Université Toulouse III – Paul Sabatier
Ecole doctorale Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace

Thèse présentée par

Etienne Berthier

En vue de l'obtention du diplôme d'Habilitation à Diriger des Recherches

Evolution récente des glaciers.
Que nous apprennent les satellites ?

Vue 3D par SPOT5 des glaciers Imja, Lothse et Nuptse (Everest, Nepal). © CNES 2009 / Airbus D&S

Soutenue à l'Observatoire Midi Pyrénées devant le jury composé de :

Catherine Ritz	Directrice de Recherche CNRS	rapportrice
Emmanuel Trouvé	Professeur Université de Savoie	rapporteur
Martin Hoelzle	Professeur Université de Fribourg	rapporteur
Stéphane Bonnet	Professeur Université Paul Sabatier	examinateur
Christophe Delacourt	Professeur Université de Bretagne Occidentale	examinateur
Eric Boussarie	Ingénieur CNES	examinateur
Frédérique Rémy	Directrice de Recherche CNRS	marraine

Aux glaciers déjà disparus (et à ceux qui restent, encore...)

Remerciements

Merci à tous les collègues et étudiants avec qui j'ai eu le plaisir de collaborer et de partager les joies (et les moments plus difficiles) des campagnes de terrain. Les nommer tous ici serait trop long, je préfère un petit pêle-mêle photo (où les immanquables oublis seront plus difficiles à détecter). C'est une grande chance d'appartenir à une communauté aussi sympathique et soudée que celle des glaciologues. Beaucoup de mes collègues sont depuis devenus des amis.

Mes principaux collaborateurs depuis 1998.

Un énorme merci aux secrétaires et gestionnaires du LEGOS, Martine Mena, Nadine Lacroux, Brigitte Cournou et Agathe Baritaud ainsi qu'à son service informatique, Bruno Buisson, Mathieu Pourcel et Philippe Téchiné. Merci aussi aux directeurs successifs du laboratoire : Patrick Monfray, Yves Ménard, Yves du Penhoat et Yves Morel. Merci enfin à François Lacan d'avoir partagé le canevas de ce manuscrit. Je n'oublie pas aussi les personnes clefs de l'Observatoire Midi Pyrénées, ses directeurs successifs et surtout Christine Perez (accueil), Williams Exbrayat et toute l'équipe de la bibliothèque, Sylvie Etchverry et Sébastien Chastanet (Com') et Yves Meyerfeld (Grands Séminaires).

Tout le travail présenté dans cette HDR a été réalisé sous l'ère de l'équipe « glacio », une page se tourne. Espérons que la nouvelle équipe, « Echos », saura préservée une ambiance tout aussi non-glaciale.

Enfin et surtout merci à Fleur, Anouk et Titouan qui rendent la vie si belle.

Table des matières

I. Contexte de mes travaux de recherche ..... - 7 -

1. Parcours Scientifique ..... - 7 -

a. Au hasard des rencontres ..... - 7 -

b. La méthodologie au service de la glaciologie ..... - 8 -

2. Cadre des travaux ..... - 9 -

a. Des collaborations multiples… ..... - 9 -

b. … mais moins de projets ..... - 10 -

c. ... et quelques campagnes de terrain et conférences. ..... - 11 -

3. Responsabilités collectives ..... - 11 -

a. Au niveau du laboratoire ..... - 11 -

b. Au niveau national ..... - 12 -

c. Au niveau international ..... - 12 -

4. Enseignement, vulgarisation et encadrement ..... - 12 -

a. Enseignement ..... - 12 -

b. Vulgarisation ..... - 13 -

c. Encadrement ..... - 13 -

5. Liste de publications ..... - 15 -

II. Principaux résultats scientifiques et perspectives ..... - 20 -

1. Introduction : glaciers, climat & espace ..... - 20 -

a. Les glaciers : qui sont-ils, combien sont-ils et où sont-ils? ..... - 20 -

b. Glaciers & climat, glaciers & niveau de la mer ..... - 22 -

c. Les glaciers depuis l'espace. Quelles variables observer? ..... - 25 -

2. Avoir du grain à moudre. De l'importance de l'accès à la 'bonne' donnée spatiale. ..... - 27 -

a. SPIRIT. Exemple d'une vaste campagne d'acquisition sur les régions polaires ..... - 28 -

b. Réflexions, suggestions et perspectives sur l'accès à la donnée spatiale ..... - 33 -

3. Moudre efficacement le grain. Développement de méthodologies et validation des observations satellitaires ..... - 37 -

a. Génération et évaluation des MNT Pléiades en contexte glaciaire ..... - 37 -

b. Traitement en série temporelle des MNT ASTER ..... - 42 -

4. Bilans de masse des glaciers himalayens ..... - 48 -

a. Le GlacierGate et la parcimonie des mesures sur les glaciers himalayens ..... - 48 -

b. L'anomalie des bilans de masse des glaciers du Karakorum ..... - 50 -

c. Bilans de masse glaciaires du Pamir à l'Hengduan Shan ..... - 53 -

d. Vers une explication de ces bilans de masse contrastés ..... - 57 -

e. Rôle hydrologique des glaciers des hautes montagnes d'Asie ..... - 59 -

f. Conclusions et perspectives ..... - 61 -
5. Synthèse : bilan de masse global des glaciers ..... - 62 -
a. Contribution des glaciers à la hausse du niveau de la mer entre 2003 et 2009 ... - 62 -
b. Pistes pour affiner nos estimations des pertes glaciaires ..... - 64 -
6. Et pour quelques perspectives de plus... ..... - 66 -
a. Accès à et traitement de données satellites optimisées pour les glaciers..... - 66 -
b. Maintenir la dynamique amorcée autour de SPIRIT & SPIRIT2..... - 66 -
c. Etudier la réponse régionale des glaciers des Andes centrales au changement climatique - 67 -
d. Le comportement atypique du glacier de l'Astrolabe..... - 68 -
III. Cinq publications choisies ..... - 70 -
1. Gardelle, Berthier & Arnaud. 2012. *Nature Geoscience*. Le comportement hors norme des glaciers du Karakorum ..... - 70 -
2. Berthier et al. 2010. *Nature Geoscience*. Revisiter la contribution des glaciers d'Alaska à la hausse du niveau marin. ..... - 70 -
3. Berthier, Scambos & Shuman. 2012. *Geophysical Research Letters*. Pertes de masse persistantes des glaciers de la région de Larsen B, Péninsule Antarctique. ..... - 70 -
4. Kääb et al. 2012. *Nature*. Bilan de masse des glaciers de l'Himalaya par altimétrie laser ICESat. ..... - 70 -
5. Berthier et al. 2009. *Journal of Geophysical Research – Earth surface*. La forte récession des glaciers des îles Kerguelen ..... - 70 -
IV. Références bibliographiques ..... - 100 -

J'ai longtemps envisagé que le cœur de cette habilitation à diriger les recherches (HdR) soit un article de synthèse (type "review") en anglais. Mais les contraintes de temps (nombreuses collaborations, responsabilités collectives) ont fait que la rédaction dudit article a trop longtemps été retardée et qu'il risquait d'être obsolète avant même d'être publié! Finalement j'ai préféré un format plus classique, moins ambitieux, une synthèse personnalisée de mes travaux depuis une dizaine d'années.

Je débuterai donc par une partie décrivant le contexte de mes travaux de recherche pour expliquer mon parcours jusqu'à la rédaction de cette habilitation. Cette première partie est aussi l'occasion de mettre en avant mon insertion dans une équipe, un laboratoire, et un système de recherche national et international et de décrire ma vision de l'encadrement. Dans un second temps, j'aborderai le cœur scientifique de cette HDR en décrivant les principaux travaux de recherche menés au cours des 10 dernières années en mettant l'accent sur nos études récentes sur le bilan de masse des glaciers des hautes montagnes d'Asie et les principales perspectives pour les prochaines années. Comme préconisée par l'université, je terminerai en insérant 5 publications majeures.

I. Contexte de mes travaux de recherche

1. Parcours Scientifique

a. Au hasard des rencontres…

Glaciologue. Un métier qui fait rêver. En tout cas qui m'a fait rêver à l'adolescence quand avec mon oncle, Rémi, je découvre le ski de randonnée au cœur des glaciers alpins. A l'époque il m'offre des livres sur les pôles et me ramène des posters signés par Claude Lorius, suscitant puis attisant une passion pour la glaciologie. Je rêve donc d'en faire mon métier. La chance veut qu'il connaisse François Valla, glaciologue au CEMAGREF (désormais IRSTEA) à Grenoble. Je rencontre François en 1993 sur le campus de l'Université de Grenoble. François m'a alors indiqué les études supérieures pouvant conduire au métier de glaciologue. J'ai suivi ses conseils à la lettre. Je ne me doutais pas que, 8 années plus tard, François et moi nous retrouverions à 6300 m, au sommet du Chimborazo (le point le plus éloigné du centre de la Terre) pour extraire une carotte de glace.

L'histoire reprend en juin 1997, après quelques années studieuses. Encore sur le campus grenoblois mais cette fois au laboratoire de glaciologie et géophysique de l'Environnement (LGGE). Je suis alors en stage de licence avec Paul Duval pour étudier en chambre froide l'orientation des cristaux d'un extrait de la carotte de Vostok. La chambre est vraiment froide (-20°C) et toutes les 30 mn, il fait bon sortir le bout de son nez dehors pour se réchauffer. En combinaison des régions polaires bien sur et sous le regard médusé des cyclistes transpirants de la cuvette grenobloise, surchauffée... Ce stage au LGGE est surtout l'occasion de rencontrer Patrick Wagnon, qui me parle de sa thèse et de ses missions sur les glaciers des Andes boliviennes, de l'opportunité d'y faire un stage voire sa « coopé » dans le cadre du service national. Patrick n'a pas de mal à me convaincre, m'invite à rencontrer Pierre Ribstein à Paris et me voilà rentré dans le petit monde de la glaciologie tropicale. Plus de 15 ans ont passé, Patrick a bien essayé de me faire peur sur une arête interminable à l'Ausangate (Cordillère de Vilcanota, Pérou) et malgré tout nous travaillons encore ensemble même si nos centres d'intérêts communs se sont déplacés vers les glaciers de l'Himalaya. Avec Christian

Vincent (qui a le bon gout d'avoir comme moi des racines dans l'argile de la Bresse), Patrick et moi constituons un joli trio, aux compétences complémentaires.

Après toutes ces rencontres grenobloises, pourquoi Toulouse? Comme aime le rappeler Frédérique (Rémy), c'est avant tout un choix personnel puisqu'en janvier 2002, je cherche une thèse en glaciologie dans la ville rose pour suivre ma compagne, recrutée par Météo France. Je découvre l'équipe glacio, son bureau des pots et la manière informelle qu'à Frédérique de faire des entretiens. Le courant passe, le sujet de thèse est construit en collaboration avec Yves Arnaud et rendez-vous est pris pour démarrer quelques mois plus tard, en juin 2002. Car entre temps, je pars 3 mois à Boulder (Colorado). Avant tout pour suivre Fleur en stage du NCAR, mais quitte à passer 90 jours (VISA de touriste oblige!) là-bas, pourquoi ne pas frapper à la porte de Ted Scambos et Bruce Raup, deux glaciologues qui travaillent au NSIDC (National Snow and Ice Data Center), le grand centre de données glaciologiques avec une forte connotation "spatiale". Je découvre avec eux le traitement des images satellites (Landsat) et nous montrons la stabilité des vitesses et le bilan quasi équilibré du glacier Mertz en Antarctique entre 1989 et 2001. L'occasion d'apprendre à rédiger un premier article que je terminerai en début de thèse. Nous sommes en mars 2002, la plateforme de Larsen B est justement en plein démantèlement. En quelques semaines, 3000 km² de glace flottante se désintègrent. Ted Scambos est au centre de la tourmente médiatique. A l'époque, je ne comprenais pas la portée scientifique (et sociétale!) de ce qui se tramait dans la Péninsule Antarctique et rien ne me laissait deviner que 10 ans plus tard (2011-2014), Ted et moi serions co-auteurs d'au moins cinq articles pour étudier les conséquences de cet évènement exceptionnel.

D'autres rencontres ont ensuite compté et suscité des collaborations qui se poursuivent aujourd'hui. Ainsi en 2003, Kurt Feigl me fait part de l'intérêt des glaciologues islandais (l'équipe d'Helgi Björnsson) pour les méthodes que je développais en thèse à partir des images SPOT5. Plusieurs séjours en Islande (et ceux de deux étudiantes en Master 2 Caroline Ripoche et Cyrielle Guérin) et plusieurs visites de collègues islandais à Toulouse ont conduit à une collaboration durable, cordiale et fructueuse.

Beaucoup plus récemment, une année en mission longue durée à Mendoza (Argentine) au sein du IANIGLA a permis de tisser des liens forts et très probablement durables autour de travaux communs sur les glaciers des Andes centrales et de Patagonie. Dans ce cadre, un post doctorant (Pierre Pitte) vient de passer 3 mois au LEGOS au cours de l'été 2014. Un vrai plaisir! Pierre reviendra, j'espère.

b. La méthodologie au service de la glaciologie

A ce stade, le lecteur pourrait croire que mon parcours scientifique est en partie guidé par le hasard de rencontres et d'affinités qui se créent au laboratoire, en conférence ou sur le terrain. Ce n'est pas qu'une impression et au fond, pourquoi pas ? Je suis persuadé que l'on travaille d'autant mieux ensemble que l'on a par ailleurs tissé des liens humains privilégiés. C'est peut être encore plus vrai en glaciologie où l'on est amené à partager des moments particuliers (souvent sympas, parfois difficiles) lors des campagnes sur le terrain. Extraire une carotte à 6000 m d'altitude ou y faire des relevés GPS ne constituent pas toujours des parties de plaisir. On oublie parfois que les photos que l'on montre à notre retour, lors des conférences grand publics par exemple, sont le plus souvent prises par beau temps : un échantillonnage un peu biaisé de la situation météo lors des campagnes de mesure...

De par ma présence dans une équipe à fort profil méthodologique, en tant que voisin du CNES et parce que peu de choses avaient été faites avec les satellites SPOT5 pour le suivi des glaciers, mon travail de thèse a eu une connotation assez fortement technique. Bientôt 10 ans après la soutenance, j'exploite toujours les outils développés durant cette thèse même s'ils ont été améliorés depuis et si

des nouveaux capteurs comme ICESat et Pléiades sont venus enrichir la palette des outils disponibles pour suivre l'état de santé des glaciers. Toutefois, les développements méthodologiques ne m'intéressent que s'ils sont mis au service de la thématique et d'un objectif scientifique. Autrement dit, il ne s'agit pas de mesurer une variable caractérisant l'évolution des glaciers parce qu'elle est mesurable depuis l'espace mais bien parce qu'elle est pertinente pour décrire leur état de santé ou un processus de leur fonctionnement. J'essaie donc de maintenir un subtil dosage entre compétence technique et objectifs scientifiques. Un important travail de bibliographie (lecture de 3-4 articles par semaines) aident à faire en sorte que la méthodologie reste au service de la glaciologie.

Peut-être du fait de mon cursus (formation en Sciences de la Terre, certes avec de la physique à haute dose mais aussi avec une forte composante naturaliste), j'attache une grande importance à la validation des nouvelles méthodes et à la vérification des résultats. Cela conduit à des collaborations nombreuses avec des équipes réalisant des mesures *in situ* et à la mise en place de campagnes dédiées de validation des observations satellitaires. Je reviendrai sur ce point dans la partie II.3 dans laquelle je présente nos travaux récents sur les topographies glaciaires déduites des images Pléiades. J'ai moins de curiosité pour l'aspect « projection » de l'évolution future des glaciers, sans doute parce que ces projections, aussi sérieuses et indispensables soient-elles, ne sont pas vérifiables, par définition. En revanche, j'aime contribuer à des efforts de modélisation en apportant les observations clefs permettant de contraindre les paramètres et de vérifier les simulations des modèles. De tels travaux ont déjà été menés sur le glacier du Hoffelsjökull en Islande [*Adalgeirsdóttir et al.*, 2011], la Mer de Glace [*Vincent et al.*, 2014] et sont en cours sur la calotte Cook des îles Kerguelen [*Favier et al.*, 2015]. Un tel effort est également en cours autour du glacier de l'Astrolabe près de la base française de Dumont d'Urville (Coll. E. Le Meur).

2. Cadre des travaux

a. Des collaborations multiples…

Comme indiqué ci-dessus, une partie des collaborations est née du hasard des rencontres au cours des 15 dernières années. Dans d'autres cas c'est la disponibilité de données de qualité qui a suscité un travail en commun. Ainsi je travaille avec Jack Kohler du North Polar Institute (Tromsø, Norvège) suite à la mise à disposition par le CNES d'une formidable série de 13 images Formosat-2 acquises entre mars et septembre 2007 sur un glacier du Svalbard (le Kronebreen). La collaboration sur l'Himalaya avec Andreas Kääb (Université d'Oslo) a débuté elle lorsque ce dernier m'a envoyé par mail un aperçu des très beaux résultats qu'il avait obtenu à partir des données ICESat le long de l'arc himalayen. J'ai alors proposé à Andreas de travailler ensemble pour éviter une compétition avec la thèse de Julie Gardelle, en cours à ce moment là. Je démarre actuellement une collaboration avec l'Université de Sherbrooke dans le cadre du chantier arctique puisque cette équipe m'a contacté au vu de mon expertise avec les données Pléiades. Des superbes images Pléiades ont été acquises début aout 2014 sur les calottes les plus au Sud de l'arctique canadien (Grinnell notamment) et un étudiant canadien (Charles Papasodoro) les a traité au LEGOS lors d'une visite de 2 mois en septembre/octobre 2014.

La Figure 1 illustre les différentes zones d'étude et les équipes avec qui je collabore. On peut y voir un certain éparpillement. Mais cet éparpillement ne fait que refléter celui des glaciers à la surface du globe et s'avère donc une quasi nécessité si l'on veut avoir un diagnostic non biaisé de leur évolution, notamment de leur contribution à la hausse du niveau des mers et aussi pouvoir les utiliser comme indicateur quasi global des fluctuations climatiques.

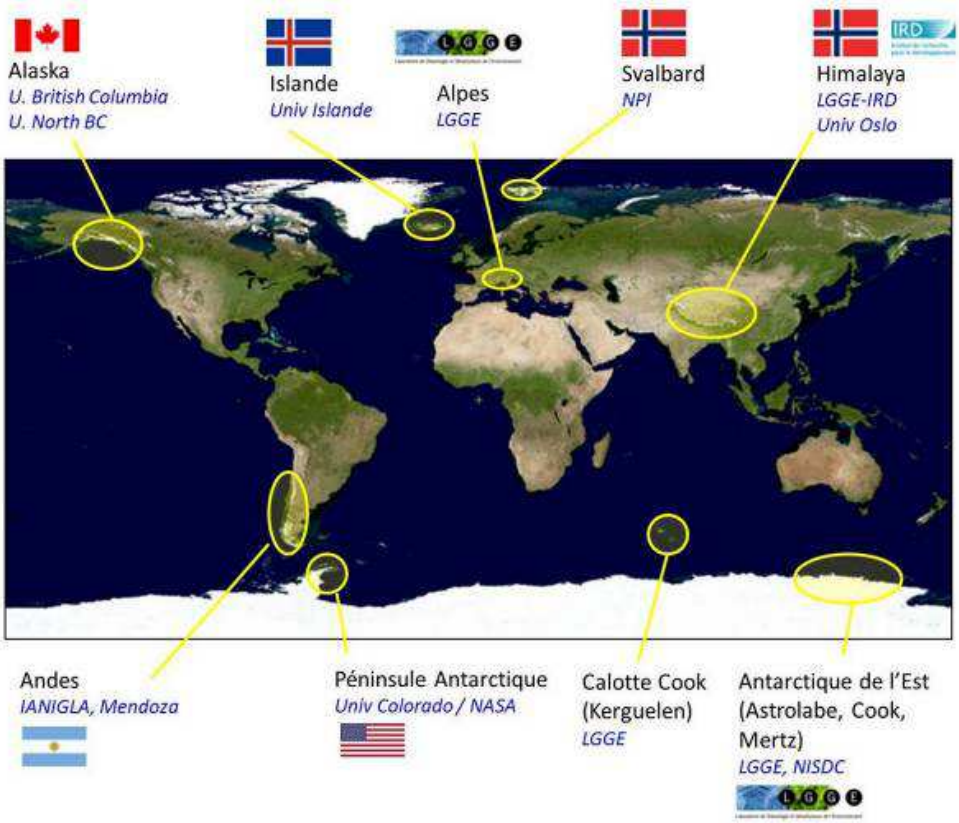


Figure 1: Carte de mes différents chantiers et collaborations nationales / internationales

Cette figure n'indique pas les collaborations internes au LEGOS. Au sein de l'équipe glacio, très orientée vers l'altimétrie radar, je participe à des co-encadrements (comme celui de Thomas Flament) quand mon expertise peut être utile. Plus récemment, dans le cadre de la thèse de Vanessa Drolon, nous étudions le potentiel des images optiques basses résolution comme proxy du bilan de masse des glaciers (encadrant principal P. Maisongrande). Ces images couvrent l'ensemble du globe chaque jour permettant d'établir des cartes d'enneigement. Les premiers résultats étant prometteurs, on envisage aujourd'hui un suivi en temps quasi réel du bilan saisonnier des glaciers grâce à cette technique. Enfin la dernière collaboration, avec Anny Cazenave et Benoit Meyssignac, permet d'étudier à l'échelle globale les causes de la hausse du niveau marin. Nous y reviendrons dans le dernier chapitre de ce document (II.5).

b. … mais moins de projets …

La plupart des collaborations énumérées ci-dessus est conduite de manière informelle, sans cadre institutionnel. A mes yeux, c'est une chance de pouvoir travailler ainsi car cela évite les lourdeurs de soumission et du rendu de gros projets multi-partenaires. Cela explique peut-être aussi que ces collaborations soient aussi fructueuses en termes de publications : le temps qui n'est pas passé à rédiger des rapports peut être consacré à l'acquisition puis au traitement des données, à leur analyse, à la bibliographie et la préparation d'articles (à bon entendeur...). Si je peux « vivre » sans être PI de projets ANR ou Européen, c'est parce que je bénéficie depuis 2006 d'un soutien régulier du CNES à travers le TOSCA (~ 10 kEuros par an de fonctionnement) et à travers son programme ISIS (4 à 5 demandes d'acquisitions d'images satellites par an). Ce soutien est évidemment assujetti à la restitution de rapports d'avancement et, chaque année, à la soumission au TOSCA d'une version

actualisée du projet. En dehors de ce soutien récurrent du CNES, j'ai bénéficié pendant 3 ans d'un financement du Programme National de Télédétection Spatiale (PNTS) et, au titre de l'année polaire internationale (IPY), le CNES a financé l'acquisition d'une exceptionnelle archive d'images SPOT5-HRS sur les régions polaires dans le cadre du projet SPIRIT (budget total > 1 Meuros). Nous reparlerons de SPIRIT dans la partie II.2.

c. … et quelques campagnes de terrain et conférences.

Je limite mes participations à des conférences internationales à ~1 par an (voire 2), parfois l'AGU ou l'EGU mais le plus souvent je participe aux conférences d'IGS (International Glaciological Society), conférences ciblées qui regroupent en général 100 à 200 sympathiques glaciologues.

Limiter la fréquentation des conférences permet d'éviter de donner plusieurs mois le même talk (les années passant le risque de radoter va croissant), de garder du temps pour aller faire des campagnes de terrain (une tous les deux ans environ), du temps au laboratoire et aussi du temps pour... la famille.

Les campagnes de terrains visent le plus souvent à acquérir des données de validation des observations satellitaires. Elles sont conduites généralement en collaboration avec des collègues qui suivent les glaciers sur le terrain, le plus souvent en réalisant des mesures annuelles du bilan de masse avec la méthode glaciologique. Plus rarement, des campagnes spécifiques sont programmées. Ainsi, en avril 2011 et dans le cadre de la thèse de Julie Gardelle, une campagne d'acquisition de traces GPS le long des sentiers de l'Everest a été menée pour vérifier le recalage planimétrique et altimétrique des images et modèles numériques de terrain déduits des données du satellite SPOT5. En août ou septembre 2015, nous irons probablement mesurer des points de contrôle spécifiques aux images Pléiades puisque le suivi photogrammétrique des glaciers alpins (dans le cadre de Glacioclim) devrait être remplacé par un suivi satellitaire très haute résolution et les points de contrôle les plus précis possibles sont nécessaires. Compte tenu de la qualité et de la régularité des observations in situ sur les glaciers des Alpes françaises, ce site reste une zone privilégiée pour l'évaluation de la qualité des nouvelles observables que l'on peut déduire des images satellites.

3. Responsabilités collectives

a. Au niveau du laboratoire

Depuis 2007, je suis correspondant communication du LEGOS. Cette tâche, très intéressante, devenait assez lourde si bien que depuis 3-4 ans nous la menons à deux avec Marine Herrmann (océanographe IRD au LEGOS). Notre activité se traduit par la mise à jour régulière (~2 fois par mois) de deux pages WEB que nous avons créées :

http://www.legos.obs-mip.fr/fr/evenements/actualite/ : pour les actualités scientifiques c'est-à-dire des résumés d'articles scientifiques pour le grand public;

http://www.legos.obs-mip.fr/fr/evenements/ : pour la vie du laboratoire (conférences grand public, écoles d'été, expositions, fête de la science, parution d'ouvrages de vulgarisation, hommage, etc…)

Ces deux pages web constituent un vecteur efficace pour faire remonter vers ses quatre tutelles les informations touchant l'activité du LEGOS. Notre laboratoire alimente ainsi régulièrement les journaux, newsletters, page web ou fiches d'actualités de l'INSU-CNRS, l'IRD, l'UPS ou le CNES. Dans certains cas, des communiqués de presse sont rédigés et repris par la presse nationale.

Je participe aussi à l'organisation des grands séminaires de l'Observatoire Midi-Pyrénées qui sont sous la responsabilité de Yves Meyerfeld.

b. Au niveau national

Depuis 2009, je suis membre du groupe Terre Solide du TOSCA et mon mandat a été renouvelé pour cinq nouvelles années à partir de 2014. Cela consiste en l'évaluation annuelle des projets de recherche et tous les 4-5 ans à la participation à l'exercice de bilan/prospective qui va guider la politique scientifique du CNES et le choix de missions spatiales futures. Je me suis d'ailleurs impliqué dans la définition et la promotion d'une future mission spatiale (le concept stéréo-lidar Z-Earth). J'en reparlerai dans la partie prospective de cette HDR. Je viens aussi d'être nommé au comité scientifique du pôle de données Terre Solide, Form@ter.

Depuis 2012, j'assure la fonction de responsable de la section 8 (sciences de la cryosphère) du CNFGG (Comité National Français de Géodésie et Géophysique) qui est la branche française de l'IUGG (Union Géodésique et Géophysique Internationale). Mon activité au sein de cette section demeure limitée. Je me contente essentiellement de l'expertise des rares thèses soumises dans notre section pour le prix de thèse annuel du CNFGG et de relayer l'information vers les laboratoires français ayant une composante « cryosphère ».

c. Au niveau international

Je suis responsable scientifique du projet SPIRIT (Spot5 stereoscopic survey of Polar Ice: Reference Images & Topographies). Ce projet, au financement national (CNES) mais d'envergure internationale (les scientifiques de ~20 pays ont déjà bénéficié de ces données), sera décrit plus en détail dans la partie II.2.

Mon activité de recherche s'accompagne d'une importante activité de reviews dans le cadre d'appels d'offre nationaux (LEFE, IPEV, PNTS) et internationaux (Pays-Bas, Canada, Royaume-Uni, US, Islande, etc…). Chaque année, je rapporte également 15 à 20 articles pour des revues à comité de lecture. Cette activité a été reconnue via l''Outstanding referee award' de la revue *Geophysical Research letters* et la nomination comme 'Top Reviewer' pour la revue *Remote Sensing of Environment*. Je suis éditeur scientifique pour la revue française *La Météorologie* depuis 2012 et également pour 2 numéros spéciaux d'*Annals of Glaciology* (5-6 articles à éditer par numéro).

4. Enseignement, vulgarisation et encadrement

a. Enseignement

Depuis 2007, j'interviens quasiment chaque année à l'université du temps libre (Université du Mirail) pour des conférences/cours grands publics. L'occasion de penser à mon grand-père, Bon papa, aujourd'hui décédé mais qui, le cap des 90 ans franchi, continuait à s'assoir au premier rang de cours similaires, mais donnés à l'Université de Lyon. Je vais de temps en temps aussi dans les écoles et Lycées pour des conférences similaires.

Chaque année depuis février 2010, l'équipe glacio du LEGOS organise un module d'introduction à l'étude de la cryosphère pour les étudiants du magistère de l'ENS Paris. C'est Alexei Kouraev qui gère ce module. Je traite le volet glaciers de montagne durant une journée, avec un cours le matin et un travail pratique de traitement d'images sur PC l'après-midi.

b. Vulgarisation

Je réponds systématiquement aux sollicitations régulières des médias (presse écrite, TV, radio) pour donner un éclairage critique sur l'évolution des différents éléments de la cryosphère.

J'ai déjà contribué à la rédaction de plusieurs articles destinés au grand public (Spot ou CNES Magazine, Pour la Science, La Recherche) ou de chapitres de livres, bien stimulé et aidé dans cette voie par Frédérique Rémy et Anny Cazenave. C'est un volet du travail de chercheur que j'apprécie car il permet de sortir de sa bulle et de partager plus largement les dernières avancées des chercheurs.

c. Encadrement

S'il n'est pas mentionné le % d'encadrement des étudiants est de 100%

Etudiants encadrés en L3 et M1

2011 Lauren Ducret & Yoann Malbeteau (L3). « Evolution de la calotte Cook (Kerguelen) entre 2000 et 2009 »
2011 Caroline Ripoche (M1, 50%) « MNT aérien du glacier du Breidamerkurjökull en 1960 »
2009 Romain Dolques (L3) « Bilan de masse des glaciers du Mont-Blanc (2003-2008) par Spot5 »
2008 Laure Mabileau (L3). « Inventaire des glaces des Iles Kerguelen. »
2008 S. Lacassagne, E. Leguay & S. Zhang (M1, 10%) « Mise en évidence des sources sous-marines le long des zones côtières grâce à l'imagerie satellitaire »

Etudiants encadrés en M2

2014 Vincent Cabot. « Bilan de masse des glaciers de l'Aconcagua »
2014 Romain Milan (20%). « MNT Tandem-X pour la glaciologie »
2011 Guillaume Carrie (50%). « Amélioration MNT SPIRIT en Antarctique »
2010 Cyrielle Guérin (50%). « Flux de vêlage du Breidamerkurjökull (Islande) »
2009 Yoann Drocourt. « Dynamique du glacier Kronebreen (Spitzberg) »
2009 Julie Gardelle (33%) « Climatologie des lacs himalayens et leur évolution récente »
2007 Raymond Le Bris. « Glaciologie de la Calotte Cook aux Kerguelen. Évolution des surfaces et volumes glaciaires depuis 40 ans. »
2006 Pâquerette Durand (50%). « Exploration des possibilités de HRS pour la glaciologie »

Parmi ces étudiants, Raymond Lebris et Cyrielle Guérin ont depuis soutenu leur thèse dans d'autres laboratoires. Raymond a été recruté à l'organisation météorologique internationale (OMM) alors que Cyrielle a été recrutée au CEA. Yoann Drocourt et Yoann Malbeteau sont eux actuellement en thèse.

Etudiants encadrés en thèse

Thèse de Julie Gardelle (encadrement à 50%) **:**

Contribution des glaciers de l'Hindu-Kush Himalaya à la ressource en eau régionale et à l'élévation du niveau des mers

Cette thèse a été co-encadrée avec Yves Arnaud (IRD/LTHE) et a permis d'établir des bilans de masse glaciaires le long de toute la chaîne himalayenne grâce à des comparaisons de modèles numériques de terrain (MNT) SPOT5 et SRTM. Nous en reparlerons plus en détail dans le chapitre himalayen de cette HDR. En fin de thèse, Julie est co-auteur de 6 articles dont 4 en tant que première auteur (sans compter les 3 articles dont elle est co-auteur suite à des travaux antérieurs à la thèse). Tous les

articles de Julie sont déjà largement cités. Malgré cette thèse brillante, Julie n'a pas souhaité poursuivre dans le milieu de la recherche académique. Elle a trouvé un poste (CDD pour le moment) dans le domaine de la génération de MNT chez Airbus Defence & Space à Sofia Antipolis.

Thèse de Thomas Flament (encadrement à 30%):

Variations de hauteur de la calotte antarctique par altimétrie radar par satellite : amincissement dynamique, vidanges de lacs sous-glaciaires et autres curiosités

Comme l'indique son titre, la thèse de Thomas (encadré principalement par Frédérique Rémy) portait sur l'exploitation des données radar altimétrique pour le suivi de la calotte Antarctique. Pour comparer les données radar et laser, j'ai aidé Thomas à la prise en main des données ICESat (laser altimétrique). D'autre part, pour étudier plus en détails la spectaculaire vidange d'un lac sous-glaciaire au cœur de la calotte (70 m d'affaissement de la surface en moins de 2 ans), nous avons demandé des acquisitions spécifiques par le capteur SPOT5-HRS. Le MNT déduit de ces données a permis, en combinaison avec un MNT ASTER et les données ICESat, d'estimer précisément le volume d'eau qui s'est vidangé sous la calotte de glace. Thomas a publié 2 articles en tant que premier auteur durant sa thèse et il est co-auteur de 2 autres articles (et de 6/7 autres soumis ou en préparation). Thomas est aujourd'hui en post doctorat à l'Université de Leeds. On espère le revoir à Toulouse un jour, un vrai plaisir de travailler avec lui.

Thèse de Vanessa Drolon (en cours, encadrement à 30%)

La couverture neigeuse régionale mesurée par SPOT/VEGETATION et PROBA-V comme proxy des bilans de masse glaciaires

Vanessa a débuté sa thèse en janvier 2013 sous la direction de Philippe Maisongrande et avec un co-encadrement au centre belge de traitement des données VGT (le VITO) où elle passe une partie de son temps. L'objectif de son travail est d'utiliser les cartes d'enneigement construites à partir des données basse résolution mais haute fréquence du capteur SPOT/VGT comme proxy des bilans de masse de glaciers. Il s'agit d'établir une relation altitude d'enneigement / bilan de masse saisonnier sur les glaciers du massif alpin où ils sont bien documentés et vérifier si cette relation peut être ensuite extrapolée aux glaciers non suivis in situ puis à d'autres massifs. Un autre volet de cette thèse est de tester les premières données du successeur de SPOT/VGT, le capteur Proba-V. Les tous derniers résultats sont prometteurs mais je laisse à Vanessa et à son futur manuscrit de thèse, la primeur du détail.

Julie Gardelle était une étudiante atypique par sa grande autonomie. Mon implication dans le co-encadrement de Thomas Flament et Vanessa Drolon est moindre, plutôt en appui aux côtés des encadrants principaux de ces deux thèses. J'espérais débuter l'encadrement d'une thèse sur les glaciers des Andes en septembre 2014 mais je n'ai pas réussi à obtenir des financements (pas toujours facile d'exister dans un laboratoire qui compte les deux responsables scientifiques français de la future mission SWOT)… Bref, tout cela pour dire que je manque encore d'expérience et de recul sur l'encadrement des étudiants en thèse et donc il m'est difficile de tirer des conclusions fermes sur ma vision de l'encadrement (qui de toute façon doit s'adapter au cas par cas et ne peut être dogmatique).

Je suis un encadrant assez exigeant, prêt à passer du temps avec les étudiants si ces derniers sont réceptifs et motivés (donc bosseurs). J'essaie d'être réactif pour ne pas freiner un étudiant dans son travail quitte à mettre en veille des travaux plus personnels. J'attends en retour des étudiants un important travail bibliographique, condition *sine qua none* à une bonne immersion dans le sujet. Directive pas toujours facile à faire suivre par les étudiants et pourtant c'est à mes yeux un volet très important d'un stage et a fortiori d'une thèse. Toujours dans la même logique, je demande aux étudiants (à partir du M2) de s'inscrire sur la cryolist, la liste de diffusion des glaciologues. Cela leur permet d'être au fait de l'actualité de la communauté et de suivre les annonces de thèse, de post doc, d'être au courant de la mise à disposition de nouvelles données ou des futures conférences. Bref, d'élargir leurs horizons.

Quand un stage permet des avancées suffisantes et que les résultats sont ensuite repris dans des articles, je suis vigilant sur la bonne reconnaissance de la contribution de l'étudiant. Ainsi Raymond Lebris et Laure Mabileau ont été co-auteur d'une article [*Berthier et al.*, 2009] sur l'évolution des glaciers des Kerguelen. Yoann Malbeteau et Lauren Ducret seront eux co-auteurs d'un travail soumis récemment sur l'explication des causes du recul des glaciers sur cette même île [*Favier et al.*, 2015]. Le récent travail de stage de Vincent Cabot devrait lui aussi débouché sur un article dont il sera co-auteur.

Il n'est pas toujours évident de faire du terrain sur les glaciers quand on est à Toulouse mais si des opportunités se présentent (notamment grâce à Pierre René et son association Moraine, qui s'occupe du suivi des glaciers pyrénéens) j'essaie d'en faire profiter les étudiants.

5. Liste de publications

Pour ne pas allonger inutilement cette liste, je ne répertorie que les articles dans des revues à comité de lecture ou dans des livres. Par ailleurs, je suis co-auteur chaque année de 15 à 20 posters ou oraux dans les conférences internationales (EGU, AGU ou IGS) qui ne sont pas listés ici.

Souligné = étudiant encadré en thèse, en stage ou contractuel

Articles dans revues à comité de lecture

Avant de lister (ordre anti-chronologique) l'ensemble des publications dans des revues de rang A, je propose ci-dessous (Fig. 2) une version égayée de cette liste montrant le nombre de publications pour chaque zone d'étude. Cela permet de mettre en évidence les différents grands chantiers géographiques qui ont été abordés et leur « poids » respectif. J'ai ajouté sur cette figure les 6 publications qui sont relatives à des études globales, notamment concernant la contribution des glaciers à la hausse du niveau marin ou des études méthodologiques génériques. Figurent également 3 publications dans le domaine de la Terre Solide (glissement de terrain et déformation co-sismique). Parmi ces 50 publications, 5 l'ont été dans des revues dites "à fort impact" : Nature, Science, Nature Geoscience (*2) et Nature Climate Change. Cette figure 2 justifie l'existence d'un chapitre entier sur les glaciers de l'Asie centrale puisque les 10 publications touchant cette région ont été publiés depuis 2007, année de ma prise de poste CNRS au LEGOS.

