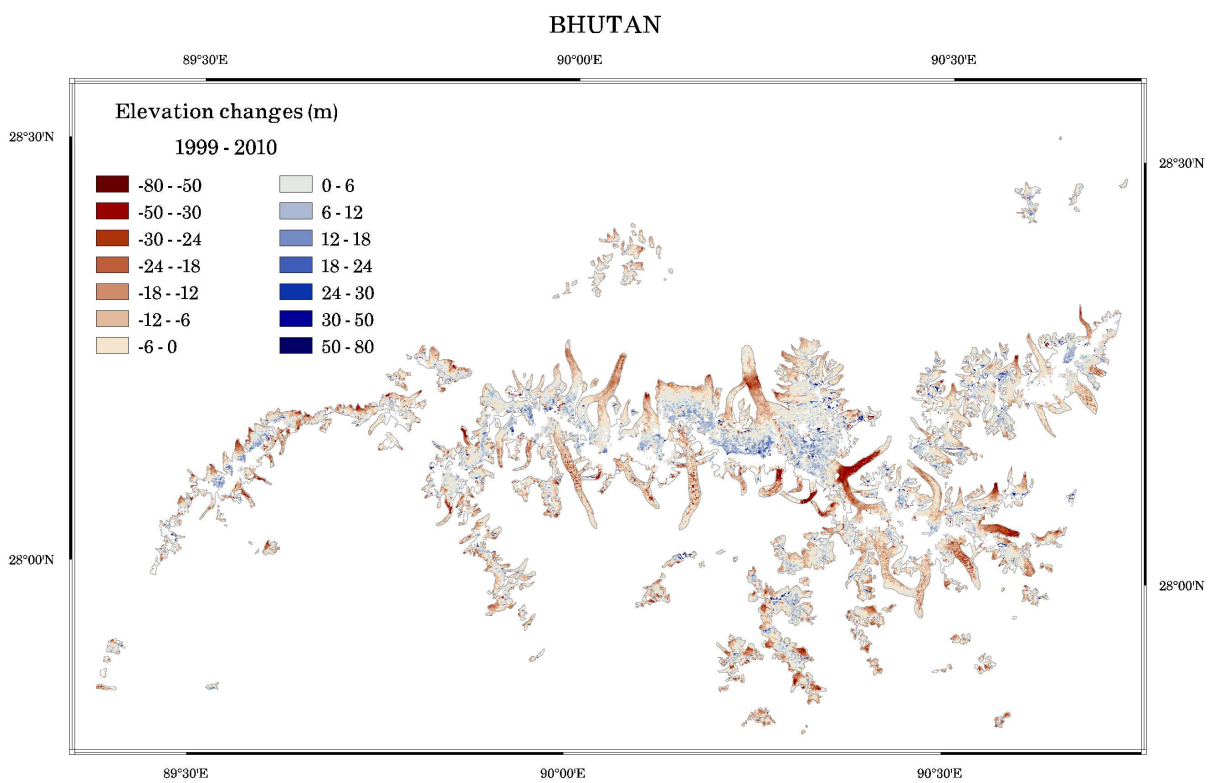


FIGURE A.1 – Glacier elevation changes over the Bhutan study site. Grey polygons represent glacier outlines.

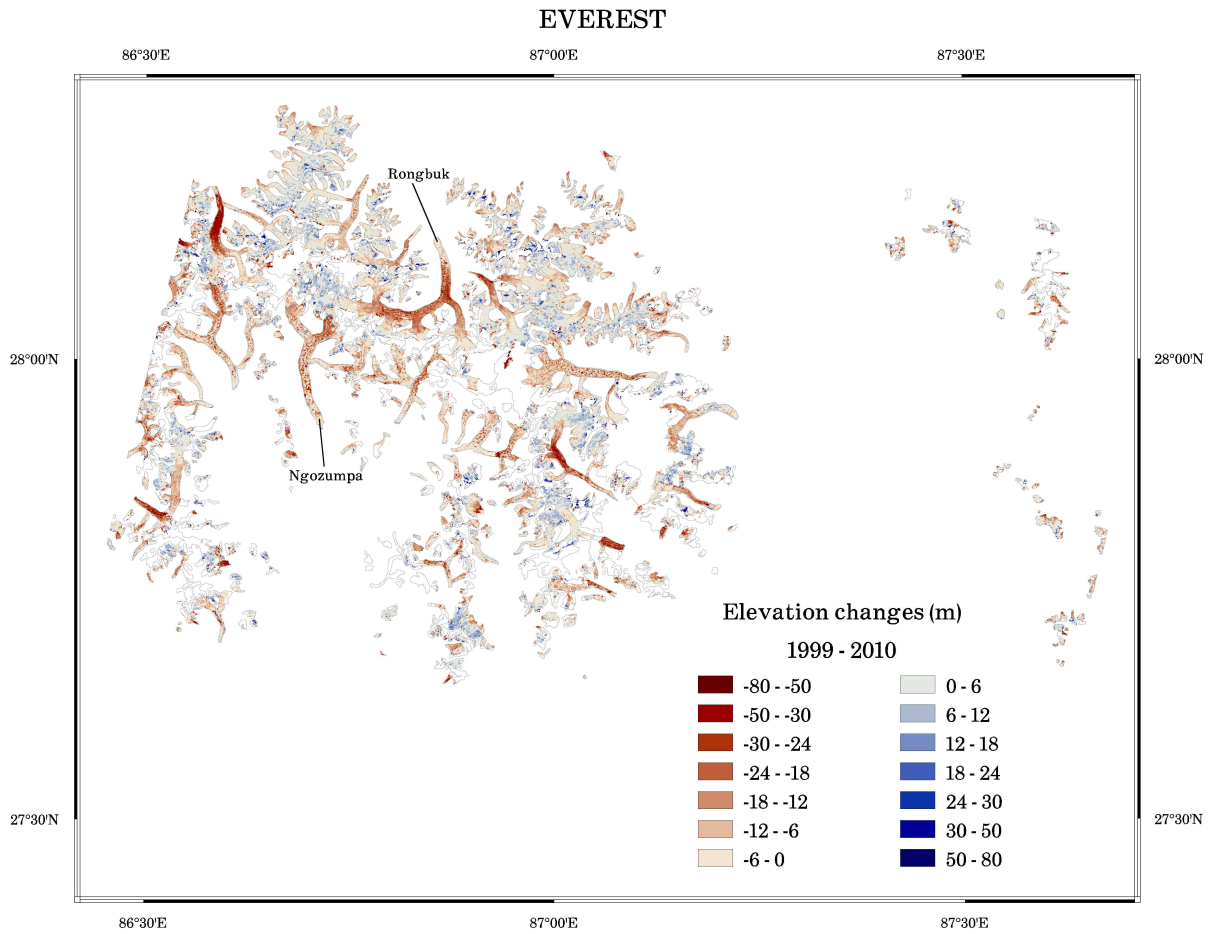


FIGURE A.2 – Glacier elevation changes over the Everest study site. Grey polygons represent glacier outlines.

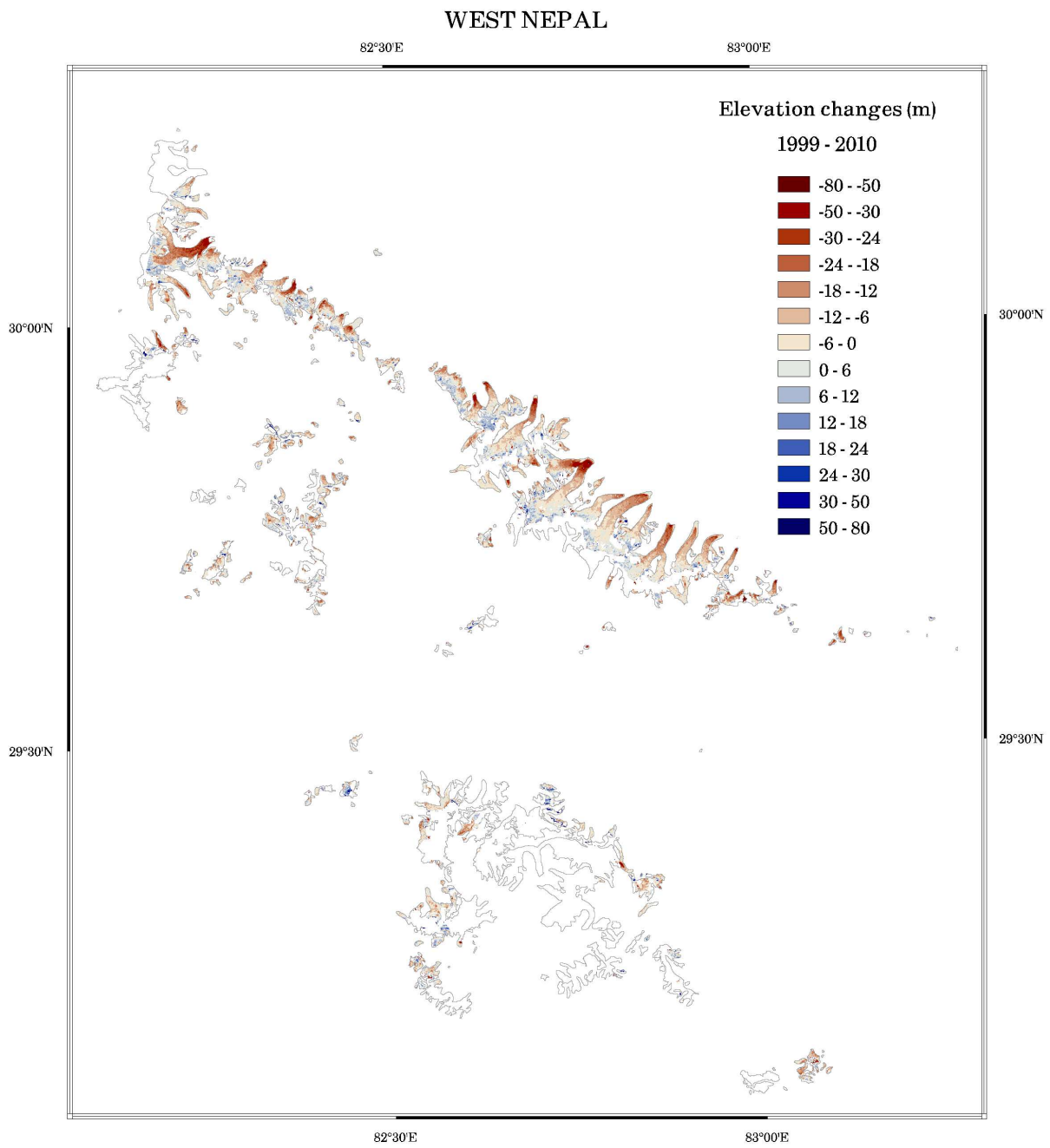


FIGURE A.3 – Glacier elevation changes over the West Nepal study site. Grey polygons represent glacier outlines.