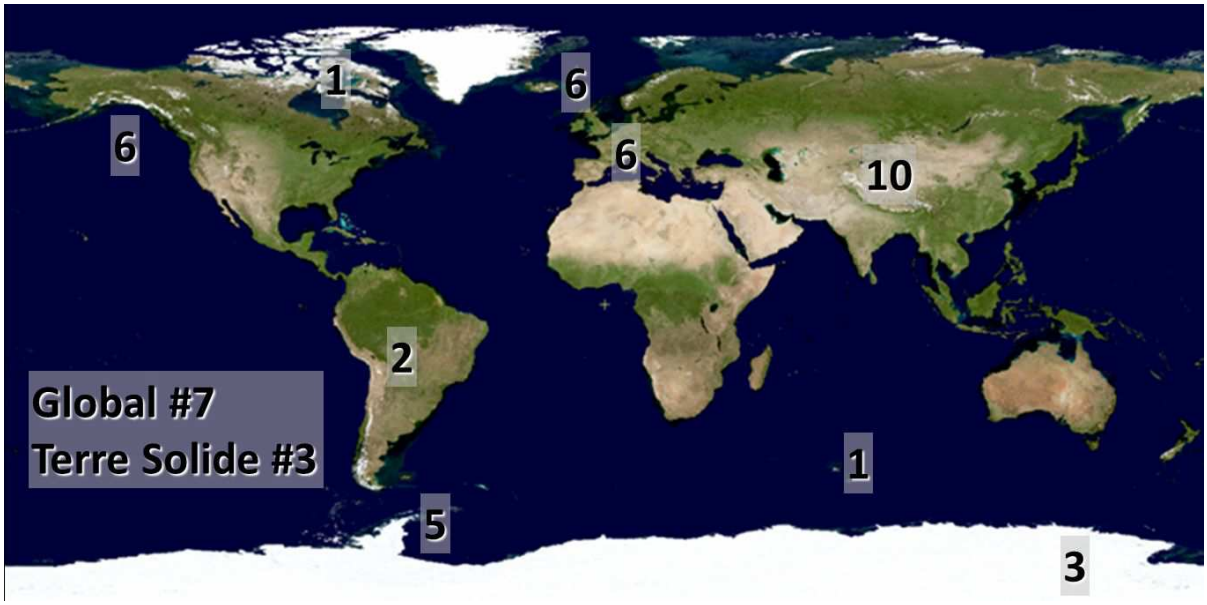


Figure 2: Carte de localisation des publications (rang A uniquement) dont je suis auteur ou co-auteur. J'ai indiqué au cœur du Pacifique le nombre de publications concernant des travaux génériques (soit méthodologiques soit thématiques mais à portée globale) ou des articles dans le domaine de la Terre Solide.

[50] **Berthier E.**, Vincent C., Magnusson E. and 7 others, Glacier topography and elevation changes derived from Pléiades sub-meter stereo images, The Cryosphere, in press.

[49] Scambos, T. A., **Berthier E.**, Haran, T., Shuman, C. A., Cook, A. J., Ligtenberg, S. R. M. and Bohlander, J.: Detailed ice loss pattern in the northern Antarctic Peninsula: widespread decline driven by ice front retreats, The Cryosphere, 8(6), 2135-2145, doi: 10.5194/tc-8-2135-2014, 2014

[48] Le Meur E., Sacchettini M., Garambois S., **Berthier E.**, Drouet A.-S., Durand G., Young D., Greenbaum J. S., Holt J. W., Blankenship D. D., Rignot E., Mouginot J., Gim Y., Kirchner D., de Fleurian B., Gagliardini O. and Gillet-Chaulet F. Two independent methods for mapping the grounding line of an outlet glacier – an example from the Astrolabe Glacier, Terre Adélie, Antarctica. The Cryosphere, 8(4), 1331–1346, doi:10.5194/tc-8-1331-2014, 2014

[47] Nield G. A., Barletta V. R., Bordoni A., King M. A., Whitehouse P. L., Clarke P. J., Domack E. W., Scambos T. A. and **Berthier E.**: Rapid bedrock uplift in the Antarctic Peninsula explained by viscoelastic response to recent ice unloading, Earth and Planetary Science Letters, 397, 32-41, doi: 10.1016/j.epsl.2014.04.019, 2014

[46] Flament T., **Berthier E.**, Rémy F. Cascading water underneath Wilkes Land, East Antarctic Ice Sheet, observed using altimetry and digital elevation models, The Cryosphere, 8(2), 673-687, doi: 10.5194/tc-8-673-2014, 2014

[45] Cazenave A., Dieng H., Meyssignac B., Von Schuckmann K., Decharme B. and **Berthier E.**: The rate of sea-level rise, Nature Climate Change, doi: 10.3189/2014JoG13J119, 2014

[44] Das I., Hock R., **Berthier E.**, and Lingle C. S. 21st-century increase in glacier mass loss in the Wrangell Mountains, Alaska, USA, from airborne laser altimetry and satellite stereo-imagery, Journal of Glaciology, 60(220), 15-24, doi: 10.3189/2014JoG13J119, 2014

[43] Vincent C., Harter M., Gilbert A., **Berthier E.** and Six D. Future fluctuations of the Mer de Glace (French Alps) assessed using a parameterized model calibrated with past thickness changes, Annals of Glaciology, 55(66), 15-24, doi: 10.3189/2014AoG66A050 , 2014

[42] Paul F., Bolch T., Kaab A., Nagler T., Nuth C., Scharrer K., Shepherd A., Strozzi T., Ticconi F., Bhambri R., **Berthier E.**, Bevan S., Gourmelen N., Heid T., Jeong S., Kunz M., Laucknes T., Luckman A., Merryman J., Moholdt G., Muir A., Neelmeijer J., Rankl M., VanLooy J. A., and Van Niel T. The Glaciers Climate Change Initiative: Algorithms for creating glacier area, elevation change and velocity products, Remote Sensing of Environment, doi: 10.1016/j.rse.2013.07.043, 2014

[41] Wagnon P., Vincent C., Arnaud Y., **Berthier E.**, Vuillermoz E., Gruber S., Ménégoz M., Gilbert A., Dumont M., Shea J., Stumm D., and Pokhrel B. K. Seasonal and annual mass balances of Mera and Pokalde glaciers (Nepal Himalaya) since 2007, The Cryosphere, 7, 1769-1786, doi: 10.5194/tc-7-1769-2013, 2013

[40] Gardelle J., **Berthier E.**, Arnaud Y., and Kääb A. Region-wide glacier mass balances over the Pamir - Karakoram - Himalaya during 1999-2011, The Cryosphere, 7, 1263-1286, doi: 10.5194/tc-7-1263-2013, 2013

[39] Clarke G. K. C., Anslow F., Jarosch A., Radic V., Menounos B., Bolch T. & **Berthier E.** Ice volume and subglacial topography for western Canadian glaciers from mass balance fields, thinning rates, and a bed stress model, Journal of Climate, 26(12), 4282–4303, doi: 10.1175/JCLI-D-12-00513.1, 2013

[38] Lacroix P., Zavala B., **Berthier E.** & Audin L. Supervised Method of Landslide Inventory Using Panchromatic SPOT5 Images and Application to the Earthquake-Triggered Landslides of Pisco (Peru, 2007, Mw8.0), Remote Sensing, 5(6), 2590-2616, doi: 10.3390/rs5062590, 2013

[37] Gardner A. S., Moholdt G., Cogley J. G., Wouters B., Arendt A. A., Wahr J., Berthier E, Hock R., Pfeffer T., Kaser G., Ligtenberg S. R. M., Bolch T., Sharp M., Hagen J. O., van den Broeke M. R., and Paul F. A Reconciled Estimate of Glacier Contributions to Sea Level Rise: 2003 to 2009, Science, 340, 852-857, 10.1126/science.1234532, 2013

[36] Björnsson H., Pálsson F., Guðmundsson S., Magnusson E., Aðalgeirsdóttir G., Jóhannesson T., Berthier E, Sigurðsson O. & Thorsteinsson T. Contribution of Icelandic ice caps to sea level rise: trends and variability since the Little Ice Age, Geophysical Research Letters, 40, 1-5, doi: 10.1002/grl.50278, 2013

[35] Vincent C., Ramanathan A., Wagnon P., Dobhal D. P., Linda A., Berthier E, Sharma P., Arnaud Y., Azam M. F., Jose P. G., and Gardelle J. Balanced conditions or slight mass gain of glaciers in the Lahaul and Spiti region (northern India, Himalaya) during the nineties preceded recent mass loss, The Cryosphere, 7(2), 569-582, doi: 10.5194/tc-7-569-2013, 2013

[34] Paul F., Barrand N. E., **Berthier E.**, Bolch T., Casey K., Frey H., Joshi S. P., Konovalov V., Le Bris R., Moelg N., Nuth C., Pope A., Racoviteanu A., Rastner P., Raup B., Scharrer K., Steffen S. & Winswold S. On the accuracy of glacier outlines derived from remote sensing data, Annals of Glaciology, 54(63), 171-182, doi: 10.3189/2013AoG63A296, 2013

[33] Johannesson T., Björnsson H., Magnússon E., Guðmundsson S., Pálsson F., Sigurdsson O., Thorsteinsson T. & **Berthier E.** Ice-volume changes, bias-estimation of mass-balance measurements and changes in subglacial water bodies derived by LiDAR-mapping of the surface of Icelandic glaciers, Annals of Glaciology, 54(63), 63-74, doi: 10.3189/2013AoG63A422, 2013

[32] Pálsson F., Guðmundsson S., Björnsson H., **Berthier E.**, Magnússon E., Guðmundsson S. & Haraldsson H. Mass and volume changes of Langjökull ice cap, Iceland, ~1890 to 2009, deduced from old maps, satellite images and in situ mass balance measurements, Jökull, 62, 81-96, 2012

[31] Kääb A., **Berthier E.**, Nuth C., Gardelle J. & Arnaud Y. Contrasting patterns of early 21st century glacier mass change in the Himalaya. Nature, 488(7412), 495-498, doi: 10.1038/nature11324, 2012

[30] **Berthier E.**, Scambos T.A. & Shuman C.A. Mass loss of Larsen B tributary glaciers (Antarctic Peninsula) unabated since 2002. Geophysical Research Letters, 39, L13501, doi:10.1029/2012GL051755, 2012

[29] Gardelle J., **Berthier E.** & Arnaud Y. Slight mass gain of Karakorum glaciers in the early 21st century. Nature Geoscience, 5(5), 322-325, doi: 10.1038/ngeo1450, 2012 [Highlighted among Top-10 papers for 2008-2012 by Nature Geoscience]

[28] **Berthier E.** & Vincent C. Relative contribution of surface mass balance and ice flux changes to the accelerated thinning of the Mer de Glace (Alps) over 1979-2008. Journal of Glaciology, 58(209), 501-512. 2012

[27] Azam M.F., Wagnon P., Ramanathan A., Vincent C., Sharma P., Arnaud Y., Linda A., Pottakal J., Chevallier P., Singh V.B. & **Berthier E.** From balance to imbalance: a shift in the dynamic behaviour of Chhota Shigri Glacier (Western Himalaya, India). Journal of Glaciology. 58(208), 315-324, 2012

[26] Gardelle J., **Berthier E.** & Arnaud Y. Impact of resolution and radar penetration on glacier elevation changes computed from DEM differencing. Journal of Glaciology, 58(208), 419-422. 2012

[25] Toutin T., Schmitt C., **Berthier E.** & Clavet D. DEM Generation over Ice Fields in Nunavut with Along-track SPOT5 HRS Stereo Data. Canadian Journal of Remote Sensing. 37(4), 429-438. 2011

[24] Aðalgeirsdóttir G., Gudmundsson S., Bjornsson H., Palsson F., Johannesson T., Hannesdóttir H., Sigurdsson S. & **Berthier E.** Modelling the 20th and 21st century evolution of Hoffellsjökull glacier, SE-Vatnajökull, Iceland. The Cryosphere. 5(4), 961-975, 2011

[23] Shuman C.A., **Berthier E.** & Scambos T.A. Glacier Elevation and Mass Loss, 2001-2009, in the Larsen A and B Embayments, Antarctic Peninsula. Journal of Glaciology. 57(204), 737-754, 2011

[22] Scambos T.A., **Berthier E.** & Shuman C.A. The triggering of sub-glacial lake drainage during the rapid glacier drawdown: Crane Glacier, Antarctic Peninsula. Annals of Glaciology. 52(59), 74–82, 2011

[21] Gudmundsson S., Björnsson H., Magnússon E., **Berthier E.**, Pálsson F., Gudmundsson M.T., Högnadóttir T. & Dall J. Response of Eyjafjallajökull, Torfajökull and Tindfjallajökull ice caps in Iceland to regional warming, deduced by remote sensing. Polar Research. 30(7282), 2011

[20] Gardelle J., Arnaud Y. & **Berthier E.** Contrasted evolution of glacial lakes along the Hindu Kush Himalaya mountain range between 1990 and 2009. Global & Planetary Change. 75(1-2), 47-55, 2011

[19] **Berthier E.** Volume loss from Bering Glacier (Alaska), 1972 – 2003: comment on Muskett and others (2009). Journal of Glaciology, 56(197), 555-557, 2010

[18] **Berthier E.**, Schiefer E., Clarke G.K.C., Menounos B. & Remy F. Contribution of Alaskan glaciers to sea level rise derived from satellite imagery. Nature Geoscience, 3(2), 92-95, 2010

[17] Memin A., Rogister Y., Hinderer J., Llubes M., **Berthier E.** & Boy J.-P. Ground deformation and gravity variations modelled from present-day ice-thinning in the vicinity of glaciers. Journal of Geodynamics, 48, 195-203, 2009

[16] **Berthier E.**, Le Bris R., Mabileau L., Testut L., & Rémy F. Ice wastage on the Kerguelen Islands (49S, 69E) between 1963 and 2006. Journal of Geophysical Research. 114, F03005, 2009

[15] Clarke G. K. C., **Berthier E.**, Schoof C. G. & Jarosch A. H., Neural networks applied to estimating subglacial topography and glacier volume, Journal of Climate, 22(9), 2146-2160, 2009

[14] Korona J., **Berthier E.**, Bernard M., Rémy F. & Thouvenot E. 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, 2009

[13] Cazenave A., DoMinh K., Guinehut S., **Berthier E.**, Llovel W., Ramillien G., Ablain M. & Larnicol G. Sea level budget over 2003-2008: a reevaluation from GRACE space gravimetry, satellite altimetry and Argo. Global & Planetary Change. 65(1-2), 83-88, 2009

[12] Tahayt A., Feigl K. L., Mourabit T., Rigo A., Reilinger R., McClusky S., Fadil A., **Berthier E.**, Dorbath L., Serroukh M., Gomez F. & Ben Sari D. The Al Hoceima (Morocco) earthquake of 24 February 2004, analysis and interpretation of data from ENVISAT ASAR and SPOT5 validated by ground-based observations. Remote Sensing of Environment, 113(2), 306-316, 2009

[11] **Berthier E.** & Toutin T. SPOT5-HRS digital elevation models and the monitoring of glacier elevation changes in North-West Canada and South-East Alaska. Remote Sensing of Environment, 112(5), 2443-2454, 2008

[10] Wagnon P., Linda A., Arnaud Y., Rajesh K., Sharma P., Vincent C., Pottakal J., **Berthier E.**, Ramanathan A., Hasnain S. I. & Chevallier P., 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, 2007

[9] **Berthier E.**, Arnaud Y., Kumar R., Ahmad S., Wagnon P. & Chevallier P. Remote sensing estimates of glacier mass balances in the Himachal Pradesh (Western Himalaya, India). Remote Sensing of Environment, 108(3), 327-338, 2007

[8] Delacourt C., Allemand P., **Berthier E.**, Raucoules D., Casson B., Grandjean, P., Pambrun C. & Varel E. Remote-sensing techniques for landslides surface displacement analysis, Bull. Soc. Géol. France, 178(2), 89-100, 2007

[7] **Berthier E.**, Arnaud Y., Vincent C. & Rémy F. Biases of SRTM in high-mountain areas. Implications for the monitoring of glacier volume changes. Geophysical Research Letters, 33, L08502, 2006

[6] **Berthier E.**, Björnsson H., Pálsson F., Llubes M., Feigl K. L. & Rémy F. The level of the Grímsvötn subglacial lake, Vatnajökull, Iceland, monitored with SPOT5 images. Earth & Planetary Science Letters, 243, 2006

[5] **Berthier E.**, Vadon H., Baratoux D., Arnaud Y., Vincent C., Feigl K. L., Rémy F & Legrésy B. Surface motion of mountain glaciers derived from satellite optical imagery. Remote Sensing of Environment, 95(1), 2005

[4] **Berthier E.**, Arnaud Y., Baratoux D., Vincent C. & Rémy F. Recent rapid thinning of the ``Mer de Glace'' glacier derived from satellite optical images. Geophysical Research Letters, 31, L17401, 2004

[3] **Berthier E.**, Raup B. & Scambos T., New velocity map and mass-balance estimate of Mertz Glacier, East Antarctica, derived from Landsat sequential imagery. Journal of Glaciology, 49(167), 2003

[2] Wagnon P., Sicart J.-E., **Berthier E.** & Chazarin J.-P. Wintertime high altitude surface energy balance of a Bolivian glacier, Illimani, 6340 m above sea level (a.s.l.). Journal of Geophysical Research, 108(D6), 2003

[1] Sicart J.-E., Ribstein P., Chazarin J.-P. & **Berthier E.** Solid precipitation on a tropical glacier in Bolivia measured with an ultrasonic depth gauge, Water Resources Research, 38(10), 2002

Chapitres de livre

Berthier E. Un tiers de la montée des mers est dû à la fonte des glaciers. p50. in Encyclopedia Universalis, La Science au présent, édité par Y. Gautier, 2014

Cogley G.., **Berthier E.**, Donoghue S.: Remote Sensing of Glaciers of the Subantarctic Islands, in: Global Land Ice Measurements from Space, edited by: Kargel, J. S., Leonard, G. J., Bishop, M. P., Kääb, A., and Raup, B., Springer-Praxis, ISBN-13: 978-3540798170, 2014

Quincey D. et al.: Digital Terrain Modeling and Glacier Topographic Characterization, in: Global Land Ice Measurements from Space, edited by: Kargel, J. S., Leonard, G. J., Bishop, M. P., Kääb, A., and Raup, B., Springer-Praxis, ISBN-13: 978-3540798170, 2014

Racoviteanu A., Arnaud Y., Baghuna I. M., Bajracharya S., **Berthier E.**, Bhambri R., Bishop M., Bolch T., Byrne M., Chaujar R., Furfaro R., KääbA., Kamp U., Kargel J., Kulkarni A. V., Leonard G., Mool P., Frauenfelder R., Shroder J. F., Sossna I.: Himalayan Glaciers (India, Bhutan, Nepal), in: Global Land Ice Measurements from Space, edited by: Kargel, J. S., Leonard, G. J., Bishop, M. P., Kääb, A., and Raup, B., Springer-Praxis, ISBN-13: 978-3540798170, 2014

Wheate R., **Berthier E.**, Bolch T., Menounos B., Shea J., Clague J. J., and Schiefer E.: Remote Sensing of Glaciers in the Canadian Cordillera, Western Canada, in: Global Land Ice Measurements from Space, edited by: Kargel, J. S., Leonard, G. J., Bishop, M. P., Kääb, A., and Raup, B., Springer-Praxis, ISBN-13: 978-3540798170, 2014

Vincent C., Six D., **Berthier E.** & Le Meur E. Comment coule ce fleuve? In Mer de glace, art & science (Ed. Esope). Dir : S. Nussbaumer, P. Deline, C. Vincent & H. J. Zumbühl, 2012

Berthier E. Comment fonctionne un glacier? In Cap sur les pôles (Ed. Omniscience). Dir : M.F. André, F. Lemarchand & F. Rémy, ISBN: 978-2-916097-25-1, 2011

Berthier E. Thinning of Glacier. In Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers by Singh, Vijay P.; Singh, Pratap; Haritashya Umesh Kumar (Eds.). 1169-1172, 2011

Berthier E., Vincent C., Durand G. & Krinner G. Bilan de masse des glaciers et des calottes polaires. In Le climat à découvert. Outils et méthodes en recherche climatique. Dir : C. Jeandel et R. Mosseri, CNRS Editions, ISBN: 978-2-271-07198-9, 2011

Cazenave A. & **Berthier E.** La Terre se réchauffe et la mer monte. In L'Océan, le climat et nous : un équilibre fragile. Dir : E. Bard, Editions Le Pommier & Universcience, 978-2-7465-0531-5, 2011

Thèses et Rapport

Berthier E., Dynamique et bilan de masse des glaciers de montagne (Alpes, Islande, Himalaya). Contribution de l'imagerie satellitaire. Thèse de Doctorat de l'Université Paul Sabatier, 250p, 2005

Berthier E. Modélisation méso-échelle du climat des Andes, validation d'un zoom avec le modèle REMO. Rapport de stage de DEA, LSCE-Saclay, 39p, 2000

Berthier E. Reconstitution des débits de 3 bassins glaciaires des Andes boliviennes. Rapport de Maîtrise à l'Ecole Normale Supérieure de Paris, ORSTOM-Bolivie, 44p, 1998

Berthier E. Etude cristallographique de la glace et détermination de la texture d'un échantillon de carotte de Vostok. Rapport de Licence à l'Ecole Normale Supérieure de Paris, LGGE-Grenoble, 40p, 1997

Autres articles dans des revues à comité de lecture (revue non classée rang A ou matériel éditorial)

Gardner A.S., Cogley J.G., **Berthier E.**, Kaser G. Take more care over glacier facts. Nature, 504(7478), 33, doi: 10.1038/504033a, 2013

Berthier E., Recul des glaciers de montagne : que nous apprennent les satellites ? La Météorologie, 63, 2008.

Leprince S., **Berthier E.**, Ayoub F., Delacourt C. & Avouac J.-P., Monitoring Earth surface dynamics from optical imagery. EOS, Transactions, American Geophysical Union, 89(1), 1-2, 2008.

Berthier E., Dynamique et bilan de masse des glaciers de montagne (Alpes, Islande, Himalaya). Contribution de l'imagerie satellitaire. La Houille Blanche, 02, 116-121, 2007.

Articles de vulgarisation

Rémy F. & **Berthier E.**, Les glaces polaires fondent de plus en plus. La Recherche, Dossier Spécial : Les Pôles. Enjeu Planétaire, Octobre 2012

Berthier E., Mapping Polar Ice Masses/Cartographie des Glaces polaires. Spot Magazine, 49(17-19), 2010

Berthier E., Daupras F., Bernard M., Lasselin D., Thouvenot E., Rémy F. SPIRIT. Spaceborne mapping of polar ice masses during the fourth International Polar Year. Rapport COSPAR. 2010

Cazenave A. & **Berthier E.**, La montée des océans. Jusqu'où ? Pour la Science, 388(20-27), 2010

Berthier E., Les satellites au chevet des glaciers de montagne. Spot Magazine, 43(11-14), 2008

Rémy F. & **Berthier E.**, La télédétection des zones polaires. CNES Magazine, 33(38-40), 2007

II. Principaux résultats scientifiques et perspectives

Il ne s'agit pas dans cette partie de synthétiser de manière exhaustive l'ensemble de mes travaux des dix dernières années. Dans ce volet scientifique de l'HDR, je souhaite surtout à partir d'exemples ciblés (projet SPIRIT, développements méthodologiques à partir des images Pléiades, travaux récent sur les glaciers himalayens) mettre en évidence les principaux questionnements scientifiques qui animent actuellement notre communauté, les quelques éléments de réponses que nous avons pu apporter sur la question de l'état de santé des glaciers et les perspectives majeures pour les prochaines années. Conséquence : certains travaux seront passés sous silence, comme nos études sur les réponses glaciaires au démantèlement des plateformes de glaciaires dans la région de la Péninsule.

Après une courte introduction qui rappellera ce que sont les objets étudiés, leur relation avec le climat et leur rôle hydrologique, j'aborderai l'importante question de l'accès à la donnée satellitaire en prenant l'exemple du projet SPIRIT (partie II.2). Je discuterai ensuite la nécessité de maintenir une bonne expertise méthodologique pour tirer le meilleur parti de ces données (partie II.3). Nous verrons alors comment ces données et méthodologies nous ont permis de progresser sur la connaissance des bilans de masse des glaciers des hautes montagnes d'Asie (dont l'Himalaya) et leur rôle hydrologique (partie II.4) avant d'élargir à l'échelle globale et à la contribution des glaciers à la hausse récente du niveau des mers (partie II.5).

1. Introduction : glaciers, climat & espace

Amplificateurs des fluctuations du climat, les glaciers sont donc un excellent indicateur, souvent une icône, des changements climatiques [*Vaughan et al.*, 2013]. Une autre motivation forte qui guide nos études est leur importance hydrologique aux échelles régionales (débit des rivières) comme globale (hausse du niveau de la mer). Mais avant de détailler ces différents rôles dans le système climatique, il convient de bien définir nos objets d'étude et leur localisation sur le globe. Je terminerai cette introduction en indiquant le rôle que les satellites doivent jouer dans leur observation.

a. Les glaciers : qui sont-ils, combien sont-ils et où sont-ils?

Cette HDR traite essentiellement des glaciers, parfois appelés dans le passé glaciers de montagne « mountain glaciers » [*Raper and Braithwaite*, 2006], ou glaciers et petites calottes « glaciers and ice caps » [*Kaser et al.*, 2006] ou petits glaciers « small glaciers » [*Meier*, 1984]. Dans l'équipe glacio du LEGOS, ceux qui étudient les mastodontes que sont les calottes antarctiques et groenlandaises les ont même surnommés les "glaciers à lapins". Bref, autant de termes pour qualifier ce bestiaire varié dont la taille s'étale sur plus de 6 ordres de grandeur (de 10^{-2} à 10^{4} km²) et les distinguer des deux grandes calottes polaires actuelles, les calottes antarctique et groenlandaises. On utilisera dans cette habilitation simplement le terme « glaciers » adopté dans le tome I du cinquième rapport du GIEC (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat) et par de nombreux auteurs depuis [*Vaughan et al.*, 2013; *Pfeffer et al.*, 2014; *Radić and Hock*, 2014].

Jusqu'à très récemment, nous ne disposions pas d'inventaire complet des glaciers à la surface du globe et leur nombre et surface étaient inconnus. Depuis la 5ème rapport du GIEC [*IPCC*, 2013] et la compilation des multiples inventaires régionaux disponibles dans le Randolph Glacier Inventory [*Pfeffer et al.*, 2014], cette lacune est comblée. Le nombre total est estimé à ~200 000 mais reste

arbitraire car il dépend très fortement de (i) la taille minimum utilisée pour définir les glaciers (0.01 km² est classiquement choisi) et (ii) la manière de séparer les complexes glaciaires – calottes ou champs de glace – en différentes sous-entités. La surface totale est de l'ordre de 730 000 km² dont 230 000 km² de glaciers en périphérie des calottes antarctiques et groenlandaises (région 5 et 19 dans la figure 3) et 500 000 km² ailleurs. A partir de cet inventaire et (i) en calibrant des relations surface/volume sur les glaciers pour lesquels les deux grandeurs sont connues ou (ii) à partir d'un modèle dynamique, différents auteurs ont pu estimer la masse totale de ces glaciers et leur contribution potentielle en terme de niveau de la mer entre 0.35 et 0.47 m SLE (*Sea Level Equivalent*). Ce dernier chiffre est à comparer aux mêmes valeurs pour les deux grandes calottes polaires : 7 m SLE pour la calotte groenlandaise et ~65 m SLE pour la calotte antarctique.

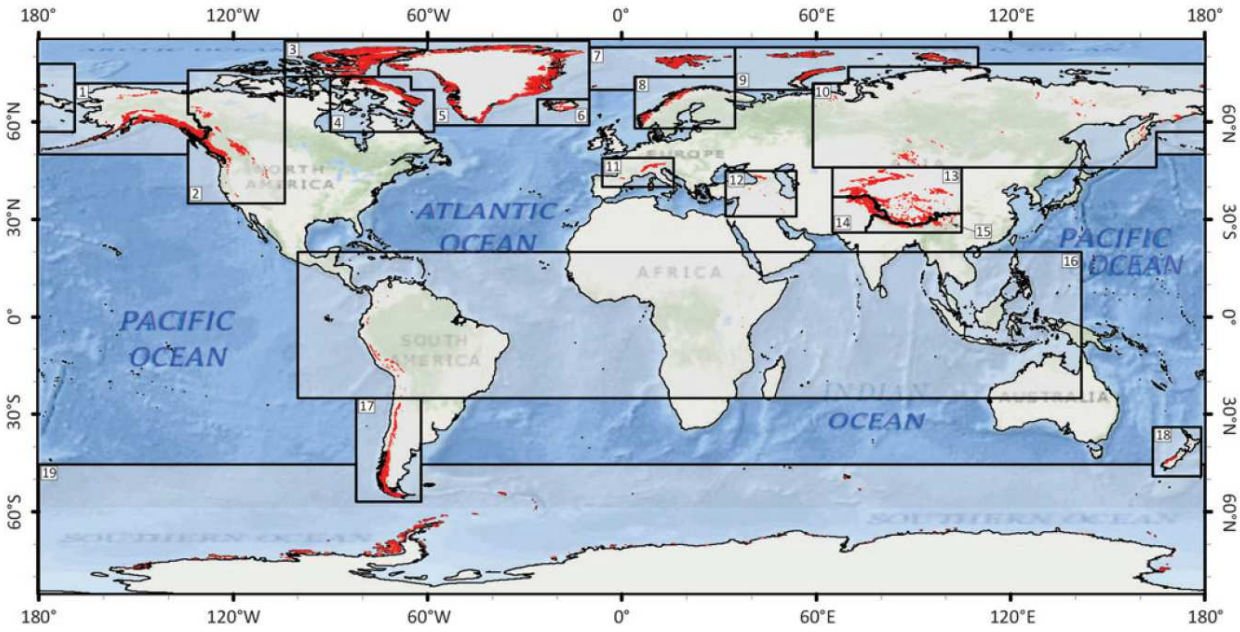


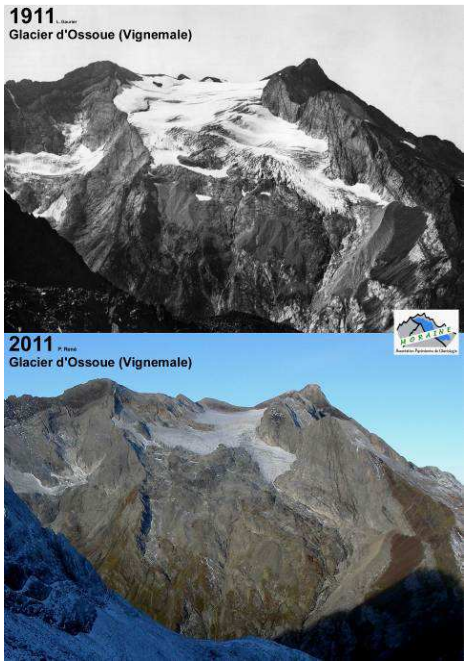
Figure 3: Distribution des glaciers (en rouge) à la surface du globe et définition des 19 grandes régions glaciaires. D'après [*Pfeffer et al.*, 2014]

Region	Number	All glaciers Area km^2
01 Alaska	26 944	86 715
02 Western Canada and US	15 215	14 559
03 Arctic Canada North	4538	104 873
04 Arctic Canada South	7347	40 894
05 Greenland Periphery	19 323	89 721
06 Iceland	568	11 060
07 Svalbard and Jan Mayen	1615	33 922
08 Scandinavia	2668	2851
09 Russian Arctic	1069	51 592
10 North Asia	4403	3430
11 Central Europe	3920	2063
12 Caucasus and Middle East	1386	1139
13 Central Asia	46 543	62 606
14 South Asia West	22 822	33 859
15 South Asia East	14 095	21 799
16 Low Latitudes	2863	2346
17 Southern Andes	16 046	29 333
18 New Zealand	3537	1162
19 Antarctic and Subantarctic	2752	132 867
00 Total	**197 654**	**726 792**

Table 1 : Nombre et surface couverte par les glaciers dans 19 grandes régions du globe définies sur la figure 3. D'après la version 3.2 du Randolph Glacier Inventory [*Pfeffer et al.*, 2014].

b. Glaciers & climat, glaciers & niveau de la mer

Comme le montre la figure 3, les glaciers sont repartis sur l'ensemble du globe. Cette large distribution géographique et le fait qu'ils intègrent sur plusieurs années et amplifient des faibles variations du climat (température et amplitude/phase des précipitations surtout) en font de formidables indicateurs des évolutions du climat. Par exemple, une augmentation de seulement quelques dixièmes de degrés de la température moyenne annuelle est imperceptible par l'homme et pas toujours facile à détecter alors qu'elle se traduit par un recul de plusieurs dizaines voire centaines de mètres du front d'un glacier [*Oerlemans*, 2001]. Mais pour exploiter pleinement cette information, reste toutefois à bien prendre en compte la dynamique glaciaire puisqu'elle module fortement la réponse du glacier à une anomalie du climat. C'est ce qu'a fait, parmi d'autres, Oerlemans [2005] pour déduire la hausse moyenne de la température globale nécessaire pour expliquer le recul des glaciers depuis 1600. Il déduit une hausse de la température de 0.7°C depuis 1850, en remarquable accord avec les mesures des thermomètres. Cette étude néglige l'influence des changements des précipitations. Ces résultats ont été enrichis et confirmés récemment par *Leclercq and Oerlemans* [2012].



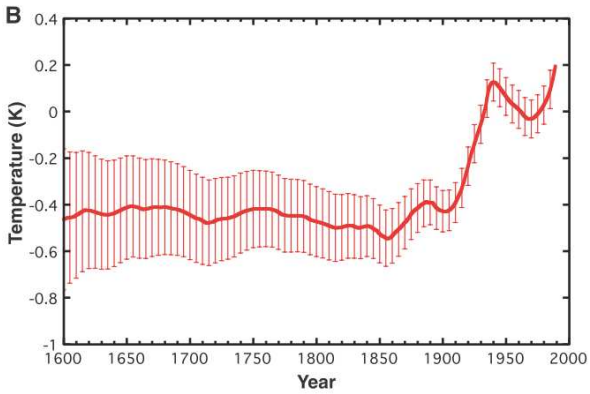


Figure 4: A gauche, diptyque du glacier d'Ossoue montrant le recul entre 1911 et 2011 (Source : René P., 2013, Glaciers des Pyrénées - le réchauffement climatique en images, Ed. Cairn., 168p.). A droite, hausse de la température globale déduite des avancées/recul de 169 glaciers. Extrait de [*Oerlemans*, 2005].

Ces observations du recul glaciaire sont très parlantes pour le grand public. Cela explique d'ailleurs que les glaciers constituent une des icônes du réchauffement global et permettent de retracer l'évolution glaciaire depuis plusieurs centaines d'années [*Nussbaumer et al.*, 2007] voire depuis quelques millénaires grâce à des marqueurs indirects comme les moraines [*Jomelli et al.*, 2011]. Un autre avantage est que la mesure des fluctuations des longueurs ou des superficies des glaciers est relativement aisée à partir d'images satellites et qu'ainsi, de nombreux glaciers peuvent être inventoriés. Il « suffit » d'un bon recalage relatif en planimétrie de deux (ou plus) d'images et d'une interprétation correcte de la limite du glacier. Mais attention, cette interprétation n'est pas si évidente puisque, conséquence de leur bilans de masse de plus en plus négatifs, les glaciers concentrent à leur surface des poussières et débris ce qui les rend de plus en plus difficiles à distinguer de leur environnement [*Purdie et al.*, 2014]. Des récents travaux d'inter-comparaison (auxquels j'ai participé) montrent ainsi qu'entre deux analystes, des différences de plusieurs centaines de mètres sur la position du front glaciaire peuvent exister [*Paul et al.*, 2013, 2015]. Prudence donc.

L'interprétation climatique de ces variations de longueur et de superficie des glaciers est délicate puisque il faut un certain temps (le temps de réponse) pour que la géométrie du glacier s'ajuste à des nouvelles conditions climatiques [*Johannesson et al.*, 1989]. Ces avancées/recul sont une réponse retardée à un changement du climat. Ainsi dans les Alpes, les glaciers du Mont-Blanc ont continué à avancer à la fin des années 80 et au tout début des années 90 alors même que leur bilan de masse était négatif : la géométrie glaciaire s'ajustait encore aux bilans excédentaires des années 1970-80.

Aussi, la variable la plus utile pour décrire l'état de santé d'un glacier, étudier la relation glacier-climat et déterminer son rôle hydrologique est le bilan de masse [e.g., *Dyurgerov and Meier*, 2000; *Braithwaite*, 2002; *Vincent et al.*, 2004; *Huss et al.*, 2009; *Ohmura*, 2011]. Ce bilan (Fig. 5) correspond à la différence entre les gains (accumulation par les chutes de neige et les avalanches) et les pertes (ablation par fonte en surface, sublimation ou vêlage d'icebergs). Il s'exprime sous forme d'une lame d'eau gagnée ou perdue par le glacier au cours de la période étudiée avec pour unité des m a^{-1} équivalent en eau (m a^{-1} w.e.). Il peut être mesuré ponctuellement (à une balise d'ablation ou un puits d'accumulation) ou pour l'ensemble du glacier à différents pas de temps : journalier, saisonnier,

annuel et pluri-annuel. Il existe différentes méthodes pour estimer le bilan de masse d'un ou plusieurs glaciers, que ce soit sur le terrain, via la modélisation ou par satellite [*Berthier*, 2005; *Bamber and Rivera*, 2007]. Je ne décrirai pas ici toutes ces méthodes mais je reviendrai ci-après sur l'estimation du bilan de masse à partir de mesures satellitaires.

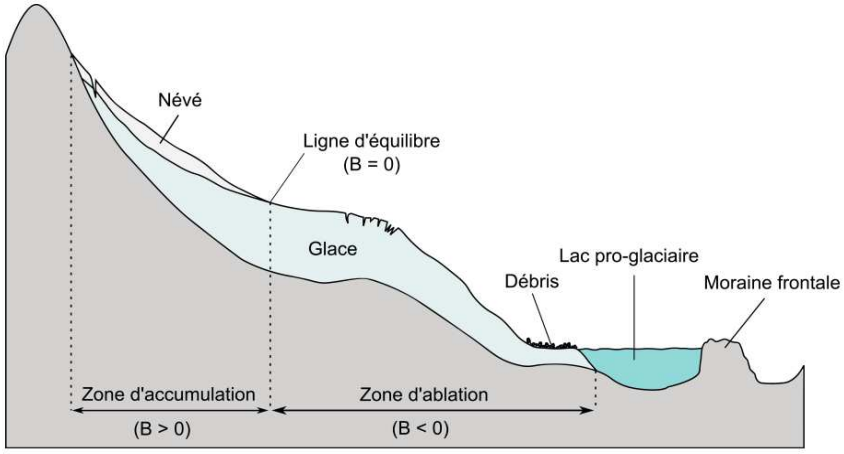


Figure 5: Représentation schématique d'un glacier de montagne. B désigne le bilan de masse annuel. Tous les glaciers ne présentent pas un lac pro-glaciaire ou des débris rocheux à leur surface. Certains se jettent dans la mer.

Mais avant cela, attardons nous sur un des résultats clefs issus des observations *in situ*. La figure 6 illustre comment *Ohmura* [2011] a pu utiliser les bilans de masse saisonniers (hivernaux et estivaux) mesurés *in situ* sur 35 glaciers pour mettre en évidence que c'est la diminution des bilans estivaux (donc la hausse de la température) qui est à l'origine des bilans annuels de plus en plus négatifs. En revanche, les bilans hivernaux montrent une tendance (légère) à l'augmentation, résultat possible de précipitations accrues en haute montagne. Cette dernière observation est compatible avec une accélération du cycle hydrologique (plus d'évaporation et donc de précipitation) prévue par certains modèles dans un climat plus chaud.

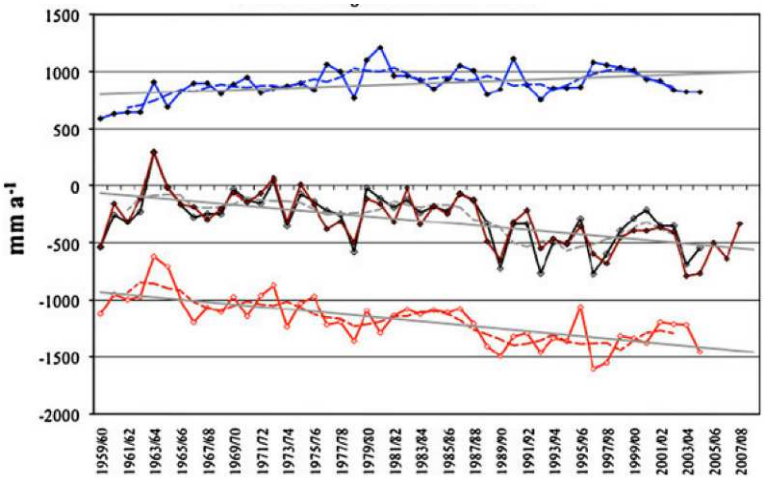


Figure 6: Bilan de masse de 35 glaciers situés dans 11 régions du globe entre 1960 et 2008. En bleu le bilan hivernal, en rouge estival et en marron le bilan annuel. Pour vérifier la représentativité de ces 35 glaciers pour lesquels le bilan de masse saisonnier est mesuré, leur bilan de masse annuel a été comparé à celui de 137 glaciers situés dans 17 grandes régions (courbe noir). Les tirets représentent les moyennes mobiles sur 10 ans. Extrait de [*Ohmura*, 2011].