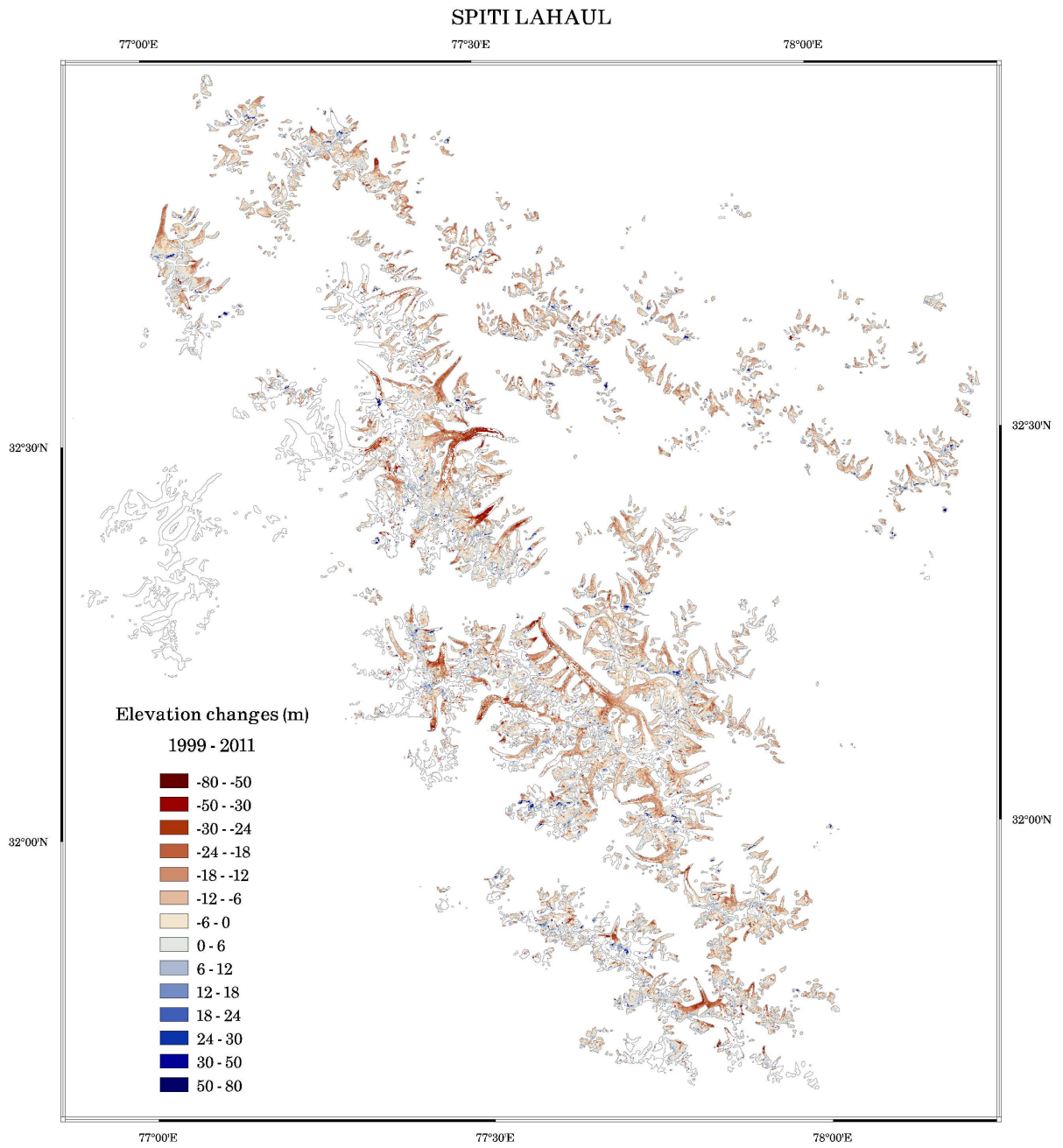


FIGURE A.4 – Glacier elevation changes over the Spiti Lahaul study site. Grey polygons represent glacier outlines.

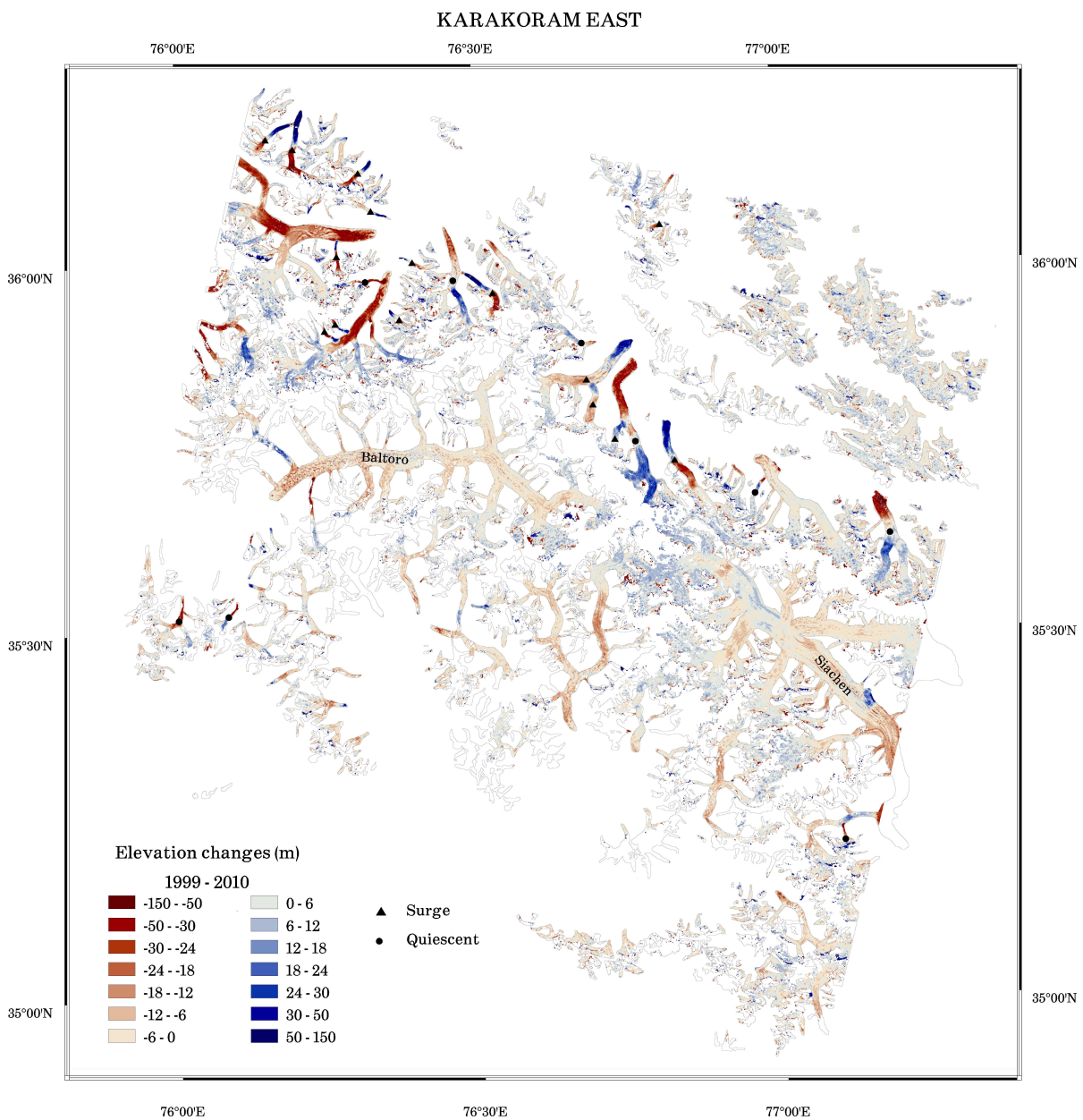


FIGURE A.5 – Glacier elevation changes over the Karakoram east study site. Grey polygons represent glacier outlines. Surge-type glaciers in an active surge phase (resp. quiescent phase) are identified with a solid triangle (resp. solid circle).

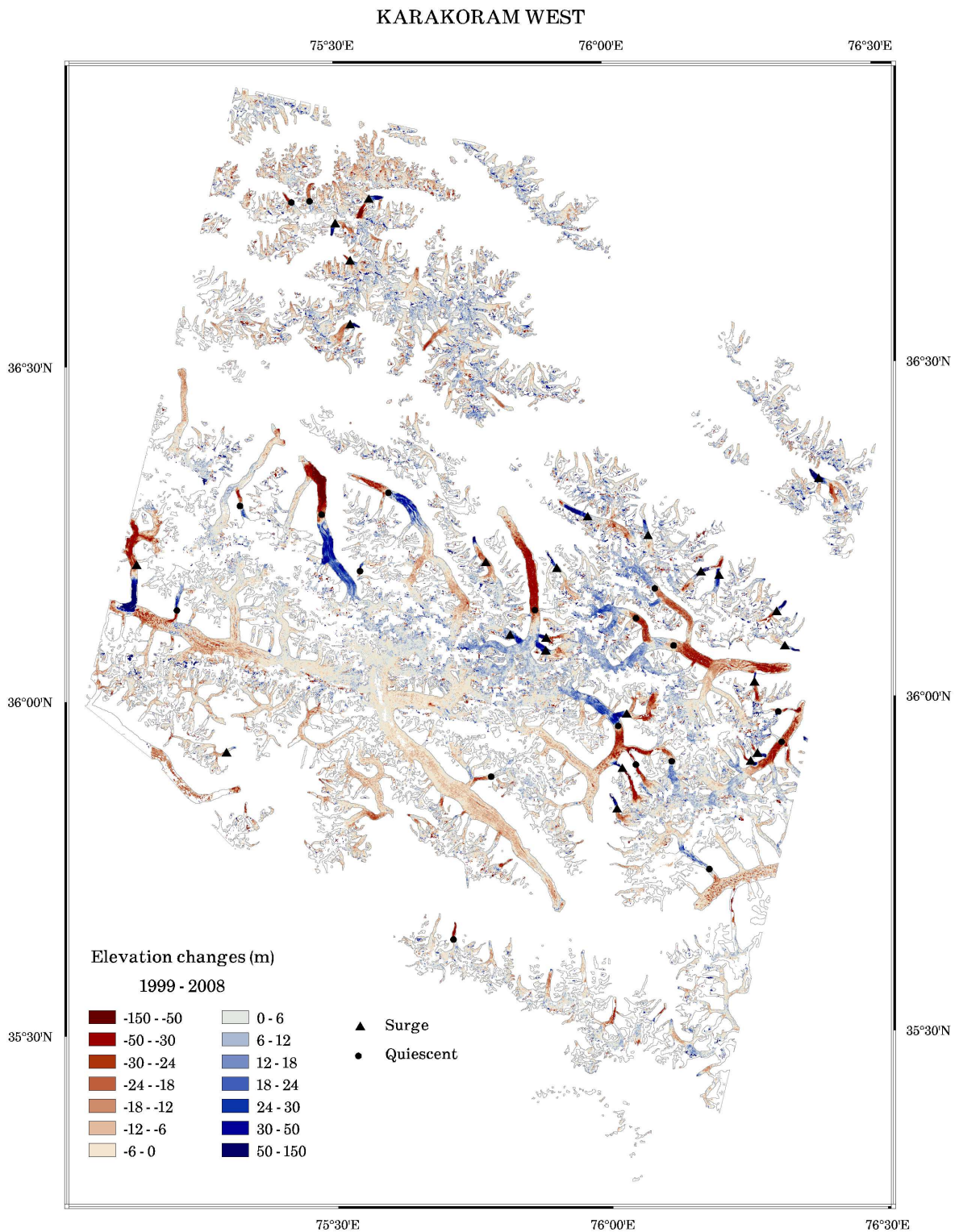


FIGURE A.6 – Glacier elevation changes over the Karakoram west study site. Grey polygons represent glacier outlines. Surge-type glaciers in an active surge phase (resp. quiescent phase) are identified with a solid triangle (resp. solid circle).