Conséquence de ces bilans de masse négatifs à l'échelle globale (nous verrons que certaines régions peuvent faire exception), les glaciers contribuent à la hausse du niveau des mers. L'importance des glaciers dans la hausse récente du niveau de la mer est connue depuis l'article fondateur de *Meier* [1984]. Nous reviendrons sur cette contribution des glaciers et sur les dernières avancées scientifiques sur cette question dans la partie II.5 de cette HDR.

c. Les glaciers depuis l'espace. Quelles variables observer?

Au vu du nombre, de l'éparpillement et de l'extension des glaciers, l'intérêt de les étudier à partir des observations des satellites n'est pas à démontrée. Si besoin est, on s'en persuadera d'ailleurs dans la partie II.5 en montrant que l'extrapolation des trop rares mesures *in situ* du bilan de masse (une cinquantaine de glaciers suivie avec assiduité) conduit à une surestimation de la perte totale de masse glaciaire à cause d'un échantillonnage non représentatif. En revanche, la question se pose de savoir quelles sont les variables les plus pertinentes à mesurer depuis l'espace.

Comme décrit ci-dessus, du point de vue de l'hydrologie à la fois régionale (contribution des glaciers au débit des rivières et à la ressource en eau) comme globale (contribution à la hausse du niveau marin), une variable pertinente est le **bilan de masse glaciaire**. Une des techniques pour mesurer ce bilan depuis l'espace consiste à estimer sur des images l'altitude de la ligne de neige à la fin de la période d'ablation [*Rabatel et al.*, 2005, 2008, 2013] et établir une relation entre cette altitude et le bilan de masse. Dans sa thèse, Vanessa Drolon essaie de mettre en place une version modifiée de cette méthode à partir d'images basse résolution de la couverture neigeuse. Les résultats sont prometteurs notamment pour accéder aux bilans de masse hivernaux, mais l'extrapolation de la relation altitude ligne de neige vs. bilan de masse à des glaciers non suivis sur le terrain ou des massifs glaciaires entiers reste délicate.

Depuis 2004 et nos premiers travaux sur la Mer de Glace [*Berthier et al.*, 2004], je privilégie une autre technique basée sur **la différence de Modèles Numériques de Terrain** (MNT) acquis à quelques années ou dizaines d'années d'intervalle. Cette différence d'altitude, intégrée sur toute la surface d'un glacier ou d'un massif glaciaire, conduit à la variation de volume. Reste à connaitre la densité de la matière gagnée ou perdue qui peut être de la neige (densité ~400 kg/m^3 ou moins), du névé (densité 600-700 kg/m^3) ou de la glace (densité ~917 kg/m^3 si pure). Cette densité ne peut pas se mesurer depuis l'espace et seulement ponctuellement *in situ*, il faut donc nécessairement faire des hypothèses. Une hypothèse classique (la loi de Sorge) est de considérer que le profil vertical de densité reste inchangé [*Bader*, 1954] et donc que c'est de la glace qui est gagnée ou perdue. Un travail récent [*Huss*, 2013] propose d'utiliser une densité moyenne de 850±60 kg/m^3 si la période étudiée est suffisamment longue (typiquement >5 ans) et les changements de masse importants. Cette densité, légèrement inférieure à celle de la loi de Sorge, se comprend bien en considérant qu'avec la remontée de la ligne de névé [e.g. *Rabatel et al.*, 2013], il n'y a pas que de la glace mais aussi du névé de densité inférieure qui est perdu.

Concernant l'état de santé des glaciers, une autre variable importante est leur vitesse d'écoulement puisqu'elle reflète la vitesse à laquelle ils transfèrent la masse accumulée depuis les parties hautes (zone d'accumulation) vers les parties basses (zone d'ablation). Dans le cas des glaciers qui se terminent dans la mer ou dans des lacs, la vitesse est également la variable pertinente pour caractériser leur taux de vêlage d'icebergs. Ainsi, [*Heid and Kääb*, 2012] ont montré qu'il y avait une relation forte entre les variations de vitesse au cours des 10 dernières années et le bilan de masse dans quelques grandes régions du globe. De notre côté, nous avons montré que les variations de vitesses (en l'occurrence le ralentissement du glacier) contrôlaient en bonne partie les

amincissements très forts de la partie basse de la Mer de Glace [*Berthier and Vincent*, 2012] : ce glacier répond au réchauffement climatique et donc à des bilans de masse négatifs en diminuant son transfert de glace vers l'aval. Si on personnifie le glacier, on peut dire qu'il sacrifie des zones basses pour se réfugier dans les régions hautes où il rencontre un climat plus propice pour retrouver un nouvel état d'équilibre. On met ainsi en évidence l'importance de la réponse dynamique des glaciers et la nécessité de suivre leur vitesse en surface depuis l'espace si on veut projeter leur évolution future [*Huss et al.*, 2007; *Adalgeirsdóttir et al.*, 2011; *Vincent et al.*, 2014]. Je discuterai assez peu cet aspect de nos recherches dans cette HDR même si ces mesures de vitesses ont fait l'objet de plusieurs publications [*Berthier et al.*, 2003, 2005]. Les vitesses de surface combinées avec les épaisseurs pour quelques profils transversaux permettent aussi d'estimer des flux de glace qui sont de bons indicateurs de l'état d'équilibre du glacier [*Azam et al.*, 2012]. Puisque les méthodes de mesure sont similaires (corrélation appliquée à des images recalées le plus précisément possible), elles se sont aussi révélées utiles pour des travaux dans le domaine de la Terre Solide [*Delacourt et al.*, 2007; *Leprince et al.*, 2008; *Tahayt et al.*, 2009; *Lacroix et al.*, 2013].

2. Avoir du grain à moudre[1]. De l'importance de l'accès à la 'bonne' donnée spatiale.

C'est un volet finalement très peu abordé dans les publications scientifiques. Nos articles incluent presque toujours une partie « Data » dans laquelle les images satellites qui vont être exploitées dans l'étude sont listées notamment dans un souci de reproductibilité. Mais la stratégie amont d'acquisition des images est rarement décrite. Parfois tout simplement parce que la sélection des images a été faite à partir d'un catalogue d'images existantes sans demander d'acquisitions spécifiques. Mais cette stratégie 'passive' n'est pas satisfaisante, notamment parce que l'objet glacier présente des caractéristiques qui rendent délicates son observation depuis l'espace et donc compliquent l'utilisation d'images acquises dans des configurations standards. Les glaciers sont souvent nichés au cœur de zones à fort relief et des images acquises avec des angles trop forts peuvent présenter des distorsions rédhibitoires. L'albédo des glaciers est aussi élevé, plus de 0.9 lorsqu'ils sont recouverts de neige fraiche, si bien qu'il y a un fort risque de saturation des images. Une image saturée est inexploitable pour nos applications puisque la mesure des déplacements de surface comme la construction de MNT impliquent une étape de corrélation d'images, corrélation qui échoue quand les comptes numériques sont saturés (à 255 pour une image codée sur 8 bits). La haute montagne est aussi une région où la nébulosité est forte (en particulier dans le cas des glaciers des régions à forte influence maritime comme l'Alaska ou la Patagonie, sans parler des Kerguelen...) et beaucoup d'images des catalogues sont trop nuageuses pour être exploitées. Enfin, les glaciologues tendent à privilégier des acquisitions à la fin de l'été, c'est-à-dire après une période de forte fonte, puisque c'est la période où le glacier est le plus « dégarni » et c'est aussi le moment où sont menées la plupart des campagnes de terrain. Autant de raisons d'essayer d'avoir des acquisitions « aux petits oignons ». Le lecteur aura peut être pris note à ce stade que j'ai pris le parti de discuter quasi uniquement les données optiques puisque ce sont les données sur lesquelles j'ai le plus travaillé. Les données radar sont évidemment très riches, ne souffrent pas de la présence des nuages, mais je les ai quasiment pas exploitées (on ne peut pas tout faire !).

Lorsqu'on veut travailler sur des images satellites optiques, mener ces recherches dans un laboratoire toulousain avec le CNES parmi ses tutelles est un vrai avantage. Au cours de ma thèse et dans les années suivantes, j'ai pu côtoyer et tisser des liens privilégiés avec des collègues du CNES (Hélène Vadon, Steven Hosford, etc…), chez Spot Image (Marc Bernard, Jérôme Korona, etc…) et chez IGN Espace (Dominique Lasselin, Michel Pausader, etc…) qui m'ont soutenu dans des demandes d'images souvent spécifiques. Dès l'été 2003 et (chance !) en pleine canicule sur l'Europe, j'ai pu lancer des premières campagnes d'acquisitions SPOT5 sur les glaciers du massif du Mont-Blanc. Ces campagnes ont été un franc succès et j'utilise toujours les images acquises à cette occasion.

Plutôt que d'énoncer des généralités sur ces questions d'accès à la bonne donnée, je propose de décrire d'abord en détail un projet « SPIRIT » construit avec l'objectif de rendre la donnée accessible au plus grand nombre. J'essaierai ensuite de tirer quelques conclusions plus générales et d'avancer quelques perspectives.

[1] Expression à prononcer impérativement avec le sympathique accent du Minervois natal d'Yves Arnaud (IRD/LTHE), co-encadrant de ma thèse de doctorat avec Frédérique Rémy.

a. SPIRIT. Exemple d'une vaste campagne d'acquisition sur les régions polaires

Quand je reviens au LEGOS en janvier 2007 après un post doc à Vancouver, Frédérique (Rémy) m'incite généreusement à prendre en charge la responsabilité scientifique d'un projet en gestation dans le cadre de la 4ème année polaire internationale (API ou IPY en anglais). Ce projet sera baptisé quelques mois plus tard SPIRIT (acronyme pour *SPOT5 stereoscopic survey of Polar Ice: Reference Images and Topographies*) et vise à mieux documenter la topographie des glaciers et calottes des régions polaires. SPIRIT est né de discussions antérieures avec Marc Bernard (Spot Image) et a pris tout son sens lorsque, courant 2006, nous démontrons avec Thierry Toutin (Centre Canadien de Télédétection) le potentiel des images SPOT5-HRS pour la génération de MNT des zones englacées [*Berthier and Toutin*, 2008]. Le CNES (via Eric Thouvenot) est alors convaincu de l'utilité de ces données et accepte de financer le projet dans son intégralité. Le LEGOS définit les zones d'intérêt avec l'appui de la communauté scientifique. Spot Image se charge de l'acquisition des images SPOT5-HRS et IGN Espace intervient pour la génération des MNT et des ortho-images à partir des images HRS brutes.

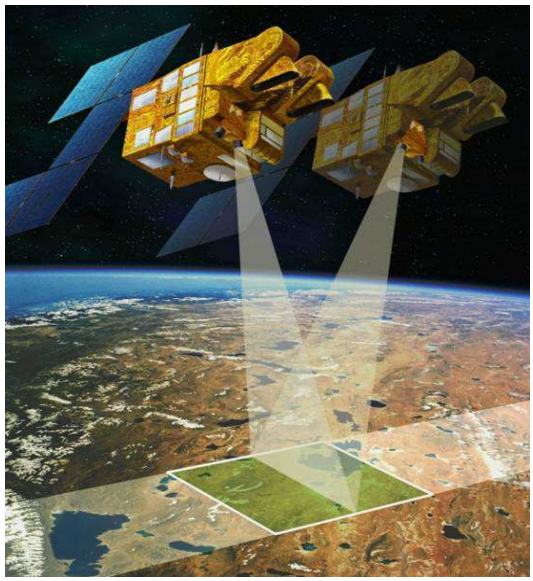


Figure 7: Géométrie d'acquisitions d'un couple stéréoscopique par SPOT5-HRS

SPIRIT exploite les capacités stéréoscopiques le long de la trace de HRS, capteur constitué de deux caméras, pointant vers l'avant et l'arrière (Fig. 7). Avant 2007, les images SPOT5-HRS n'étaient pas accessibles à la communauté scientifique car réservées à un usage militaire ou commercial. Nous devions donc définir des acquisitions de couples stéréo avec SPOT5-HRG (autre capteur du même satellite), les angles de visée opposés étant alors obtenus par dépointage latéral (=*across track*) du satellite depuis deux orbites différentes. Les images étaient nécessairement diachroniques, un réel problème en glaciologie puisque en quelques jours l'état de surface du glacier peut changer (chutes de neige) et le glacier est en mouvement donc la parallaxe entre les deux images devient la combinaison de l'effet stéréoscopique et du déplacement. Nous devions donc avoir beaucoup de chances pour obtenir un couple stéréo sans nuages et à quelques jours d'intervalle au plus. On comprend mieux tout l'intérêt de la dynamique scientifique de l'API pour permettre l'accès à de nouvelles données, plus adaptées à nos besoins. Après l'API, les données SPOT5-HRS ont ensuite été acquises hors des régions polaires et ont été clefs pour nos travaux sur les bilans de masse des glaciers himalayens. Nous revenons ci-après sur les principaux résultats issus du programme SPIRIT.

Pour en savoir plus, notamment sur les validations des MNT déduits de SPIRIT, le lecteur se référera à *Korona et al.* [2009]. Jérôme Korona, contractuel financé par le CNES, était la cheville ouvrière de SPIRIT. Il était en poste à Spot Image durant l'ensemble de l'API. Il a ensuite été recruté sur un CDI chez Spot Image.

Les acquisitions du programme SPIRIT

La figure 8 montre qu'une très bonne couverture des glaces polaires a pu être obtenue lors de ce projet. Cela démontre que l'imagerie optique peut être utile pour ces régions, pourtant réputées nuageuses. En Antarctique notamment, une couverture quasi complète était disponible dès la première année. Les acquisitions se concentrent sur les glaciers et, pour les calottes polaires, uniquement sur une couronne périphérique. Ce choix est dicté par (i) l'impossibilité d'acquérir des images sur l'ensemble des calottes, trop vastes, (ii) le bon fonctionnement des altimètres (laser ou radar) sur les zones plates des même calottes alors que les zones périphériques sont moins bien observées [*Remy et al.*, 1999; *Michel et al.*, 2014], et (iii) la constatation que les changements les plus rapides se déroulent à la périphérie. Un travail important de définition des gains du capteur a été réalisé en amont de la campagne. Avec un abaque obtenu auprès de Laurent Lebègue (CNES), nous avons pu définir zone par zone et en fonction de la période de l'année, les gains optimaux pour à la fois éviter la saturation tout en obtenant la meilleur dynamique radiométrique i.e., l'étalement maximal de l'histogramme des comptes numériques.

A partir de cette archive d'images brutes (au niveau dit 1A) et en fonction des demandes de la communauté scientifique, des produits SPIRIT ont pu être calculés par IGN Espace et distribués gratuitement à la communauté scientifique. Si toutes les zones en jaune sur la Figure 8 n'ont pas été traitées pour construire des MNT c'est une question budgétaire. Le financement accordé par le CNES durant l'année polaire permettait la génération d'environ ~100 produits (ce qui est déjà très bien). On touche ici une des limites du projet, i.e. la dépendance vis-à-vis d'IGN Espace pour la production des MNT. Mais ce choix était justifié par la très bonne maitrise de la géométrie des images SPOT5-HRS par IGN Espace [*Bouillon et al.*, 2006]. Si c'était à refaire, par exemple avec Pléiades ou SPOT6, des productions de MNT au sein de la communauté scientifique pourraient être privilégiées. Cela pourrait être notamment un rôle du pôle de données de la Terre Solide, Form@ter.

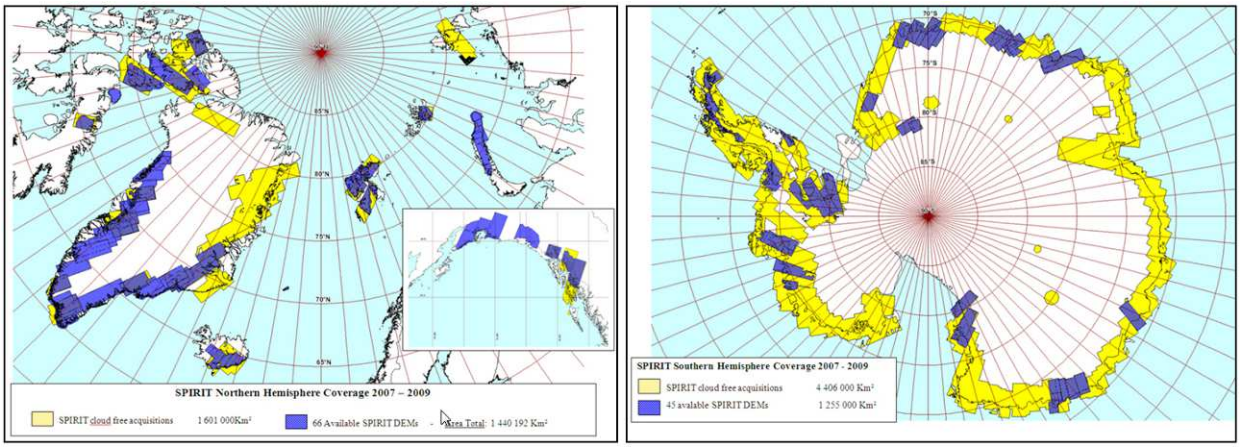


Figure 8: Carte des acquisitions réalisées lors du programme SPIRIT. En jaune les images sans nuages et en bleu les zones pour lesquelles des produits SPIRIT (MNT + Masque + ortho-image) sont disponibles.

Chaque produit SPIRIT contient deux versions du MNT, deux masques de corrélation qui leurs sont associés et une ortho-image. Les masques permettent à l'utilisateur de localiser les pixels pour lesquels la corrélation a échoué et où l'altitude a dû être interpolée dans les MNT. C'est important

car l'interpolation concerne parfois de vastes zones (si les images ont peu de texture) et l'interpolation peut conduire à des valeurs aberrantes. Deux versions du MNT (V1 et V2) sont fournies pour s'adapter à différents types de relief : V1 correspond à un relief de type plaine alors que V2 correspond à un relief plus pentu. Initialement, les paramètres de corrélation étaient ceux utilisés en production standard à l'IGN.

Dans la cadre d'un stage de Master 2 (Guillaume Carrié) nous avons travaillé sur les paramètres de corrélation, étape clef dans la production des MNTs. Cette étude est partie du constat que sur l'Antarctique, les MNTs déduits des images HRS étaient très incomplets (de grandes zones sont interpolées) alors qu'il existait une dynamique radiométrique (certes faible…) dans les images. Avant ce stage, dans la chaîne de production IGN Espace, tous les pixels pour lesquels la corrélation est inférieure à 0.5 sont rejetés. Sur les zones homogènes et plates de l'Antarctique, cela élimine parfois 80 à 90 % des pixels. Le stage a permis de montrer qu'abaisser ce seuil de 0.5 à 0.3 permet, logiquement, de diminuer fortement la proportion des zones interpolées (Fig. 9). De plus, la comparaison avec des données altimétriques précises (laser altimétrique ICESat) a permis de vérifier que la précision altimétrique des pixels nouvellement conservés (corrélation entre 0.3 et 0.5) est aussi bonne que sur les autre pixels (corrélation > 0.5). On voit tout l'intérêt d'affiner les paramètres de la chaine de traitement pour s'adapter au contexte glaciaire, si particulier. Ce nouveau jeu de paramètres de corrélation a ensuite été mis en place dans la chaîne de production d'IGN Espace.

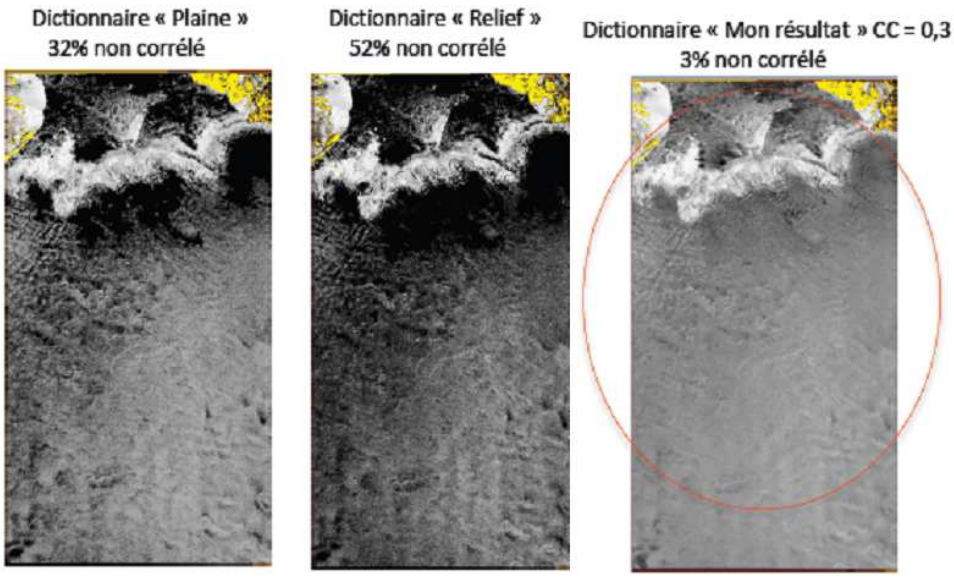


Figure 9 : Impact des paramètres de corrélation sur la couverture de la zone de cap prud'homme (Noir & jaune = corrélation échoue, Blanc & Gris = corrélation OK)

Les principaux résultats scientifiques

Les produits SPIRIT ont été distribués gratuitement à la communauté internationale pendant l'année polaire, jusqu'en juin 2009. Malheureusement pas au-delà. Depuis Steven Hosford et moi-même déployons tous les efforts possibles pour rendre à nouveau l'archive d'images SPIRIT accessible à tous. Promis, c'est pour très bientôt! C'est un peu une première de voir des données issues des images SPOT distribués ainsi gratuitement. L'engouement des glaciologues a été immédiat, la qualité des images SPOT5 étant déjà reconnue dans la communauté. On le voit aussi très bien à travers toutes les publications suscitées par ce projet (Fig. 10, une liste complète et à jour des publications étant disponible sur la page web du projet SPIRIT, http://www.legos.obs-

mip.fr/recherches/projets-en-cours/spirit). Je pense qu'il y a ici des leçons à tirer de cette expérience grandeur nature. Les scientifiques vont parfois se contenter d'une image de qualité inférieure (par exemple une image Landsat ou ASTER moins résolue) si elle est gratuite. Si on veut que les images et données des satellites soient utilisées, la gratuité (ou le paiement d'un simple cout de production de la donnée) sont les voies à privilégier. Les efforts du CNES et de Spot Image à travers le *Spot World Heritage* (ouverture de l'archive complète d'images SPOT de plus de 5 ans) vont dans le bon sens.

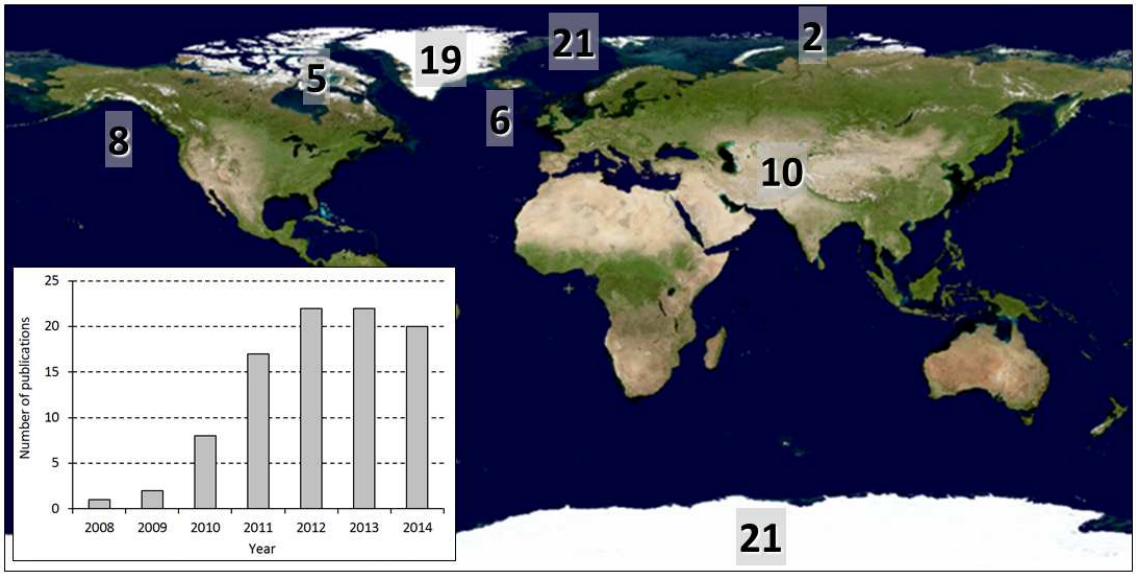


Figure 10 : Localisation géographique des zones d'études des publications exploitant les données du projet SPIRIT. En encart, la distribution temporelle des 92 publications au 30 novembre 2014.

La carte de la figure 10 révèle quelques surprises. L'une d'entre elle est le fort intérêt pour ces données (et la bonne productivité) des chercheurs travaillant sur le Svalbard. Probablement car il n'existait pas de topographie récente des glaciers de cette région. Le lecteur attentif aura remarqué un certain nombre de publications pour les glaciers de l'Himalaya, région que l'on nomme certes le 3ème pôle mais que l'on a du mal à faire rentrer dans l'année polaire internationale. Nous reparlerons de ces travaux avec les MNT SPIRIT dans la partie II.4.

Comme nous l'avons vu, les acquisitions SPOT5-HRS ont surtout été réalisées à la périphérie des calottes. Une des raisons est que l'on ne pensait pas que des MNT de qualité pourraient être obtenus sur les zones centrales des calottes, très homogènes et très plates. Le stage de Guillaume Carrié nous a démontré le contraire. Aussi, dans le cadre de la thèse de Thomas Flament, ce nouveau paramétrage de la chaine de production des MNT a été testé en plein centre de la calotte Antarctique pour restituer la topographie d'une zone qui a connu un affaissement de 70 m après une exceptionnelle vidange d'un lac sous-glaciaire en 2007 et 2008 [*Flament et al.*, 2014]. Décrivons en quelques mots cette étude.

La topographie SPIRIT de la surface de la calotte glaciaire à l'aplomb de ce lac, nommé $Cook_{E2}$ par [*Smith et al.*, 2009], a été déduite d'images acquises à notre demande en février 2012. Le MNT comprend seulement 1% de pixels interpolés. Son évaluation à partir de profils laser altimétriques ICESat [*Zwally et al.*, 2002] indique une précision meilleure que 2 m autour de la zone de l'affaissement après correction d'un biais moyen de 11 m. Des travaux en cours actuellement avec Denis Blumstein (CNES, LEGOS) montrent qu'une bonne partie du bruit haute fréquence peut être éliminée via un filtre gaussien passe bas ce qui permet d'abaisser la précision en dessous du mètre. Cette topographie SPOT5 sert donc de référence pour déterminer le volume de la vidange sous-

glaciaire et sa chronologie (Figure 11). Elle a été comparée à une topographie déduite d'un couple stéréoscopique d'images ASTER acquis avant l'évènement pour caractériser la plus grande vidange jamais observée en Antarctique (> 5 km^3), un chiffre en accord avec des estimations faites parallèlement par Cryosat-2 [*McMillan et al.*, 2013]. La vidange du lac sous-glaciaire aura duré un peu moins de deux ans. Le lecteur qui veut en savoir plus sur le voyage sous-glaciaire de l'eau vidangée pourra se référer à l'article de *Flament et al.* [2014]. Le laser altimétrique d'ICESat seul ne permet pas d'estimer précisément le volume d'eau vidangé car les orbites ne se répètent pas exactement (Fig. 10d) et l'échantillonnage n'est que partiel [*Flament et al.*, 2014]. Cet exemple illustre comment une topographie complète (ici SPOT5), même acquise postérieurement à l'événement, permet de valoriser des données acquises avant l'événement (ICESat surtout mais aussi ASTER) et donc de mieux caractériser le phénomène géophysique. Cette étude illustre la formidable complémentarité entre l'excellente couverture par les MNT déduits de l'imagerie stéréo-optique et l'exactitude altimétrique des mesures Lidar et nous conforte dans la pertinence de la solution technique envisagée pour la mission Z-Earth (PI T. Dewez, soumis à l'appel à idées de la prospective CNES, cf. partie II.2.b). Elle est également très prometteuse puisque le codage de la radiométrie sur SPOT5 n'est fait que sur 8 bits et donc une restitution encore meilleure de la topographie des zones homogènes comme les calottes est attendue avec des imageurs 12-bits comme Pléiades ou SPOT6/7 (partie II.3).

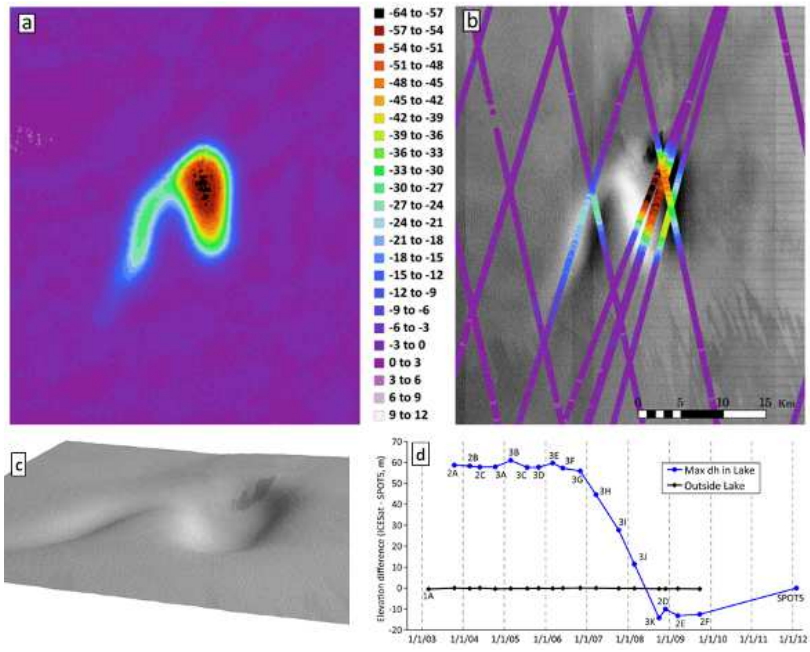


Figure 11 : Evolution de la topographie à la surface de la calotte de l'Antarctique de l'Est à l'aplomb du lac sous-glaciaire $Cook_{E2}$. (a) Carte des variations d'altitude par différence des MNT ASTER (2006) et SPIRIT (2012) et (b) par différence des profils ICESat (période 2003-2006) et du MNT SPIRIT (2012). (c) Vue 3D du MNT SPIRIT post-vidange. (d) Chronologie de la vidange puis du remplissage du lac entre 2003 et 2013.

L'après SPIRIT : SPIRIT2 et les acquisitions hors des régions polaires

Compte tenu du succès rencontré par le projet SPIRIT, une nouvelle campagne d'acquisition (nommée SPIRIT2) a été lancée en décembre 2013 sur les régions polaires. Il s'agit de répéter les acquisitions HRS sur une partie des zones cibles de SPIRIT avant la fin de vie du satellite SPOT5, prévue en juillet 2015. SPIRIT2 se focalise sur les zones où les changements les plus importants sont attendus depuis la première campagne d'acquisition donc les glaciers et les zones d'écoulement rapides des calottes polaires.

Durant l'année polaire internationale, il a été décidé d'étendre les programmations HRS hors des régions polaires. Une zone « démonstrateur » évidente a été les glaciers des Hautes Montagnes

d'Asie et en particulier du Karakorum puisque leur bilan de masse n'avait jamais été mesuré régionalement. Une première acquisition a eu lieu en décembre 2008. Les premiers résultats étant très prometteurs Yves Arnaud et moi avons décidé de consacrer une thèse sur le sujet, celle de Julie Gardelle (partie II.4).

b. Réflexions, suggestions et perspectives sur l'accès à la donnée spatiale

A partir de l'exemple du projet SPIRIT, on peut tenter de tirer quelques conclusions plus générales et d'évoquer des perspectives. Si ce projet a été un succès (notamment en terme de publications) c'est en partie parce que des données de qualité et répondant aux besoins précis des glaciologues étaient distribuées mais surtout car elles étaient gratuites et d'un accès facile, au moins pendant toute la durée de l'API. A une échelle autre, la même conclusion pourrait être tirée des données du laser altimétrique d'ICESat (NASA). Les plusieurs centaines (ou plutôt milliers?) de publications exploitant les données ICESat témoignent d'un engouement mondial et devrait suffire à justifier le très lourd investissement que constitue une mission spatiale. Il y a encore du chemin à parcourir du côté du Vieux Continent sur ces questions : le MNT global et très résolu de la mission Tandem-X (DLR) sera semble-t-il payant sauf pour la version avec une résolution dégradée, les données ESA ne sont pas toujours facilement accessibles et les images SPOT commencent tout juste à être accessible à une communauté plus large. Mais les progrès existent, SPIRIT et prochainement le *Spot World Heritage* en témoignent.

SPIRIT et plus généralement l'accès aux données SPOT5 (via ISIS) montrent aussi l'importance de la proximité et du contact régulier pour la mise en place d'une telle expérience. Pouvoir grimper sur son vélo et après 5 mn le long du Canal du Midi être à Spot Image pour rencontrer l'équipe de programmation du satellite ou à IGN Espace pour discuter d'un nouveau jeu de paramètres de production de MNT n'est pas une condition *sine qua none* à la réussite d'un projet mais le facilite grandement.

On peut présenter ces perspectives en trois échelles de temps :

Sur le court terme (1-3 ans), une des priorités va être de valoriser scientifiquement les images acquises dans le cadre du programme SPIRIT2. Cela passe tout d'abord par la génération de produits SPIRIT et donc la disponibilité de financements. La production passera en partie par le programme ISIS du CNES qui permet aux scientifiques d'acquérir les images ou produits SPOT à un tarif très avantageux (80% de la donnée payée par le CNES). Compte tenu de l'engouement pour les données SPIRIT, nous espérons que des scientifiques d'autres pays trouveront les fonds nécessaires pour financer des nouvelles productions de MNT sur leur zone d'étude et ainsi contribuer à alimenter une base de l'ensemble des données SPIRIT qui est en cours de création sous la bannière du pôle de données Théia (http://www.theia-land.fr/).

Sur le moyen terme (3-6 ans), il va falloir nous passer des capacités stéréoscopiques natives du capteur HRS, puisque le satellite SPOT5 va être désorbité en juillet 2015. Doté de deux caméras (avant et arrière), HRS pouvait acquérir des couples stéréoscopiques le long d'une fauchée très large (120 km) et pour des segments allant jusqu'à 600 km. HRS était donc un outil exceptionnel pour la cartographie de vastes régions.

La mission allemande Tandem-X (en cours) va prochainement permettre la production d'un MNT des terres émergées avec une résolution (12 m) et une précision altimétrique (2 m) inégalées [*Krieger et al.*, 2007]. Mais pour la glaciologie, l'exploitation du MNT Tandem-X sera délicate car (i) le MNT final résultera de la combinaison d'acquisitions multiples (notamment à des saisons différentes ce qui est un problème pour les glaciologues) et (ii) le signal radar pénètre dans la neige et la glace, pénétration qui est plus faible en bande X qu'en bande C mais qui reste mal connue [*Dall et al.*, 2001;

Rignot et al., 2001; *Gardelle et al.*, 2012; *Groh et al.*, 2014]. Cette pénétration peut biaiser de plusieurs mètres les changements d'altitude estimés en différenciant des MNT [*Berthier et al.*, 2006; *Fischer et al.*, 2014]. Si ces difficultés peuvent être contournées, les MNT de la mission Tandem-X seront une source importante de données dans les prochaines années notamment lorsque les couples d'images d'une date donnée sont sélectionnées [*Neckel et al.*, 2013]. Le récent stage Master 2 de Romain Millan [2014] a d'ailleurs conduit à des résultats prometteurs sur le massif du Mont-Blanc. Nous sommes en discussion avec Helmut Rott (ENVEO, Innsbruck) et Dana Floricioiu (DLR) pour essayer de trouver des couples Tandem-X et Pléiades contemporain pour quantifier cette pénétration moyenne de la bande X dans le manteau neigeux.

D'autre part, pour compenser la « perte » de HRS, nous espérons pouvoir exploiter les couples stéréoscopiques des capteurs SPOT6 et SPOT7. Contrairement à SPOT5-HRS et comme pour les deux satellites Pléiades (1A et 1B), SPOT6/7 sont dotés d'une seule caméra et les deux images d'un couple (ou les trois images d'un triplet) sont obtenues par changement d'attitude (tangage) du satellite sur son orbite. Les surfaces couvertes par SPOT6/7 sont plus faibles que pour HRS puisque leur fauchée n'est 'que' de 60 km et la longueur d'un segment limitée par le fait que le satellite doive basculer et se stabiliser pour pointer vers l'arrière et acquérir la seconde image du couple. En revanche, SPOT6/7 bénéficient d'une meilleure résolution que HRS (1.5 m en panchromatique contre 5-10 m) et d'un codage de la radiométrie sur 12 bits (soit 4096 niveaux de gris) qui permet d'éviter la saturation dans la grande majorité des cas et un meilleur étalement de l'histogramme des comptes numériques. Actuellement SPOT6/7 ne font pas parti de l'offre ISIS et le cout de ces images au tarif du catalogue de Airbus Defence & Space (D&S) est décourageant (~4 euros/km²). En revanche, j'ai pu répondre à un appel d'offre d'Airbus D&S (MyGIC, My GEO Innovation Community) qui m'a permis d'avoir accès à un premier couple stéréo sur la partie Nord de la plus vaste étendue de glace de Patagonie, le *Southern Patagonian Icefield* (SPI). Les résultats sont très prometteurs (Fig. 12). Par rapport au MNT SPOT5-HRS, la couverture de la zone d'accumulation du SPI est excellente alors que c'est une zone très difficile pour la production de MNT à partir d'images optiques à cause du manque de texture dans cette zone plate et homogène où la neige recouvre la glace toute l'année. La carte des différences d'altitude (Fig. 12b) montre le très fort amincissement de la région basse du Glacier Jorge Montt (plus de 25 m/a d'amincissement entre 2012 et 2014), un résultat cohérent avec les études récentes [*Willis et al.*, 2012a]. Toujours dans le cadre du projet MyGIC, j'ai demandé l'acquisition d'un couple stéréo SPOT6/7 sur le massif du Mont Blanc pour vérifier la précision altimétrique de ces MNT puisque c'est une région où, grâce à Glacioclim (http://www-lgge.ujf-grenoble.fr/ServiceObs/), les données de validations sont nombreuses. Un couple a été acquis le 27 septembre 2014 et permettra de vérifier la qualité des MNT SPOT6, avec et sans points de contrôle. Si ces résultats préliminaires prometteurs se confirment, l'étape suivante sera l'inclusion des images SPOT6/7 dans le portefeuille d'images ISIS pour permettre un accès à tarif préférentiel. Une étape qui sera peut-être compliquée par le fait que SPOT6/7 sont des satellites purement commerciaux. A suivre.