Liste des figures

Figure 1.1	Répartition des différents massifs montagneux (en majuscules) qui composent le PKH. Bien que mentionnés, le Tian Shan et le Kunlun Shan n'en font pas partie, mais constituent les bordures du désert du Taklamakan et du plateau tibétain.	6
Figure 1.2	Distribution spatiale des températures annuelles moyennes de l'air au sein du PKH. Données NCEP/DOE à 2 m du sol, moyennées sur la période 1979-2010 (Kanamitsu <i>et al.</i> , 2002).	7
Figure 1.3	Représentation schématique du phénomène de mousson.	8
Figure 1.4	(a) Répartition spatiale des précipitations annuelles au PKH. (b) Distribution des précipitations mensuelles pour différentes zones englacées du PKH (leur localisation est donnée sur la carte au-dessus). Données issues du projet APHRODITE (Yatagai <i>et al.</i> , 2012) et moyennées sur la période 1951-2007.	9
Figure 1.5	Contribution des précipitations et des eaux de fonte au débit annuel à l'embouchure de 27 bassins versants répartis d'ouest en est, du Karakoram au Hengduan Shan (certains sont repérés par leur majuscule). La bande grisée (bassins n°10 à 18) délimite le Népal (d'après Bookhagen & Burbank (2010), voir leur Fig. 1a pour la localisation exacte des bassins versants).	11
Figure 1.6	Distribution des vitesses longitudinales ($m a^{-1}$) dans un profil transversal du glacier Athabasca (Canada). Les points 1 à 5 représentent l'emplacement des trous de forage (d'après Raymond (1971)).	14
Figure 1.7	Représentation schématique d'un glacier de montagne. B désigne le bilan de masse annuel. La présence d'un lac ou de débris rocheux est fréquente au PKH (voir Section 1.3).	15
Figure 1.8	Variations de masse globale pour la période 2003-2010 issues des données GRACE (d'après Jacob <i>et al.</i> (2012)).(a) : mesures brutes, (b) mesures corrigées des effets hydrologiques et du rebond post-glaciaire.	18

- Figure 1.9 Couverture détritique sur le glacier Khumbu (Népal). La topographie de surface du glacier est très chaotique et entrecoupée de nombreuses failles de glace où l'albédo est très élevé. Photo : E. Berthier. 19
- Figure 1.10 Relation entre le taux d'ablation et l'épaisseur des débris (d'après Mattson *et al.* (1993)). Les résultats sont donnés pour le glacier Rakhiot (Punjab Himalaya, Mattson *et al.* (1993)), Barpu (Karakoram, Khan (1989)), Kaskawalsh (Yukon Canada, Loomis (1970)) et Isfallglaciaren (Suède, Østrem (1959)). 19
- Figure 1.11 Observation du phénomène de surge dans la région du glacier Panmah (Karakoram) par le capteur ASTER. A gauche, une image acquise le 2 novembre 2004, à droite le 8 novembre 2006. Les flèches rouges indiquent la brusque avancée des fronts glaciaires correspondant à un phénomène de surge entre ces deux dates. Les flèches bleues indiquent des surges (parfois imbriquées) ayant eu lieu avant novembre 2004. 21
- Figure 1.12 Illustration des deux types de lacs glaciaires rencontrés au PKH (images ASTER). (a) Lacs pro-glaciaires au nord du Bouthan, situés en aval de la langue terminale des glaciers, (b) Lacs supra-glaciaires sur la partie couverte de la zone d'ablation du glacier Ngozumpa (région de l'Everest, Népal). A noter qu'un certain nombre de lacs annexes entourent le glacier, mais ne sont pas considérés comme des lacs glaciaires. On remarquera également la différence de taille entre lacs pro- et supra-glaciaires. 23
- Figure 1.13 Carte du PKH, présentant la distribution spatiale de l'ensemble des mesures de bilan de masse disponibles. Les mesures réalisées sur un seul glacier sont indiquées par des triangles rouges, celles faites sur une région plus large le sont par des cercles verts. Les zones sur lesquelles Käab *et al.* (2012) ont récemment calculé des bilans régionaux sont indiquées par les polygones ocres. 26
- Figure 2.1 Location of the seven study sites along the HKH range (their names appear in bold on the map). For each site, the footprint of a Landsat image is shown. Ice covered areas are represented by blue filled polygons. 32
- Figure 2.2 Monthly precipitations from Global Precipitation Climatology Project for three study sites : Everest, Garhwal and Hindu Kush. 33
- Figure 2.3 Spectral signatures of several recurrent terrain features of the HKH, based on a Landsat-ETM image from November 2001 (Bhutan). Wavelength of Landsat-TM and ETM channels are indicated with gray bars. 35

Figure 2.4	Algorithm to automatically classify glacial lakes on Landsat images, using a decision tree. T_i represents a threshold, whose value is determined empirically on each scene by visual inspection.	36
Figure 2.5	Landsat-ETM image of the West Nepal site (left panel, October 2001) and the resulting glacial lake classification (in white, right panel).	36
Figure 2.6	(a) Total glacial lakes area in 2009, normalized with the overall glacierized area of each site. (b) Partitioning between pro- and supra-glacial lakes for the seven study sites.	38
Figure 2.7	Percentage of overall lake area for different area classes and for the seven study sites in 2009. In this figure, each supra-glacial lake is considered as a single entity.	39
Figure 2.8	Change in total glacial lake area during the past two decades. Error bars correspond to the RMS error computed on the basis of an error of ± 1 pixel on the outlines of lakes.	39
Figure 2.9	Mean expansion rate of glacial lakes according to their type, between 1990 and 2009.	40
Figure 3.1	Principe d'acquisition d'un couple d'images stéréoscopiques à l'aide du capteur HRS (d'après Bouillon <i>et al.</i> (2006)).	49
Figure 3.2	Illustration des phénomènes de distorsion géométrique des images radar.	54
Figure 3.3	Variation de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) des différences d'altitude hors des glaciers en fonction de la longitude et latitude. Les MNTs comparés sont ceux de SRTM et SPOT5-HRS sur la région de l'Everest. Le minimum de RMSE correspond à un décalage de -0.72 pixels en longitude et -0.48 pixels en latitude, ce qui correspond à une translation de 35 m dans une direction de 124° par rapport au nord.	57
Figure 3.4	Impact d'un décalage planimétrique entre deux MNTs sur les variations d'altitude. (a) image SPOT5-HRS d'une vallée de la région de l'Everest, (b) variations d'altitude (SPOT5-SRTM) avant correction du décalage planimétrique, (c) variations d'altitude après correction du décalage, (d) échelle de couleur des variations d'altitude (m).	58
Figure 3.5	Relation entre les différences d'altitude Δh et l'orientation du terrain Ψ avant et après ajustement planimétrique sur la région de l'Everest. La forme sinusoïdale avant ajustement provient de la relation analytique qui relie les deux variables (Eq.3.1).	58

- Figure 3.6 Vecteurs déplacements mesurés à l'aide du logiciel COSI-Corr entre les MNTs SPOT5-HRS et SRTM sur la région de l'Everest avant recalage planimétrique. Les zones de glaciers sont indiquées en bleu, celles interpolées dans les MNTs SPOT5-HRS ou SRTM le sont en rosé. L'amplitude (resp. l'orientation) moyenne est de 37 ± 12 m (resp. $118 \pm 18^\circ$) : ces valeurs sont similaires à celles déterminées par ajustement planimétrique (Fig. 3.3). 59
- Figure 3.7 Définition du nouveau système de coordonnées (X_{trace}, Y_{trace}) pour calculer les corrections des biais en fonction de la trace du satellite. 60
- Figure 3.8 Illustration du biais dépendant de la trajectoire du satellite SPOT5 au Karakoram. Les deux graphiques présentent la relation entre les différences d'altitude $\Delta h = (SPOT5 - SRTM)$ et : (a) le numéro de colonne i_{trace} (biais perpendiculaire à la trajectoire), (b) le numéro de ligne j_{trace} (biais le long de la trajectoire). La courbe rouge correspond au biais modélisé par un polynôme de degré 5. 61
- Figure 3.9 Illustration de l'impact de la résolution spatiale des MNTs sur l'estimation des altitudes en fonction du relief. Un MNT de basse résolution sous-estime les altitudes au niveau des crêtes, et à l'inverse les sur-estime au niveau des vallées encaissées. 62
- Figure 3.10 Relation between the terrain slope (a) or maximum curvature (b) and the elevation differences computed from the original 90 m C-band SRTM and the one resampled from 40 m (see text). Blue triangles represent glacier pixels, black circles non-glacier pixels. 64
- Figure 3.11 Elevation differences off glaciers between SPOT5 and SRTM_{C-band} DEMs as a function of altitude. Filled circles represent the raw elevation differences, open circles represent the elevation differences after a correction based on terrain maximum curvature and squares the ones after a correction based on terrain plan curvature. 65
- Figure 3.12 Elevation differences between SRTM_{X-band} and SRTM_{C-band} as a function of altitude. 66
- Figure 3.13 Relations entre les différences d'altitude hors glaciers $SPOT5 - SRTM_{BandeC}$ et la courbure maximale du terrain pour différentes régions du PKH, modélisées par un polynôme de degré 5. Ces relations sont relativement similaires pour la gamme de courbure rencontrée sur les glaciers (entre -0.5 et $2 \cdot 10^{-2} \text{ m}^{-1}$). Pour la localisation des différentes régions, on pourra se référer aux Figures 1.1 et 2.1. 68