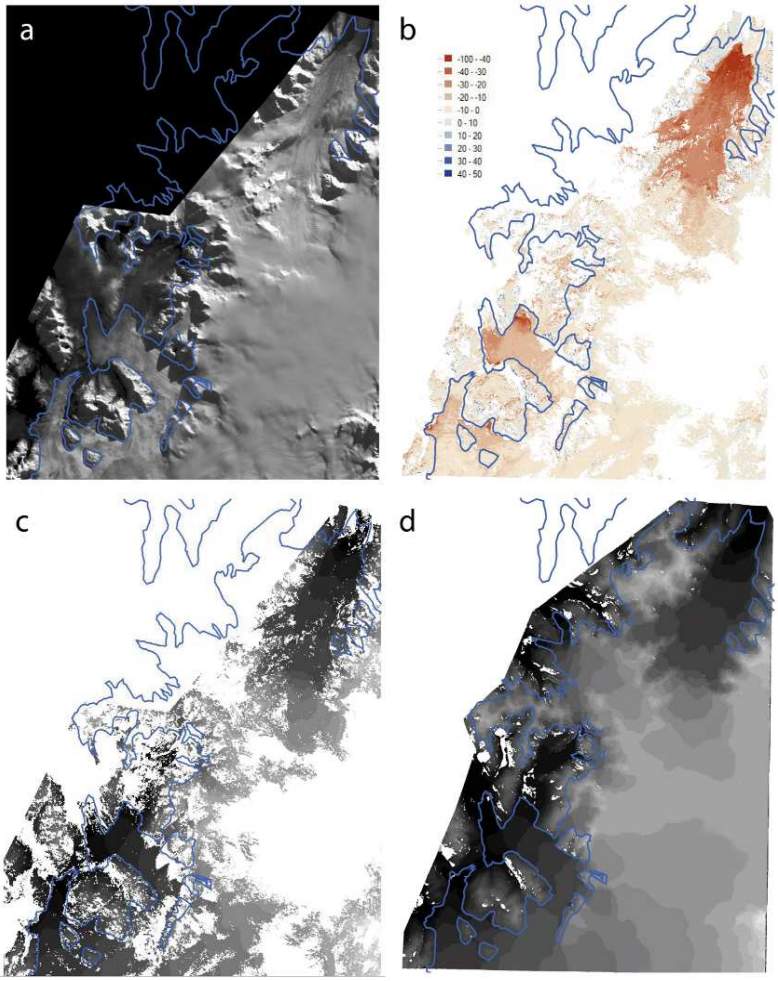


Figure 12 : Le glacier Jorge Montt au Nord du champ de glace de Patagonie. (a) Image SPOT5-HRS du 30 mai 2012, (b) carte des différences d'altitude entre 2012 et 2014 obtenue par comparaison entre (c) le MNT SPOT5-HRS du 30 mai 2012 et (d) le MNT SPOT6 du 6 avril 2014. Notez la couverture quasi complète avec SPOT6 alors que les zones centrales du champ de glace ne sont pas du tout couvertes par le MNT SPOT5. En bleu la limite du champs de glace en 2002 d'après [*Glasser et al.*, 2011]. Ses résultats sont préliminaires.

Enfin sur le long terme (>10 ans), on peut rêver d'une couverture systématique et répétée des glaciers (et du reste des terres émergées) par des MNT à la fois exacts et précis. Attention, un MNT peut être précis à ±0.5 m mais « flotter » 10 m au-dessus ou en-dessous de la surface réelle et donc être inexact. C'est tout l'objet de la mission Z-Earth (Fig. 13) qui a été soumise au programme Earth Explorer de l'ESA en janvier 2010. Cette proposition avait été évaluée positivement mais n'a pas été retenue dans cet appel d'offre. La mission était portée par Thomas Dewez (BRGM) avec comme thématique principale l'étude des déformations de surface terrestre (provoquée par les crises sismiques, les glissements de terrain, les déformations volcaniques ou l'érosion) et l'estimation du bilan de masse des glaciers (Andreas Kääb de l'université d'Oslo et moi-même sommes Co-I sur cette mission). Le concept Z-Earth a été également bien évalué lors de l'exercice de prospective du CNES d'avril 2014 et classé parmi les missions prioritaires… pour le long terme. Aussi à suivre donc…

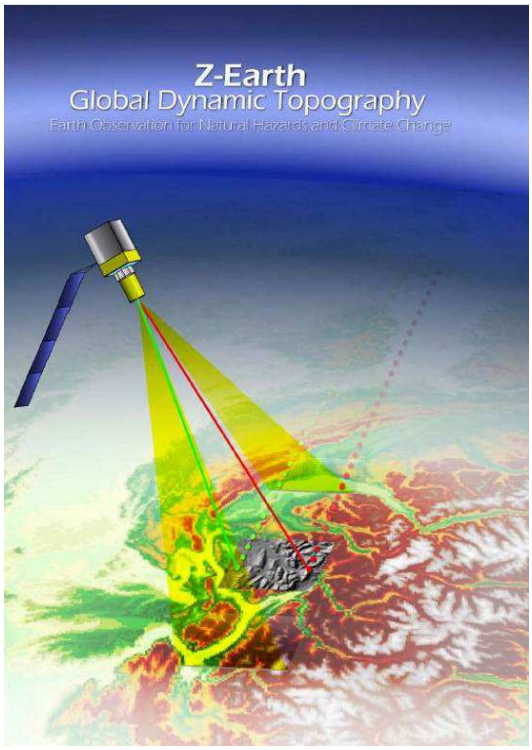


Figure 13 : Le concept stéréo-lidar de Z-Earth. Ce projet de mission consiste à acquérir des couples stéréo en continu le long de la trace du satellite pour scanner la topographie avec une fauchée de 12 km. Le cycle orbital de Z-Earth est pour le moment de 9 mois, même si la communauté glaciologique préférerait avoir une fraction de l'année (3, 4 ou 6 mois) pour mesurer des variations saisonnières et revenir au bout d'un an sur le même glacier. Partant du constat que l'exactitude altimétrique (et pas la précision !) recherchée par la mission de 50 cm ne peut pas être atteinte actuellement avec de la stéréo-optique seule, Z-Earth embarque un laser altimétrique (type ICESat) qui permet d'acquérir simultanément aux images une série de point de recalage dont les coordonnées sont connues avec un haut niveau d'exactitude (typiquement 20 cm).

En conclusion, j'estime que l'accès à la donnée reste le principal facteur limitant pour étudier les glaciers à l'échelle globale et lever les incertitudes qui restent sur leurs pertes globales et leur contribution à la hausse du niveau marin. On dispose aujourd'hui d'une nouvelle génération de capteurs (Pléiades et SPOT6/7) permettant de suivre précisément l'évolution de l'altitude de la surface des glaciers et donc d'en déduire leur variation de volume. Si cette HDR est l'occasion de rêver, et bien rêvons que d'ici quelques années nous puissions répéter une vaste campagne d'acquisition comme SPIRIT mais appliqué à l'ensemble des glaciers du globe. Couvrir 700000 km² de glaciers en couple stéréo ne semble pas impossible mais supposera de trouver un gros budget (pour continuer de rêver, je préfère ne pas le chiffrer…). Si les données brutes utiles sont potentiellement bien disponibles, reste tout de même à élaborer des stratégies efficaces de traitement de la donnée et de validation des résultats obtenus avec des mesures de terrain, c'est tout l'objet de la partie qui suit. Une fois le grain récolté, il faut le moudre…

3. Moudre efficacement le grain. Développement de méthodologies et validation des observations satellitaires

Avoir des images de qualité est un pré-requis. Reste ensuite à extraire l'information recherchée avec la meilleure précision possible. Je ne développe pas (ou quasiment pas) de chaîne de traitement des images en partant de zéro. En revanche mon travail consiste à adapter des chaines de traitement ou des logiciels pour faire face aux spécificités des glaciers. Pour mieux illustrer ce volet de mon travail, j'ai choisi de présenter ici des travaux récents sur deux types de données différentes : la production et l'évaluation de MNT à partir d'images Pléiades brutes (niveau 1A) et le traitement en série temporelle des MNT basse résolution du capteur TERRA-ASTER pour l'extraction des tendances sur l'altitude des glaciers depuis 2000. On l'aura compris l'objectif du traitement de ces données est le même, *i.e.* l'estimation des variations de volume (et *in fine* du bilan de masse) des glaciers mais à partir de données bien différentes. Pour qu'elles soient utiles « glaciologiquement », nos taux de variation d'épaisseur doivent être entachés d'une erreur inférieure à ±0.3 - 0.4 m a^{-1}, l'incertitude communément admise pour les mesures de bilan de masse sur le terrain [*Zemp et al.*, 2013].

a. Génération et évaluation des MNT Pléiades en contexte glaciaire

A ma connaissance, nous avons été les premiers toutes disciplines confondues à exploiter les MNT Pléiades dans une publication [*Wagnon et al.*, 2013]. Ce travail 'pionnier' répondait à un besoin urgent d'obtention d'une topographie de qualité pour extrapoler les mesures de terrains collectées sur le glacier Mera (région de l'Everest, Népal) depuis 2007. Depuis nous avons multiplié les sites d'études pour généraliser ces premiers résultats. Le lecteur curieux des détails pourra d'ailleurs se référer à l'article sous presse à *The Cryosphere* [*Berthier et al.*, 2014] après une phase de discussion qui reste accessible en ligne (http://www.the-cryosphere-discuss.net/8/4849/2014/tcd-8-4849-2014.html).

Les satellites Pléiades 1A et 1B

Ces deux satellites jumeaux ont été lancés les 17 décembre 2011 et 2 décembre 2012. Ils sont les premiers satellites civils très haute résolution en Europe, avec une résolution de 0.7 m dans le canal panchromatique (celui que nous exploitons pour la construction des MNTs), 2.8 m pour les canaux multi-spectraux.

La très haute résolution s'accompagne d'une réduction de la zone couverte, les facteurs limitant étant les capacités mémoire à bord et de transferts des données depuis le satellite vers les stations de réception. La fauchée de Pléiades est de 20 km, une image typique couvre donc 400 km². C'est donc un satellite parfaitement adapté au suivi d'un ou de quelques glaciers de taille moyenne. En revanche, dès qu'on s'intéresse à des régions plus vastes (10^4 km² ou plus), une couverture complète ne pourra être obtenue que par multiplication des acquisitions lors de différents passages de Pléiades ou en ayant recours à des satellites à légèrement plus basse résolution mais dotés d'une plus large fauchée comme SPOT6/7.

Satellites conçus par le CNES, leurs images sont commercialisées par Airbus D&S. Rapidement après le lancement, les scientifiques ont pu accéder gratuitement à des images sur des sites de validation dans le cadre de la Recette Thématique Utilisateur organisée par le CNES (notamment Claire Tinel) et le Pléiades User Group de Airbus D&S. Les images d'archive ou obtenues lors de nouvelles programmations sont aujourd'hui accessibles via ISIS au tarif de 1 euros / km² pour les institutionnels français.

Pléiades (comme SPOT6/7 et comme les satellites très haute résolution américains comme World-View ou Geo-eye) constitue une véritable révolution pour les glaciologues. Grâce à un codage de la radiométrie sur 12 bits (soit 4096 niveaux de gris), il n'y a quasiment pas de saturation des images (nous y reviendrons) et il n'est plus nécessaire de définir avec minutie les gains du capteur pour s'adapter à un objet à très forte reflectance dans le visible [*Warren*, 1982]. Un corollaire est que désormais toutes les images du catalogue sont exploitables pour la glaciologie alors qu'avec les satellites SPOT1-5 seules les images acquises avec des gains faibles étaient utiles et très rares puisque « le commun des mortels » demandait le plus souvent des gains forts, plus pertinents pour les zones non englacées. On souhaite donc que Airbus D&S (et le CNES s'il a une influence) auront une politique d'acquisitions offensive pour enrichir une (espérons) abondante archive d'images même dans les régions polaires.

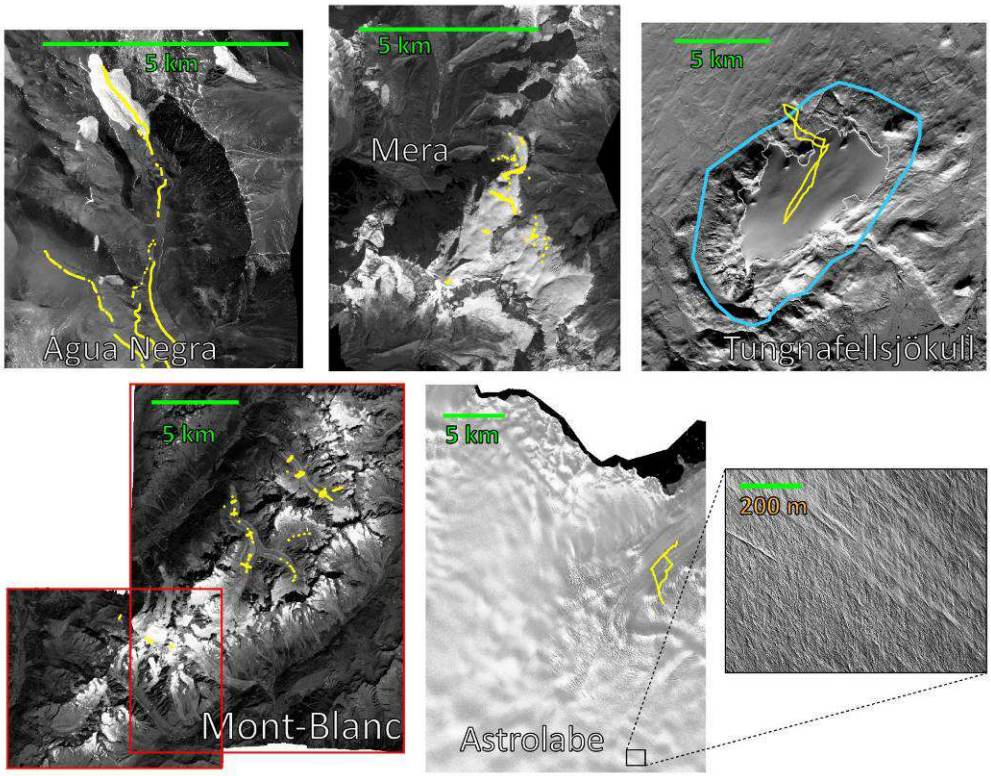


Figure 14 : Les images Pléiades des sites sur lesquels ont porté nos efforts de validation des MNTs. Ces sites se situent dans les Andes (Agua Negra), au Népal (Mera), en Islande (Tungnafellsjökull), dans les Alpes (Mont Blanc) et en Antarctique (Astrolabe). En jaune, les données GNSS (Global Navigation Satellite System, terme générique alors que le GPS est lui dédié au système américain) acquises et exploitées pour déterminer la précision des MNTs Pléiades. Un zoom de l'image de l'Astrolabe illustre la forte dynamique radiométrique fine échelle.

Génération des MNT Pléiades

Si un logiciel libre, simple et performant existait pour traiter les couples stéréo Pléiades et construire des MNT, je l'aurai bien évidemment utilisé sans hésiter. Il y a actuellement des efforts conséquents dans la communauté française (et internationale) de photogrammétrie pour développer de tels outils. On peut citer les logiciels/outils S2P (ENS Cachan), SETSM (développé par M.J. Noh et I. Howat au Byrd Polar Research Institute de l'Ohio State University, US), Cosi-Corr (Caltech, US), Geoview (outil non libre mais distribué par l'IGN aux institutionnels Français) ou encore le corrélateur de l'IGN MicMac auquel il faut joindre un outil d'orientation des images (outil existant au SERTIT à Strasbourg mais non libre de droits ou module APERO de l'IGN dédié aux photographies aériennes et en cours d'adaptation au cas des images satellites sur financement du TOSCA). Bref, les

développements foisonnent (le CNES en finance une bonne partie !) et je reste en contact avec la plupart de ces équipes pour suivre leurs avancées et tester leurs outils notamment sur l'excellente paire d'images Pléiades du Tungnafellsjökull Ice Cap (Islande, Fig. 13). Ce couple pourrait d'ailleurs s'avérer un intéressant « benchmark » pour comparer les différents outils (en terme de temps de calcul, % de pixels corrélés, précision planimétrique et altimétrique) puisque, grâce aux islandais, on dispose d'un MNT Lidar très précis sur cette zone. Mais chacun de ces outils libres montre encore ses limites : s2p est prometteur mais couteux en temps de calcul pour traiter des images entières, SETSM très opérationnel mais un peu moins précis d'après nos premiers tests, Cosi-Corr ou APERO/MicMac ne sont pas encore disponibles.

En attendant qu'un outil libre émerge véritablement et parce que les images Pléiades sont déjà disponibles et ne demandent qu'à être traitées, le pragmatisme m'a conduit à continuer d'utiliser (et donc mettre à jour) un logiciel payant, PCI Geomatica. Nous avions sélectionné cet outil en 2002 (début de ma thèse) pour traiter les images SPOT puisqu'il incluait un modèle physique de capteur réputé parmi les meilleurs, celui de Thierry Toutin [*Toutin*, 1983, 2001] du Centre Canadian de Télédétection à Ottawa (Canada). Thierry avait participé chez Spot Image au début de l'aventure Spot avant de s'expatrier au Canada. Avec la nouvelle génération de capteurs (Pléiades, SPOT6/7 et les équivalents US), la géométrie d'acquisition des images est décrite le plus souvent sous forme de coefficients de fonctions polynomiales rationnelles (RPC en anglais pour Rational function Polynomial Coefficient) qui permettent de faire la correspondance entre un point de l'image et sa position sur le terrain. Les modèles physiques comme celui de Thierry Toutin ne sont plus incontournables. Mais comme PCI Geomatica gère aussi très bien les fonctions polynomiales rationnelles et puisque je le maitrise, j'ai pour le moment décidé de continuer à l'utiliser. D'autres logiciels commerciaux ont également conduits à de bons résultats [*Stumpf et al.*, 2014].

Evaluation des MNT Pléiades

Sur chacun des sites étudiés (Fig. 14), un effort important de collecte de données de validation a été fait. Dans la plupart des cas, les données *in situ* sont obtenues « en routine » dans le cadre de programme de suivi des glaciers comme GLACIOCLIM (Alpes, Himalaya). Cela confirme (si besoin ?) la nécessité de ces programmes de « monitoring » de quelques glaciers témoins. Dans d'autres cas, des missions dédiées ont été réalisées, notamment dans les Andes où le suivi des glaciers vient d'être ré-initié par une équipe du IANIGLA à Mendoza. Il a « suffi » alors de programmer les acquisitions satellitaires au voisinage de la date des mesures de terrains (chaque année à la même période) pour avoir un quasi synchronisme entre les deux types d'observations. Dans la pratique, les acquisitions satellitaires se font dans une fenêtre temporelle (typiquement un mois) pour optimiser les chances d'avoir des images sans nuages. Il peut s'écouler plusieurs semaines entre les deux observations (terrain et satellite) et le glacier peut enregistrer des variations d'épaisseur qui biaisent la comparaison. Dans de tels cas, les zones stables entourant les glaciers pourront toujours être étudiées puisqu'aucune variation significative d'altitude n'est attendue en l'espace de quelques semaines. Les mouvements de la terre solide sont, au plus, de quelques cm par an ce qui est bien en deçà de la précision altimétrique des MNT.

Il est important dans ces évaluations de la qualité des MNT de distinguer précision (*precision* en anglais) et exactitude (*accuracy* en anglais). Cela peut sembler trivial et pourtant les deux grandeurs sont trop souvent confondues ou résumées par le terme générique « erreur ». Une analogie simple est celle de la cible (Fig. 15). Ainsi, l'exactitude va être mesurée via la moyenne (ou la médiane, une métrique de la centralité de la distribution qui est moins affectée par les valeurs aberrantes) des différences d'altitude ($\Delta h = Z_{pléiades} - Z_{ref}$). Quant à la précision, elle peut être décrite par la dispersion

des différences d'altitude autour de ce biais. Cette dispersion peut être estimée à partir de l'écart-type ou, comme préconisée par [*Höhle and Höhle*, 2009], en utilisant la Normalized Median Absolue Deviation (NMAD), un estimateur de la dispersion aussi moins affectée par les valeurs aberrantes :

$$NMAD = 1.4826 * median\left(\left|\Delta h_j - m_{\Delta h}\right|\right)$$

où Δh_j correspond à la différence d'altitude pour le pixel j et $m_{\Delta h}$ est la médiane des différence d'altitude.

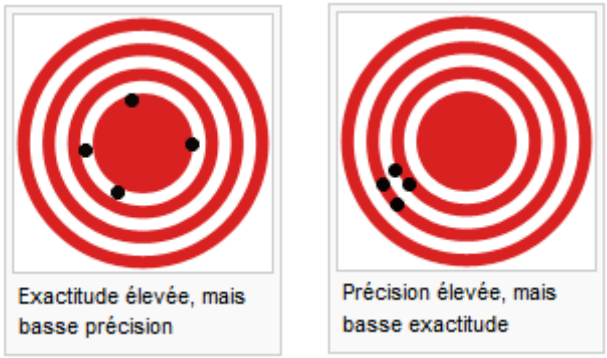


Figure 15 : Différence entre exactitude (*accuracy* en anglais) et précision (*precision* en anglais) à partir de tirs sur une cible. L'exactitude est le degré de conformité d'une quantité à sa valeur réelle et s'évalue avec des métriques de centralité comme la moyenne ou la médiane. La précision est le degré auquel d'autres mesures montreront des résultats semblables et s'évalue par des mesures de dispersion comme l'écart-type ou la NMAD. D'après http://wikipedia.qwika.com/en2fr/Accuracy_and_precision.

La table 2 synthétise les évaluations que nous avons réalisées sur les différents MNT Pléiades. Sans rentrer dans les détails (on se référera à l'article), on peut tirer les grandes conclusions suivantes de cette analyse:

Site	Number of GCPs	Image combination (Tri-stereos only)	Covered area (%)	ON/OFF glacier	Mean (m)	Median (m)	Std dev (m)	NMAD (m)	*N*
Andes – Agua Negra	5	Front/Nadir	96.7	ON & OFF	1.00	1.04	1.06	0.84	2403
		Nadir/Back	96.3	ON & OFF	−0.33	−0.15	1.26	1.10	2343
		Front/Back	93.4	ON & OFF	0.55	0.62	1.02	0.86	2324
		Front/Nadir & Nadir/Back	97.7	ON & OFF	0.37	0.47	1.04	0.83	2403
				ON	0.53	0.64	0.81	0.63	932
				OFF	0.27	0.35	1.16	1.03	1471
	0	Front/Nadir	96.7	ON & OFF	1.33	1.38	1.16	1.00	2389
		Nadir/Back	96.5	ON & OFF	0.99	1.05	1.13	0.85	2329
		Front/Back	93.5	ON & OFF	1.22	1.30	1.10	0.83	2308
		Front/Nadir & Nadir/Back	97.8	ON & OFF	1.17	1.23	1.08	0.84	2388
Alps – Mont Blanc 2012	13		93.1	ON	0.97	0.99	0.69	0.62	491
	0		90.2	ON	6.84	6.84	0.98	0.78	493
Alps – Mont Blanc 2013	11	Front/Nadir	85.5	ON	0.08	0.09	0.55	0.44	460
		Nadir/Back	85.4	ON	0.03	0.07	0.56	0.46	475
		Front/Back	70.9	ON	0.11	0.11	0.56	0.36	479
		Front/Nadir & Nadir/Back	94.2	ON	0.03	0.04	0.51	0.41	479
Iceland – Tungnafellsjökull	5		99.0	ON & OFF	−0.09	−0.08	0.84	0.37	3856
				ON	−0.07	−0.06	0.53	0.37	2764
				OFF	−0.15	−0.12	1.33	0.40	1092
Himalaya – Mera	22 (from SPOT5)		82.0	ON	−0.94	−0.93	1.02	0.92	445
Antarctica – Astrolabe	0		98.5	ON	1.86	1.84	0.72	0.55	170

Table 2 : Résumé des statistiques d'évaluation des MNT Pléiades sur nos 5 sites d'étude. Les statistiques portent sur les différences d'altitudes entre les MNT Pléiades et les mesures GNSS sur (ON) et hors (OFF) des glaciers. Lorsque des images tri-stéréo sont disponibles (Agua Negra, Mont Blanc en 2013) différentes combinaisons d'images ont été testées, notamment pour évaluer le % de la zone qui est couverte effectivement par les MNT (colonne "covered area"). Pour Agua Negra, le massif du Mont Blanc et le glacier de l'Astrolabe, les statistiques sont aussi fournies pour les MNTs sans points de contrôle (GCP = *Ground Control Point*) afin de tester l'influence de ces derniers.

1. la couverture des différentes zones d'étude est généralement excellente, le plus souvent l'altitude a été extraite sur plus de 90% des pixels du MNT. Ceci s'explique par le codage des images sur 12 bits et leur faible saturation. Un bémol, toutefois : des acquisitions toute récentes (aout 2014) sur les glaciers d'Himalaya montrent un degré de saturation plus élevé (10% au moins). Ceci s'explique par des acquisitions au cœur de l'été (le soleil est plus haut) à une latitude plus basse et avec des fortes pentes faisant face au soleil. Airbus D&S a accepté d'acquérir de nouvelles images en ajustant les gains (plus précisément en abaissant le nombre d'étages TDI) pour contourner le problème. Ces nouvelles images restent à analyser.

2. la précision des MNT Pléiades est de l'ordre de 1 m. Elle peut atteindre même 50 cm sur les langues glaciaires plates (colonne ON glaciers, Alpes et Islande), ce qui est très satisfaisant. Ceci n'est pas surprenant puisque la précision des MNTs varie quasi linéairement avec la pente du terrain [*Toutin*, 2002].

3. En terme d'exactitude, sans point de contrôle, les biais altimétriques peuvent atteindre jusqu'à près de 7 m dans le cas du massif du Mont-Blanc.

4. Avec quelques points de contrôle, ce biais peut descendre à quelques dizaines de centimètres. En théorie, un seul point de contrôle (de bonne qualité, c'est à dire bien positionné sur les images et avec des coordonnées exactes à 10-20 cm près) peut suffire mais une certaine redondance, avec plus de GCPs, est préférable pour éviter de mauvaises surprises.

5. La valeur ajoutée des triplets d'images n'est pas évidente dans ces travaux portant sur un paysage naturel. Des conclusions très différentes seraient probablement tirées sur un paysage urbain. S'il est vrai que des combinaisons multiples (Front/Nadir, Nadir/Back & Front/Back) peuvent être faites pour limiter les trous dans les MNT, des % de couvertures et précisions similaires peuvent être obtenues avec un couple stéréo classique dans lequel les images sont acquises avec des angles d'incidence pas trop différents. On s'en persuadera en comparant les statistiques obtenues sur le massif du Mont Blanc en 2012 (stéréo simple) et 2013 (tri-stéréo) de la table 2.

Exploitation des MNT Pléiades (et SPOT5) pour mesurer les pertes de masse des glaciers alpins

Pour démontrer l'utilité de ces MNT précis déduits des images Pléiades pour l'étude des bilans de masse des glaciers, nous avons comparé nos MNT Pléiades avec un MNT que nous avons déduit d'images SPOT5-HRG acquises les 19 et 23 aout 2003. Pour éviter tout décalage saisonnier, c'est le MNT Pléiades de 2012 (acquis le 19 aout) qui a été choisi pour cette comparaison et non le MNT de 2013, déduit lui d'images acquises le 20 septembre (Fig. 16). Cette carte montre très clairement le fort amincissement de l'ensemble des glaciers de ce massif au cours des dernières années notamment à basse altitude [*Berthier et al.*, 2004; *Berthier and Vincent*, 2012]. Les bilans de masse des glaciers d'Argentière et de la Mer de Glace sont très négatifs (autour de -1.2 m a^{-1} water equivalent, w.e., soit la lame d'eau équivalente), ce qui est en accord avec des études menées sur d'autres glaciers de l'arc alpin [*Abermann et al.*, 2009; *Carturan et al.*, 2013; *Fischer et al.*, 2014]. Nous obtenons aussi le premier bilan de masse pour l'ensemble du massif du Mont-Blanc, lui aussi très négatif.

Ces résultats sont donc très prometteurs et nous sommes actuellement en train d'utiliser la même méthodologie (comparaison des MNTs SPOT5 et Pléiades) pour estimer le bilan de masse de plusieurs glaciers dans la partie Nord-Ouest de l'Himalaya (Gangotri, Chhota Shigri et Hamtah). Avec

les images qui viennent d'être acquises en septembre 2014 par SPOT6 sur le massif du Mont-Blanc, nous pourrons vérifier si des résultats aussi satisfaisants sont obtenus avec ce nouveau capteur.

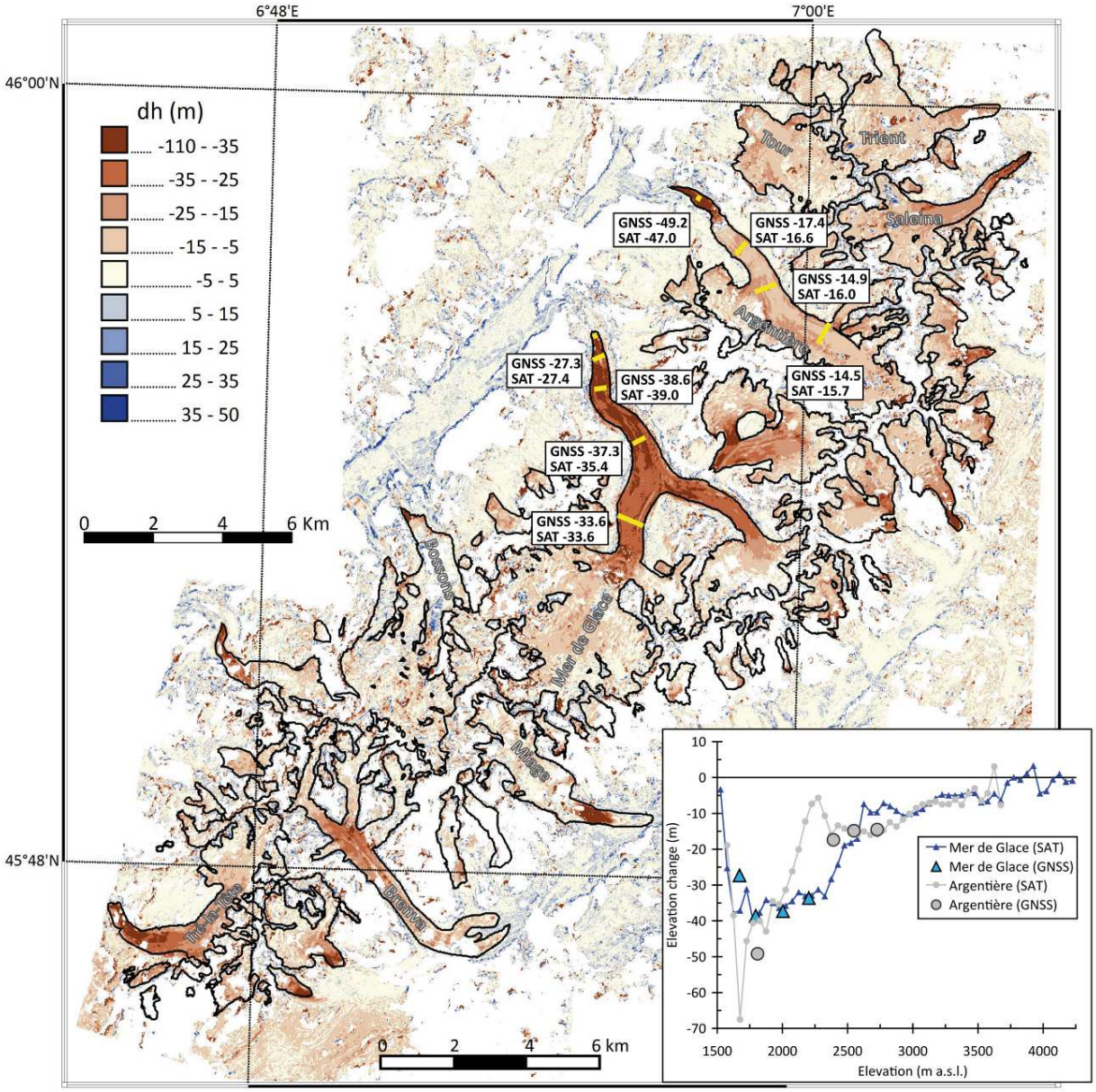


Figure 16 : Carte des différences d'altitude des glaciers du massif du Mont-Blanc entre aout 2003 et aout 2012. L'amincissement mesuré par les satellites SPOT5 et Pléiades est comparé le long de 8 profils avec l'amincissement mesuré sur le terrain via des mesures GNSS. L'encart montre les différences d'altitude moyennées par tranche d'altitude de 50 m pour le glacier d'Argentière et la Mer de Glace et permet de calculer le bilan de masse (très négatif) de ces deux glaciers.

b. Traitement en série temporelle des MNT ASTER

Pléiades 1A et 1B et, probablement bientôt SPOT6/7, permettent la production de MNT très précis mais le plus souvent sur des zones dont l'extension est limitée. Ce sont des capteurs commerciaux, donc assez onéreux et avec lesquels il est difficile de couvrir en mode stéréo des zones vastes (à moins de trouver des budgets très conséquents). SPOT5-HRS permettait de réaliser ce type de couverture large mais avant l'année polaire et le projet SPIRIT, très peu d'images ont été acquises

sur les zones englacées. L'archive est donc assez modeste avant 2007 et même après cette date, les images sont concentrées sur les zones polaires.

Le capteur ASTER à bord du satellite TERRA (NASA/JAXA) constitue une alternative séduisante aux capteurs « toulousains ». Comme SPOT5-HRS, ASTER embarque deux caméras, l'une pointant vers le nadir et l'autre vers l'arrière ce qui permet de constituer des couples stéréo et de construire des MNT. La résolution, 15 m, est moins bonne que celle de SPOT5 et le contrôle orbital est lui aussi moins bon. Les MNT qui en résultent sont donc moins précis, de l'ordre de 10 à 15 m [*Fujisada et al.*, 2005] et plutôt 25 m sur les zones montagneuses [*Kääb*, 2002]. Mais cette précision inférieure est compensée par une archive extrêmement abondante que l'on doit en grande partie au projet NASA GLIMS (*Global Land Ice Measurements from Space*, http://www.glims.org/). Ce projet (PI : Jeff Kargel) a pour objectif une cartographie globale des glaciers en exploitant les images Landsat et ASTER. GLIMS a donc permis que des images soient acquises très régulièrement sur les glaciers et avec des gains adaptés [*Raup et al.*, 2000]. Aussi, quand on consulte aujourd'hui l'archive d'images ASTER sur un glacier donné, il n'est pas rare d'y trouver 20, 30 et parfois plus d'images acquises entre 2000 et 2014 (fin 2014, ASTER est toujours fonctionnel en orbite). C'est cette archive conséquente que nous avons voulu exploiter dans le cadre du stage Master 2 Recherche de Vincent Cabot (février-juin 2014). Ici encore, le site du massif du Mont Blanc a été choisi comme zone pour évaluer/affiner notre méthodologie. L'objectif est d'appliquer ensuite cette méthodologie pour estimer le bilan des glaciers andins puis le long de l'arc himalayen, idéalement dans le cadre d'une thèse (financement à trouver...). On notera que nos travaux s'inspirent fortement d'études antérieures [*Nuimura et al.*, 2012; *Willis et al.*, 2012b]. L'originalité de notre étude est l'effort porté à la validation des précisions.

Les MNT ASTER du massif du Mont-Blanc

Une première étape est la sélection de l'ensemble des images ASTER à couverture nuageuse réduite et intégrant au moins une partie du massif du Mont-Blanc. Pour éviter de trop forts effets de saisonnalité et parce que les MNT déduits des images estivales à faible couverture neigeuse présentent moins d'artefacts, seules les images acquises entre le 1er juillet et le 31 octobre sont retenues. Pour les 20 images ainsi sélectionnées sur le massif du Mont-Blanc, le produit ASTER 14DMO est commandé via le serveur ECHO/Reverb de la NASA (http://reverb.echo.nasa.gov/reverb/). La commande est gratuite là encore grâce à mon affiliation au programme GLIMS. C'est d'ailleurs une des vertus de notre méthodologie d'être fondée uniquement sur des données gratuites. Elle est donc facilement transposable à de nouvelles régions et peut aussi être partagée avec des collègues qui n'ont pas accès à des données comme Spot5 ou Pléiades, faute de financement. Les MNT ASTER sont fournis avec une résolution de 30 m, soit deux fois la taille du pixel des images.

Méthode de recalage planimétrique et altimétrique des MNT

Sans rentrer dans le détail, notre méthodologie consiste à recaler horizontalement et verticalement tous les MNT ASTER sur un MNT de référence, le MNT SRTM. SRTM est certes moins résolu que les MNT ASTER (~90 m vs 30 m) mais présente beaucoup moins d'artefacts. En France il existe des MNT de référence plus précis que SRTM, mais nous avons privilégié cette donnée quasi globale (zone 60°N à 56°S) même dans le massif du Mont-Blanc afin de rendre la méthodologie transposable à d'autres régions du globe où seul SRTM est disponible. Lorsque le MNT Tandem-X (mission du DLR) sera distribué globalement (gratuitement avec une résolution dégradée?), il constituera une référence altimétrique encore meilleure que SRTM et notre méthodologie pourra être affinée [*Krieger et al.*, 2007]. Pour s'assurer que SRTM ne présente pas de biais verticaux et

horizontaux nous avons commencé par un recalage sur les données éparses mais précises du laser altimétrique ICESat, là encore des données gratuites [*Zwally et al.*, 2002; *Nuth and Kääb*, 2011]. Le recalage des MNT ASTER sur SRTM se fait ensuite via une méthode de minimisation de l'écart-type des différences d'altitude hors des glaciers [*Berthier et al.*, 2007] dont nous avons vérifié qu'elle fournit des résultats similaires à la méthode de Nuth & Kääb [*Paul et al.*, 2015]. La figure 17 illustre le résultat de ce recalage 3D en extrayant l'altitude de tous les MNTs recalés pour un pixel dans la vallée de Chamonix (zone plate) et un autre pixel dans une zone d'amincissement rapide près du front de la Mer de Glace. Comme espéré, la tendance est très proche de 0 dans la vallée de Chamonix ce qui indique que notre recalage est satisfaisant. Sur le glacier, le niveau de bruit est plus élevé mais l'amincissement est clair.

Pour le moment, le recalage vertical des MNT a été réalisé en corrigeant simplement d'un biais constant sur tout le MNT (ordre 0). Il faudra tester dans le futur si on peut améliorer les résidus hors des glaciers en enlevant un plan (ordre 1) voire un polynôme d'ordre plus élevé.

Un autre résultat intéressant du stage de Vincent Cabot est que notre algorithme détecte correctement les nuages qui se traduisent par des valeurs aberrantes sur les MNT. En effet, nous avons montré que les résultats (résidus hors des glaciers comme tendance sur les glaciers) demeurent inchangés si les nuages sont masqués sur chacune des images. C'est une bonne nouvelle car établir manuellement le masque des nuages pour chaque image est un travail très laborieux (et inintéressant).

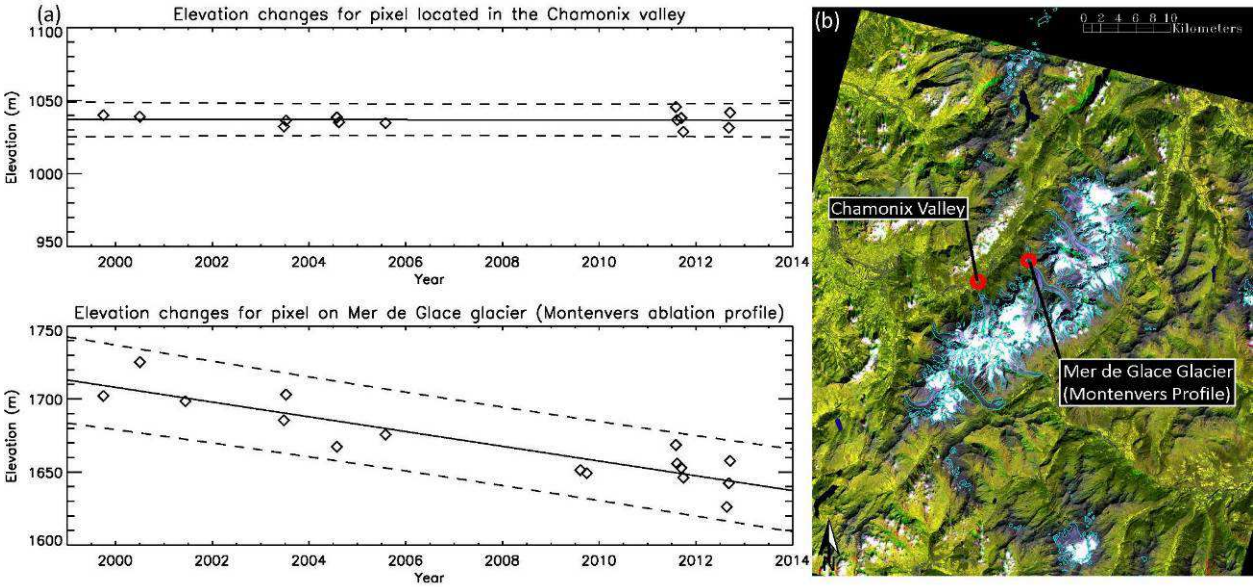


Figure 17 : Principe d'extraction des taux de variation d'épaisseur hors et sur les glaciers. En haut à gauche, les altitudes et la tendance pour un pixel situé dans la vallée de Chamonix, en bas à gauche pour un pixel situé au niveau de la station du Montenvers sur la langue de la Mer de Glace.