- Figure 3.14 Distribution des variations d'épaisseur Δh des glaciers pour la tranche d'altitude 3500-3600 m au Karakoram : (a) en incluant les glaciers de type *surge*, (b) en conservant uniquement les glaciers de type *non-surge*. Dans les deux cas, la gaussienne associée est indiquée en bleu. 70
- Figure 4.1 Study area in central Karakoram. The red dashed line denotes the extent of the SPOT5 DEM. The background image is a Landsat ETM panchromatic mosaic (©USGS 2002). The names of the main glaciers are also given. 78
- Figure 4.2 Map of glacier elevation changes between February 2000 and December 2008. Grey polygons correspond to the glacier outlines (thick black polygons correspond to edge glaciers that were excluded from the mass-balance computation). The total ice-covered area is 5 615 km². The black triangles represent glaciers in a surge phase ; black circles represent glaciers in a post-surge or quiescent phase. The dashed black box defines the area shown in Figure 4.4. 41 % of elevation changes do not exceed ± 5 m. Elevation differences off-glaciers are shown in Figure 4.7 (Section 4.2.4). . 79
- Figure 4.3 Elevation changes with altitude between February 2000 and December 2008 for selected surge-type and non-surging glaciers. We plotted : two glaciers that surged between 2000 and 2008 (triangles) ; two glaciers in their quiescent phase between 2000 and 2008 that surged before 2000 (circles) ; and two non-surging glaciers (squares). Error bars are not shown for clarity but range between ± 0.25 m and ± 17.24 m (mean error of ± 2.72 m). The location of each glacier is given in Figure 4.1. Numbers in the legend correspond to the glacier-wide mass balances (m yr⁻¹ w.e.). . 80
- Figure 4.4 Elevation changes (m) and satellite image of the lower Khurdopin Glacier, a surge-type glacier in a quiescent phase during 2000-2008. Left panel : map of ice elevation changes (m) during 2000-2008. The blue box locates the flux gate where the mean 2000-2008 velocity is measured. The yellow polygon shows the area where the thinning rate (and thus the ablation rate) is averaged. Right panel : SPOT5-HRS image acquired 3 December 2008 (©CNES 2008 / Distribution Spot Image). 87
- Figure 4.5 Distribution of all ice-covered area (including surge-type glaciers) as a function of altitude (black curve, left vertical axis) and elevation changes over non surging glaciers (black circles, right vertical axis) with their error bars. No reliable elevation changes measurements could be performed above 6 400 m a.s.l. (shown by a vertical red line). 88
- Figure 4.6 Extent of the Karakoram region used in this study to calculate the sea level contribution (background image : ©NASA's Earth Observatory). . . 88

- Figure 4.7 Map of elevation differences ($SPOT5 - SRTM$) over ice free terrain, between 2000 and 2008, after planimetric adjustment and removal of systematic elevation biases. The total ice free area is 1 180 km². 89
- Figure 4.8 Distribution of elevation differences (black line) on the ice-free terrain after planimetric and vertical adjustment of the DEMs. The blue line represents the corresponding gaussian fit. The vertical lines represent the standard deviation of elevation differences (± 8.4 m). 90
- Figure 4.9 Distribution of elevation changes (black line) in each altitude interval, for non surging glaciers only. The blue line represents the corresponding gaussian fit. The standard error between the data and the model, normalized by the number of pixels of each interval (Y_{err}) is also given (in percent). 93
- Figure 5.1 Représentation schématique de la méthode de calcul du bilan de masse par méthode géodétique, à partir de MNTs SPOT5-HRS et $SRTM_{BandeC}$. C'est ce procédé qui a été appliqué aux huit régions étudiées dans ce chapitre. Les étapes indiquées en rouge correspondent à des développements méthodologiques nouveaux, mis en place au cours de la thèse. L'ensemble du processus a été programmé dans l'environnement IDL. . . 96
- Figure 5.2 Overview of the extent and location of the 8 study sites (black polygons) and corresponding sub-regions (red polygons) along the PKH range. Brownish-filled background polygons represent the major river basins of the area. Triangles indicate the location of discharge measurements discussed in Section 5.6.5. 100
- Figure 5.3 Glacier elevation changes over the Hengduan Shan study site. Grey polygons represent glacier outlines. 108
- Figure 5.4 Glacier elevation changes over the Pamir study site. Grey polygons represent glacier outlines. 109
- Figure 5.5 Elevation changes ($SPOT5 - SRTM$) in ablation area for clean ice (blue circles) and debris-covered ice (black circles) for each study site. For the Karakoram (east and west) and the Pamir study sites, only non surge-type glaciers are considered. 110

- Figure 5.6 Comparison of geodetic mass balances for 10 glaciers in the Mount Everest area. 1999-2010 mass balances measured in the present study are compared with published estimates during 2002-2007 (Bolch *et al.*, 2011) and during 2000-2008 (Nuimura *et al.*, 2012). The 1-to-1 line is drawn. The mean difference (\pm standard deviation) between (i) our values and Bolch *et al.* (2011) is $+0.46 \pm 0.57$ m yr⁻¹ w.e. and (ii) our values and Nuimura *et al.* (2012) is $+0.11 \pm 0.21$ m yr⁻¹ w.e. Part of the differences between estimates may be due to the different periods surveyed. 114
- Figure A.1 Glacier elevation changes over the Bhutan study site. Grey polygons represent glacier outlines. 127
- Figure A.2 Glacier elevation changes over the Everest study site. Grey polygons represent glacier outlines. 128
- Figure A.3 Glacier elevation changes over the West Nepal study site. Grey polygons represent glacier outlines. 129
- Figure A.4 Glacier elevation changes over the Spiti Lahaul study site. Grey polygons represent glacier outlines. 130
- Figure A.5 Glacier elevation changes over the Karakoram east study site. Grey polygons represent glacier outlines. Grey polygons represent glacier outlines. Surge-type glaciers in an active surge phase (resp. quiescent phase) are identified with a solid triangle (resp. solid circle). 131
- Figure A.6 Glacier elevation changes over the Karakoram west study site. Grey polygons represent glacier outlines. Grey polygons represent glacier outlines. Surge-type glaciers in an active surge phase (resp. quiescent phase) are identified with a solid triangle (resp. solid circle). 132

Liste des tableaux

Table 2.1	Climate characteristics of the seven study sites (temperatures at 600 hPa and interpolated between two pressure levels at the mean lake altitude from NCEP/DOE-Reanalysis 2, precipitation from Global Precipitation Climatology Project).	32
Table 2.2	Glaciers and lakes characteristics of the seven study sites. A Landsat scene covers in total 31 110 km ² , but on each site, only the part of the scene covered with glaciers has been analyzed.	33
Table 2.3	Dates (format is DD/MM/YYYY) of the images used in this study.	34
Table 2.4	Quantification of automatic classification errors between pro- and supra-glacial lakes due to incorrect glacier outlines.	41
Table 2.5	Variation of mean annual temperature and precipitation between each decade since 1979 (temperatures at 600 hPa from NCEP/DOE-Reanalysis 2, precipitation from Global Precipitation Climatology Project). Precipitation has been divided into solid and liquid according to a temperature threshold of +2°C.	45
Table 2.6	Characteristics of glacier mass/volume changes in the Hindu Kush Himalaya. Original units of figures regarding volume changes are diverse, therefore the conversion into m yr ⁻¹ w.e. is indicated, when possible, between brackets (by assuming that ice only, with a density of 900 kg m ⁻³ , is gained or loss).	45
Table 3.1	Caractéristiques des capteurs HRS (Haute Résolution Stéréoscopique) et HRG (Haute Résolution Géométrique) du satellite SPOT5.	50
Table 3.2	Caractéristiques du capteur ASTER à bord du satellite TERRA.	51
Table 3.3	Caractéristiques des capteurs TM et ETM+ à bord des satellites Landsat 5 et 7.	52

Table 3.4	Evaluation de l'impact de la non correction du biais « altimétrique » (Cas 1, $\Delta h_{\text{Sans correction}} - \Delta h_{\text{Correction courbure}}$) et de la correction en fonction de l'altitude (Cas 2, $\Delta h_{\text{Correction altitude}} - \Delta h_{\text{Correction courbure}}$) sur les variations d'épaisseur (en mètres) des glaciers du Karakoram en zones d'ablation et d'accumulation.	69
Table 4.1	Impact and values of successive additive corrections on the region-wide annual mass balance (B). Corrections are applied successively from left to right and are described in Section 4.2.3.	87
Table 5.1	Caractéristiques de l'étude présentée dans ce chapitre et des travaux de Kääh <i>et al.</i> (2012).	97
Table 5.2	Characteristics of the 8 study sites with a SPOT5 DEM available.	102
Table 5.3	C-band penetration estimates (in meters) in February 2000 over glaciers in this study and in Kääh <i>et al.</i> (2012).	104
Table 5.4	Mean and standard deviation of elevation differences off glaciers after all adjustments and corrections.	106
Table 5.5	Total glacierized area and mass budget of the 8 sub-regions along the PKH glaciers. For each of them, the percentage of the glacier area over which the mass balance was computed is given. The total glacier area is derived from the Randolph Glacier Inventory 2.0 (Arendt <i>et al.</i> , 2012). The density scenario used for mass variation estimates is described in Section 5.5.4. The glacier mass balance for the Hindu Kush sub-region is defined as the mean of Pamir and Spiti Lahaul values (see Sections 5.4.4 and 5.6.3)	111
Table 5.6	Comparison of geodetic mass balances between this study and previous published results (with overlapping study periods and similar geographic locations).	115
Table 5.7	Seasonal and annual average imbalance glacier contributions to Indus, Ganges and Brahmaputra discharges. Basin area and seasonal contributions are given by Kaser <i>et al.</i> (2010), glacier area in each basin is derived from Randolph Glacier Inventory 2.0 (Arendt <i>et al.</i> , 2012). Numbers between brackets indicate the percentage of glacierized area within the river basin. Seasonal contributions are modelled based on the CRU 2.0 dataset over 1961-1990 (Kaser <i>et al.</i> , 2010), imbalance contributions are given over 1999-2011.	119