Le niveau de bruit sur les cartes de tendances d'altitude reste assez élevé. Différents filtres sont appliqués pour limiter ce produit. Un premier filtre consiste à éliminer les tendances hors de la gamme [-15 ; +15] m a^{-1}, gamme des taux d'amincissement/épaississement maximum pour les glaciers du massif du Mont Blanc. Un autre filtre est aussi appliqué sur le résidu par rapport à la tendance. Si ce résidu dépasse un seuil (fixé empiriquement), la tendance d'altitude pour ce même pixel est considérée comme non valide. Cela permet d'éliminer des tendances clairement aberrantes en certains endroits des glaciers, notamment les zones où les ombres sont fréquentes et donc les

MNT ASTER très bruités. Dans le futur, un filtre supplémentaire pourrait être ajouté pour ne conserver que les pixels pour lesquels un nombre minimum de MNT ASTER est disponible. Après ces différents filtres, on obtient pour toute la région stable qui entoure les glaciers du massif du Mont Blanc une tendance moyenne de +0.04 m a^{-1} (tendance médiane de -0.08 m a^{-1}) et un écart-type sur ces tendances de 1.35 m a^{-1}. Cette dernière valeur reflète un niveau de bruit certes important mais normalement distribué. Donc la méthode ne peut être appliquée que pour des zones englacées suffisamment vastes pour lesquelles le calcul des tendances sur un nombre suffisamment important de valeurs permet d'atteindre des niveaux de bruit raisonnables. Tout dépend évidemment du signal étudié, mais comme indiqué en introduction de ce chapitre, un taux de variation d'épaisseur devient "glaciologiquement" utile quand son erreur est inférieure à ±0.3 - 0.4 m a^{-1}.

Premiers résultats sur le massif du Mont Blanc

La figure 18 montre les taux de variation d'altitude hors et sur glacier déduits de la série d'images ASTER couvrant la période 2000-2013.

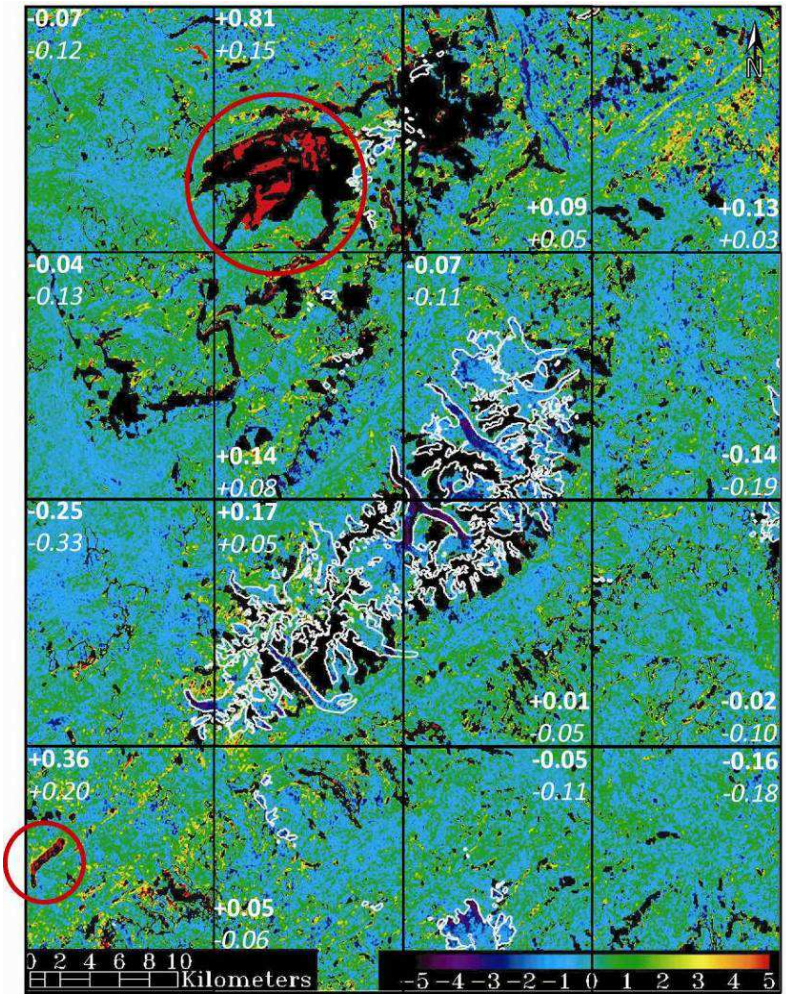


Figure 18 : Carte des tendances d'altitude entre 2000 et 2013 pour la région du massif du Mont Blanc. En trait blanc, les limites des glaciers obtenues par [*Berthier et al.*, 2004] et [*Paul et al.*, 2011]. La carte a été découpée en 4*4 cadrans de taille identique au sein desquels la moyenne et, en italique, la médiane des tendances d'altitude hors des glaciers sont indiquées.

De l'analyse de cette carte, quelques réflexions peuvent être avancées :

- au premier coup d'œil, on visualise directement les zones de fort amincissement des glaciers. Il y a bien un signal exploitable...

- Si on exclut deux cadrans problématiques (cf. pourquoi ci-dessous), la moyenne et la médiane des tendances d'altitude hors des glaciers sont toutes deux proches de 0. C'est particulièrement le cas pour les 4 cadrans qui encadrent le massif du Mont Blanc pour lesquelles, la déviation maximale par rapport à la tendance nulle (en valeur absolue) est de 0.17 m a^{-1}. C'est un niveau d'erreur très raisonnable. Si on examine tous les cadrans (en excluant toujours les deux cadrans problématiques), et si on considère la moyenne, la déviation absolue maximale est de 0.25 m a^{-1}. Nous proposons d'utiliser cette dernière valeur pour quantifier l'erreur sur nos tendances sur les glaciers.
- Nous avons réussi à comprendre l'origine des erreurs fortes pour deux des cadrans (cf. cercles rouges de la figure 18). Au Sud-Ouest, moyenne et médiane des tendances d'altitude sont biaisées par les altitudes erronées d'une grande partie des MNT ASTER sur les lacs. Nous avons donc modifié notre méthodologie pour masquer systématiquement tous les lacs dans les étapes de recalage des MNTs puis dans l'estimation des résidus hors des glaciers. Au Nord, nous avons compris que les tendances beaucoup trop fortes (> 5 m a^{-1}) étaient dues à une erreur systématique dans notre MNT de référence, SRTM. Dans cette zone couvrant plusieurs dizaines de km², SRTM est près de 100 m trop bas. Nous l'avons vérifié en comparant SRTM avec un MNT de l'IGN. Il s'agit sans doute d'un problème lié au déroulement des franges interférométriques [*Farr et al.*, 2007], phase de la production du MNT. Notre méthode est donc sensible à la qualité de la donnée de référence, d'où son amélioration possible grâce au futur MNT Tandem-X. En attendant Tandem-X, nous voulons tester si l'utilisation du MNT global GDEM2 [*Frey and Paul*, 2012], déduit de l'ensemble des images ASTER, permet une amélioration du recalage hors des glaciers par rapport à SRTM.

Enfin, à partir de ces tendances de variations d'altitude, nous avons estimé les bilans de masse de la Mer de Glace et du glacier d'Argentière pour lesquels des mesures in situ sont disponibles. Pour ces deux glaciers, nous disposons également de bilans de masse précis déduits par comparaison de MNTs SPOT5 d'aout 2003 et Pléiades d'août 2012 (Figure 16, [*Berthier et al.*, 2014]). Cette comparaison (Table 3) montre la bonne cohérence entre les résultats obtenus avec ASTER et les autres données. On notera même que, pour la Mer de Glace, les deux bilans de masse satellitaires sont très proches alors que le bilan de masse terrain est peut-être un peu trop négatif. Une comparaison qui reste à affiner et des conclusions à confirmer.

	Période	Argentière	Mer de Glace	Mont Blanc
Surface (km²)		13.5	22.7	161.6
In Situ (Glacioclim)	2000-2012	-1.27 ± 0.40	-1.66 ± 0.40	
Pléiades - SPOT5	2003-2012	-1.12 ± 0.18	-1.22 ± 0.20	-1.04 ± 0.23
ASTER	2000-2013	-1.38 ± 0.25	-1.26 ± 0.25	-0.85 ± 0.25

Table 3 : Bilans de masse (m/a w.e.) des glaciers d'Argentière, de la Mer de Glace et de l'ensemble des glaciers du massif du Mont-Blanc mesurés in situ, par différentiel de MNT SPOT5 et Pléiades et analyse multi-temporelle de MNT ASTER.

Les résultats obtenus sur le massif du Mont-Blanc sont très prometteurs et Vincent Cabot a pu exploiter cette méthodologie pour estimer des premiers bilans de masse (possiblement équilibrés !) sur les glaciers de la région de l'Aconcagua. Les perspectives sont nombreuses:

Sur le court-moyen terme, il est envisageable de rapidement calculer un bilan de masse de l'ensemble des glaciers des Alpes européennes pour la période 2000-2013, une estimation qui pourra être comparée en Suisse au bilan pour la période 1980-2010 [*Fischer et al.*, 2014] pour détecter une éventuelle accélération des pertes de masse.

Sur le moyen-long terme, la méthodologie (qui doit être automatisée) pourrait être appliquée à l'ensemble des Andes ou de l'arc himalayen. Pour de nombreux glaciers, nous proposerions ainsi les premiers bilans de masse. Cela permettrait de vérifier des estimations faites sur ces régions à partir de l'extrapolation des mesures in situ [*Cogley*, 2009] ou à partir des éparses mesures de l'altimètre ICESat [*Kääb et al.*, 2012; *Gardner et al.*, 2013]. C'est un très beau sujet de thèse (financement à trouver). On disposera prochainement de bilans de masse de quelques glaciers himalayens par différentiel de MNT SPOT5 et Pléiades (période 2004/5-2014) sur lesquels on pourra confirmer le niveau d'exactitude de cette méthodologie "ASTER".

Cette étude confirme aussi l'utilité du massif du Mont-Blanc comme site de choix pour évaluer et affiner des nouvelles méthodologies.

4. Bilans de masse des glaciers himalayens

Depuis ma prise de poste au CNRS en 2007, les glaciers de l'Himalaya et plus généralement des Hautes Montagnes d'Asie (incluant Tien Shan, Pamir, Himalaya et Plateau du Tibet) sont ceux qui ont concentré une bonne partie de mes attentions. Cela se justifie par la vaste superficie couverte par ces glaciers (près de 120 000 km² de glaciers), leur importance hydrologique et le manque de données les concernant. J'ai donc fait le choix d'y consacrer un chapitre entier de cette HDR. Ce chapitre est rédigé (plus ou moins) indépendamment du reste du texte, avec pour objectif d'en faire, après amélioration, un article à soumettre à la revue *La Météorologie* (avec comme co-auteurs probables Yves Arnaud, Christian Vincent et Patrick Wagnon). Cela permettra d'avoir une synthèse en langue française sur notre connaissance des bilans de masse des glaciers himalayens, leur contribution à la ressource en eau régionale (les grands fleuves d'Asie du Sud-est) et globale (la hausse du niveau de la mer).

a. Le GlacierGate et la parcimonie des mesures sur les glaciers himalayens

Janvier 2010. Quelques semaines seulement après la conférence mondiale des Nations Unies sur le climat à Copenhague et son "ClimateGate", une nouvelle polémique ébranle le Groupe Intergouvernemental d'Expert pour l'étude du Climat (GIEC, ou IPCC en anglais). Les médias du monde entier se font l'écho d'une erreur qui vient d'être mise en évidence dans un des chapitres du Tome 2 du 4ème rapport de GIEC, publié trois ans avant, en 2007. Le texte stipule "Les glaciers en Himalaya reculent plus vite que partout ailleurs sur le globe et la probabilité qu'ils disparaissent en 2035, ou même avant, est élevée si la Terre continue de se réchauffer au rythme actuel". C'est effectivement une erreur grossière. Il suffit d'ailleurs d'aller lire le Tome 1 du même rapport notamment son chapitre 4 sur la cryosphère [*Lemke et al.*, 2007] pour vérifier que le comportement des glaciers himalayens n'est pas atypique du point de vu du bilan de masse. L'assertion qu'ils pourraient disparaitre en 2035 est encore plus énigmatique et il faudra un peu de temps à quelques glaciologues pour retracer l'origine de cette erreur [*Cogley et al.*, 2010]. Ces derniers montrent qu'il s'agit sans doute d'une erreur typographique : la disparition (partielle) des glaciers (d'ailleurs pas que himalayens mais de l'ensemble du globe) ayant été "imaginés" en 2350 (et non 2035!) dans une document technique [*Kotlyakov*, 1996], non "reviewé" par les pairs. Bref, une confusion complète qui malheureusement jette le discrédit sur l'ensemble du rapport du GIEC. Mais pourquoi une telle amplification de la polémique par les médias après cette erreur au sujet des glaciers himalayens? Très probablement parce que ces derniers restent très peu étudiés alors qu'ils sont à la source de grands fleuves (Indus, Gange, Brahmapoutre, Fleuve Jaune) qui irriguent l'Asie du Sud-est, une des régions les plus peuplées du globe. Par manque de travaux scientifiques, il n'y a pas de conclusion robuste sur l'évolution des glaciers de ces montagnes ce qui laisse le champ libre pour de la spéculation pseudo-scientifique. Et comme ils alimentent "potentiellement" en eau près d'un milliard de personnes [*Kaser et al.*, 2010], leur évolution est forcément largement médiatisée. Les glaciers himalayens sont aussi proches des populations et impactent directement leur ressource en eau ou peuvent parfois les mettre en danger, par exemple lors de vidanges brutales de lacs pro-glaciaires. Ceci les distingue des calottes polaires Antarctique, Groenland ou des autres glaciers de l'Arctique qui n'affectent l'humanité qu'indirectement et sur des échelles de temps plus longues, via la hausse du niveau des mers.

Comme le souligne une synthèse de 2012 [*Bolch et al.*, 2012], on manque encore cruellement d'informations précises et régionales sur l'évolution des glaciers himalayens. Même la surface totale couverte par les glaciers en Himalaya reste sujette à discussion. Entre 40 000 et 60 000 km² selon les

différentes estimations. Cette incertitude s'explique par la difficulté de définir ou délimiter les glaciers : faut il inclure les pentes abruptes plus ou moins englacées qui dominent les glaciers et les alimentent par des avalanches? Comment positionner précisément la limite du glacier quand, comme c'est le cas pour nombre d'entre eux, toute leur partie basse est couverte de débris rocheux, très difficiles à distinguer des terrains non englacés sur des images satellites? Les volumes totaux des glaciers sont encore moins bien connus [*Bolch et al.*, 2012; *Huss and Farinotti*, 2012], faute de mesures nombreuses de leur épaisseur. L'étude sur le terrain de ces glaciers est rendue compliquée par les difficultés d'accès, leur très haute altitude et l'absence d'une "tradition glaciologique" dans les pays entourant cette chaine de montagne, contrairement aux Alpes ou en Amérique du Nord où les glaciers sont suivis régulièrement depuis au moins, respectivement, le début et le milieu du 20ème siècle. Le régime de ces glaciers est également différent de celui de leurs cousins alpins ou des régions arctiques. Dans toute la partie Est de la chaîne himalayenne, les saisons de fonte et d'accumulation sont simultanées en été au moment du paroxysme de la mousson indienne et d'Asie du Sud-est [*Fujita*, 2008; *Wagnon et al.*, 2013]. A l'ouest de la chaîne (Karakorum, Hindu Kush, Pamir), un régime plus "classique" avec accumulation hivernale et fonte estivale prévaut [*Kapnick et al.*, 2014].

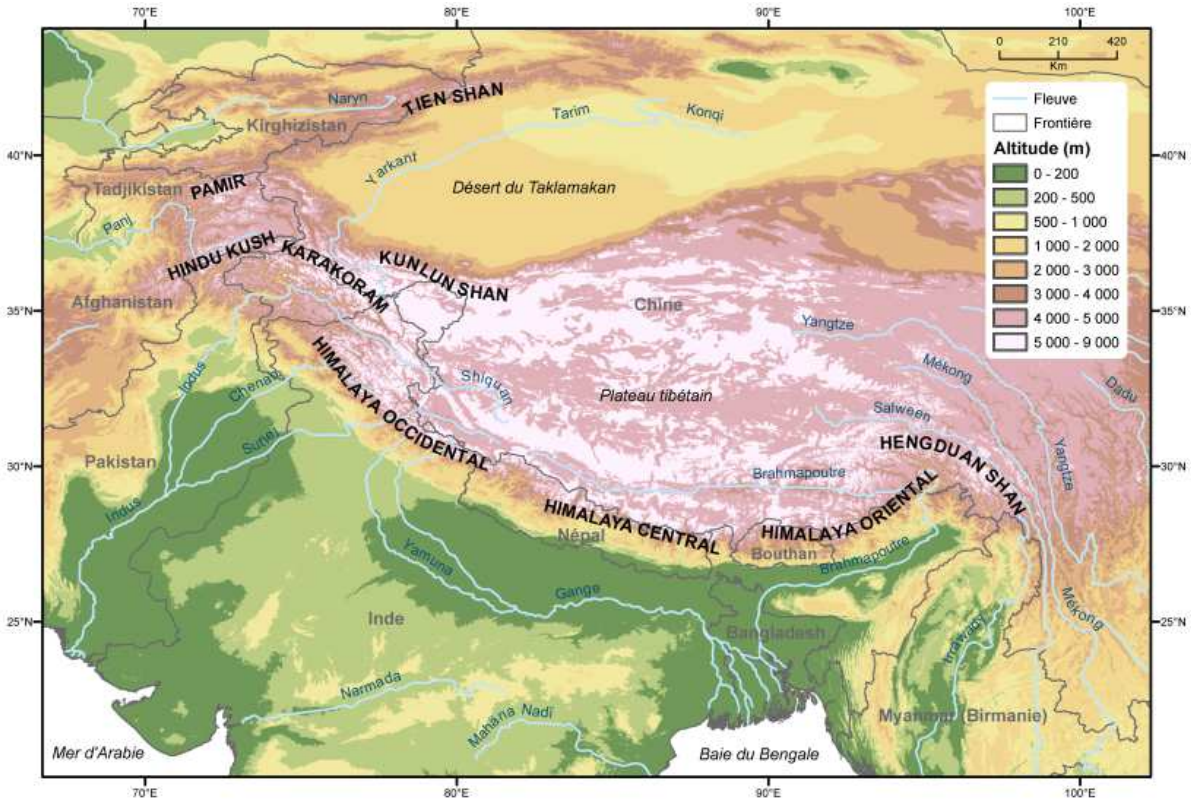


Figure 19 : Répartition des différents massifs de montagne des Hautes Montagnes d'Asie. D'après Gardelle [2012].

Les équipes françaises n'ont pas attendu le GlacierGate de 2010 pour deviner l'enjeu scientifique et sociétal du suivi des glaciers himalayens et plus généralement des hautes montagnes d'Asie (Fig 19). Dès 2002, les chercheurs de l'IRD décident de débuter une collaboration avec les glaciologues indiens pour le suivi du glacier du Chhota Shigri au cœur du Spiti Lahaul, au nord ouest de l'Himalaya. Ils disposent aujourd'hui de 12 années consécutives de mesures du bilan de masse sur ce glacier ce qui en fait une des séries les plus longues en Himalaya [*Wagnon et al.*, 2007; *Vincent et al.*, 2013]. Ces mesures *in situ* ont aussi permis de reconstruire des bilans de masse sur des périodes plus longues notamment en les comparant à des mesures topographiques réalisées en 1989 par un

glaciologue indien, D. P. Dobhal [*Vincent et al.*, 2013]. Elles ont également permis à [*Azam et al.*, 2014] de calibrer un modèle de bilan de masse de ce glacier au pas de temps saisonnier et ainsi de proposer une reconstruction des bilans depuis 1969. Ces deux dernières études ont permis de montrer que les bilans de masse de ce glacier ont été équilibrés entre le milieu des années 80s et 2000, alors que des pertes de masse conséquentes sont enregistrées avant 1985 et après 2000. Ces études montrent aussi l'importance des fluctuations des précipitations pour expliquer la variabilité interannuelle et décennale des bilans.

Dès 2004, des acquisitions par le satellite SPOT5 sont réalisées à notre demande pour enrichir les mesures de terrain sur le Chhota Shigri et les replacer dans un contexte régional notamment dans le nord-ouest de l'Himalaya [*Berthier et al.*, 2007]. Mais c'est à partir de l'automne 2008, grâce à l'extension hors des régions polaires des acquisitions par SPOT5-HRS, que des analyses à l'échelle de l'ensemble de la chaîne Himalaya ont pu véritablement débuter. Nous nous focaliserons d'abord sur les résultats sur le Karakorum, une région située à l'Ouest de la chaîne et à fort taux d'englacement, avant de les étendre à l'ensemble des glaciers depuis le Pamir à l'Ouest jusqu'à la partie la plus orientale de l'Himalaya, le Hengduan Shan.

b. L'anomalie des bilans de masse des glaciers du Karakorum

Situé dans la partie ouest de l'Himalaya, entre Pakistan, Inde et Chine, le Karakorum est une région montagneuse abritant plusieurs sommets de plus de 8 000 m d'altitude et recouverte par près de 20 000 km² de glaciers. Jusqu'en 2012, on ne disposait que de très peu d'informations sur l'évolution récente de ces glaciers. De nombreux indices suggéraient cependant que leur comportement différait de celui des autres glaciers du globe qui, pour la grande majorité, perdent de la masse depuis le milieu des années 1980 [e.g., *Kaser et al.*, 2006]. Des observations *in situ* avaient montré que certains des glaciers du Karakorum gagnaient en épaisseur et que les fronts glaciaires ne reculaient pas, voire avançaient pour certains d'entre eux. Ceci a amené les scientifiques à parler de "l'anomalie du Karakorum" [*Hewitt*, 2005]. Mais l'extrapolation de ces mesures ponctuelles était rendue particulièrement délicate du fait de l'omniprésence dans cette région des glaciers affectés par des "surges". Ces "surges" sont de brusques avancées du glacier se produisant sur une durée très courte (~1-2 ans) à des vitesses temporairement très élevées, parfois de plusieurs kilomètres par an. Elles sont suivies d'une phase plus longue, dite de quiescence, au cours de laquelle le glacier stagne et se reconstruit dans sa partie haute. Ces "surges" sont sans rapport avec un éventuel gain de masse du glacier. Aussi, une mesure du bilan de masse pour l'ensemble de cette région glaciaire était indispensable pour confirmer sans équivoque l'existence d'une anomalie des bilans de masse.

Pour estimer les variations d'épaisseur (et donc de masse) de ces glaciers, nous avons comparé deux topographies, acquises depuis l'espace à environ 10 ans d'intervalle, dans la zone centrale du Karakorum. La première cartographie a été établie à partir des données acquises en février 2000 par la mission SRTM (shuttle radar topography mission, mission NASA) et la seconde résulte de l'assemblage de deux MNTs déduits d'images acquises les 3 décembre 2008 et 31 octobre 2010 par le satellite SPOT5. Une attention toute particulière a été portée sur le bon ajustement relatif des topographies notamment pour bien prendre en compte le fait qu'elles ont une résolution différente [*Gardelle et al.*, 2012].

L'analyse des cartes de variation d'épaisseur (Fig. 20) révèlent une structure étonnamment complexe. Pour certains glaciers, on observe une alternance de zones de fort épaississement (> 10 m/a) et d'amincissement de même amplitude. Ceci est le résultat direct de la forte densité de glaciers qui connaissent des *surges*. Durant la phase active, un excès de masse est transporté sous

forme d'une onde cinématique : la partie haute du glacier s'affaisse pendant que la partie basse gonfle rapidement (Fig. 21). L'inverse se produit durant la phase de quiescence. En effet, comme le déplacement du glacier est alors quasi inexistant, toute la neige accumulée se traduit par des gains d'épaisseurs à haute altitude alors que la glace transportée durant le *surge* à basse altitude, où il fait plus chaud, fond rapidement. D'après nos cartes de variations d'épaisseur près d'un quart de la superficie englacée de la zone étudiée au Karakorum est sujette à des *surges*.

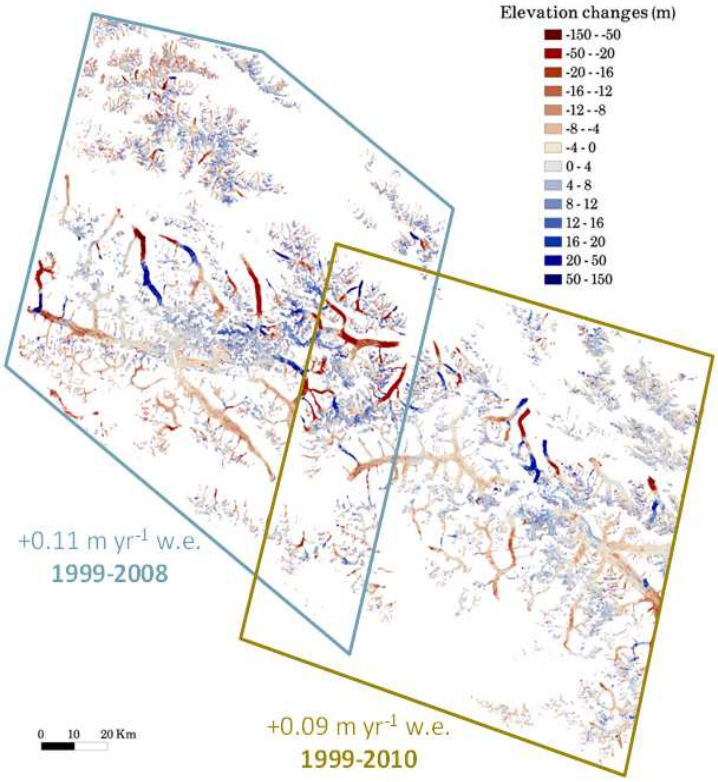


Figure 20 : Variations d'épaisseur des glaciers du Karakorum Central au cours de la première décennie du 21ème siècle.

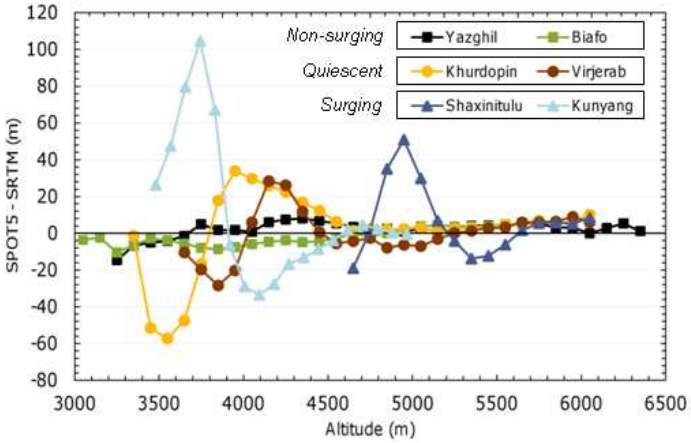


Figure 21 : Variations d'épaisseur en fonction de l'altitude pour six glaciers du Karakorum Central entre 1999 et 2008. Quatre de ces glaciers connaissent des surges (en phase de quiescence ou active) alors que deux autres ont une dynamique plus classique, sans surge.

Enfin, ces cartes nous ont permis de mesurer des taux d'amincissement aussi forts sur les glaciers blancs que sur les glaciers "noirs", c'est-à-dire couverts de débris morainiques. Or des mesures réalisées dans différents massifs montagneux de la planète ont montré que localement, autour d'une

balise d'ablation, ces débris ralentissent la fonte dès que leur épaisseur dépasse quelques centimètres. Il semblerait donc que cet effet d'isolation thermique locale des glaciers ne s'extrapole pas simplement à l'échelle de toute une langue glaciaire. On pouvait s'y attendre compte tenu du caractère très tortueux de la topographie des langues glaciaires couvertes de débris avec, par exemple, la présence de lacs et falaises de glace où l'ablation est accrue [*Sakai et al.*, 2000, 2002; *Benn et al.*, 2012].

Sur la zone étudiée, qui comporte environ 10 000 km² de glaciers, le bilan de masse a été estimé à +0.10±0.16 m a^{-1} w.e., ce qui correspond à un léger gain de masse, même si ce gain n'est pas significatif statistiquement. On parlera donc plutôt d'une stabilité de la masse des glaciers, ce qui en soit suffit à les démarquer des glaciers des autres régions du globe et confirme donc l'anomalie du Karakorum. En extrapolant ce gain à l'ensemble du Karakorum (nos mesures portent sur environ la moitié de la surface englacée totale), nous réévaluons la contribution des glaciers de cette région à la hausse du niveau des mers à -0.006 mm a^{-1}. C'est beaucoup moins que les estimations précédentes [*Cogley*, 2009; *Church et al.*, 2011] qui, par nécessité, extrapolaient des mesures de terrain réalisées hors de cette chaîne de montagne et suggéraient une contribution très forte de +0.040 mm a^{-1}. Ces faibles gains de masse des glaciers semblent en outre cohérents avec la diminution du débit des rivières observée dans cette région au cours des dernières décennies [*Fowler and Archer*, 2006; *Tahir et al.*, 2015] même si cette diminution reste discutée [*Mukhopadhyay et al.*, 2014]. Plus loin, nous reviendrons sur les explications possibles de ces bilans de masse équilibrés ou légèrement positifs au Karakorum.

La principale limite de notre étude est la difficile estimation de la pénétration du signal radar en Bande C qui a servi à produire le MNT SRTM. Cette pénétration fait que SRTM cartographie une surface qui est quelques mètres en dessous de la surface réelle des glaciers [*Dall et al.*, 2001; *Rignot et al.*, 2001; *Berthier et al.*, 2006]. Nous corrigeons cet effet en (i) calculant la différence d'altitude moyenne sur les glaciers entre deux versions du MNT SRTM, un MNT global déduit de l'imagerie SAR acquise en bande C et l'autre, limité à des petites zones, issu de l'imagerie en bande X et (ii) en faisant l'hypothèse que la bande X ne pénètre pas, une hypothèse très discutable. Ainsi une étude très récente à partir des données Tandem-X montre une pénétration d'environ 5 m de la bande X en Antarctique [*Groh et al.*, 2014]. Il n'existe pas pour le moment d'étude similaire sur les glaciers, encore moins sur ceux de l'Himalaya, mais on peut légitimement penser que la bande X pénètre également de quelques mètres dans les zones d'accumulation froides et sèches du Karakoram. Des travaux récents avec ICESat [*Kääb et al.*, 2014] semblent d'ailleurs suggérer que nous sous-estimons la pénétration et donc surestimons les bilans de masse des glaciers. Pour exploiter avec sérénité les MNTs déduits de l'imagerie radar comme SRTM et Tandem-X, il convient de progresser dans les prochaines années sur l'estimation des profondeurs de pénétration dans ces deux gammes de fréquences. La comparaison avec des MNT déduits d'images optiques (e.g., Pléiades) acquises simultanément aux données radar est une voie à explorer.

Depuis décembre 2008 et l'acquisition du premier couple stéréo SPOT5-HRS sur le Karakoram, 6 années se sont écoulées. C'est suffisamment long pour envisager de répéter des acquisitions de couples stéréo sur ces glaciers et étudier leurs variations d'épaisseur. SPOT6/7 sont des bons candidats pour cette mission et, si ces satellites intègrent le portefeuille des images ISIS à un tarif accessible, nous espérons lancer des demandes d'acquisition dès l'automne 2015. L'avantage est que nous comparerons alors deux MNT issus de l'imagerie optique donc sans les biais liés à la pénétration du signal à travers la neige et la glace. Nous pourrons ainsi évaluer si l'anomalie des bilans de masse des glaciers du Karakoram est un phénomène durable dans le temps.

c. Bilans de masse glaciaires du Pamir à l'Hengduan Shan

Si la concentration des glaciers est particulièrement forte au Karakorum, cette région ne constitue qu'une unité parmi l'ensemble des glaciers des Hautes Montagnes d'Asie. Après avoir confirmé l'anomalie des bilans de masse dans cette zone, il est important de cartographier l'extension de cette anomalie afin de mieux en déterminer les causes. Cette anomalie s'explique-t-elle par les spécificités des zones englacées du Karakoram notamment leur altitude moyenne élevée [*Hewitt*, 2011] ou plutôt d'une anomalie d'origine climatique donc à plus grande échelle? Pour régionaliser les bilans de masse, 3 techniques différentes ont pu être mises en œuvre dans des articles publiés depuis 2012. Tous ces résultats sont obtenus à partir d'observations depuis l'espace, les données *in situ* étant beaucoup trop fragmentaires pour permettre une vision d'ensemble des bilans de masse. Par exemple, il n'y a pas de mesures de bilans de masse *in situ* pour le Pamir Central (~10 000 km² de glaciers) et seulement 4 années de mesures pour le Karakoram dans les années 1980.

Par différentiel de Modèles Numériques de Terrain

La méthodologie appliquée pour confirmer l'existence de l'anomalie du Karakoram a été étendue à 6 autres sites distribués depuis le Pamir jusqu'à la terminaison Est de l'Himalaya dans l'Hengduan Shan. Ces MNT SPOT5-HRS ont été tous acquis entre 2008 et 2011 et comparés à la topographie de SRTM pour mesurer les variations d'épaisseur puis le bilan de masse.

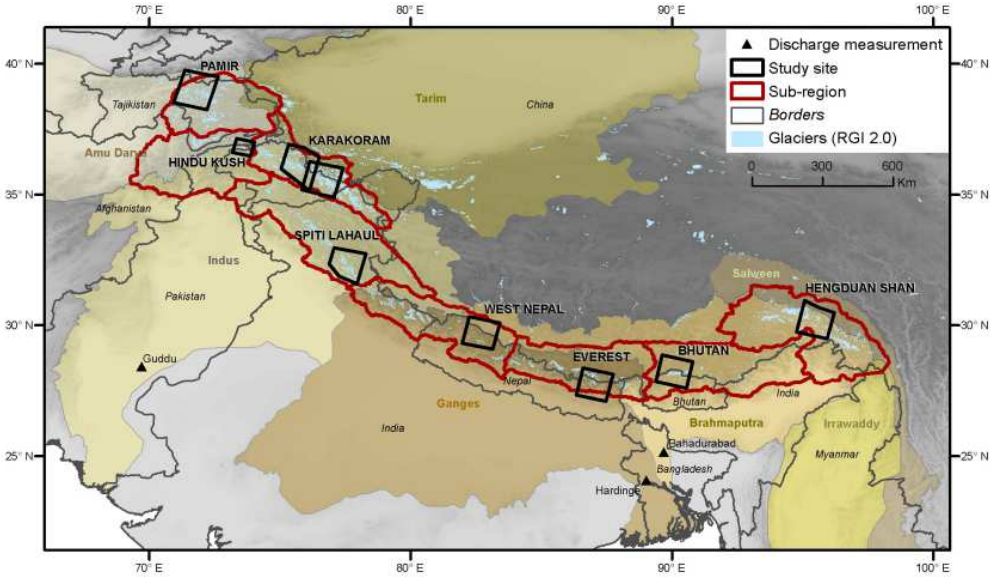


Figure 22 : Localisation des sites pour lesquels le bilan de masse des glaciers a été estimé par différentiel entre des MNT SPOT5 acquis entre 2008 et 2011 et le MNT SRTM de février 2000. Les couleurs en fond permettent de distinguer les bassins versants des principaux fleuves d'Asie du Sud Est. Les polygones noirs indiquent les limites des images SPOT5 utilisées dans cette étude.

Le principal avantage de cette méthodologie est qu'elle permet une vision exhaustive des glaciers à l'intérieur de la zone couverte par les MNTs. Cela permet de comparer l'amincissement pour les langues avec et sans couverture détritique, d'identifier les variations d'épaisseur liées à des phénomènes dynamiques comme les *surges*. En revanche, et comme déjà expliqué pour le Karakorum, il est difficile d'estimer la pénétration du signal radar de SRTM dans la neige et la glace ce qui peut biaiser les bilans de masse. De plus, l'approche est limitée à quelques sites pour lesquels des acquisitions SPOT5-HRS ont pu être réalisées (Fig. 22). Il faut donc ensuite faire l'hypothèse que ces sites sont représentatifs de la région glaciaire où ils se trouvent. Dans notre étude [*Gardelle et al.*, 2013], nous avons ainsi mesuré les variations d'épaisseur pour 30% des glaciers de la région du Pamir- Karakorum-Himalaya (Table 4).

Sub-region	Total glacier area (km^2)	Measured glacier area (%)	Mass balance (m w.e. yr^{-1})	Mass budget (Gt yr^{-1})
Hengduan Shan	11584	12	-0.33 ± 0.14	-3.8 ± 3.8
Bhutan	4021	34	-0.22 ± 0.13	-0.9 ± 0.5
Everest	6226	23	-0.26 ± 0.14	-1.6 ± 0.8
West Nepal	6849	13	-0.32 ± 0.14	-2.2 ± 1.0
Spiti Lahaul	9043	23	-0.45 ± 0.14	-4.1 ± 1.3
Hindu Kush	6135	13	-0.12 ± 0.16	-0.7 ± 1.0
Karakoram East	19024	28	$+0.11 \pm 0.14$	$+1.9 \pm 3.1$
Karakoram West		30	$+0.09 \pm 0.18$	
Pamir	9369	34	$+0.14 \pm 0.14$	$+1.3 \pm 1.3$
Total/Area-weighted average	72251	30	-0.14 ± 0.08	-10.1 ± 5.5

Table 4 : Bilans de masse (m a^{-1} w.e.) pour 8 sites d'études le long de l'arc Himalayen entre 1999 et 2008/2011. Pour la localisation des sites, voir la figure 21. Environ 1/3 de la surface englacée est couverte. Au Karakoram, nous incluons plus de la moitié (58%) des 19000 km² de glaciers. D'après [*Gardelle et al.*, 2013].

Nos mesures indiquent que l'anomalie des bilans de masse du Karakorum semble pouvoir être étendue aux glaciers du Pamir qui eux aussi connaissent un bilan légèrement positif au cours de la première décennie du 21ème siècle. En revanche, dans la partie est de la chaîne himalayenne, les bilans sont assez homogènes et négatifs, entre -0.22 et -0.33 m a^{-1} w.e. C'est dans le région du Spiti Lahaul au nord ouest de l'Inde que les bilans sont les plus négatifs à -0.45 m a^{-1} w.e.

Par analyse des données de l'altimètre laser ICESat

Ce travail a été mené en collaboration avec Andreas Kääb de l'Université d'Oslo. Il a fait l'objet d'un premier article avec pour région d'étude les glaciers depuis l'Hindu Kush jusqu'au Bhoutan [*Kääb et al.*, 2012]. Suite à la publication de notre étude par MNT différentiel sur une région plus vaste [*Gardelle et al.*, 2013], avec Andreas Kääb nous avons étendu l'analyse ICESat pour inclure le Pamir à l'Ouest et la région du East Nyainqêntanglha Shan et Hengduan Shan à l'Est [*Kääb et al.*, 2014]. Le plateau du Tibet n'est pas inclus dans ces travaux car il a été étudié par ailleurs [*Neckel et al.*, 2014] alors que pour le Tien Shan différentes études conduisent à une vision assez consensuelle des bilans de masse récents [*Gardner et al.*, 2013; *Pieczonka et al.*, 2013].