Références

- Adler, R.F., G.J. Huffman, A. Chang, R. Ferraro, P.P. Xie, J. Janowiak, B. Rudolf, U. Schneider, S. Curtis, D. Bolvin, A. Gruber, J. Susskind, P. Arkin & E. Nelkin, 2003. The Version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979-Present), *Journal of Hydrometeorology*, **4**(6), 1147–1167.
- Ageta, Y. & K. Fujita, 1996. Characteristics of mass balance of summer-accumulation type glaciers in the Himalayas and Tibetan plateau, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, **32**, 61–65.
- Alexander, D., J. Shulmeister & T. Davies, 2011. High basal melting rates within high-precipitation temperate glaciers, *Journal of Glaciology*, **57**(205), 789–795.
- Andermann, C., S. Bonnet & R. Gloaguen, 2011. Evaluation of precipitation data sets along the Himalayan front, *Geochimistry Geophysics Geosystems*, **12**(7).
- Andermann, C., L. Longuevergne, S. Bonnet, A. Crave, P. Davy & R. Gloaguen, 2012. Impact of transient groundwater storage on the discharge of Himalayan rivers, *Nature Geoscience*, **5**, 127–132.
- Andreassen, L.M., 1999. Comparing traditional mass balance measurements with long-term volume change extracted from topographical maps : a case study of Storbreen glacier in JotunHeimen, Norway, for the period 1940-1997, *Geografiska Annaler*, **81**(A).
- Archer, D.R. & H.J. Fowler, 2004. Spatial and temporal variations in precipitation in the Upper Indus Basin, global teleconnections and hydrological implications, *Hydrology and Earth System Sciences*, **8**(1), 47–61.
- 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, L. 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. LeBris, 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, B.H. Raup, J. Rich, H. Rott, C. Schneider, Y. Seliverstov, M. Sharp, O. Sigurðsson, C. Stokes, R. Wheate, S. Winsvold, G. Wolken, F. Wyatt & 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.
- Azam, M.F., P. Wagnon, A. Ramanathan, C. Vincent, P. Sharma, Y. Arnaud, A. Linda, J.G. Potakkal, P. Chevallier, V.B. Singh & E. Berthier, 2012. From balance to imbalance : a shift in the dynamic behaviour of Chhota Shigri glacier, western Himalaya, India, *Journal of Glaciology*, **58**(208), 315–324.
- Bader, H., 1954. Sorges's law of densification of snow on high polar glaciers, *Journal of Glaciology*, **2**(15), 319–323.
- Bajracharya, S.R. & P. Mool, 2009. Glaciers, glacial lakes and glacial lake outburst floods in the Mount Everest region, Nepal, *Annals of Glaciology*, **50**(53), 81–86.
- Bamber, J., W. Krabill, V. Raper & J. Dowdeswell, 2004. Anomalous recent growth of part of a large Arctic ice cap : Austofonna, Svalbard, *Geophysical Research Letters*, **31**(12).
- Barnett, T.P., J.C. Adam & D.P. Lettenmaier, 2005. Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions, *Nature*, **438**, 303–309.
- Barrand, N.E. & T. Murray, 2006. Multivariate Controls on the Incidence of Glacier Surging in the Karakoram Himalaya, *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, **38**(4), 489–498.
- Barry, R.G., 1992. Mountain Weather and Climate, Routledge, London.
- Benn, D.I., T. Bolch, K. Hands, J. Gulley, A. Luckman, L.I. Nicholson, D. Quincey, S. Thompson, R. Toumi & S. Wiseman, 2012. Response of debris-covered glaciers in the Mount Everest region to recent warming, and implications for outburst flood hazards, *Earth Science Reviews*, **114**(1-2), 156–174.
- Benn, D.I., S. Wiseman & K.A. Hands, 2001. Growth and drainage of supraglacial lakes on debris-mantled Ngozumpa Glacier, Khumbu Himal, Nepal, *Journal of Glaciology*, **47**(159), 626–638.
- Berthier, E., Y. Arnaud, D. Baratoux, C. Vincent & F. Rémy, 2004. Recent rapid thinning of the "Mer de Glace" glacier derived from satellite optical images, *Geophysical Research Letters*, **31**.
- Berthier, E., Y. Arnaud, R. Kumar, S. Ahmad, P. Wagnon & P. Chevallier, 2007. Remote sensing estimates of glacier mass balances in the Himachal Pradesh (Western Himalaya, India), *Remote Sensing of Environment*, **108**, 327–338.
- Berthier, E., Y. Arnaud, C. Vincent & F. Rémy, 2006. Biases of SRTM in high-mountain areas :

- implications for the monitoring of glacier volume changes, *Geophysical Research Letters*, **33**.
- Berthier, E., R. Le Bris, L. Mabileau, L. Testut & F. Rémy, 2009. Ice wastage on the Kerguelen Islands (49°S,69°E) between 1963 and 2006, *Journal of Geophysical Research*, **114**.
- Berthier, E., E. Schiefer, G.K.C. Clarke, B. Menounos & F. Rémy, 2010. Contribution of Alaskan glaciers to sea-level rise derived from satellite imagery, *Nature Geoscience*, **3**, 92–95.
- Berthier, E. & T. Toutin, 2008. SPOT5-HRS digital elevation models and the monitoring of glacier elevation changes in North-West Canada and South-Eats Alaska, *Remote Sensing of Environment*, **112**, 2443–2454.
- Berthier, E., H. Vadon, D. Baratoux, Y. Arnaud, C. Vincent, K.L. Feigl, F. Rémy & B. Legrésy, 2005. Surface motion of mountain glaciers derived from satellite optical imagery, *Remote Sensing of Environment*, **95**, 14–28.
- Berthier, E. & 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, *Journal of Glaciology*, **58**(209), 501–512.
- Bhambri, B., T. Bolch, P. Kawishwar, D.P. Dobhal, D. Srivastava & B. Pratap, 2012. Heterogeneity in Glacier response from 1973 to 2011 in the Shyok valley, Karakoram, India, *The Cryosphere Discussions*, **6**, 3049–3078.
- Bhambri, R. & T. Bolch, 2009. Glacier mapping : a review with special reference to the Indian Himalayas, *Progress in Physical Geography*, **33**(5), 672–704.
- Böhner, J., 2006. General climatic controls and topoclimatic variations in Central and High Asia, *Boreas*, **35**, 279–295.
- Bhutiyani, M.R., 1999. Mass-balance studies on Siachen Glacier in the Nubra valley, Karakoram Himalaya, India, *Journal of Glaciology*, **45**(149), 112–118.
- Bindschadler, R., J. Dowdeswell, D. Hall & J.G. Winther, 2001. Glaciological applications with Landsat-7 imagery : early assessments, *Remote Sensing of Environment*, **78**, 163–179.
- Bishop, M.P., J.F. Shroder & J.L. Ward, 1995. SPOT multispectral analysis for producing supraglacial debris-load estimates for Batura glacier, Pakistan, *Geocarto International*, **10**(4), 81–90.
- Björnsson, H., 1998. Hydrological characteristics of the drainage system beneath a surging glacier, *Nature*, **395**, 771–774.
- Bolch, T., M. Buchroithner, T. Pieczonka & A. Kunert, 2008a. Planimetric and volumetric glacier changes in the Khumbu Himal, Nepal, since 1962 using Corona, Landsat TM and ASTER data, *Journal of Glaciology*, **54**(187), 592–600.

- Bolch, T., M.F. Buchroitner, J. Peters, M. Baessler & S. Bajracharya, 2008b. Identification of glacier motion and potentially dangerous glacial lakes in the Mt. Everest region/Nepal using spaceborne imagery, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **8**, 1329–1340.
- Bolch, T., A. Kulkarni, A. Kääh, C. Huggel, F. Paul, J.G. Cogley, H. Frey, J.S. Kargel, K. Fujita, M. Scheel, S. Bajracharya & M. Stoffel, 2012. The state and fate of Himalayan glaciers, *Science*, **336**, 310–314.
- Bolch, T., T. Pieczonka & D.I. Benn, 2011. Multi-decadal mass loss of glaciers in the Everest area (Nepal himalaya) derived from stereo imagery, *The Cryosphere*, **5**, 349–358.
- Bollasina, M.A., Y. Ming & V. Ramaswamy, 2011. Anthropogenic aerosols and the weakening of the South Asian summer monsoon, *Science*, **334**, 502–505.
- Bookhagen, B. & D.W. Burbank, 2006. Topography, relief, and TRMM-derived rainfall variations along the Himalaya, *Geophysical Research Letters*, **33**.
- Bookhagen, B. & D.W. Burbank, 2010. Toward a complete Himalayan hydrological budget : spatiotemporal distribution of snowmelt and rainfall and their impact on river discharge, *Journal of Geophysical Research*, **115**.
- Bouillon, A., M. Bernard, P. Gigord, A. Orsoni, V. Rudowski & A. Baudoin, 2006. SPOT 5 HRS geometric performances : using block adjustment as a key issue to improve quality of DEM generation, *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, **60**, 134–146.
- Bretherton, C.S., M. Widmann, V.P. Dymnikov, J.M. Wallace & I. Bladé, 1999. The Effective Number of Spatial Degrees of Freedom of a Time-Varying Field, *Journal of Climate*, **12**, 1990–2009.
- Chinn, T., S. Winkler, M.J. Saliger & N. Haakensen, 2005. Recent glacial advances in Norway and New Zealand : a comparison of their glaciological and meteorological causes, *Geografiska Annaler*, **87 A(1)**, 141–157.
- Church, J.A., N.J. White, L.F. Konikow, C.M. Domingues, J.G. Cogley, E. Rignot, J.M. Gregory, M.R. van den Broeke, A.J. Monaghan & I. Velicogna, 2011. Revisiting the Earth's sea-level and energy budgets from 1961 to 2008, *Geophysical Research Letters*, **38**.
- Clark, D.H., M.M. Clark & A.R. Gillepsie, 1994. Debris-covered glaciers in the Sierra Nevada, California, and the implications for snowline reconstruction, *Quaternary Research*, **41**, 139–153.
- Cogley, J.G., 2009. Geodetic and direct mass-balance measurements : comparison and joint analysis, *Annals of Glaciology*, **50(50)**, 96–100.
- Cogley, J.G., 2011. Present and future states of Himalaya and Karakoram glaciers, *Annals of*

- Glaciology*, **52**(59), 69–73.
- Cogley, J.G. & W.P. Adams, 1998. Mass balance of glaciers other than ice sheets, *Journal of Glaciology*, **44**(147), 315–325.
- Cogley, J.G., J.S. Kargel, G. Kaser & C.J. Van der Veen, 2010. Tracking the source of glacier misinformation, *Science*, **327**, 522.
- Copland, L., S. Pope, M.P. Bishop, J.F. Shroder, P. Clendon, A. Bush, U. Kamp, Y.B. Seong & L.A. Owen, 2009. Glacier velocities across the central Karakoram, *Annals of Glaciology*, **50**(52), 41–49.
- Copland, L., T. Sylvestre, M.P. Bishop, J.F. Schroder, Y.B. Seong, L.A. Owen, A. Bush & U. Kamp, 2011. Expanded and recently increased glacier surging in the Karakoram, *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, **43**(4), 503–516.
- Courault, D., A. Bsaibes, E. Kpemlie, R. Hadria, O. Hagolle, O. Marloie, J.F. Hanocq, A. Olioso, N. Bertrand & V. Desfonds, 2008. Assessing the Potentialities of FORMOSAT-2 Data for Water and Crop Monitoring at Small Regional Scale in South-Eastern France, *Sensors*, **8**, 3460–3481.
- Cruz, R.V., H. Harasawa, M. Lal, S. Wu, Y. Anokhin, B. Punsalmaa, Y. Honda, M. Jafari, C. Li & N. Huu Ninh, 2007. Asia. Climate Change 2007 : Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, M.L. Parry, O.F. Canziani, J.P. Palutikof, P.J. van der Linden and C.E. Hanson, Eds., Cambridge University Press, Cambridge, UK, 469–506.
- Dall, J., S.N. Madsen, K. Keller & R. Forsberg, 2001. Topography and Penetration of the Greenland Ice Sheet Measured with Airborne SAR Interferometry, *Geophysical Research Letters*, **28**(9), 1703–1706.
- Davis, C.H. & V.I. Poznyak, 1993. The Depth of Penetration in Antarctic Firn at 10 GHz, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **31**(5), 1107–1111.
- Delclaux, F., A. Coudrain & T. Condom, 2007. Evaporation estimation on lake Titicaca : a synthesis review and modelling, *Hydrological Processes*, **21**, 1664–1677.
- Dimri, A.P. & U.C. Mohanty, 2009. Simulation of mesoscale features associated with intense western disturbances over western Himalayas, *Meteorological Applications*, **16**, 289–308.
- Dobhal, D.P., J.T. Gergan & R.J. Thayyen, 2008. Mass balance studies of the Dokriani Glacier from 1992 to 2000, Garhwal Himalaya, India, *Bulletin of Glaciological Research*, **25**, 9–17.
- Dumont, M., 2010. Détermination de l'albédo des surface enneigées par télédétection. Application à la reconstruction du bilan de masse du glacier de Saint Sorlin, Thèse de doctorat,

- Université Paris Est.
- 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 Discussions*, **6**, 2363–2398.
- Dyurgerov, M.B. & M.F. Meier, 2005. *Glaciers and the changing Earth system : a 2004 snapshot.*, Occasional paper 58, Boulder, CO, Insitute of Arctic and Alpine Research.
- Fowler, H.J. & D.R. Archer, 2006. Conflicting signals of climatic change in the upper Indus basin, *Journal of Climate*, **19**, 4276–4293.
- Fujita, K., 2008. Effect of precipitation seasonality on climatic sensitivity of glacier mass balance, *Earth and Planetary Science Letters*, **276**(1-2), 14–19.
- Fujita, K. & T. Nuimura, 2011. Spatially heterogeneous wastage of Himalayan glaciers, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **108**(34), 14011–14014.
- Fujita, K., A. Sakai, T. Nuimura, S. Yamaguchi & R.R. Sharma, 2009. Recent changes in Imja Glacial Lake and its damming moraine in the Nepal Himalaya revealed by in situ surveys and multi-temporal ASTER imagery, *Environmental Research Letters*, **4**.
- Fujita, K., R. Suzuki, T. Nuimura & A. Sakai, 2008. Performance of ASTER and SRTM DEMs, and their potential for assessing glacial lakes in the Lunana region, Bhutan Himalaya, *Journal of Glaciology*, **54**(185), 220–228.
- Galiatsatos, N., D.N. Donoghue & G. Philip, 2005. An evaluation of the stereoscopic capabilities of CORONA declassified spy satellite image data, 25th EARSeL Symposium, Workshop on 3D Remote Sensing, Porto, Portugal.
- Gardelle, J., Y. Arnaud & E. Berthier, 2011. Contrasted evolution of glacial lakes along the Hindu Kush Himalaya mountain range between 1990 and 2009, *Global and Planetary Change*, **75**(1-2), 47–55.
- Gardelle, J., E. Berthier & Y. Arnaud, 2012a. Impact of resolution and radar penetration on glacier elevation changes computed from DEM differencing, *Journal of Glaciology*, **58**(208), 419–422.
- Gardelle, J., E. Berthier & Y. Arnaud, 2012b. Slight mass gain of Karakoram glaciers in the early twenty-first century, *Nature Geoscience*, **5**(5), 322–325.
- Gardelle, J., P. Hiernaux, L. Kergoat & M. Grippa, 2010. Less rain, more water in ponds : a remote sensing study of the dynamics of surface waters from 1950 to present in pastoral Sahel (Gourma region, Mali), *Hydrology and Earth System Sciences*, **14**, 309–324.

- Goodchild, M.F., 1986. Spatial autocorrelation, *Catmog* 47, Geo Books.
- Gottardi, F., 2009. Estimation statistique et réanalyse des précipitations en montagne. Utilisation d'ébauches par types de temps et assimilation de données d'enneigement. Application aux grands massifs montagneux français, Thèse de doctorat, Institut polytechnique de Grenoble.
- Hagg, W.J., L.N. Braun, V.N. Uvarov & K.G. Makarevich, 2004. A comparison of three methods of mass-balance determination in the Tuyuksu glacier region, Tien Shan, Central Asia, *Journal of Glaciology*, **50**(171), 505–510.
- Hannah, D.M., S.R. Kansakar, A.J. Gerrard & G. Rees, 2005. Flow regimes of Himalayan rivers of Nepal : nature and spatial patterns, *Journal of Hydrology*, **308**, 18–32.
- Haritashya, U.K., M.P. Bishop, J.F. Shroder, A.B.G. Bush & H.N.N. Bulley, 2009. Space-based assessment of glacier fluctuations in the Wakhan Pamir, Afghanistan, *Climatic change*, **94**, 5–18.
- Heid, T. & A. Kääb, 2012. Worldwide widespread decadal-scale decrease of glacier speed revealed using repeat optical satellite images, *The Cryosphere*, **6**, 467–478.
- Hewitt, K., 2005. The Karakoram anomaly ? Glacier expansion and the "elevation effect", Karakoram Himalaya, *Mountain Research and Development*, **25**(4), 332–340.
- Hewitt, K., 2007. Tributary glaciers surges : an exceptional concentration at Panmah Glacier, Karakoram Himalaya, *Journal of Glaciology*, **53**(181), 181–188.
- Hewitt, K., 2011. Glacier Change, Concentration, and Elevation Effects in the Karakoram Himalaya, Upper Indus Basin, *Mountain Research and Development*, **31**(3), 188–200.
- Hock, R., 2003. Temperature index melt modelling in mountain areas, *Journal of Hydrology*, **282**, 104–115.
- Hock, R., 2005. Glacier melt : a review of processes and their modelling, *Progress in Physical Geography*, **29**(3), 362–391.
- Hock, Regine, Peter Jansson & Ludwig N. Braun, 2005. Modelling the Response of Mountain Glacier Discharge to Climate Warming, Huber, Uli M., Harald K. M. Bugmann & Mel A. Reasoner, eds., *Global Change and Mountain Regions*, Springer Netherlands, vol. 23 of *Advances in Global Change Research*, 243–252.
- Huffman, G.J. & D.T. Bolvin, 2009. GPCP Version 2.1 combined precipitation data set documentation, *Tech. rep.*, Laboratory for Atmosphere, NASA Goddard Space Flight Center and Science Systems and Applications.

- Huggel, C., A. Käab, W. Haeberli, P. Teysseire & F. Paul, 2002. Remote sensing based assessment of hazards from glacier lake outburst : a case study in the Swiss Alps, *Canadian Geotechnical Journal*, **39**, 316–330.
- Huss, M., S. Usselman, D. Farinotti & A. Bauder, 2010. Glacier mass balance in the south-eastern Swiss Alps since 1900 and perspectives for the future, *Erdkunde*, **64**(2), 119–140.
- ICIMOD, 2007. Inventory of glaciers, glacial lakes and identification of potential Glacial Lake Outburst Flood (GLOFs) affected by global warming in the mountains of the Himalayan region. International Centre for Integrated Mountain Development, Kathmandu. DVD-ROM.
- Immerzeel, W.W., F. Pellicciotti & A.B. Shrestha, 2012. Glaciers as a proxy to quantify the spatial distribution of precipitation in the Hunza basin, *Mountain Research and Development*, **32**(1), 30–38.
- Immerzeel, W.W., L.P.H. VanBeek & M.F.P. Bierkens, 2010. Climate Change Will Affect the Asian Water Towers, *Science*, **328**, 1382–1385.
- Ives, J.D., R.B. Shrestha & P.K. Mool, 2010. Formation of Glacial Lakes in the Hindu Kush-Himalayas and GLOF Risk Assessment, International Center for Integrated Mountain Development.
- Jacob, T., J. Wahr, W.T. Pfeffer & S. Swenson, 2012. Recent contributions of glaciers and ice caps to sea level rise, *Nature*, **482**, 514–518.
- Jiskoot, H., 2011. Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers, Springer, chap. Glacier surging, 415–428.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, R. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K.C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, R. Jenne & D. Joseph, 1996. The NCEP/NCAR 40-years reanalysis project, *Bulletin of the American Meteorological Society*, **77**, 437–470.
- Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woollen, S-K Yang, J.J. Hnilo, M. Fiorino & G.L. Potter, 2002. NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2), *Bulletin of American Meteorological Society*, 1631–1643.
- Kargel, J.S., M.J. Abrams, M.P. Bishop, A. Bush, G. Hamilton, H. Jiskoot, A. Käab, H.H. Kieffer, E.M. Lee, F. Paul, F. Rau, B. Raup, J.F. Shroder, D. Soltesz, D. Stainforth, L. Stearns & R. Wesels, 2005. Multispectral imaging contributions to global land ice measurements from space, *Remote Sensing of Environment*, **99**, 187–219.
- Kaser, G., J.G. Cogley, M.B. Dyurgerov, M.F. Meier & A. Ohmura, 2006. Mass balance of glaciers and ice caps : consensus estimates for 1961-2004, *Geophysical Research Letters*, **33**.

- Kaser, G., M. Grosshauser & B. Marzeion, 2010. Contribution potential of glaciers to water availability in different climate regimes, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **107**(47), 20223–20227.
- Kääb, A., 2005a. Combination of SRTM3 and repeat ASTER data for deriving alpine glacier flow velocities in the Bhutan Himalaya, *Remote Sensing of Environment*, **94**(4), 463–474.
- Kääb, A., 2005b. Remote sensing of mountain glaciers and permafrost creep, Physical Geography Series 48, Zürich, University of Zürich. Department of Geography.
- Kääb, A., E. Berthier, C. Nuth, J. Gardelle & Y. Arnaud, 2012. Contrasting patterns of early 21st century glacier mass change in the Hindu Kush - Karakoram - Himalaya, *Nature*, **488**, 495–498.
- Kervyn, M., G.G.J. Ernst, R. Goosens & P. Jacobs, 2008. Mapping volcano topography with remote sensing : ASTER vs. SRTM, *International Journal of Remote Sensing*, **29**(20), 6515–6538.
- Khan, M., 1989. Ablation on Barpu glacier, Karakoram Himalaya, Pakistan : a study of melt processes on a faceted, debris-covered ice surface, Mémoire de master, Wilfrid Laurier University, Waterloo, Canada.
- Khobragade, S.D., C.S.P. Ojha & K.K.S Bhatia, 2003. Estimating evaporation rates from lake Nainital (Uttaranchal), India : comparison of various models, Singh, V.P. & R.N. Yadava, eds., Watershed Hydrology.
- Khromova, T.E., G.B. Osipova, D.G. Tsvetkov, M.B. Dyurgerov & R.G. Barry, 2006. Changes in glacier extent in the eastern Pamir, Central Asia, determined from historical data and ASTER imagery, *Remote Sensing of Environment*, **102**, 24–32.
- Komori, J., 2008. Recent expansions of glacial lakes in the Bhutan Himalayas, *Quaternary International*, **184**, 177–186.
- Korona, J., E. Berthier, M. Bernard, F. Rémy & E. Thouvenot, 2009. SPIRIT. SPOT 5 stereoscopic survey of Polar Ice : Reference Images and Topographies during the fourth International Polar Year (2007-2009), *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, **64**, 204–212.
- Kotlyakov, V.M., G.B. Osipova & D.G. Tsvetkov, 2008. Monitoring surging glaciers of the Pamirs, central Asia, from space, *Annals of Glaciology*, **48**(1), 125–134.
- Kulkarni, A.V., B.P. Rathore, S.K. Singh & I.M. Bahuguna, 2011. Understanding changes in the Himalayan cryosphere using remote sensing techniques, *International Journal of Remote Sensing*, **32**(3), 601–615.
- Langley, K., S.E. Hamran, K.A. Høgda, R. Storvold, O. Brandt, J. Kohler & J.O. Hagen, 2008. From Glacier Facies to SAR Backscatter Zones via GPR, *IEEE Transactions on Geoscience and*