Avant ces travaux himalayens de *Kääb et al.* [2012, 2014], les données d'ICESat avaient largement contribué à l'étude des variations récentes du volume des calottes polaires et des glaciers des régions arctiques, généralement peu pentus. En revanche, ICESat avait été très peu exploité dans les régions montagneuses des plus basses latitudes. Les raisons sont multiples : (i) A plus basse latitude, les traces d'ICESat sont de plus en plus espacées et l'échantillonnage spatial est donc médiocre (Fig. 22) ; (ii) De plus, pour une trace donnée, les traces successives ne se superposent pas exactement donc on ne peut pas faire une soustraction simple des données le long de la trace ; (iii) Enfin, plus la topographie est abrupte et plus la précision altimétrique est dégradée. La précision est typiquement de 0.1 m sur zones très plates comme en Antarctique [*Shuman et al.*, 2006] et proche de 1 m sur des topographies un peu plus chahutées comme au Svalbard [*Moholdt et al.*, 2010]. Cette dernière observation est logique puisqu'au sein même d'une empreinte ICESat de 70 m de diamètre il peut y avoir un dénivelé de plusieurs dizaines de mètres en région de montagne.

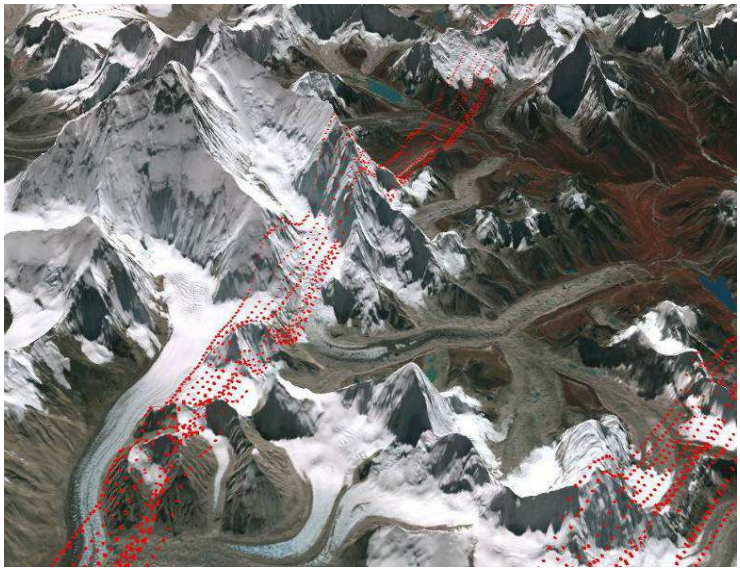


Figure 23 : Exemple de la distribution des mesures ICESat sur la région de l'Everest. Chaque point rouge correspond à l'empreinte au sol d'une mesure ICESat. Vue 3D d'une image ASTER réalisée par Andreas Kääb.

Toutes ces difficultés expliquent que personne n'ait vraiment cru qu'ICESat pourrait être utilisé pour étudier les variations d'épaisseur de glaciers nichés au cœur de reliefs abrupts. C'est toute la force de l'étude d'Andreas Kääb d'avoir réussi à démontrer que des tendances d'altitudes fiables et régionalement représentatives peuvent être extraites pour la période entre novembre 2003 et novembre 2008 avec ces données plutôt mal échantillonnées temporellement et spatialement. Sans rentrer dans le détail de la méthodologie (le lecteur curieux pourra aller la découvrir dans les 42 pages du "Supplementary Materials" de l'article dans Nature), la clef de l'analyse a été de travailler en relatif par rapport au MNT SRTM ce qui permet de s'affranchir en partie des différences topographiques entre les différentes mesures ICESat.

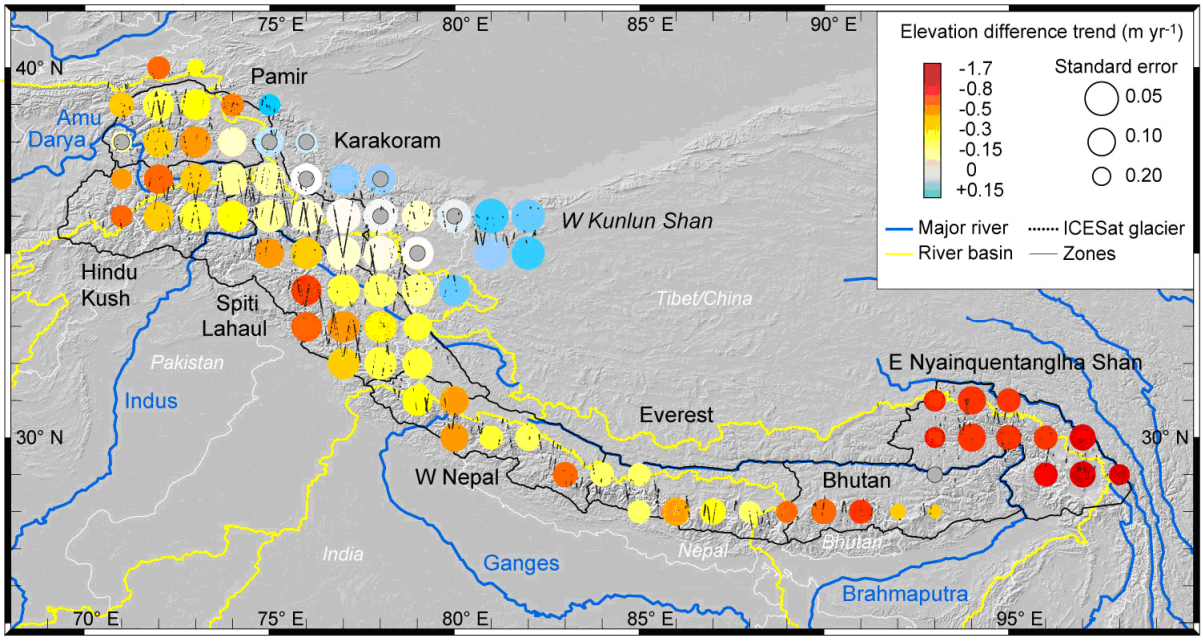


Figure 24 : Taux de variation d'épaisseur à travers la chaîne himalayenne (au sens large) entre Novembre 2003 et Novembre 2008 à partir des données ICESat. D'après [*Kääb et al.*, 2014]

L'échantillonnage obtenu par ICESat est radicalement différent de celui obtenu par différentiel de MNTs et les deux techniques sont donc très complémentaires[2]. ICESat ne peut fournir des bilans exploitables que pour des régions suffisamment grandes en moyennant de nombreuses mesures individuelles. Mais ICESat ne permet pas d'accéder au bilan de chaque glacier pris individuellement. En revanche, les éparses mesures ICESat sont disponibles tout le long de la chaîne et, contrairement au cas des MNTs, il n'est pas nécessaire d'extrapoler des estimations limitées à quelques sites. On en déduit des cartes de variations de l'altitude de la surface des glaciers continues spatialement sur une grille de 1° par 1° (Fig. 24).

Ce travail vient confirmer une partie des conclusions tirées de la soustraction des MNTs. Il existe bien une anomalie des bilans dans l'Ouest de la chaîne mais elle n'est pas limitée au Karakorum. Le Karakorum se trouve en fait en bordure ouest d'une anomalie plutôt centrée sur le Kunlun Shan et qui s'étend sur une partie du plateau du Tibet [*Yao et al.*, 2012; *Neckel et al.*, 2014]. L'étendue géographique de cette anomalie laisse penser qu'elle résulte d'une anomalie climatique régionale. Comme l'indiquait déjà les différences de MNTs, les glaciers perdent de la masse à un rythme modéré dans la partie Est de la chaîne.

En revanche, pour deux régions il reste un désaccord important entre les deux techniques. Tout d'abord, ICESat observe des pertes de masse beaucoup plus fortes pour la zone du East Nyainqêntanglha Shan (dont la terminaison est appelé Hengduan Shan, Fig. 22). D'autre part, alors que le différentiel de MNT indiquait un léger gain de masse pour les glaciers du Pamir, l'altimétrie laser suggère un amincissement assez rapide, de 0.48 m a^{-1}. L'explication de ces incohérences n'est pas encore 100% claire. Une partie pourrait s'expliquer par le fait que ICESat couvre la période 2003-2008 alors que les différences de MNT échantillonnent l'évolution des glaciers entre fin 1999 (si on considère que SRTM traverse le froid manteau neigeux hivernal déposé entre fin 1999 et mi-février 2000) et fin 2010 (East Nyainqêntanglha Shan) ou fin 2011 (Pamir). D'ailleurs *Yi and Sun* [2014] suggèrent des gains importants de masse entre fin 2008 et fin 2011 sur le Pamir ce qui permet de réconcilier partiellement les deux estimations. Toujours sur le Pamir, la différence des MNT montre de très fortes variations locales des épaisseurs glaciaires (liées à des *surges* comme sur le Karakorum) qu'il est difficile d'échantillonner avec les traces espacées d'ICESat. Enfin, on ne peut pas exclure une sous-estimation systématique de la profondeur de pénétration de SRTM calculée par Gardelle et al. [2013] et plus particulièrement sur ces deux régions où les différences entre les deux techniques sont les plus marquées. Nous l'avons déjà dit, c'est la principale limite de nos études basées sur le différentiel de MNT.

Par analyse des champs de gravité GRACE

La mission GRACE a été une petite révolution pour la glaciologie, permettant de suivre en temps quasi réel l'évolution de la masse des plus grandes étendues glaciaires comme les calottes polaires [*Horwath et al.*, 2012], les glaciers de l'arctique canadien [*Gardner et al.*, 2011] ou de l'Alaska [*Arendt et al.*, 2013]. Comme dans le cas d'ICESat, l'utilisation de GRACE pour le suivi des masses de glaces morcelées des régions de haute montagne est plus délicate. Notamment car les champs de gravité GRACE ont une résolution faible (~500 km) et donc le signal lié aux changements de masse des glaciers est dilué par le signal hydrologique des régions péri-glaciaires. Ce signal est particulièrement fort au nord de l'Inde du fait d'un intense pompage des nappes phréatiques pour l'irrigation [*Rodell et al.*, 2009; *Tiwari et al.*, 2009], une vaste zone avec des pertes de masse qui "bavent" sur les glaciers himalayens. Une autre difficulté est la bonne prise en compte de la forte contribution du rebond post-glaciaire, ce soulèvement de la croute terrestre qui fait suite à la fonte des vastes calottes du dernier maximum glaciaire (-20 000 ans). La méconnaissance de ces deux signaux qui "polluent" le signal GRACE explique en partie les incohérences entre les différentes estimations issues des données gravimétriques pour les Hautes Montagnes d'Asie. Un ordre de grandeur sépare

[2] complémentarité qui permet d'envisager la force d'une mission satellitaire future comme Z-Earth qui permettrait justement d'allier les deux échantillonnages (MNT + profils lasers) à bord d'une même plateforme.

deux estimations de la perte annuelle des glaciers: -47±12 Gt a^{-1} d'après *Matsuo and Heki* [2010] et -5±6 Gt a^{-1} d'après [*Jacob et al.*, 2012].

Dans un effort de synthèse préparatoire au 5ème rapport du GIEC, *Gardner et al.* [2013] ont comparé des estimations des pertes de masse des glaciers des Hautes Montagnes d'Asie, obtenues avec GRACE par deux équipes pour la période 2003-2009 : -14±17 Gt a^{-1} pour l'équipe de John Wahr et -23±24 Gt a^{-1} pour Bert Wouters. Pour la même période, les données ICESat indiquent une perte de masse de -29.0±13.4 Gt a^{-1}. Pour cette vaste région, il y a donc une certaine convergence entre les différentes techniques de mesure. La contribution de ces glaciers à la hausse du niveau des mers est de 0.07 mm a^{-1} soit environ 10% de la contribution totale des glaciers [*Gardner et al.*, 2013]. Dans le détail lorsqu'on étudie des régions de plus petite taille il reste des différences importantes entre les différentes techniques. Il est important de lever ces incohérences car des études à l'échelle régionale sont nécessaires pour comprendre les causes climatiques des évolutions glaciaires.

d. Vers une explication de ces bilans de masse contrastés

Puisque les contrastes des bilans de masse des glaciers au sein des Hautes Montagnes d'Asie viennent tout juste d'être mis en évidence, nous en sommes dans les balbutiements pour les expliquer. Il faut aussi garder à l'esprit que ces estimations d'évolution de la masse glaciaire ne couvrent qu'une dizaine d'années, ce qui reste court par rapport aux échelles climatiques. L'étude de Kääb et al. [2014] vient compléter deux autres études concernant les glaciers du plateau du Tibet [*Yao et al.*, 2012; *Neckel et al.*, 2014] et, les trois combinées suggèrent une cause climatique (ou météorologique car la période est courte) compte tenu de l'étendue de la région concernée. Concernant les températures, elles connaissent une hausse plutôt homogène à travers l'ensemble de la région et ne semblent pas en mesure d'expliquer des réponses glaciaires aussi contrastées. C'est donc plutôt du côté des précipitations qu'il faut chercher des premières explications. Il y a très peu de séries longues et homogènes de précipitations à haute altitude en Asie. En revanche, il existe des produits grillés, comme GPCP (du Global Precipitation Climatology Project), qui sont la combinaison de relevés de terrain (pluviomètres) et de données satellitaires micro-ondes [*Adler et al.*, 2003]. Les tendances sur les précipitations entre 1979 et 2010 sont assez convaincantes pour expliquer les différences d'évolution des glaciers, avec une diminution tout le long de l'arc himalayen notamment forte dans sa terminaison orientale, alors qu'une augmentation est enregistrée au niveau du Karakorum et du West Kunlun (Fig. 25).

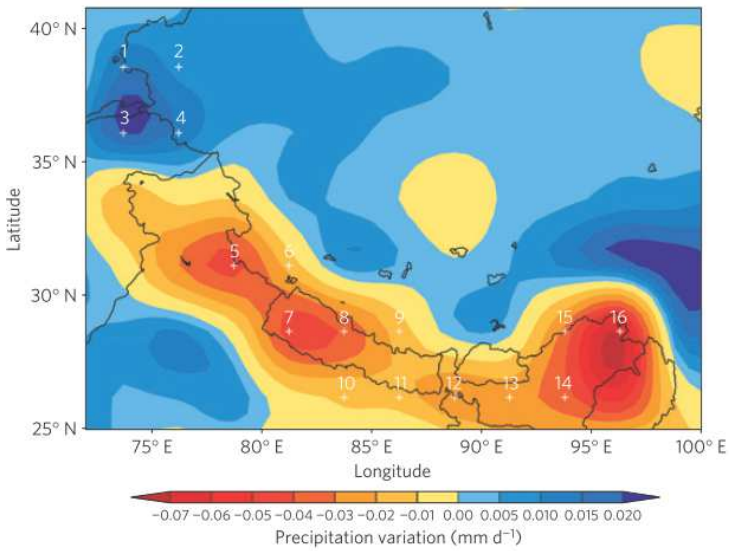


Figure 25 : Tendances des précipitations (en mm par jour) pour la période 1979-2010 à partir de la base de données GPCP (Global Precipitation Climatology Project). D'après *Yao et al.* [2012].

Un travail très récent ajoute une composante importante à cette discussion [*Kapnick et al.*, 2014]. Non seulement il faut estimer les tendances sur les précipitations mais pour les traduire en variations d'accumulation (ou de chute de neige), il faut aussi prendre en compte la saisonnalité de ces évolutions et leur répartition en fonction de l'altitude. Pour cela, Kapnick et al. [2014] ont exploité un modèle régional de climat qui, avec une maille de 50 km, permet de mieux représenter la topographie de ces régions montagneuses que les modèles globaux et leur maille de 200 km. Leur modèle est utilisé sur la période 1861-2100 pour étudier l'évolution des températures et précipitations à travers la région. Contrairement à GPCP, le modèle ne reproduit pas d'évolution contrastée des précipitations, elles augmentent un peu partout[3], mais les chutes de neige, elles, ne suivent pas la même évolution selon les régions. Au Karakorum, l'essentiel des précipitations tombent quand il fait très froid en hiver (Déc, Jan, Fév), et donc elles se réalisent uniquement sous forme solides même après un réchauffement de quelques degrés comme celui prévu au XXI^{ème} siècle (Fig. 26). Plus à l'Est, en Himalaya central et oriental, les précipitations totales augmentent aussi. En revanche, comme l'essentiel des précipitations tombe en été durant la mousson (juin, juillet, aout), par des températures proches de 0°C, leur phase est très sensible à la hausse des températures. Avec le réchauffement, la pluie remplace la neige et les chutes de neige diminuent fortement. L'émergence claire de ces signaux de chutes de neige différentielles entre Karakorum et Himalaya se fait surtout au cours du 21ème siècle. Ceci suggère que l'anomalie des bilans de masse du Karakorum pourrait se poursuivre encore de nombreuses années.

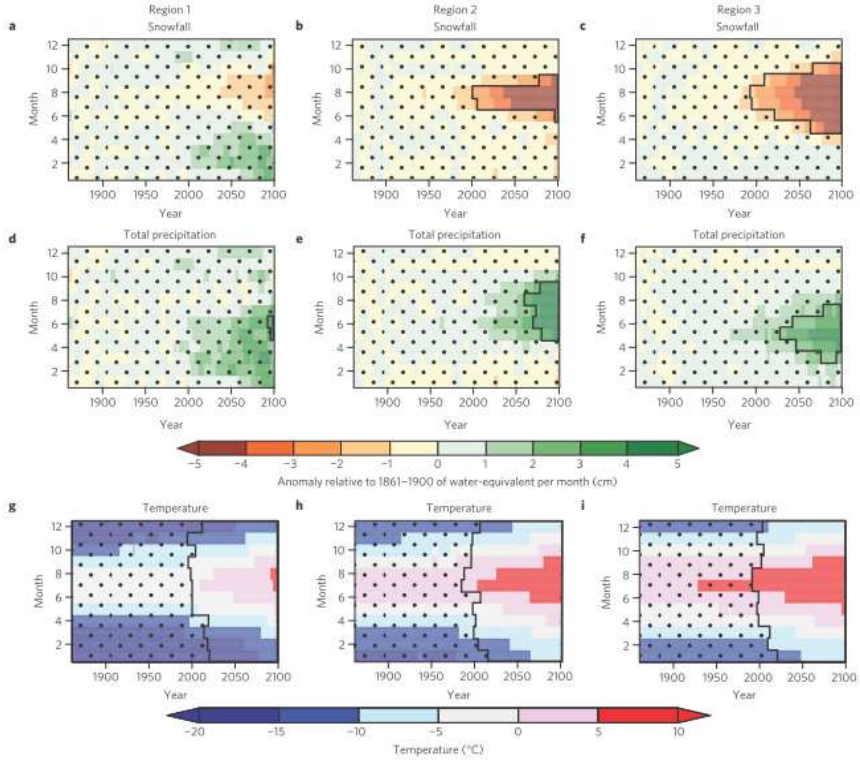


Figure 26 : En haut. Anomalies mensuelles des précipitations et des chutes de neige par rapport à la moyenne durant la période 1861-1900. Les panneaux du haut (a, b, c) montrent l'anomalie pour les chutes de neige alors que les panneaux du centre (d, e, f) indiquent l'anomalie pour les précipitations totales. En bas. Température moyenne mensuelle entre 1861 et 2100. A chaque fois trois régions sont distinguées : panneaux de gauche le Karakorum (région 1), au centre l'Himalaya central (région 2) et à droite l'Himalaya oriental (région 3). D'après [*Kapnick et al.*, 2014].

L'étude de Kapnick et al. [2014] est assez convaincante même si elle ne présente pas de concepts révolutionnaires. Les différences du cycle saisonnier des glaciers avec une accumulation estivale dans la partie Est de l'Himalaya et hivernale au Karakorum étaient connues depuis longtemps notamment

[3] un point qui reste à élucider!

à travers les travaux de Koji Fujita qui avait lui aussi étudié l'influence de ces différences sur la sensibilité des réponses glaciaires aux variations du climat [Fujita, 2008]. Le rôle de la haute altitude moyenne des glaciers du Karakorum avait aussi été évoqué par Ken Hewitt [Hewitt, 2011]. Le travail de Kapnick et al. [2014] reste aussi qualitatif puisqu'il ne traduit pas les anomalies de températures et précipitations en anomalies de fonte et d'accumulation donc de bilan de masse des glaciers. Une prochaine étape serait de "brancher" un véritable modèle de bilan de masse glaciaire sur les sorties du modèle régional de climat. Enfin, on peut regretter que cette étude n'ait pas utilisé une définition plus fine des régions glaciaires. Ainsi leur région 1, correspondant d'après les auteurs au Karakorum, inclut également des glaciers (Hindu Kush et Jammu Kashmir) pour lesquels des fortes pertes de masse ont été mesurées avec ICESat [Kääb et al., 2012]. Cette étude est donc perfectible et devra être raffinée et étendue aux autres glaciers des Hautes Montagnes d'Asie comme le Pamir ou le West Kunlun. Il faudrait aussi vérifier la qualité des précipitations simulées par le modèle notamment en les comparant avec les différents jeux de données existants le long de l'arc himalayen [Andermann et al., 2011].

e. Rôle hydrologique des glaciers des hautes montagnes d'Asie

La définition même de la contribution des glaciers aux débits des rivières est délicate et discutée [*Radić and Hock*, 2014]. Par exemple, certains auteurs la quantifient en cumulant l'ensemble de l'eau de fonte venant des glaciers, le plus souvent via la modélisation des bilans de masse glaciaires. Ce n'est pas faux et cette approche permet effectivement de calculer la contribution totale des glaciers aux débits des rivières. En revanche, ce calcul ne reflète pas vraiment l'importance hydrologique des glaciers et leur capacité de stockage temporaire. En effet, même si les glaciers disparaissaient du bassin versant, une bonne partie de cette contribution glaciaire continuera d'alimenter les rivières soit par ruissellement direct des pluies dans le bassin versant, soit par fonte au printemps des précipitations neigeuses.

Il semble donc plus pertinent de s'intéresser aux capacités de stockage des glaciers (de véritables château d'eau naturels) puis de restitution quelques mois à quelques décennies plus tard. Lorsque les glaciers auront disparu d'un bassin versant, c'est cette capacité à retarder l'écoulement de l'eau à travers le bassin versant qui sera annihilée. Ce rôle est particulièrement important et facile à appréhender au pas de temps saisonnier dans les bassins versants où la fonte de la neige et de la glace est découplée temporellement de leur accumulation. C'est le cas par exemple dans les Alpes ou dans la partie Ouest de l'Himalaya et au Karakorum [*Huss et al.*, 2008; *Tahir et al.*, 2015]. Les glaciers fondent essentiellement en été (de juin à septembre) en période sèche au moment où la demande en eau est importante (e.g., irrigation des cultures) et où les précipitations, donc le ruissellement direct, sont faibles. A l'inverse, les glaciers de l'Est himalayen accumulent de la neige pendant la mousson estivale qui est aussi la période de fonte intense. Autrement dit, les glaciers fondent au moment où les rivières sont déjà grossies par l'écoulement des pluies de mousson et la fonte des neiges saisonnières et leur importance hydrologique est faible[4]. Ce rôle hydrologique des glaciers au pas de temps saisonnier a été modélisé sur quelques très grands bassin versants englacées [*Kaser et al.*, 2010]. Une étude qui montre que c'est dans les régions arides comme au Pérou (Rio Santa) ou dans le bassin de Mer d'Aral que le rôle des glaciers est le plus important (Fig. 27).

[4] On notera que dans certains bassins versants (notamment ceux du Népal), les aquifères des roches fracturées sont capable de compléter cette capacité de stockage des glaciers avec une durée de stockage transitoire de l'ordre de 45 jours [*Andermann et al.*, 2012].

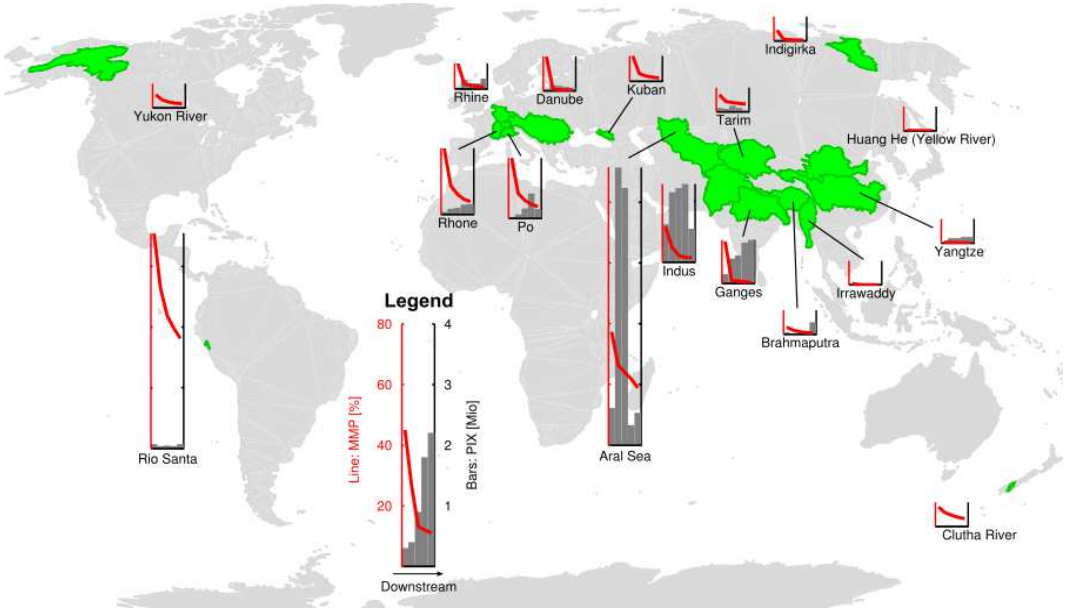


Figure 27 : Contribution saisonnière retardée des glaciers aux débits des rivières dans quelques grands bassins versants englacés du globe. L'axe horizontal représente le pourcentage de la superficie du bassin versant prise en compte variant entre 0% au niveau des langues glaciaires (à gauche) et 100% à l'exutoire (à droite). Les auteurs ont extrait le mois de l'année pour lequel la contribution (en %) de la fonte des glaciers au débit est la plus forte. C'est la courbe en rouge (notée MMP). Par exemple pour le fleuve du Rhône, MMP vaut 20% à l'altitude des glaciers mais seulement quelques pourcents à l'exutoire. Les histogrammes gris (PIX) correspondent à un index d'impact sur les populations, le produit du MMP par la population totale à l'intérieur de chaque tranche du bassin versant. D'après [*Kaser et al.*, 2010].

Kaser et al. [2010] quantifient ainsi l'importance hydrologique des glaciers à l'équilibre avec le climat c'est à dire pour lesquels accumulation et ablation se compensent, autrement dit avec un bilan de masse nul. En revanche, par construction, cette étude ne prend pas en compte le déséquilibre de masse des glaciers. Hors un glacier dont le bilan de masse est négatif va restituer plus d'eau qu'il n'en stocke, une contribution glaciaire qui vient en plus de la contribution à l'équilibre. A partir des bilans de masse mesurés tout le long de la chaîne himalayenne, nous avons pu estimer, pour trois des principaux bassins versants des Hautes Montagnes d'Asie, cette contribution liée aux gains ou pertes de masse à l'échelle de temps pluri-annuelle (Table 5). Malheureusement, nous ne sommes pas encore en mesure de répartir cette contribution au pas de temps mensuel ou annuel puisque la mesure géodésique est par définition l'intégrale des bilans de masse sur 5 à 10 ans.

Fleuve	*Bassin versant (km²)*	*Surface glaciaire (km²)*	*Contribution saisonnière $m^3 s^{-1}$* *Kaser et al. [2010]*	*Contribution déséquilibre $m^3 s^{-1}$* *Gardelle et al. [2013]*	*Débit moyen annuel $m^3 s^{-1}$* *Papa et al. [2012]*
Indus	1 140 000	26 000 (2%)	105	103 ± 72	2 150
Gange	1 024 000	11 000 (1%)	47	103 ± 49	11 740
Brahmapoutre	528 000	15 000 (3%)	33	147 ± 64	19 700

Table 5 : Contribution des glaciers aux débits des rivières pour trois des grands bassins versants d'Asie. On distingue une contribution saisonnière retardée (dite à l'équilibre) d'une contribution liée aux pertes de masse pluri-annuelles. D'après [*Gardelle et al.*, 2013].

C'est pour l'Indus que la contribution des glaciers est la plus forte, près de 10% du débit moyen annuel, et probablement plus pendant les mois d'été. Comme attendu, la contribution glaciaire est

plus faible pour le Gange et le Brahmapoutre puisque ces fleuves naissent dans l'Est de l'Himalaya où les glaciers fondent en pleine période de mousson donc d'intenses précipitations. Pour ces deux fleuves, on notera que c'est surtout la contribution pluri-annuelle des pertes de masse qui domine, 3 à 4 fois supérieure à la contribution à l'équilibre.

f. Conclusions et perspectives

Au cours des 3-4 dernières années, nous avons énormément appris sur l'évolution des glaciers des Hautes Montagnes d'Asie et sur leur contribution aux débits des rivières et à la hausse du niveau des mers. Contrairement à l'assertion erronée du Tome 2 du 4ème rapport du GIEC, les glaciers n'y fondent pas plus rapidement que dans les autres régions du globe. Au contraire, on y trouve une vaste zone (Karakorum, West Kunlun, Sud du Pamir) où les bilans de masse ont été équilibrés au cours des 10-15 dernières années et peut être avant. L'origine de cette anomalie est probablement climatique, des précipitations hivernales en augmentation constituant actuellement l'explication la plus probable. Mais cette interprétation se fonde sur l'analyse de données grillées de précipitations dont la fiabilité et la représentativité vis à vis des zones de haute altitude reste discutée [*Andermann et al.*, 2011; *Immerzeel et al.*, 2012]. Mesurer l'accumulation hivernale sur les glaciers depuis l'espace est aujourd'hui envisageable notamment avec les MNT très précis du satellite Pléiades [*Berthier et al.*, 2014]. De telles mesures permettraient de caractériser la variabilité spatiale de cette accumulation et de vérifier la représentativité des précipitations mesurées le plus souvent dans les vallées.

Notre vision d'ensemble de la chaîne reste limitée à la période post-2000, date d'apparition de missions spatiales comme SRTM, SPOT5, ICESat et GRACE. Pour donner de la profondeur temporelle à ces analyses, différentes stratégies sont mises en œuvre comme l'exploitation des stéréo-photographies acquises dans les années 1970 par les satellites espions américains [*Bolch et al.*, 2011; *Pieczonka et al.*, 2013], l'exploitation de mesures de terrain anciennes [*Vincent et al.*, 2013] ou la calibration sur la période récente de modèles glaciologiques qui peuvent ensuite être exploités dans le passé [*Azam et al.*, 2014; *Shea et al.*, 2014]. Ces modèles, du fait de leur pas de temps journalier ou mensuel, vont permettre de préciser la contribution actuelle et future des glaciers au débit des rivières [*Lutz et al.*, 2014]. Mais ces efforts de modélisation ne seront crédibles que s'ils sont associés à un gros effort de validation à partir des données de terrain et d'observations satellitaires.

La pérennité du suivi des glaciers des Hautes Montagnes d'Asie n'est pas garantie. Le suivi sur le terrain est limité nécessairement à quelques glaciers et implique un investissement humain important et durable. Ce suivi *in situ* de quelques glaciers témoins reste primordial car plusieurs variables clefs ne peuvent pas être mesurées aujourd'hui depuis l'espace. Côté satellite, les incertitudes pour le maintien de nos capacités d'observations sont aussi nombreuses. ICESat-1 ne fonctionne plus depuis 2009 et son successeur, ICESat-2, ne sera en orbite qu'en 2016, au mieux. Les données de la mission GRACE sont d'une utilisation délicate, nécessitant la modélisation précise de signaux hydrologiques et du rebond post-glaciaire. GRACE fournit aussi une mesure très intégrée donc moins utile pour étudier les processus responsables des pertes de masse glaciaires. Là encore son remplacement tarde à être décidé. SPOT5 cessera de fonctionner en juillet 2015 et pour le moment, les scientifiques n'ont pas accès aux données de SPOT6/7. Sur le moyen terme, pouvoir répéter la mesure de la topographie glaciaire pour les 8 sites sélectionnés le long de la chaîne himalayenne dans le cadre de la thèse de Julie Gardelle est notre priorité.

5. Synthèse : bilan de masse global des glaciers

L'exemple des Hautes Montagnes d'Asie nous a permis d'illustrer les difficultés et les divergences entre les estimations des pertes de masse des glaciers et la difficile extrapolation à partir d'éparses mesures de terrain. Cette région n'est pas un cas isolé. Si on excepte les Alpes, la Scandinavie et l'Amérique du Nord, où les réseaux d'observations des glaciers sont complets depuis de nombreuses années (surtout depuis 1957 et l'année géophysique internationale), les données *in situ* sont très éparses et leur représentativité du reste des glaciers de la région difficile à vérifier. Pourtant faute d'autre choix et depuis un article fondateur de [*Meier*, 1984], c'est en extrapolant ces observations clairsemées que les pertes globales des glaciers, donc leur contribution à la hausse du niveau des mers, sont calculées dans les différents rapport du GIEC (*Assessment Report* 1 -AR1- jusqu'à AR4). En préparation de l'AR5 [*Vaughan et al.*, 2013], un groupe ad-hoc a été constitué pour essayer de tirer le meilleur parti des observations satellitaires, plus nombreuses depuis 2003, et de la disponibilité d'un inventaire quasi complet des glaciers, le Randolph Glacier Inventory (voir II.1.a). Nous nous focaliserons donc d'abord sur cette période (2003-2009) et l'article de *Gardner et al.* [2013] avant de discuter quelques perspectives pour mieux contraindre la contribution passée et future des glaciers.

a. Contribution des glaciers à la hausse du niveau de la mer entre 2003 et 2009

La période 2003-2009 a vu cohabiter en orbite deux satellites (ICESat et GRACE) qui permettent d'estimer, indépendamment des relevés de terrain, les pertes de glace pour les principales régions englacées du globe. Nous avons déjà décrit comment ces deux satellites permettent d'accéder aux pertes de masse des glaciers (cf. II.4). Le travail de *Gardner et al.* [2013] a consisté à comparer systématiquement et pour des régions définies de manière homogène trois estimations des pertes de masse des glaciers : (i et ii) par GRACE et ICESat et (iii) à partir de la méthode glaciologique, i.e. c'est à dire l'extrapolation des mesures in situ (Fig. 28).

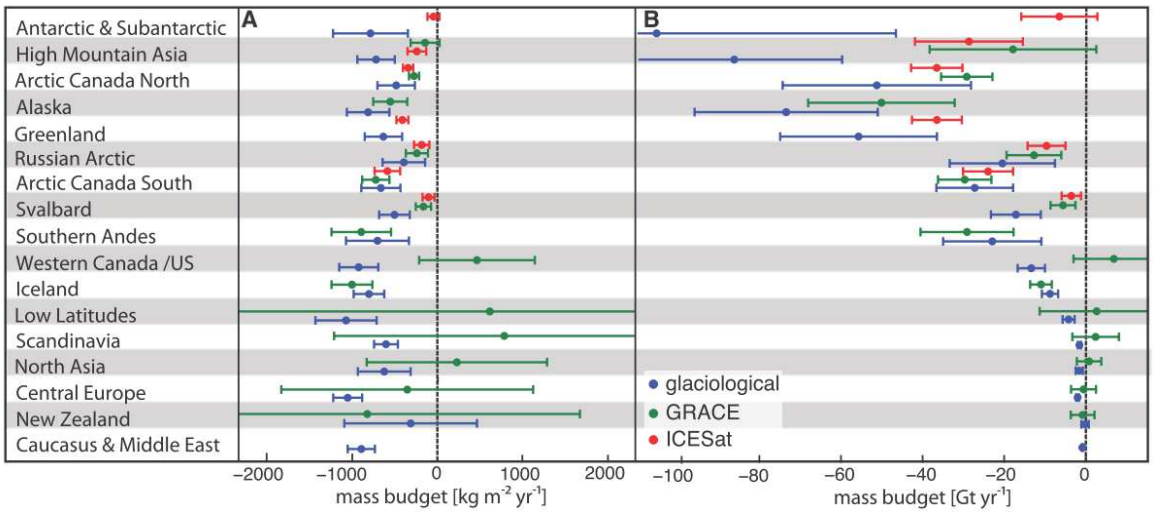


Figure 28 : Bilan de masse (exprimé en kg m^{-2} yr^{-1} qui est l'équivalent des mm a^{-1} w.e., à gauche) et perte totale de masse (en Gt a^{-1}, à droite) pour les principales régions glaciaires du globe. Les régions ont été rangées par ordre décroissant de surfaces englacées. D'après [*Gardner et al.*, 2013].

Les pertes de masse glaciaires déduites de ICESat et GRACE concordent sur l'ensemble des régions où les surfaces couvertes par les glaciers sont importantes. Parmi celles-ci, les régions qui contribuent le plus fortement à la hausse du niveau marin sont l'Arctique canadien (Nord et Sud),

l'Alaska, les glaciers périphériques à la calotte groenlandaise et la Patagonie. En revanche, les glaciers en périphérie, mais distincts, de la calotte Antarctique, bien qu'ils occupent une vaste superficie (133 000 km² soit 18% du total des glaciers), ont connu des pertes plutôt modérées au cours de ces 6 années. On notera que pour les glaciers périphériques au Groenland et à l'Antarctique, il n'y a pas d'estimation GRACE car compte tenu de la faible résolution de ce capteur, on ne peut pas résoudre séparément les pertes des glaciers périphériques et de celles de la calotte.

Pour les régions où l'englacement est faible (Alpes ou "Central Europe" sur la Fig. 27, Scandinavie, ouest canadien), les données de ces deux satellites sont peu adaptées : *Gardner et al.* [2013] n'ont pas pu calculer des bilans exploitables avec ICESat alors que les pertes de masse estimées avec GRACE ne sont pas réalistes, indiquant des gains de masse pour des régions où le recul des glaciers est très rapide (Ouest Canada & US par exemple). Sur ces régions, les relevés de terrain, nombreux, restent les plus fiables. A partir de cette figure, on peut aussi comparer les bilans des glaciers des Hautes Montagnes d'Asie (incluant l'Himalaya) aux autres régions. Avec un bilan de masse de -0.22 m a^{-1} w.e., les glaciers de ces montagnes enregistrent des pertes 2 fois plus faibles que la moyenne des glaciers du globe (bilan de -0.42 m a^{-1} w.e. si on exclut les glaciers périphériques à l'Antarctique), et par exemple, 5 fois plus faibles que dans les Alpes [*Abermann et al.*, 2009; *Berthier et al.*, 2014; *Fischer et al.*, 2014; *Six and Vincent*, 2014]. L'erreur du tome 2 du rapport du GIEC de 2007 (AR4) est indubitablement démontrée (si besoin).

Ces nouvelles mesures révèlent donc une assez forte variabilité géographique, même si les glaciers perdent de la masse dans toutes les grandes régions glaciaires du globe. Au total, les pertes des glaciers s'élèvent à 260 Gt a^{-1} entre 2003 et 2009 ce qui équivaut à 0,72 mm par an de hausse du niveau des mers. C'est 30% de la hausse totale du niveau marin qui, pendant cette même période, a atteint 2,5 mm par an[5].