- Remote Sensing*, **46**(9), 2506–2516.
- Larsen, C.F., R.J. Motyka, A.A. Arendt, K.A. Echelmeyer & P.E. Geissler, 2007. Glacier changes in southeast Alaska and northwest British Columbia and contribution to sea level rise, *Journal of Geophysical Research*, **112**.
- Leprince, S., François Ayoub, Yann Klingler & Jean-Philippe Avouac, 2007. Co-Registration of Optically Sensed Images and Correlation (COSI-Corr) : an Operational Methodology for Ground Deformation Measurements, Geoscience and Remote Sensing Symposium, IEEE International, 1943–1946.
- Loomis, S.R., 1970. Studies of morphology and stream action on ablating ice, Arctic Inst. North America, chap. Morphology and structure of an ice-cored medial moraine, Kaskawulsh Glacier, Yukon, 1–56.
- Luckman, A., D. Quincey & S. Bevan, 2007. The potential of satellite radar interferometry and feature tracking for monitoring flow rates of Himalayan glaciers, *Remote Sensing of Environment*, **111**, 172–181.
- Ma, L., L. Tian, J. Pu & P. Wang, 2010. Recent area and ice volume change of Kangwure Glacier in the middle of Himalayas, *Chinese Science Bulletin*, **55**(20), 2088–2096.
- Matsuo, K. & K. Heki, 2010. Time-variable ice loss in Asian high mountains from satellite gravimetry, *Earth and Planetary Science Letters*, **290**, 30–36.
- Mattson, L.E., J.S. Gardner & G.J. Young, 1993. Ablation on debris covered glaciers : an example from the Rakhiot Glacier, Punjab, Himalaya, Snow and Glacier Hydrology, Proceedings of the Kathmandu Symposium, November 1992, IAHS Publ. no. 218.
- Mayer, C., A.C. Fowler, A. Lambrecht & K. Scharrer, 2011. A surge of North Gasherbrum Glacier, Karakoram, China, *Journal of Glaciology*, **57**(204), 904–916.
- Mayewski, P.A. & P.A. Jeschke, 1979. Himalayan and Trans-Himalayan glacier fluctuations since AD 1812, *Arctic and Alpine Research*, **11**(3), 267–287.
- Mihalcea, C., C. Mayer, G. Diolaiuti, C. D'Agata, C. Smiraglia, A. Lambrecht, E. Vuillermoz & G. Tartari, 2008. Spatial distribution of debris thickness and melting from remote-sensing and meteorological data, at debris-covered Baltoro glacier, Karakoram, Pakistan, *Annals of Glaciology*, **48**(1), 49–57.
- Mihalcea, C., C. Mayer, G. Diolaiuti, A. Lambrecht, C. Smiraglia & G. Tartari, 2006. Ice ablation and meteorological conditions on the debris-covered area of Baltoro glacier, Karakoram, Pakistan, *Annals of Glaciology*, **43**(1), 292–300.
- Miller, P.E., M. Kunz, J.P. Mills, M.A. King, T. Murray, T. D. James & S.H. Marsh, 2009. As-

- assessment of Glacier Volume Change Using ASTER-Based Surface Matching of Historical Photography, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **47**(7), 1971–1979.
- Möller, M. & C. Schneider, 2010. Volume change at Gran Campo Nevado, Patagonia, 1984–2000 : a reassessment based on new findings, *Journal of Glaciology*, **56**(196), 363–365.
- Möller, M., C. Schneider & R. Kilian, 2007. Glacier change and climate forcing in recent decades at Gran Campo Nevado, southernmost Patagonia, *Annals of Glaciology*, **46**(1), 136–144.
- Nesje, A., O. Lie & S.O. Dahl, 2000. Is the North Atlantic Oscillation reflected in Scandinavian glacier mass balance records ?, *Journal of Quaternary Science*, **15**(6), 584–601.
- Nuimura, T., K. Fujita, K. Fukui, K. Asahi, R. Aryal & Y. Ageta, 2011. Temporal Changes in Elevation of the Debris-covered Ablation Area of the Khumbu Glacier in the Nepal Himalaya Since 1978, *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, **43**(2), 246–255.
- Nuimura, T., K. Fujita, S. Yamaguchi & R.R. Sharma, 2012. Elevation changes of glaciers revealed by multitemporal digital elevation models calibrated by GPS survey in the Khumbu region, Nepal Himalaya, 1992–2008, *Journal of Glaciology*, **58**(210), 648–656.
- Nuth, C. & A. Kääb, 2011. Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change, *The Cryosphere*, **5**, 271–290.
- Nuth, C., G. Moholdt, J. Kohler, J.O. Hagen & A. Kääb, 2010. Svalbard glacier elevation changes and contribution to sea level rise, *Journal of Geophysical Research*, **115**.
- Nuth, C., T.V. Schuler, J. Kohler, B. Altena & J.O. Hagen, 2012. Estimating the long-term calving flux of Kronebreen, Svalbard, from geodetic elevation changes and mass-balance modelling, *Journal of Glaciology*, **58**(207), 119–135.
- Oerlemans, J., 1993. A model for the surface balance of ice masses : part I. Alpine glaciers, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, **27/28**, 63–83.
- Oerlemans, J., 2001. *Glaciers and climate change*, A. A. Balkema Publishers, Rotterdam.
- Oerlemans, J., R.H. Giesen & M.R. Van Den Broeke, 2009. Retreating alpine glaciers : increased melt rates due to accumulation of dust (Vadret da Morteratsch, Switzerland), *Journal of Glaciology*, **55**(192), 729–736.
- Ohmura, A., 2011. Observed Mass Balance of Mountain Glaciers and Greenland Ice Sheet in the 20th Century and the Present Trends, *Surveys in Geophysics*, **32**(4-5), 537–554.
- Papa, F., F. Durand, W.B. Rossow, A. Rahman & S.K. Bala, 2010. Satellite altimeter-derived monthly discharge of the Ganga-Brahmaputra River and its seasonal to interannual variations from 1993 to 2008, *Journal of Geophysical Research*, **115**.

- Paterson, W.S.B., 1994. *The Physics of glaciers*, (3rd ed.), Pergamon, Oxford.
- Paul, F., 2008. Calculation of glacier elevation changes with SRTM : is there an elevation-dependent bias ?, *Journal of Glaciology*, **54**(188), 945–946.
- Paul, F. & W. Haeberli, 2008. Spatial variability of glacier elevation changes in the Swiss Alps obtained from two digital elevation models, *Geophysical Research Letters*, **35**.
- Pritchard, H.D., R.J. Anthern, D.G. Vaughan & L.A. Edwards, 2009. Extensive dynamic thinning on the margins of the Greenland and Antarctic ice sheets, *Nature*, **461**, 971–975.
- Quincey, D.J., M. Braun, N.F. Glasser, M.P. Bishop, K. Hewitt & A. Luckman, 2011. Karakoram glacier surge dynamics, *Geophysical Research Letters*, **38**.
- Quincey, D.J., L. Copland, C. Mayer, M. Bishop, A. Luckmann & M. Belò, 2009. Ice velocity and climate variations for Baltoro Glacier, Pakistan, *Journal of Glaciology*, **55**(194), 1061–1071.
- Quincey, D.J., S.D. Richardson, A. Luckman, R.M. Lucas, J.M. Reynolds, M.J. Hambrey & N.F. Glasser, 2007. Early recognition of glacial lake hazards in the Himalaya using remote sensing datasets, *Global and Planetary Change*, **56**, 137–152.
- 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.
- Rabus, B., M. Eineder, A. Roth & R. Bamler, 2003. The shuttle radar topography mission-a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar, *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, **57**, 241–262.
- Racoviteanu, A.E., W.F. Manley, Y. Arnaud & M.W. Williams, 2007. Evaluating digital elevation models for glaciologic applications : an example from Nevado Coropuna, Peruvian Andes, *Global and Planetary Change*, **59**, 110–125.
- Racoviteanu, A.E., F. Paul, B. Raup, S.J.S. Khalsa & 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, *Annals of Glaciology*, **50**(53), 53–69.
- Racoviteanu, A.E., M.W. Williams & R.G. Barry, 2008. Optical remote sensing of glacier characteristics : a review with focus on the Himalaya, *Sensors*, **8**, 3355–3383.
- Radic, V. & R. Hock, 2010. Regional and global volumes of glaciers derived from statistical upscaling of glacier inventory data, *Journal of Geophysical Research*, **115**.
- Ramanathan, V. & P.J. Crutzen, 2003. New directions : Atmospheric Brown Cloud, *Atmospheric*

- Environment*, **37**, 4033–4035.
- Raup, B., A. Racoviteanu, S.J.S. Khalsa, C. Helm, R. Armstrong & Y. Arnaud, 2007. The GLIMS geospatial glacier database : a new tool for studying glacier change, *Global and Planetary Change*, **56**, 101–110.
- Raymond, C.F., 1971. Flow in a transverse section of Athabasca Glacier, Alberta, Canada, *Journal of Glaciology*, **10**, 55–84.
- Reynolds, J.M., 2000. On the formation of supraglacial lakes on debris-covered glaciers, Nawako, M., C.F. Raymond & A. Fountain, eds., Debris-covered glaciers, Workshop, IAHS Publication, Seattle, Washington, USA, vol. 264, 153–161.
- Reznichenko, Natalya, Tim Davies, James Shulmeister & Mauri McSaveney, 2010. Effects of debris on ice-surface melting rates : an experimental study, *Journal of Glaciology*, **56**(197), 384–394.
- Röhl, K., 2008. Characteristics and evolution of supraglacial ponds on debris-covered Tasman Glacier, New Zealand, *Journal of Glaciology*, **54**(188), 867–880.
- Richardson, S.D. & J.M. Reynolds, 2000. An overview of glacial hazards in the Himalayas, *Quaternary International*, **65-66**, 31–47.
- Rignot, E., K. Echelmeyer & W. Krabill, 2001. Penetration depth of interferometric synthetic-aperture radar signals in snow and ice, *Geophysical Research Letters*, **28**(18), 3501–3504.
- Rignot, E., A. Rivera & G. Casassa, 2003. Contribution of the Patagonia icefields of South America to sea level rise, *Science*, **302**, 434–437.
- Rodell, M., I. Velicogna & J.S. Famiglietti, 2009. Satellite-based estimates of groundwater depletion in India, *Nature*, **460**, 999–1003.
- Rodriguez, E., C.S. Morris & J.E. Belz, 2006. A Global Assessment of the SRTM Performance, *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, **72**(3), 249–260.
- Sakai, A., K. Chikita & T. Yamada, 2000a. Expansion of a moraine-dammed glacial lake, Tsho Rolpa, in Rolwaling Himal, Nepal Himalaya, *Limnology and Oceanography*, **45**(6), 1401–1408.
- Sakai, A., M. Nakawo & K. Fujita, 2002. Distribution characteristics and energy balance of ice cliffs on debris-covered glaciers, Nepal Himalaya, *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, **34**(1), 12–19.
- Sakai, A., N. Takeuchi, K. Fujita & M. Nakawo, 2000b. Role of supraglacial ponds in the ablation process of a debris-covered glacier in the Nepal Himalayas, Nawako, M., C.F. Raymond & A. Fountain, eds., Debris-covered glaciers, IAHS Publ.264, Seattle, 119–130.