Ces nouvelles mesures satellitaires ne remettent pas en cause la validité des relevés qui sont faites sur le terrain. En revanche, elles montrent que ces relevés sont réalisés sur des glaciers qui fondent plus vites que les autres glaciers de la région où ils se trouvent. Pour cette raison, l'extrapolation des mesures de terrain conduit dans la plupart des régions à une forte surestimation des pertes pour la période 2003-2009. Deux extrapolations différentes ont été testées par Graham Cogley : elles conduisent à des pertes de respectivement 490 Gt a^{-1} et 540 Gt a^{-1} (voir matériel supplémentaire de *Gardner et al.* [2013], p6-7), ce qui est deux fois plus que l'estimation "consensuelle", synthèse des observations de GRACE et d'ICESat et des mesures de terrain sur les régions où ces satellites ne fournissement pas d'observations fiables. Un corollaire de ce résultat est qu'il remet en cause les estimations de pertes globales des glaciers avant 2003, date de l'avènement de missions satellitaires adaptées au suivi global des glaciers... Par contre, il n'est pas évident que cette surestimation d'un facteur deux soit applicable dans le passé : en effet lors des 5-6 dernières décennies, le réseau des mesures in situ a évolué [*Braithwaite*, 2002; *Cogley*, 2009; *Zemp et al.*, 2013] et la contribution relative des différentes régions également. Aussi, une question délicate et pourtant fondamentale est aujourd'hui posée aux glaciologues.

[5] La hausse du niveau moyen des mers est légèrement supérieure à 3 mm a^{-1} depuis 1992. En revanche, compte tenu de la forte variabilité interannuelle, elle peut être plus forte ou plus faible que cette tendance moyenne quand des périodes plus courtes sont considérées [*Cazenave et al.*, 2014], comme c'est le cas ici.

b. Pistes pour affiner nos estimations des pertes glaciaires

Si j'avais la solution pour corriger les biais d'échantillonnage des observations de terrain mentionnés ci dessous et ainsi être en mesure de proposer une estimation corrigée des pertes de masse des glaciers depuis ~1950, je ne la décrirai pas ici mais je me dépêcherai plutôt d'écrire un article sur le sujet, compte tenu de son importance et de la forte demande de la communauté "niveau de la mer". Au LEGOS, Anny Cazenave et Benoit Meyssignac pourront l'attester. Je propose simplement ici, en guise de conclusion à ce manuscrit, des pistes de réflexions.

Tout d'abord on peut se tourner vers l'avenir et s'interroger sur les systèmes d'observations qui permettront d'échantillonner correctement les glaciers depuis l'Espace dans les prochaines années ou décennies. GRACE est certes un système efficace mais il est très intégrateur et, dès que les glaciers sont morcelés dans le paysage, il nécessite une modélisation très fine et non biaisée de l'hydrologie non glaciaire. Modélisation délicate surtout quand les signaux hydrologiques sont très forts comme dans le Nord de l'Inde. En revanche, pour observer la respiration saisonnière des calottes polaires [*Llubes et al.*, 2007; *van den Broeke et al.*, 2009] ou des plus grandes régions glaciaires comme l'Arctique canadien ou l'Alaska [*Arendt et al.*, 2013; *Lenaerts et al.*, 2013], lancer un successeur à GRACE semble incontournable. Il est peut être aussi possible de faire mieux avec les données GRACE passé. Combinées avec l'altimétrie, les mesures GRACE devraient permettre par exemple de dresser des bilans de la hausse du niveau de la mer (et des différentes contributions) au pas de temps annuel, sujet passionnant compte tenu de la forte variabilité inter-annuelle des différentes contribution (cf. par exemple un bilan quasi équilibré pour la calotte groenlandaise pour l'année 2013, moment où la hausse du niveau marin est reparti à la hausse).

Plutôt qu'aux données gravimétriques, ma préférence va à une mission altimétrique adaptée. Avec des orbites espacées de 10-20 km à la latitude de l'Himalaya, ICESat-1 ne permettait pas un échantillonnage très dense mais ce dernier avait le mérite d'être aléatoire et donc de ne pas privilégier certains glaciers ou certaines parties du glacier. Du coup, en moyennant sur des zones suffisamment vastes, nous avons pu déduire d'ICESat des tendances significatives sur l'évolution des glaciers [*Kääb et al.*, 2012, 2014]. ICESat-2 adopte une technologie très différente (système de comptage de photons) et il reste à démontrer que cette technique est adaptée pour le suivi des glaciers [*Abdalati et al.*, 2010]. Comme décrit dans le chapitre sur l'obtention de bonnes données (partie II.2.b), je m'implique dans la définition d'une mission possible, Z-Earth, qui vise à allier les avantages du Lidar et de la stéréo-optique. Scanner la topographie terrestre (et donc les glaciers) en continue le long d'une fauchée de 10 à 20 km avec une précision de ~50 cm est un beau défi que cette mission souhaite relever. La pertinence glaciologique d'une telle mission dépendra entre autres du temps de revisite, idéalement une revisite saisonnière (3 mois) ou plus raisonnablement semi-annuelle.

Sur le court terme, une estimation des pertes de volume des glaciers exhaustive dans la bande 56°S-60°N (gamme des latitudes couvertes par SRTM qui n'inclut qu'une partie des glaciers) va être possible par comparaison des topographies SRTM [*Farr et al.*, 2007] et Tandem-X [*Krieger et al.*, 2007]. Mais pour cela il faudra être vigilant (i) à la pénétration différente des signaux radar en bande C et bande X, (ii) au problème d'un MNT Tandem-X global déduit d'observations s'étalant sur environ 4 années et différentes saisons et (iii) à la résolution différente de ces deux MNTs [*Gardelle et al.*, 2012]. Une alternative à ces données radar est la stratégie décrite dans ce document à partir des données ASTER (partie II.3.b). Cette stratégie est prometteuse (pas de pénétration, images seulement estivales, résolution homogène) mais devra s'adapter au cas par cas à la quantité de données ASTER disponibles. Par exemple, nous venons d'étudier avec Charles Papasodoro (visiteur

de l'université de Sherbrooke au cours de l'été 2014) l'évolution des calottes les plus au Sud de la Terre de Baffin (Grinnell et Terra Nivea) grâce à des images Pléiades. Sur ces zones, nous avons constaté que les images ASTER exploitables étaient très peu nombreuses (1 à 2 images sur chaque calotte), à cause de la fréquence des nuages. Notre stratégie n'est donc pas universelle.

Lorsque l'on veut projeter l'évolution future des glaciers, il faut nécessairement utiliser un modèle de bilan de masse glaciaire forcé par des scénarios d'évolution climatique [*Radic and Hock*, 2011; *Marzeion et al.*, 2012]. Quand on se tourne vers le passé, le modèle est aussi un outil de choix pour explorer les causes du déclin des glaciers [e.g., *Favier et al.*, 2015]. Il peut également être un outil de spatialisation intelligente d'observations *in situ* trop éparses. C'est la stratégie qui a été suivie récemment par différents auteurs [*Hock et al.*, 2009; *Marzeion et al.*, 2012]. Dans un monde idéal, il faudrait calibrer le modèle sur les observations *in situ* ponctuelles (ablation et accumulation) pour ensuite comparer ses sorties aux observations satellitaires régionales, mesures indépendantes du bilan de masse. Malheureusement cette phase de vérification avec des données indépendantes est encore peu présente ou limitée à l'échelle du glacier [*Marzeion et al.*, 2012]. Par exemple, Hock et al. [2009] sont contraints de calibrer leurs bilans de masse modélisés sur des estimations régionales [*Dyurgerov and Meier*, 2005] pour corriger des biais régionaux. La comparaison modèle/satellite est aussi rendue délicate par le fait que les modèles ne simulent que le bilan de masse en surface alors que les observations satellitaires du bilan de masse géodésique incluent elles l'ablation additionnelle due au vêlage d'icebergs. Aussi, cette comparaison n'est pas évidente mais, bien menée, elle sera riche d'enseignements. Les travaux de Gardner et al. [2013] rendent cette comparaison encore plus urgente. Par exemple, si un modèle est capable de reproduire le biais d'échantillonnage mis en évidence pour la période 2003-2009, on pourra l'utiliser avec un bon niveau de confiance pour corriger ce biais dans les décennies qui précèdent. J'espère pouvoir contribuer activement à cette nécessaire comparaison entre données in situ, satellitaire et modèles dans les prochaines années.

6. Et pour quelques perspectives de plus…[6]

Au fil du texte, j'ai déjà évoqué un certain nombre de perspectives afin de s'attaquer aux questions scientifiques qui interpellent aujourd'hui notre communauté. Dans cette partie, il s'agit de brièvement rappeler certaines[7] d'entre elles et, ainsi, d'évoquer quels seront mes principaux axes de recherches pour les prochaines années. Tout en gardant à l'esprit que les opportunités ou les rencontres chambouleront (très!) probablement cet ordre bien établi.

a. Accès à et traitement de données satellites optimisées pour les glaciers

J'ai déjà expliqué les avantages (haute résolution et profondeur radiométrique) de la nouvelle génération de données optiques (Pléiades, SPOT6/7) pour l'établissement des topographies (MNT) glaciaires. Ces mêmes images seront probablement très utiles pour la mesure des vitesses des glaciers. Nous l'avons déjà vérifié sur le glacier de l'Astrolabe (cf. ci-dessous) et Lucas Ruiz (IANIGLA) a aussi démontré le potentiel des images Pléiades en produisant une mosaïque quasi complète des vitesses du Monte Tronador [Ruiz et al., soumis au Journal of Glaciology]. Nous prévoyons d'ailleurs des acquisitions spécifiques (multi-temporelles) au cours de l'été 2015 sur les glaciers du massif du Mont-Blanc. Ces champs de vitesses permettront d'abord d'étudier les tendances des vitesses de surface dans un contexte de bilans de masse très négatifs et de contraindre des modèles d'écoulement développés par les collègues du LGGE (Christian Vincent et Adrien Gilbert). En particulier, ces cartes seront fort utiles pour étudier la dynamique du glacier de Taconnaz en amont de la chute de séracs du même nom, une zone qui menace des habitants de la vallée de Chamonix.

Reste toutefois à faire un travail d'optimisation des gains (ou plus rigoureusement du nombre d'étages TDI, Time Delay Integration) pour éviter toute saturation de ces images. C'est un travail difficile à valoriser mais important et utile pour la communauté. J'espère recevoir sur ce sujet le soutien des experts du CNES et une oreille attentive d'Airbus D&S.

Les MNT de la mission allemande Tandem-X (obtenus par interférométrie radar) vont être d'un grand apport dans les prochaines années pour les glaciologues. Un préalable à leur utilisation est de caractériser finement la pénétration du signal radar dans la neige et la glace. Je suis en contact avec Helmut Rott (Innsbruck) et Dana Floricioiu (DLR) pour réaliser des comparaisons entre les MNTs Pléiades et Tandem-X sur deux sites Antarctique (Péninsule et glacier de l'Astrolabe).

Sur le moyen et long terme, nous poursuivrons nos efforts pour la définition d'une mission spatiale future (concept stéréo-lidar de Z-Earth, cf. partie II.2.b), optimisée pour la caractérisation des changements géométrique de la surface terrestre (terre solide, glaciers et calottes polaires et biomasse forestière). En espérant, que ces efforts aboutissent.

b. Maintenir la dynamique amorcée autour de SPIRIT & SPIRIT2

L'attrait des collègues pour les données issues du projet SPIRIT (II.2.a) ne se dément pas, même 6 ans après l'année polaire internationale et alors que ces données ne sont plus disponibles depuis juin 2010. Avec la prochaine mise à disposition gratuite des données acquises durant l'année polaire via la pôle Theia et la distribution de nouvelles données produites tout récemment, il est de ma responsabilité de communiquer sur ce projet auprès de la communauté internationale et d'être à

[6] Plagiat du titre d'un western spaghetti de Sergio Leone, les amateurs reconnaitront

[7] Par exemple, je ne reviens pas ici sur les glaciers des Hautes Montagnes d'Asie qui continueront d'occuper une place centrale dans mes recherches, et probablement au-delà de 2035…

l'écoute de mes collègues pour choisir les sites des productions futures. C'est la moindre des choses au vu de l'important investissement du CNES sur ce projet[8]. Les très nombreuses images acquises lors de la nouvelle compagne, SPIRIT2, permettent aujourd'hui d'envisager des études de changement pour de nombreuses régions, autour du cercle Arctique comme pour les glaciers émissaires de la calotte Antarctique. D'ici 4-5 ans, il sera bon de s'interroger sur la pertinence et les meilleurs outils pour répéter ces acquisitions. SPOT6/7 sont de sérieux candidats.

c. Etudier la réponse régionale des glaciers des Andes centrales au changement climatique

J'espère fortement que ces travaux sur les glaciers andins, amorcés lors d'une mission d'une année à Mendoza (Août 2012 à Juillet 2013) puis lors de la visite de Pierre Pitte au LEGOS (3 mois, juillet-septembre 2014), pourront se poursuivre dans le cadre d'une thèse. Un demi-financement vient d'être acquis auprès du CNES (décembre 2014). Reste à trouver la seconde moitié[9]. Ci-dessous, je présente le sujet de thèse qui a été proposé. Une des innovations de ce travail est d'exploiter les données très résolues et précises des satellites Pléiades comme source de points de contrôle pour la génération de MNT à partir de photographies aériennes anciennes. Un des défis scientifiques importants est de comprendre la part des changements de précipitations dans le déclin des glaciers et vérifier si leur rôle prédominant qui vient d'être mis en évidence pour la calotte Cook des îles Kerguelen [Favier et al., soumis à Nature Geoscience, novembre 2014] vaut aussi dans les Andes.

"Les glaciers des Andes Centrales et de Patagonie, entre 30°S et 55°S, jouent un rôle hydrologique clef. Au Nord de ~40°S, ces glaciers conditionnent fortement la ressource en eau de millions de personnes, en particulier lors des années sèches (années La Niña) lorsque la fonte glaciaire rapide compense le déficit hydrique lié au manque de pluies et chutes de neige. Plus au Sud, entre 40°S et 55°S, les vastes champs de glaces de Patagonie subissent les amincissements les plus rapides de la planète et sont donc un des principaux contributeurs glaciaires à la hausse du niveau de la mer, totalisant entre 7 et 15% de la perte de masse globale des glaciers. L'ensemble de ces glaciers andins constitue aussi un indicateur climatique précieux, le long d'une gamme de latitudes unique sur Terre. Pourtant, les mesures glaciologiques in situ sont très clairsemées, essentiellement pour des problèmes d'accessibilité. Les observations par télédétection restent elles peu nombreuses dans la partie Nord de notre région d'étude. En Patagonie, l'ampleur des pertes de masse glaciaire ne fait toujours pas consensus.

Dans ce contexte, l'objectif de cette thèse est d'estimer le bilan de masse des glaciers des Andes centrales et de Patagonie à partir d'observations satellitaires. Pour cela, les variations de volume seront estimées par différentiel de modèles numériques de terrain (MNTs). Le LEGOS a développé une forte expertise sur cette technique qu'elle soit basée sur des MNTs issus de l'imagerie optique (satellites SPOT5, ASTER, et plus récemment Pléiades et SPOT6/7), radar (données de la mission de la navette spatiale SRTM en février 2000) ou sur les profils laser altimétriques d'ICESat (satellite de la NASA). Nous chercherons avant tout une couverture régionale grâce, notamment, à des données acquises en 2012 et 2013 par SPOT5. Cette couverture sera complétée par des études détaillées de quelques glaciers pilotes pour lesquels les données très précises issues de l'imagerie Pléiades récente

[8] On notera cependant que le projet SPIRIT ne fait qu'exploiter une mission existante (SPOT5-HRS) et donc qu'il présente un rapport publications/prix probablement favorable par à celui de missions satellites dédiées comme Cryosat-2 (encore assez peu de publications à ce jour)

[9] L'occasion de "râler" contre ce système de demi-financements. Ou comment compliquer la vie de et faire perdre du temps à tout le monde...

serviront de référence pour traiter par photogrammétrie des photographies aériennes et construire des topographies glaciaires anciennes. Cette stratégie accroitra la profondeur et la résolution temporelle de notre étude puisque des survols aériens ont été effectués régulièrement depuis les années 1950 au-dessus des Andes.

Nos nouvelles observations contribueront à valider et améliorer un modèle de bilan de masse glaciaire développé par les glaciologues du IANIGLA (Mendoza, Argentine). En retour, ce modèle nous aidera à diagnostiquer la part relative des variations de température et précipitations dans les changements de masse des glaciers et de préciser la contribution glaciaire aux débits des rivières.

Aussi, cette thèse contribuera à mieux appréhender le rôle hydrologique et la réponse des glaciers andins aux évolutions climatiques récentes et futures. Elle permettra également de confirmer et essaimer le potentiel « glaciologique » des nouveaux satellites CNES/Airbus (Pléiades, SPOT6/7). Elle s'inscrit dans le cadre d'une collaboration émergente entre le LEGOS et le IANIGLA à Mendoza (1 article publié, 2 autres articles soumis ou en révision). Un financement bilatéral ECOS (coopération bilatéral France/Argentine) sera probablement demandé en avril 2015 pour faciliter cette collaboration. Les images satellites acquises spécifiquement pour cette thèse seront financées par le TOSCA (CNES, projet Top Glacier). La thèse peut ouvrir des perspectives professionnelles dans le monde académique mais aussi dans les agences spatiales ou dans le secteur privé."

d. Le comportement atypique du glacier de l'Astrolabe

Le glacier de l'Astrolabe constitue un des glaciers émissaires de l'Antarctique de l'Est (Terre d'Adélie, 140°W). Relativement facile d'accès depuis la base scientifique de Dumont d'Urville et grâce au soutien logistique de l'IPEV, ce glacier est l'objet de mesures *in situ* depuis une petite dizaine d'années [*Le Meur et al.*, 2014]. De plus, de nombreuses images ont été acquises par les satellites SPOT depuis 1986 et Pléiades depuis 2012.

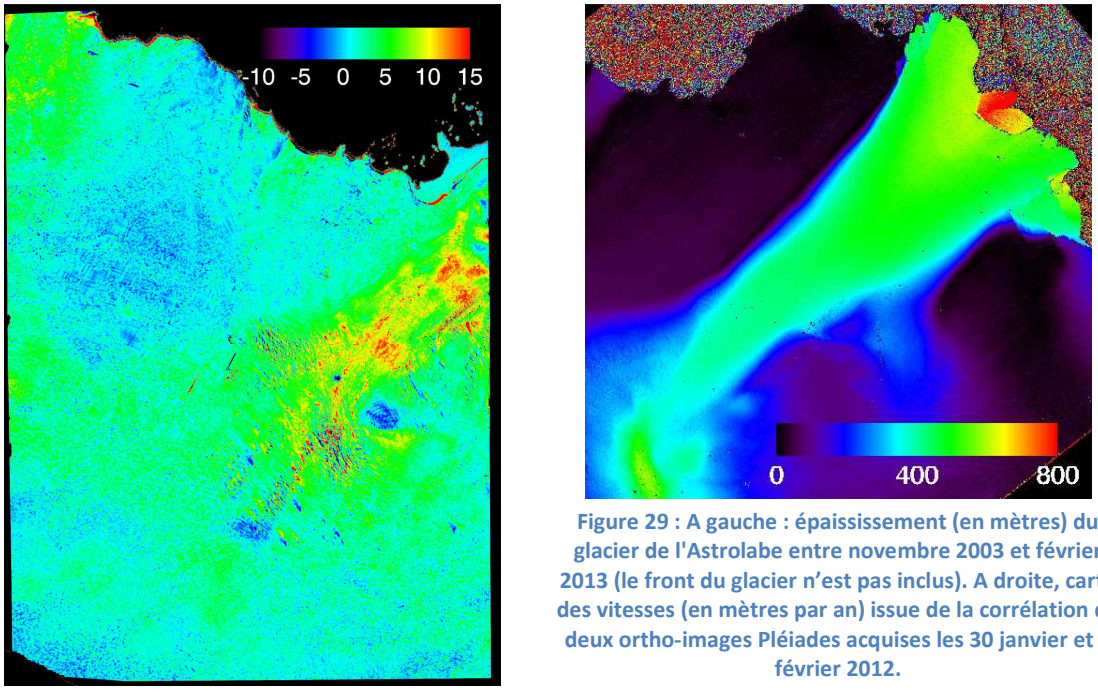


Figure 29 : A gauche : épaississement (en mètres) du glacier de l'Astrolabe entre novembre 2003 et février 2013 (le front du glacier n'est pas inclus). A droite, carte des vitesses (en mètres par an) issue de la corrélation de deux ortho-images Pléiades acquises les 30 janvier et 6 février 2012.

En comparant des topographies issues de SPOT5 (novembre 2003) et Pléiades (février 2012), nous avons mis en évidence un épaississement du glacier. Cette évolution, surprenante dans un contexte

d’amincissement quasi généralisé des glaciers, doit être précisée et son origine comprise. On suspecte une cause dynamique à cet épaississement puisqu'il est localisé essentiellement sur la zone d'écoulement rapide du glacier (Fig. 29).

Dans les prochains mois (et années), il s’agira tout d’abord d’affiner la mesure de la variation d’épaisseur du glacier en exploitant des points de contrôle acquis au cours de la saison 2014/15 par les collègues du LGGE (E. Le Meur) pour améliorer les MNT Pléiades et SPOT5. Des topographies plus anciennes seront également construites à partir d’images SPOT de février 1989 afin de reconstruire 20 années d’évolution des épaisseurs glaciaires. Dans un second temps, des corrélations d’images diachroniques (acquises régulièrement depuis 1989) seront utilisées pour mesurer l’évolution des vitesses de surface du glacier et déterminer si l’épaississement a une origine dynamique, i.e. un ralentissement du glacier.

Ces travaux sur le glacier de l'Astrolabe s'inscrivent dans le cadre d'un plus vaste projet (SUMER, lgge.osug.fr/pdr/sumer/) qui vise à modéliser l'évolution future de ce secteur de l'Antarctique de l'Est.

III. Cinq publications choisies

1. Gardelle, Berthier & Arnaud. 2012. *Nature Geoscience*. Le comportement hors norme des glaciers du Karakorum

Les PDF pleine résolution sont disponibles à :

http://etienne.berthier.free.fr/download/Gardelle_et_al_NatGeo_2012.pdf

http://etienne.berthier.free.fr/download/Gardelle_et_al_NatGeo_2012_SuppInfo.pdf

2. Berthier et al. 2010. *Nature Geoscience*. Revisiter la contribution des glaciers d'Alaska à la hausse du niveau marin.

Les PDF pleine résolution sont disponibles à :

http://etienne.berthier.free.fr/download/Berthier_et_al_NGeo_2010.pdf

http://etienne.berthier.free.fr/download/Berthier_et_al_NGeo_2010_SuppInfo.pdf

3. Berthier, Scambos & Shuman. 2012. *Geophysical Research Letters*. Pertes de masse persistantes des glaciers de la région de Larsen B, Péninsule Antarctique.

Le PDF pleine résolution est disponible à :

http://etienne.berthier.free.fr/download/Berthier_et_al_GRL_2012.pdf

4. Kääb et al. 2012. *Nature*. Bilan de masse des glaciers de l'Himalaya par altimétrie laser ICESat.

Les PDF pleine résolution sont disponibles à :

http://etienne.berthier.free.fr/download/Kaab_et_al_Nature_2012.pdf

http://etienne.berthier.free.fr/download/Kaab_et_al_Nature_2012_SI.pdf

5. Berthier et al. 2009. *Journal of Geophysical Research – Earth surface*. La forte récession des glaciers des îles Kerguelen

Le PDF pleine résolution est disponible à :

http://etienne.berthier.free.fr/download/Berthier_et_al_JGR_2009.pdf

LETTERS
PUBLISHED ONLINE: 15 APRIL 2012 | DOI: 10.1038/NGEO1450
nature geoscience

Slight mass gain of Karakoram glaciers in the early twenty-first century

Julie Gardelle[1]*, Etienne Berthier[2] and Yves Arnaud[3]

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[1]. The globally averaged mass balance of glaciers and ice caps is negative[1–3]. An anomalous gain of mass has been suggested for the Karakoram glaciers[2,4–6], 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[7–11] 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 $+0.11 \pm 0.22\ m\ yr^{-1}$ water equivalent and in agreement with the observed reduction of river runoff that originates in this area[12]. 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[13].

The Karakoram mountain range, at the west end of the Himalayan arc, is covered by ~19,950 km^2 of glaciers[4]. 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[2]. 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 (ref. 6). Furthermore, Fujita and Nuimura[14] 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[15]. 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[5,7]. For example, the equilibrium-line altitude and its temporal variations may not be readily interpreted in terms of glacier health[16], particularly on surge-type glaciers. Hence, the existence of a Karakoram anomaly remains controversial and deserves urgent attention[4]. 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[1,3].

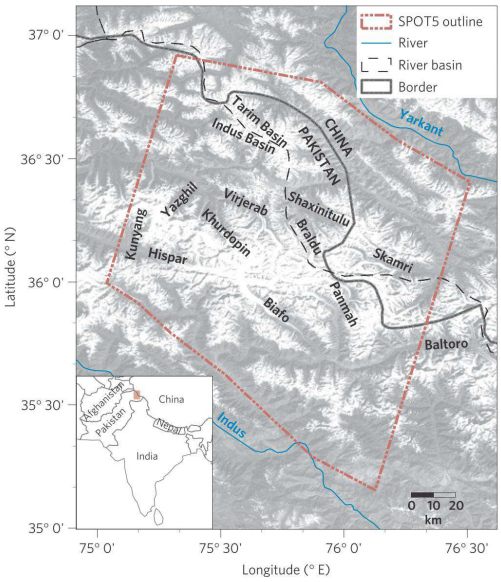


Figure 1 | Study area in central Karakoram. The red dashed line denotes the extent of the SPOT5 DEM. The background image is a Landsat Enhanced Thematic Mapper panchromatic mosaic (© USGS 2002). The names of the main glaciers are also given.

Here, we observe the geodetic mass balance for a 5,615 km^2 ice-covered area in the central Karakoram (Fig. 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[17], 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

[1]CNRS—Université Grenoble 1, LGGE UMR 5183, 54 rue Molière, Domaine Universitaire, BP 96, 38402 Saint Martin d'Hères Cedex, France, [2]CNRS, Université de Toulouse, LEGOS, 14 avenue Edouard Belin, Toulouse 31400, France, [3]IRD—Université Grenoble 1, LTHE UMR 5564/LGGE UMR 5183, 54 rue Molière, Domaine Universitaire, BP 96, 38402 Saint Martin d'Hères Cedex, France. *e-mail: gardelle@lgge.obs.ujf-grenoble.fr.

© 2012 Macmillan Publishers Limited. All rights reserved.

NATURE GEOSCIENCE DOI: 10.1038/NGEO1450 LETTERS

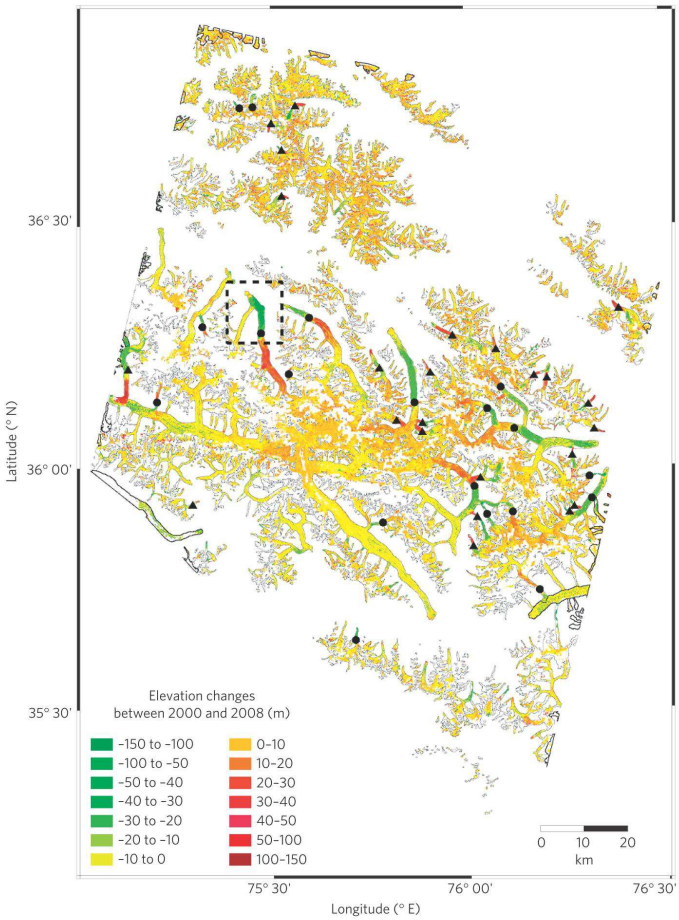


Figure 2 | Map of glacier elevation changes between February 2000 and December 2008. Grey polygons correspond to the glacier outlines (thick black polygons correspond to edge glaciers that were excluded from the mass-balance computation). The total ice-covered area is 5,615 km^2. The black triangles 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 Supplementary Fig. S1. 41% of elevation changes do not exceed ±5 m. Elevation differences off-glaciers are shown in Supplementary Fig. S4.

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).

The mean annual glacier mass balance between 1999 and 2008 is positive, $+0.11 \pm 0.22$ m yr^{-1} water equivalent (w.e.) and nearly identical for non-surging ($+0.10 \pm 0.19$ m yr^{-1} w.e.) and surge-type glaciers ($+0.11 \pm 0.31$ m yr^{-1} w.e.). If we assume that in the accumulation area, only firn (density of 600 kg m^{-3}) is lost or gained, the total mass balance drops to $+0.05 \pm 0.16$ 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.

The spatial distribution of elevation changes is far from homogeneous, as many glaciers (depicted with circles and triangles in Fig. 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[7–11] and exhibit morphological features characteristic of surges (for example, contorted moraines[7]), as well as high velocities[9,10]. 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. 2) that surged between 2000 and 2008; and second, glaciers thickening in their upper part and thinning in their lower ablation area (circles in Fig. 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. 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

© 2012 Macmillan Publishers Limited. All rights reserved.

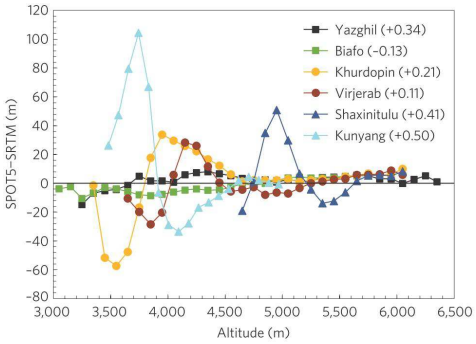


Figure 3 | Elevation changes with altitude between February 2000 and December 2008 for selected surge-type and non-surging glaciers. We plotted: two glaciers that surged between 2000 and 2008 (triangles); two glaciers in their quiescent phase between 2000 and 2008 that surged before 2000 (circles); and 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 Fig. 1. Numbers in the legend correspond to the glacier-wide mass balances (m yr^{-1} w.e.).

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 and colleagues[10].

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[18] 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[19] 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[18]. 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 (Supplementary Information and Supplementary Fig. S1). We note that this glacier ended its last surge in 1999 (ref. 10) 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-surging 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[1–3] and the few mass-balance values available in the rest of the HKKH range[14,20–23], which are negative over the past decades. Recent glacier expansion[5] and speed-up over the region[15,24] 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 and Archer[12] 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.*[25] 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 Supplementary Information.

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 and Fowler[26] reported an increase in winter precipitation since 1961, which is a potential source for greater accumulation in the upper parts of glaciers[5,10,15] and can explain the glacier thickening measured above 5,300 m above sea level (Supplementary Fig. S2). Furthermore, between 1961 and 2000, mean summer temperature declined at all climate stations[12], 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 (ref. 13). 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 representatitve of the whole Karakoram region (Supplementary Fig. S3), 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 mm yr^{-1} (as estimated by Church *et al.*[13]) to -0.006 mm yr^{-1} sea-level equivalent.

Methods

Planimetric and vertical adjustment. First, horizontal shifts between the DEMs must be corrected to avoid systematic biases according to terrain aspect[27]. 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 1,180 km^2 area off-glaciers, where the terrain is assumed to experience negligible elevation changes)[20]. 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 ± standard deviation, σ) evolved from 0.6 ± 9.8 m to 0.5 ± 9.2 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[27]. We also investigated the issue of elevation-dependent biases[28]. Part of this bias was first removed based on the relation off-glacier between elevation differences and the terrain maximum curvature[28]. 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[28] 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., Supplementary Table S1), 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 Supplementary Fig. S4. 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 (Supplementary Fig. S5).

© 2012 Macmillan Publishers Limited. All rights reserved.

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. 2) are not included in the mass-balance analysis. Surge-type glaciers are identified both from the literature[8,11] and their characteristic patterns of elevation changes, to process them separately. Elevation changes on non-surging glaciers are averaged for altitude intervals of 100 m. The histograms of elevation change for each altitude range are given in Supplementary Fig. S6 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 3 σ are considered as outliers and excluded from subsequent analysis[29]. The same procedure (averaging for altitude bands of 100 m and filtering of 3 σ) 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-surging 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% (Supplementary Fig. S2). The thickness changes as a function of altitude for non-surging glaciers are also given in Supplementary Fig. S2.

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 (ref. 30), 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 Supplementary Information.

Received 10 November 2011; accepted 19 March 2012; published online 15 April 2012

References

1. Kaser, G., Cogley, J. G., Dyurgerov, M. B., Meier, M. F. & Ohmura, A. Mass balance of glaciers and ice caps: consensus estimates for 1961–2004. *Geophys. Res. Lett.* **33,** L19501 (2006).
2. Zemp, M., Hoelzle, M. & Haeberli, W. Six decades of glacier mass-balance observations: A review of the worldwide monitoring network. *Ann. Glaciol.* **50** (50), 101–111 (2009).
3. Cogley, J. G. Geodetic and direct mass-balance measurements: Comparison and joint analysis. *Ann. Glaciol.* **50** (50), 96–100 (2009).
4. Cogley, J. G. Present and future states of Himalaya and Karakoram glaciers. *Ann. Glaciol.* **52** (59), 69–73 (2011).
5. Hewitt, K. The Karakoram anomaly? Glacier expansion and the 'elevation effect', Karakoram Himalaya. *Mt. Res. Dev.* **25,** 332–340 (2005).
6. Scherler, D., Bookhagen, B. & Strecker, M. R. Spatially variable response of Himalayan glaciers to climate change affected by debris cover. *Nature Geosci.* **4,** 156–159 (2011).
7. Hewitt, K. Tributary glacier surges: An exceptional concentration at Panmah Glacier, Karakoram Himalaya. *J. Glaciol.* **53,** 181–188 (2007).
8. Barrand, N. E. & Murray, T. Multivariate controls on the incidence of glacier surging in the Karakoram Himalaya. *Arct. Antarct. Alp. Res.* **38,** 489–498 (2006).
9. Copland, L. *et al.* Glacier velocities across the central Karakoram. *Ann. Glaciol.* **50** (52), 41–49 (2009).
10. Quincey, D. J. *et al.* Karakoram glacier surge dynamics. *Geophys. Res. Lett.* **38,** L18504 (2011).
11. Copland, L. *et al.* Expanded and recently increased glacier surging in the Karakoram. *Arct. Antarct. Alp. Res.* **43,** 503–516 (2011).
12. Fowler, H. J. & Archer, D. R. Conflicting signals of climatic change in the Upper Indus Basin. *J. Clim.* **19,** 4276–4293 (2006).
13. Church, J. A. *et al.* Revisiting the Earth's sea-level and energy budget from 1961 to 2008. *Geophys. Res. Lett.* **38,** L18601 (2011).
14. Fujita, K. & Nuimura, T. Spatially heterogeneous wastage of Himalayan glaciers. *Proc. Natl Acad. Sci. USA* **108,** 14011–14014 (2011).
15. Quincey, D. J. *et al.* Ice velocity and climate variations for Baltoro Glacier, Pakistan. *J. Glaciol.* **55,** 1061–1071 (2009).
16. Hewitt, K. Glacier change, concentration, and elevation effects in the Karakoram Himalaya, Upper Indus Basin. *Mt. Res. Dev.* **31,** 188–200 (2011).
17. Bader, H. Sorge's law of densification of snow on high polar glaciers. *J. Glaciol.* **2,** 319–323 (1954).
18. Mattson, L. E., Gardner, J. S. & Young, G. J. in *Snow and Glacier Hydrology* (ed. Young, G. J.) 289–296 (IAHS Publ. 218, 1993).
19. Sakai, A., Takeuchi, N., Fujita, K. & Nakawo, M. in *Debris-Covered Glaciers* (eds Nakawo, M., Raymond, C. F. & Fountain, A.) 119–130 (IAHS Publ. 264, 2000).
20. Berthier, E. *et al.* Remote sensing estimates of glacier mass balances in the Himachal Pradesh (Western Himalaya, India). *Remote Sens. Environ.* **108,** 327–338 (2007).
21. Bhutiyani, M. R. Mass-balance studies on Siachen Glacier in the Nubra valley, Karakoram Himalaya, India. *J. Glaciol.* **45,** 112–118 (1999).
22. Bolch, T., Pieczonka, T. & Benn, D. I. Multi-decadal mass loss of glaciers in the Everest area (Nepal Himalaya) derived from stereo imagery. *Cryosphere* **5,** 349–358 (2011).
23. Azam, M. F. *et al.* From balance to imbalance: A shift in the dynamic behaviour of Chhota Shigri Glacier (Western Himalaya, India). *J. Glaciol.* **58,** 315–324 (2012).
24. Heid, T. & Kääb, K. Worldwide widespread decadal-scale decrease of glaciers speed revealed using repeat optical satellite images. *Cryosphere Discuss.* **5,** 3025–3051 (2011).
25. Tahir, A. A., Chevallier, P., Arnaud, Y. & Ahmad, B. Snow cover dynamics and hydrological regime of the Hunza River Basin, Karakoram Range, Nothern Pakistan. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **15,** 2275–2290 (2011).
26. Archer, D. R. & Fowler, H. J. Spatial and temporal variations in precipitation in the Upper Indus Basin, global teleconnections and hydrological implications. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **8,** 47–61 (2004).
27. Nuth, C. & Kääb, A. Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change. *Cryosphere* **5,** 271–290 (2011).
28. Gardelle, J., Berthier, E. & Arnaud, Y. Impact of resolution and radar penetration on glacier elevation changes computed from DEM differencing. *J. Glaciol.* **58,** 419–422 (2012).
29. Berthier, E., Arnaud, Y., Baratoux, D, Vincent, C. & Rémy, F. Recent rapid thinning of the 'Mer de Glace' glacier derived from satellite optical images. *Geophys. Res. Lett.* **31,** L17401 (2004).
30. Wake, C.P. Glaciochemical investigations as a tool for determining the spatial and seasonal variation of snow accumulation in the central Karakoram, northern Pakistan. *Ann. Glaciol.* **13,** 279–284 (1989).

Acknowledgements

J.G. acknowledges a PhD fellowship from the French Space Agency (CNES) and the French National Research Center (CNRS). E.B. acknowledges support from CNES through the TOSCA and ISIS proposal no. 397 and from the Programme National de Télédétection Spatiale. We thank the United States Geological Survey for allowing free access to their Landsat archive, CIAT for SRTM C-band data and DLR for SRTM X-band data. We thank A. Kääb for his comments on an earlier version of the manuscript and G. Cogley for a constructive review.

Author contributions

J.G. led the development of this study, carried out all DEM analysis and led the writing of the manuscript. Y.A. and E.B. initiated the study and contributed to the development of the methodology, discussion of results and the writing of the manuscript.

Additional information

The authors declare no competing financial interests. Supplementary information accompanies this paper on www.nature.com/naturegeoscience. Reprints and permissions information is available online at www.nature.com/reprints. Correspondence and requests for materials should be addressed to J.G.

© 2012 Macmillan Publishers Limited. All rights reserved.