- Salerno, F., E. Buraschi, G. Bruccoleri, G. Tartari & C. Smiraglia, 2008. Glacier surface-area changes in Sagarmatha national park, Nepal, in the second half of the 20th century, by comparison of historical maps, *Journal of Glaciology*, **54**, 738–752.
- Sarikaya, M.A., M.P. Bishop ad J.F. Schroder & J.A. Olsenholler, 2012. Space-based observations of Eastern Hindu Kush glaciers between 1976 and 2007, Afghanistan and Pakistan, *Remote Sensing Letters*, **3**(1), 77–84.
- Scherler, D., B. Bookhagen & M.R. Strecker, 2011a. Hillslope-glacier coupling : The interplay of topography and glacial dynamics in High Asia, *Journal of Geophysical Research*, **116**.
- Scherler, D., B. Bookhagen & M.R. Strecker, 2011b. Spatially variable response of Himalayan glaciers to climate change affected by debris cover, *Nature Geoscience*, **4**, 156–159.
- Scherler, D., S. Leprince & M.R. Strecker, 2008. Glacier-surface velocities in alpine terrain from optical satellite imagery - Accuracy improvement and quality assessment, *Remote Sensing of Environment*, **112**, 3806–3819.
- Scherler, D. & M.R. Strecker, 2012. Large surface velocity fluctuations of Biafo Glacier, central Karakoram, at high spatial and temporal resolution from optical satellite images, *Journal of Glaciology*, **58**(209), 569–580.
- Schiefer, E., B. Menounos & R. Wheate, 2007. Recent volume loss of British Columbian glaciers, Canada, *Geophysical Research Letters*, **34**.
- Sicart, J.E., P. Ribstein, B. Francou, B. Pouyeau & T. Condom, 2007. Glacier mass balance of tropical Zongo glacier, Bolivia, comparing hydrological and glaciological methods, *Global and Planetary Change*, **59**, 27–36.
- Slobbe, D.C., R.C. Lindenbergh & P. Ditmar, 2008. Estimation of volume change rates of Greenland's ice sheet from ICESat data using overlapping footprints, *Remote Sensing of Environment*, **112**, 4204–4213.
- Span, N. & M. Kuhn, 2003. Simulating annual glacier flow with a linear reservoir model, *Journal of Geophysical Research*, **108**.
- Østrem, G., 1959. Ice melting under a thin layer of moraine, and the existence of ice cones in moraine ridges, *Geografiska Annaler*, **41**, 228–230.
- Surazakov, A.B. & V.B. Aizen, 2006. Estimating volume change of mountain glaciers using SRTM and map-based topographic data, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **44**(10), 2991–2995.
- Surazakov, A. & V. Aizen, 2010. Positional accuracy evaluation of declassified Hexagon KH-9 mapping camera imagery, *Photogrammetric Engineering and Remote sensing*, **76**(5), 603–608.

- Surdyk, S., 2002. Using microwave brightness temperature to detect short-term surface air temperature changes in Antarctica : An analytical approach, *Remote Sensing of Environment*, **80**, 256–271.
- Tahir, A.A., P. Chevallier, Y. Arnaud & B. Ahmad, 2011. Snow cover dynamics and hydrological regime of the Hunza River basin, Karakoram Range, Northern Pakistan, *Hydrology and Earth System Sciences*, **15**, 2275–2290.
- Tipper, E.T., M.J. Bickle, A. Galy, A.J. West, C. Pomiès & H.J. Chapman, 2006. The short term climatic sensitivity of carbonate and silicate weathering fluxes : insight from seasonal variations in river chemistry, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **70**, 2737–2754.
- Toutin, T., 2008. ASTER DEMs for geomatic and geoscientific applications : a review, *International Journal of Remote Sensing*, **29**(7), 1855–1875.
- Turner, A.G. & H. Annamalai, 2012. Climate change and the South Asian summer monsoon, *Nature Climate Change*.
- Ulaby, F.T., R. K. Moore & A. K. Fung, 1986. Microwave remote sensing : active and passive. Volume 3 - From theory to applications, Artech House.
- Vincent, C., 2002. Influence of climate change over the 20th Century on four French glacier mass balances, *Journal of Geophysical Research*, **107**(D19).
- Vincent, C., G. Kappenberger, F. Valla, A. Bauder, M. Funk & E. LeMeur, 2004. Ice ablation as evidence of climate change in the Alps over the 20th Century, *Journal of Geophysical Research*, **109**.
- Vincent, C., P. Ribstein, V. Favier, P. Wagnon, B. Francou, E. LeMeur & D. Six, 2005. Glacier fluctuations in the Alps and in the tropical Andes, *External Geophysics, Climate and Environment*, **337**, 97–106.
- Vincent, C., A. Ramanathan and P. Wagnon, D. P. Dobhal, A. Linda, E. Berthier, P. Sharma, Y. Arnaud, M. F. Azam, P. G. Jose & J. Gardelle, 2012. Mass gain of glaciers in Lahaul and Spiti region (North India) during the nineties revealed by in-situ and satellite geodetic measurements, *The Cryosphere Discussions*, **6**, 3733–3755.
- Wagnon, P., A. Linda, Y. Arnaud, R. Kumar, P. Sharma, C. Vincent, J.G. Pottakkal, E. Berthier, A. Ramanathan, S.I. Hasnain & P. Chevallier, 2007. Four years of mass balance on Chhota Shigri Glacier, Himachal Pradesh, India, a new benchmark glacier in the western Himalaya, *Journal of Glaciology*, **53**(183), 603–611.
- Wake, C.P., 1989. Glaciochemical investigations as a tool for determining the spatial and seasonal variation of snow accumulation in the central Karakoram, northern Pakistan, *Annals of*

- Glaciology*, **13**, 279–284.
- Webster, P.J., V.O. Magaña, T. Palmer, J. Shulka, R.A. Tomas, M. Yanai & T. Yasunari, 1998. Monsoons : processes, predictability, and the prospects for prediction, *Journal of Geophysical Research*, **103**(C7), 14451–14510.
- Wessels, R.L., J.S. Kargel & H.H. Kieffer, 2002. ASTER measurements of supraglacial lakes in the Mount Everest region of the Himalaya, *Annals of Glaciology*, **34**(1), 399–408.
- WGMS, 2008. Fluctuations of Glaciers 2000-2005, Volume IX, *Tech. rep.*, ICSU (FAGS)/IUGG (IACS)/UNEP/UNESCO/WMO, World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland.
- WGMS, 2012. World Glacier Monitoring Service, www.wgms.ch.
- Wood, J.D., 1996. The geomorphological characterisation of digital elevation models, (PhD thesis, University of Leicester).
- Xin, W., L. Shiyin, G. Wanqin, Y. Xiaoju, J. Zongli & H. Yongshun, 2012. Using remote sensing data to quantify changes in glacial lakes in the Chinese Himalaya, *Mountain Research and Development*, **32**(2), 203–212.
- Xu, D. & Q. Feng, 1994. Dangerous glacier lakes and their outburst features in the Tibetan Himalayas, *Bulletin of Glacier Research*, **12**, 1–8.
- Yamada, T. & C.K. Sharma, 1993. Glacier Lakes and Outburst Floods in the Nepal Himalaya, Young, G.J., ed., *Snow and Glacier Hydrology*, Kathmandu Symposium, IAHS Publ. no. 218.
- Yao, T., L. Thompson, W. Yang, W. Yu, Y. Gao, X. Guo, X. Yang, K. Duan, H. Zhao, B. Xu, J. Pu, A. Lu, Y. Xiang, D. B. Kattel & D. Joswiak, 2012. Different glacier status with atmospheric circulations in Tibetan Plateau and surroundings, *Nature Climate Change*, **2**, 663–997.
- Yasunari, T.J., P. Bonasoni, P. Laj, K. Fujita, E. Vuillermoz, A. Marinoni, P. Cristofanelli, R. Duchi, G. Tartari & K.M. Lau, 2010. Estimated impact of black carbon deposition during the pre-monsoon season from Nepal Climate Observatory - Pyramid data and snow albedo changes over Himalayan glaciers, *Atmospheric Chemistry and Physics*, **10**, 6603–6615.
- Yatagai, A., K. Kamiguchi, O. Arakawa, A. Hamada, N. Yasutomi & A. Kito, 2012. APHRODITE : Constructing a Long-term Daily Gridded Precipitation Dataset for Asia based on a Dense Network of Rain Gauges, *Bulletin of American Meteorological Society*.
- Yde, J.C. & Ø. Paasche, 2010. Reconstructing climate change : not all glaciers suitable, *EOS Transactions American Geophysical Union*, **91**(21), 189–190.
- Zemp, M., M. Hoeszle & W. Haeberli, 2009. Six decades of glacier mass-balance observations : a review of the worldwide monitoring network, *Annals of Glaciology*, **50**(50), 101–111.

- Zemp, M., P. Jansson, P. Holmlund, I. Gärtner-Roer, T. Koblet, P. Thee & W. Haeberli, 2010. Reanalysis of multi-temporal aerial images of Storglaciären, Sweden (1959-99) - Part 2 : Comparison of glaciological and volumetric mass balances, *The Cryosphere*, **4**, 345–357.
- Zwally, H.J., B. Schutz, W. Abdalati, J. Abshire, C. Bentley, A. Brenner, J. Bufton, J. Dezio, D. Hancock, D. Harding, T. Herring, B. Minster, K. Quinn, S. Palm, J. Spinhirne & R. Thomas., 2002. ICESat's laser measurements of polar ice, atmosphere, ocean and land, *Journal of Geodynamics*, **34**, 405–445.