LETTERS
PUBLISHED ONLINE: 17 JANUARY 2010 | DOI: 10.1038/NGEO737
nature geoscience

Contribution of Alaskan glaciers to sea-level rise derived from satellite imagery

E. Berthier[1,2]*, E. Schiefer[3], G. K. C. Clarke[4], B. Menounos[5] and F. Rémy[1,2]

Over the past 50 years, retreating glaciers and ice caps contributed 0.5 mm yr^{-1} to sea-level rise[1], and one third of this contribution is believed to come from ice masses bordering the Gulf of Alaska[2,3]. However, these estimates of ice loss in Alaska are based on measurements of a limited number of glaciers that are extrapolated to constrain ice wastage in the many thousands of others. Uncertainties in these estimates arise, for example, from the complex pattern of decadal elevation changes at the scale of individual glaciers and mountain ranges[4–7]. Here we combine a comprehensive glacier inventory with elevation changes derived from sequential digital elevation models. We find that between 1962 and 2006, Alaskan glaciers lost 41.9 ± 8.6 km^3 yr^{-1} of water, and contributed 0.12 ± 0.02 mm yr^{-1} to sea-level rise, 34% less than estimated earlier[2,3]. Reasons for our lower values include the higher spatial resolution of our glacier inventory as well as the reduction of ice thinning underneath debris and at the glacier margins, which were not resolved in earlier work. We suggest that estimates of mass loss from glaciers and ice caps in other mountain regions could be subject to similar revisions.

The extent and high turnover rates of glaciers in Alaska and northwest Canada (Fig. 1), hereafter 'Alaskan glaciers', make them a potentially important contributor to historical and future sea-level rise (SLR). With the exception of a few tidewater glaciers, most have retreated since the late nineteenth century[8]. Previous efforts to estimate their mass loss since the 1950s have relied on extrapolating site-specific measurements to the entire region[2,3,9]. In their landmark study, Arendt *et al.*[2], for example, used laser altimetry to measure elevation change on 67 glaciers covering 20% of the area of Alaskan glaciers.

We apply sequential digital elevation model (DEM) analysis[10] to estimate the mass loss of Alaskan glaciers over the period 1962–2006. A digital glacier inventory, created by merging glacier outlines derived from US and Canadian maps (see the Methods section), indicates that the total ice-covered area for the mid-to-late twentieth century is about 87,860 km^2 (Table 1). This estimate is higher than the total area (85,150 km^2) reported by Dyurgerov and Meier[9] and in the gridded inventory of Cogley[11] (80,430 km^2), but slightly lower than the 90,000 km^2 value used by Arendt *et al.*[2]. Our inventory, compiled from a variety of sources with different accuracies and different dates, better resolves small glaciers and emerging rock outcrops on large glaciers and icefields. For those few glaciers that advanced between the median date of the maps (1962) and of the satellite images (2006), the inventory was updated using 5 m (Spot5) and 15 m (ASTER) resolution satellite images.

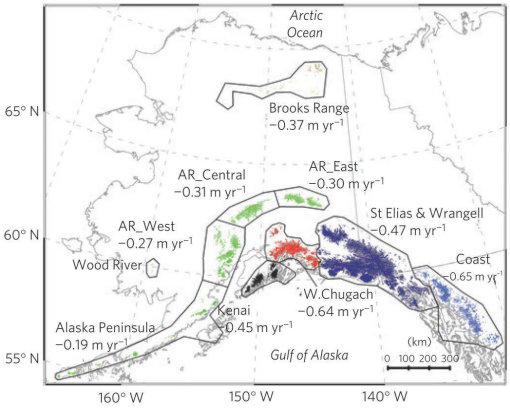


Figure 1 | Regional area-average glacier mass balance in northwest North America between 1962 and 2006. The boundaries and names of the different glaciated regions follow those of Arendt *et al.*[2], except that the Wrangell Mountains have been included in the St Elias Mountains. AR: Alaska Range.

We calculated ice elevation changes for nearly three quarters of the ice-covered areas in Alaska by subtracting an old DEM derived from map elevation contour lines from a recent DEM derived from Spot5 and ASTER images. To reduce systematic errors in our estimate of ice elevation changes, the two topographic data sets have each been adjusted to ICESat altimetric profiles (see the Methods section). Although random elevation errors are relatively high in the map (±45 m in the accumulation area[2]) and in the satellite DEMs (±15 m for ASTER (ref. 12), ±10 m for Spot5 (ref. 13)), they are reduced by averaging over vast regions (see Supplementary Notes).

The complexity of glacier wastage during the period 1962–2006 is illustrated by ice loss in the Western Chugach Mountains (Fig. 2). Most glaciers thinned, especially their low-elevation tongues (Fig. 3). A few glaciers, such as the tidewater Harvard Glacier thickened and advanced[14]. Columbia Glacier alone accounts for 42% of the ice loss in this mountain range. For this tidewater glacier, maximum thinning rates averaged 10 m yr^{-1} during 1957–2007, but thinning accelerated after 1980, with the onset of rapid, frontal retreat[15]. Maps of ice elevation change for other Alaskan regions reveal the pattern of glacier changes over the past 50 years

[1]CNRS, LEGOS, 14 Av. Ed. Belin, F-31400 Toulouse, France, [2]Université de Toulouse, UPS (OMP-PCA), LEGOS, 14 Av. Ed. Belin, F-31400 Toulouse, France, [3]Department of Geography, Planning and Recreation, Northern Arizona University, Box 15016 Flagstaff, Arizona 86011-5016, USA, [4]Department of Earth and Ocean Sciences, University of British Columbia, 6339 Stores Road, Vancouver, British Columbia, V6T 1Z4, Canada, [5]Geography Program and Natural Resources Environmental Studies Institute, University of Northern British Columbia, Prince George, British Columbia, V2N 4Z9, Canada.
*e-mail: etienne.berthier@legos.obs-mip.fr.

© 2010 Macmillan Publishers Limited. All rights reserved.

NATURE GEOSCIENCE DOI: 10.1038/NGEO737 LETTERS

Table 1 | Ice loss and mass balance in the different mountain ranges of Alaska

Region	Ice-covered area (km^2)	Surveyed area (%)*	Map date	Satellite date	Ice loss ($km^3\ yr^{-1}$ w.e.)	Area average mass balance ($m\ yr^{-1}$ w.e.)
Brooks Range	598	1	1956	2002	0.18±0.05	−0.37±0.06
Alaska Range	15,834	67	1953	2004	4.33±1.4	−0.30±0.09
Kenai Peninsula	4,351	68	1950	2007	1.95±0.47	−0.45±0.11
Western Chugach Mountains	9,149	82	1954	2006	5.81±0.66	−0.64±0.07
St Elias and Wrangell Mountains	45,905	75	1968	2006	21.66±4.4	−0.47±0.09
Coast Mountains	12,026	72	1966	2007	7.88±1.6	−0.65±0.14
Alaskan Glaciers	87,862	73	1962	2006	41.9±8.6	−0.48±0.10

*The fraction of the ice-covered area where elevation changes were measured using sequential DEMs.

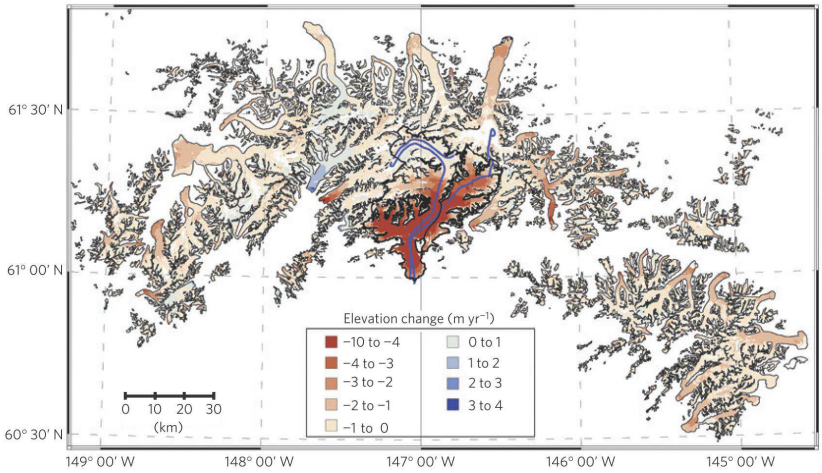


Figure 2 | Map of surface elevation change in the Western Chugach Mountains between the 1950s and 2007. The thin black line corresponds to our new ice inventory. The thick black line is the outline of Columbia Glacier. The locations of laser altimetry profiles used by Arendt *et al.*[2] to estimate the ice loss of Columbia Glacier are shown in blue. Regions where no reliable elevation changes could be measured are denoted in white.

and their distribution with altitude (Supplementary Figs S1,S2). The heterogeneous ice elevation changes within each mountain range result from differences in glacier dynamics (many glaciers are surge-type, lake-terminating or tidewater) and in climate sensitivity (effect of debris cover, and distribution of ice with altitude)[4,5,14]. The limited thinning or slight thickening at the highest elevations is consistent with the enhanced accumulation observed since 1950 in an ice core drilled at 5,340 m a.s.l. in the St Elias Mountains[16].

Surface elevation changes are converted to mass balances in each glaciated area (see the Methods section). Regional balances are spatially homogeneous in the northern and central parts of Alaska (about $-0.3\ m\ yr^{-1}$ water equivalent (w.e.)) but become more negative in the maritime icefields bordering the Gulf of Alaska (Fig. 1). This increased mass loss is attributed to the higher sensitivity of maritime glaciers to temperature change[17] and the rapid retreat of large, tidewater glaciers[2]. Between 1962 and 2006, Alaskan glaciers lost $41.9 \pm 8.6\ km^3\ yr^{-1}$ w.e. (Table 1) and contributed $0.12 \pm 0.02\ mm\ yr^{-1}$ to SLR. It corresponds to 7.5% of a recent estimate of SLR ($1.6\ mm\ yr^{-1}$) during 1961–2003 (ref. 18).

Our estimate of mass loss is supported by the lack of notable elevation bias in our data sets on ice-free terrain (Supplementary Table S2) and the agreement between our geodetically derived and field-based mass balances[19] for Gulkana and Wolverine glaciers although the time intervals differ (Supplementary Table S3).

To compare our results to Arendt *et al.*[2], we time-weighted their ice loss for 1962–1995 and 1995–2006 by assuming that the loss for 2001–2006 equals that measured for 1995–2001 and constructed a single estimate for 1962–2006. The extension for 2001–2006 is consistent with field-based annual mass-balance measurements[19] and with a recent analysis based on GRACE gravity fields[20]. Our estimate is 34% smaller than the $62.7 \pm 19.9\ km^3\ yr^{-1}$ w.e. ice loss ($0.17 \pm 0.05\ mm\ yr^{-1}$ SLR) based on airborne laser altimetry[2]. Uncertainties are large in both our estimate and the one of Arendt *et al.*[2] and arise mainly from the uncertainties of the old contour maps (Supplementary Table S1). As the same maps were used, however, this source of error is shared by both estimates and thus, we constructed an error estimate that applies only to differences in ice loss (Supplementary Notes). Our revised value is $20.8 \pm 4.8\ km^3\ yr^{-1}$ w.e. lower than the laser-altimetry ice loss.

Regional extrapolation to unsurveyed ice masses is a potentially important source of uncertainty[14]. Unmeasured glaciers represented 80% of the total Alaskan ice-covered area in the laser altimetry study[2] but only 27% in our sequential DEM analysis. Three other factors, taken together, could explain why Arendt *et al.*[2] overestimated the ice loss.

© 2010 Macmillan Publishers Limited. All rights reserved.

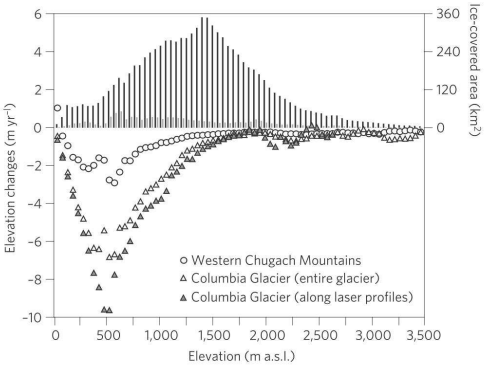


Figure 3 | Hypsometry and rate of ice elevation change versus altitude in the Western Chugach Mountains. Upper panel: The hypsometry (distribution of ice-covered areas with altitude) for the whole mountain range (9,149 km^2) and Columbia Glacier (1,066 km^2). Lower panel: 1957–2007 rate of ice elevation changes (averaged every 50 m elevation bins) extracted from the sequential DEM for the Western Chugach Mountains, the Columbia Glacier and along the altimetric laser profiles (see Fig. 2) surveyed by Arendt *et al.*[2].

First, their glacier inventory had a lower resolution and overestimated the Alaskan ice-covered area by 2%. Second, no correction was made for the insulating effect of debris cover. Thinning rates on debris-covered glaciers differ considerably from rates measured for non-debris covered ice when influenced by similar climate[10]. Our maps of ice elevation changes show that debris-covered glaciers experienced lower thinning rates. At low elevations on Bering Glacier, for example, we observe a twofold reduction of thinning rates under debris compared with debris-free ice. If elevation changes on debris-free ice were assumed to be representative of the whole Bering Glacier, the total ice loss for this glacier would be overestimated by 13%. Many Alaskan glaciers are partly debris-covered and the mass lost from these glaciers will be lower than for non-debris-covered ice. This effect is implicitly included in our sequential DEM analysis.

Third, for individual glaciers, Arendt *et al.*[2] measured elevation changes along two or three profiles, generally following a central flowline, and from this information the glacier-wide changes were estimated. Although seemingly innocent, this method can lead to a systematic overestimation of ice loss. The amount of downwasting cannot exceed the ice thickness, so thinning at the glacier margins is typically lower than that observed along its central flowline[21]. In contrast, sequential DEMs provide a nearly complete coverage of ice elevation changes and allow us to assess the magnitude of errors associated with this flowline sampling bias. For Columbia Glacier, one of the largest contributors to SLR among Alaskan glaciers, thinning is overestimated along laser altimetry profiles below 1500 m a.s.l. and the glacier-wide estimate of ice loss is inflated by 27% (Fig. 3 and Supplementary Fig. S3). Similar comparisons were made for other large glaciers in the Arendt *et al.*[2] data set and, in total, we found that altimetry-simulated ice loss exceeds actual ice loss by 22% (Supplementary Table S4). The magnitude and sign of the bias in the ice loss owing to central flowline sampling varies among the glaciers and depends on how reliably the profiles captured the across-flow variations in elevation change. We find no simple relation in our data that could be used to improve calculations of ice loss based on laser profiling.

We conclude that Arendt *et al.*[2] overestimated ice loss for Alaskan glaciers, an opposite conclusion to that of Larsen *et al.*[4] who also used sequential DEM analysis to find that Arendt *et al.*[2] underestimated the ice loss by more than a factor of two for a 14,500 km^2 ice-covered area in the Coast and southern St Elias mountains. In fact, our results are compatible with Larsen *et al.*[4] because in this area, our ice loss (12.5 ± 2.0 km^3 yr^{-1} w.e.) is close to the Larsen *et al.*[4] value (15 ± 4.0 km^3 yr^{-1} w.e.) and, therefore, remains higher than the ice loss previously reported by Arendt *et al.*[2].

Repeat airborne laser profiling is an efficient means to detect changes in the rate of ice loss along the centreline for a given glacier[22], but new approaches are required to scale these measurements up to an entire glacier and glaciated region. Where such data exist, we advocate the use of sequential DEMs to obtain a comprehensive view of glacier and ice-cap contributions to SLR for other regions that contain sizeable fractions of global ice cover. Such regionally integrated measurements could be compared with results obtained through grid-based mass-balance modelling[23] to resolve the relative role of surface mass balance and tidewater dynamics in the regional ice wastage, and thus better constrain the future glacier and ice-cap contribution to SLR (refs 17, 24). This is crucial given that SLR is one of the main socio-economic hazards associated with global warming[25].

Methods

Glacier inventory. In Alaska, our glacier inventory is based on the Digital Line Graph files that contain all water features digitized from the United State Geological Survey (USGS) 1:63,360-scale, 15 min topographic maps. In southeast Alaska, Digital Line Graph files were missing. Instead, we used the inventory compiled by Beedle[26] for the largest icefields complemented with smaller ice masses extracted from the USGS National Hydrographic Database. For the Yukon Territory, glacier extents were extracted from the 1:50,000-scale Canadian National Topographic Database and in British Columbia the 1:20,000-scale Terrain Resource Information Management database[6]. Minimal manual editing was carried out to correct some obvious errors; otherwise we rely on the capacity of the original cartographers to identify and outline each ice mass.

Map DEMs. DEMs derived from the original map contour lines have been obtained from the USGS for Alaska, Geomatics Yukon for the Yukon Territory and GeoBC for British Columbia. In Alaska and the Yukon Territory, the vertical reference for altitude is the National Geodetic Vertical Datum 1929, which differs from the Earth Geopotential Model 1996 vertical reference used for recent satellite DEMs (ref. 4). To account for this difference, we systematically compared Alaska and Yukon Territory DEMs with ICESat data[27] on the ice-free terrain. On average, we found Alaska and Yukon Territory map elevations to be 2.5 m higher than ICESat data (standard deviation of 20–25 m), in good agreement with the 2.3 m offset calculated by Larsen and colleagues[4]. Thus, 2.5 m has been subtracted from Alaska and Yukon Territory DEMs before comparison with recent satellite data.

Satellite DEMs. Where available, we used a 40 m DEM derived from Spot5-HRS images acquired during the SPIRIT project[13]. Accuracy in glaciated areas is better than ±10 m (refs 7, 13). Unreliable elevations have been masked using the score channel. No Spot5-HRS DEM is available in the Alaska Range, Alaska Peninsula and in part of the St Elias and Coast mountains. Some of these gaps were filled with ASTER 30 m DEMs calculated using the SILCAST software with an accuracy of ±15 m (ref. 12). Images as close as possible to the end of the ablation period (mid-September in Alaska) were selected to minimize errors owing to seasonal elevation changes. The acquisition dates of all images are listed in Supplementary Table S5. Both ASTER and Spot5-HRS DEMs are automatically derived from stereo-imagery without ground control points and, thus, may contain some planimetric and altimetric biases[8,16]. These biases have been estimated and corrected using ICESat data acquired closest in time to the acquisition date of the satellite-derived DEM. For each ICESat footprint, the corresponding DEM elevation was extracted by bilinear interpolation. All data points for which the absolute elevation differences were greater than 70 m were considered as outliers. The planimetric shift was corrected by minimizing the standard deviation of these elevation differences[8]. Elevation differences were then plotted as a function of altitude and a least-squares adjustment was used to model the elevation bias[28]. The parameters of this adjustment (α, the slope and β, the vertical offset at sea level) are provided for each satellite DEM in Supplementary Table S5. When the same glaciated area was covered by different DEMs, we chose the one that had the lowest standard deviation of the elevation differences when compared with ICESat data.

Volume changes in unsurveyed areas. Glacier volume change for the 27% of unmeasured glaciated areas was estimated by integrating the measured elevation changes over the altitude distribution of unmeasured areas in each mountain

© 2010 Macmillan Publishers Limited. All rights reserved.

range. This value was added to the measured changes to obtain a total volume change in each region. For the Brooks Range and most of the Aleutian Islands and Alaska Peninsula (Fig. 1), the USGS maps have a poor geodetic control[29] and the coverage using satellite data is limited, so that it was not possible to reliably measure elevation changes. In the Brooks Range, we use the specific mass balance of McCall Glacier[30] and following Rabus and Echelmeyer[29], assumed that this glacier was representative for the whole mountain range. In the Aleutian Islands and Alaska Peninsula, we applied the specific mass balance measured from sequential DEMs on two icefields around Mount Katmai (covering 580 km^2) to other ice-covered areas (totalizing 2630 km^2). The volume changes for these regions are more uncertain but they have small ice-covered areas and contribute less than 2% to the overall ice loss.

Conversion to regional mass balance and SLR. Total ice volume change in each region is converted to mass change assuming a constant density of 900 kg m^{-3}. After dividing the mass loss by the maximum ice extent, we obtain an area-weighted mass balance for each mountain range. The total mass loss from Alaskan glaciers is converted to changes in sea level after dividing by the area (362×10^6 km^2) of the global ocean[23].

Received 6 August 2009; accepted 1 December 2009; published online 17 January 2010; corrected online 22 January 2010

References

1. Kaser, G., Cogley, J. G., Dyurgerov, M. B., Meier, M. F. & Ohmura, A. Mass balance of glaciers and ice caps: Consensus estimates for 1961–2004. *Geophys. Res. Lett.* **33,** L19501 (2006).
2. Arendt, A. A., Echelmeyer, K. A., Harrison, W. D., Lingle, C. S. & Valentine, V. B. Rapid wastage of Alaska glaciers and their contribution to rising sea level. *Science* **297,** 382–386 (2002).
3. Meier, M. F. & Dyurgerov, M. B. Sea level changes: How Alaska affects the world. *Science* **297,** 350–351 (2002).
4. Larsen, C. F., Motyka, R. J., Arendt, A. A., Echelmeyer, K. A. & Geissler, P. E. Glacier changes in southeast Alaska and northwest British Columbia and contribution to sea level rise. *J. Geophys. Res.-Earth* **112,** F01007 (2007).
5. Muskett, R. R., Lingle, C. S., Tangborn, W. V. & Rabus, B. T. Multi-decadal elevation changes on Bagley Ice Valley and Malaspina Glacier, Alaska. *Geophys. Res. Lett.* **30,** 1857 (2003).
6. Schiefer, E., Menounos, B. & Wheate, R. Recent volume loss of British Columbian glaciers, Canada. *Geophys. Res. Lett.* **34,** 1–6 (2007).
7. Berthier, E. & Toutin, T. SPOT5-HRS digital elevation models and the monitoring of glacier elevation changes in North-West Canada and South-East Alaska. *Remote Sensing Environ.* **112,** 2443–2454 (2008).
8. Molnia, B. F. Late nineteenth to early twenty-first century behaviour of Alaskan glaciers as indicators of changing regional climate. *Glob. Planet. Change* **56,** 23–56 (2007).
9. Dyurgerov, M. B. & Meier, M. F. *Glaciers and the Changing Earth System: A 2004 Snapshot* (Instaar, 2005).
10. Berthier, E., Arnaud, Y., Baratoux, D., Vincent, C. & Remy, F. Recent rapid thinning of the 'Mer de Glace' glacier derived from satellite optical images. *Geophys. Res. Lett.* **31,** L17401 (2004).
11. Cogley, J. G. in *Encyclopedia of Hydrological Sciences* Vol. 4 (ed. Anderson, M. G.) 2555–2573 (Wiley, 2005).
12. Fujisada, H., Bailey, G. B., Kelly, G. G., Hara, S. & Abrams, M. J. ASTER DEM performance. *IEEE Trans. Geosci. Remote* **43,** 2707–2714 (2005).
13. Korona, J., Berthier, E., Bernard, M., Remy, F. & Thouvenot, E. SPIRIT. SPOT 5 stereoscopic survey of Polar Ice: Reference Images and Topographies during the fourth International Polar Year (2007–2009). *ISPRS J. Photogramm.* **64,** 204–212 (2009).
14. Arendt, A. *et al.* Updated estimates of glacier volume changes in the western Chugach Mountains, Alaska, and a comparison of regional extrapolation methods. *J. Geophys. Res.-Earth* **111,** F03019 (2006).
15. O'Neel, S., Pfeffer, W. T., Krimmel, R. & Meier, M.F. Evolving force balance at Columbia Glacier, Alaska, during its rapid retreat. *J. Geophys. Res.-Earth* **110,** F03012 (2005).
16. Moore, G. W. K., Holdsworth, G. & Alverson, K. Climate change in the North Pacific region over the past three centuries. *Nature* **420,** 401–403 (2002).
17. Gregory, J. M. & Oerlemans, J. Simulated future sea-level rise due to glacier melt based on regionally and seasonally resolved temperature changes. *Nature* **391,** 474–476 (1998).
18. Domingues, C. M. *et al.* Improved estimates of upper-ocean warming and multi-decadal sea-level rise. *Nature* **453,** 1090–1093 (2008).
19. Josberger, E. G., Bidlake, W. R., March, R. S. & Kennedy, B. W. Glacier mass-balance fluctuations in the Pacific Northwest and Alaska, USA. *Ann. Glaciol.* **46,** 291–296 (2007).
20. Luthcke, S. B., Arendt, A. A., Rowlands, D. D., McCarthy, J. J. & Larsen, C. F. Recent glacier mass changes in the Gulf of Alaska region from GRACE mascon solutions. *J. Glaciol.* **54,** 767–777 (2008).
21. Koch, J., Menounos, B. & Clague, J. J. Glacier change in Garibaldi Provincial Park, southern Coast Mountains, British Columbia, since the Little Ice Age. *Glob. Planet. Change* **66,** 161–178 (2009).
22. Arendt, A. A., Walsh, J. & Harrison, W. Changes of glaciers and climate in Northwestern North America during the late 20th century. *J. Clim.* **22,** 4117–4134 (2009).
23. Hock, R., de Woul, M., Radic, V. & Dyurgerov, M. Mountain glaciers and ice caps around Antarctica make a large sea-level rise contribution. *Geophys. Res. Lett.* **36,** L07501 (2009).
24. Raper, S. C. B. & Braithwaite, R. J. Low sea level rise projections from mountain glaciers and icecaps under global warming. *Nature* **439,** 311–313 (2006).
25. Milne, G. A., Gehrels, W. R., Hughes, C. W. & Tamisiea, M. E. Identifying the causes of sea-level change. *Nature Geosci.* **2,** 471–478 (2009).
26. Beedle, M. *GLIMS Glacier Database* (National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology, Digital Media, 2006).
27. Zwally, H. J. *et al.* ICESat's laser measurements of polar ice, atmosphere, ocean, and land. *J. Geodyn.* **34,** 405–445 (2002).
28. Kääb, A. Glacier volume changes using ASTER satellite stereo and ICESat GLAS laser altimetry. A test study on Edgeoya, Eastern Svalbard. *IEEE Trans. Geosci. Remote* **46,** 2823–2830 (2008).
29. Rabus, B. T. & Echelmeyer, K. A. The mass balance of McCall Glacier, Brooks Range, Alaska, USA; Its regional relevance and implications for climate change in the Arctic. *J. Glaciol.* **44,** 333–351 (1998).
30. Nolan, M., Arendt, A., Rabus, B. & Hinzman, L. Volume change of McCall Glacier, Arctic Alaska, USA, 1956-2003. *Ann. Glaciol.* **42,** 409–416 (2005).

Acknowledgements

We thank C. Larsen, R. Muskett, A. Arendt, S. Zirnheld and M. Wilkie for information concerning the USGS and Yukon maps. We also thank A. Cazenave for comments on an earlier version of this manuscript. Spot5 DEMs are courtesy of the SPIRIT project, ASTER DEMs of the GLIMS project. Laser-altimetry profiles were provided by the University of Alaska Fairbanks through the National Snow and Ice Data Center. E.B. acknowledges support from the CNES (TOSCA, ISIS); G.K.C.C. and B.M. support from the Polar Climate Stability Network and the Western Canadian Cryospheric Network, both funded by the Canadian Foundation for Climate and Atmospheric Sciences, and from the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada.

Author contributions

E.B. led the development of this study. All authors discussed the results and commented on the manuscript at all stages.

Additional information

The authors declare no competing financial interests. Supplementary information accompanies this paper on www.nature.com/naturegeoscience. Reprints and permissions information is available online at http://npg.nature.com/reprintsandpermissions. Correspondence and requests for materials should be addressed to E.B.

© 2010 Macmillan Publishers Limited. All rights reserved.

Mass loss of Larsen B tributary glaciers (Antarctic Peninsula) unabated since 2002

Etienne Berthier,[1] Ted A. Scambos,[2] and Christopher A. Shuman[3]

Received 20 March 2012; revised 31 May 2012; accepted 3 June 2012; published 10 July 2012.

[1] Ice mass loss continues at a high rate among the large glacier tributaries of the Larsen B Ice Shelf following its disintegration in 2002. We evaluate recent mass loss by mapping elevation changes between 2006 and 2010/11 using differencing of digital elevation models (DEMs). The measurement accuracy of these elevation changes is confirmed by a 'null test', subtracting DEMs acquired within a few weeks. The overall 2006–2010/11 mass loss rate (9.0 ± 2.1 Gt a^{-1}) is similar to the 2001/02–2006 rate (8.8 ± 1.6 Gt a^{-1}), derived using DEM differencing and laser altimetry. This unchanged overall loss masks a varying pattern of thinning and ice loss for individual glacier basins. On Crane Glacier, the thinning pulse, initially greatest near the calving front, is now broadening and migrating upstream. The largest losses are now observed for the Hektoria/Green glacier basin, having increased by 33% since 2006. Our method has enabled us to resolve large residual uncertainties in the Larsen B sector and confirm its state of ongoing rapid mass loss. **Citation:** Berthier, E., T. A. Scambos, and C. A. Shuman (2012), Mass loss of Larsen B tributary glaciers (Antarctic Peninsula) unabated since 2002, *Geophys. Res. Lett.*, *39*, L13501, doi:10.1029/2012GL051755.

1. Introduction

[2] It is now well-demonstrated that the larger, deeper tributary glaciers of the Larsen A and B ice shelves have dramatically accelerated, retreated and thinned in response to the disintegration events of 1995 and 2002 [*De Angelis and Skvarca*, 2003; *Pritchard et al.*, 2009; *Rignot et al.*, 2004; *Rott et al.*, 2002, 2011; *Scambos et al.*, 2004; *Shuman et al.*, 2011]. Although the collapse of a floating ice shelf has no direct impact on sea level, the increased ice discharge from grounded tributary glaciers does contribute significant mass to the ocean. However, there are still large and unexplained discrepancies (range: 4–22 Gt a^{-1}) between the ice losses inferred for the larger tributary glaciers that fed the Larsen B ice shelf (hereafter referred to as the northern Larsen B tributary glaciers, NLBTG, comprising the Hektoria-Green-Evans glacier system, Jorum and Punchbowl glaciers, Crane Glacier, and Mapple, Melville, and Pequod glaciers; see Figure 1) using different assessment methods [*Rignot et al.*, 2004; *Rott et al.*, 2011; *Shuman et al.*, 2011]. Nearly a decade after the ice shelf collapsed, reconciling estimates of the NLBTG mass imbalance contribution is essential.

[3] Three methods are presently available to measure the changes in the mass of an ice sheet, or a portion of it: space gravimetry; the mass budget method (MBM); and the geodetic method (GM). Space gravimetry from the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) is currently not able to resolve mass losses occurring at a length scale of a few tens of kilometers, the typical size of the NLBTG basins, and thus has been applied broadly to the Antarctic Peninsula north of 70°S (Graham Land) where a steady decrease in mass is observed since 2002 (−32 ± 6 Gt a^{-1} [*Ivins et al.*, 2011]; −28.6 Gt a^{-1} [*Chen et al.*, 2009]). The MBM consists of comparing the input (net accumulation) to the output (ice flux through a cross-sectional gate at, or close to, the grounding line). One determination using MBM for all basins between Hektoria and Crane glaciers (Figure 1), indicated mass losses of 21.9 ± 6.6 Gt a^{-1} in 2003 [*Rignot et al.*, 2004] (30% uncertainty from *Rignot* [2006]). Recently, the same technique was applied to the same glaciers by another group using velocity fields measured in 2008/2009 in comparison with velocities from 1995–1999 [*Rott et al.*, 2011]. Despite small changes in surface velocities since 2003 overall, they reported mass losses of 4.1 ± 1.6 Gt a^{-1}, a factor of 5 lower than the previous MBM study.

[4] A geodetic estimate of the regional mass loss can be obtained by the differencing of digital elevation models (DEMs) acquired a few years apart. Differencing of DEMs acquired prior to the Larsen B ice shelf disintegration in November 2001 (extended to the upper part of Crane Glacier with a DEM acquired in November 2002) with one acquired in November 2006, yields a distinctly different estimate of the NLBTG mass loss, 8.8 ± 1.6 Gt a^{-1} [*Shuman et al.*, 2011].

[5] The causes of the differences between the three published NLBTG loss estimates are not understood yet. Likely factors are (i) different time periods surveyed combined with non-steady mass loss response, (ii) uncertainties in net accumulation for the MBM, (iii) unknown bed topography close to the grounding line for most glaciers, (iv) unaccounted surface drawdown at MBM flux gates, (v) errors in the DEMs for the GM; and (vi) grounding line migration for the GM and the MBM. Both the MBM estimates discussed above and our GM study use 900 kg/m^3 as density for converting volume to mass. Using this density (instead of that for pure ice, 917 kg/m^3) in the Larsen B sector is justified by the fact that the elevation changes are nearly entirely dynamically-driven, and that the entire column of ice (pure ice, firn, and snow) is being lost by calving at the ice fronts. By our

[1] LEGOS, CNRS, Université de Toulouse, Toulouse, France.
[2] NSIDC, CIRES, University of Colorado at Boulder, Boulder, Colorado, USA.
[3] JCET, UMBC, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, USA.

Corresponding author: E. Berthier, LEGOS, CNRS, Université de Toulouse, 14 av. Edouard Belin, F-31400 Toulouse CEDEX, France. (etienne.berthier@legos.obs-mip.fr)

©2012. American Geophysical Union. All Rights Reserved.
0094-8276/12/2012GL051755

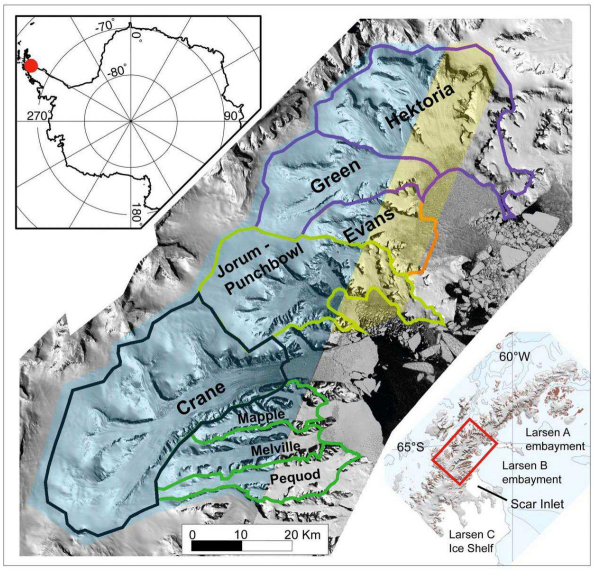


Figure 1. Study area and the main drainage basins of the northern Larsen B embayment. All glaciers studied here flowed into the Larsen B ice shelf before its collapse in 2002. Southern tributaries (e.g., Flask and Leppard glaciers, not shown) still constrained by a remnant of the Larsen B ice shelf (Scar Inlet) are not considered. The area shaded in light blue is where elevation changes are measured during 2006–2011; the area shaded in yellow has difference measurements during 2006–2010. Background: Mosaic of 25 November 2006 and 31 December 2006 SPOT5 images (Copyright CNES 2006, Spot Image). Inset upper left: location of the study area in the Antarctic Peninsula. Inset lower right: red box indicates approximate DEM coverage relative to major coastal features of the Antarctic Peninsula (http://www.add.scar.org/).

estimate about 80% of the losses occur on fast flowing glacier trunks below 500 m a.s.l.

[6] In this study, we use new 2010 and 2011 satellite DEMs to infer the mass loss of NLBTG between 2006 and 2010/11. These updated mass losses are then compared to 2001/02–2006 losses to determine how NLBTG losses have evolved over time since the break up and, thus, to partly address issue (i). In addition, satellite DEMs acquired within a few weeks in late 2006 are compared to better constrain the uncertainties associated with the GM (issue v). A basin-by-basin comparison is also performed to identify the glaciers for which the discrepancies between MBM and GM estimates are largest and help to target future data acquisition to reconcile estimates of the NLBTG mass imbalance (issue iii). Our elevation changes time series from DEMs (augmented with airborne and satellite laser altimetry) helps to address issue (iv). Grounding line migration since early 2002 has probably been rapid, with the ice fronts quickly retreating past their 1990s position [*Shuman et al.*, 2011]. Satellite imagery suggests the present ice fronts are partially floating, complicating flux gate assessments [*Zgur et al.*, 2007; *Rott et al.*, 2011].

2. Data Sets and Methods

[7] Our analysis is based on seven DEMs of the NLBTG derived from ASTER [*Fujisada et al.*, 2005] and SPOT5 [*Korona et al.*, 2009] optical stereo-imagery (Table S1 and Figures S1 and S2 in the auxiliary material)[1]. The processing steps followed to horizontally/vertically adjust the DEMs have been described in detail previously [e.g., *Shuman et al.*, 2011] and are briefly summarized here. Cloudy and unreliable pixels are masked. All DEMs are first horizontally co-registered to the reference DEM (the 25 November 2006 SPOT5 DEM) by minimizing the standard deviation of the elevation differences. Then, all DEMs are vertically adjusted to the 25 November 2006 DEM using the (assumed) stable regions outside of the fast changing outlet glaciers. Only a constant vertical offset is corrected for each DEM around each major basin (the average of the vertical bias within each basin, typically less than 5 m), neglecting any spatial variations in the vertical bias within each basin.

3. Null Tests: Accuracy of the Mass Loss From Sequential DEMs

[8] We analyze three DEMs acquired within a short time span in late 2006 (Table S1) to assess the accuracy of the ASTER/SPOT5 and SPOT5/SPOT5 basin-wide elevation changes. The assumption of insignificant elevation change is valid between the SPOT5 and ASTER DEMs as they were acquired only 16 minutes apart on 25 November 2006. This assumption is not as appropriate between the 25 November

[1]Auxiliary materials are available in the HTML. doi:10.1029/2012GL051755.

Table 1. Basin-Wide Mean Elevation Differences (m) Between DEMs Acquired the Same Day (25 Nov. 2006, ASTER/SPOT5) and 36-Days Apart (SPOT5 25 Nov./SPOT5 31 Dec.)[a]

	ASTER/SPOT5	SPOT5/SPOT5[b]
Hektoria-Green	−3.0	−0.6
Evans	2.5	−1.2
Punchbowl-Jorum	−2.5	**−1.5**
Crane	**−5.0**	−1.4
MMP	2.0	−0.1
All NLBTG	−2.4	−1.0

[a]In bold, the maximum absolute error for each method. The last row shows the mean differences for the entire study region. MMP stands for the Mapple, Melville, and Pequod glaciers.
[b]The 36-day elevation difference has been estimated and corrected using the 2001/02–2006 elevation change rate.

2006 and the 31 December 2006 SPOT5 DEMs, with 36 days elapsed. The rates of elevation changes measured during 2001/02–2006 [*Shuman et al.*, 2011, Table 2] are used to estimate 36-day elevation changes within each major basin. Based on this, the maximum change is −0.7 m for Evans Glacier and the smallest is for Jorum Glacier at −0.2 m. Basin-wide mean DEM differences (Table 1) provide null test errors for the GM applied to the NLBTG.

[9] For individual drainage basins, the errors are larger for ASTER/SPOT5 than for SPOT5/SPOT5. This is expected given the higher image resolution and the better orbit knowledge for the SPOT5 sensor so that SPOT5 DEMs are about a factor of two more precise than ASTER DEMs [*Berthier et al.*, 2010, Table S5]. The basin-wide elevation difference in the ASTER/SPOT5 comparison reaches 5.0 m for Crane Glacier. This result confirms the ±5 m elevation error used previously [*Shuman et al.*, 2011]. In contrast, the basin-wide elevation difference is always less than 2 m for SPOT5/SPOT5 differences. When the mean elevation difference is computed for all NLBTG basins, errors are 2.4 m for ASTER/SPOT5 and 1.0 m for SPOT5/SPOT5.

[10] In the following assessments of volume and mass change, a ±2 m (respectively, ±5 m) uncertainty is used when two SPOT5 (respectively, ASTER and SPOT5) DEMs are subtracted. Our null tests indicate that these uncertainties are reasonable at the individual basin scale, and are conservative for elevation differences averaged over all NLBTG.

4. Elevation Changes and Mass Loss in 2006–2010/11

[11] Recent elevation changes for NLBTG are measured by subtracting two SPOT5 DEMs (31 December 2006 and 14 March 2011) for a 2633 km² area in the west and a SPOT5 (25 November 2006) DEM and an ASTER (15 December 2010) DEM for a 906 km² area in the east (Figure 1). The rates of elevation changes during 2006–2010/11 are compared to those reported in *Shuman et al.* [2011] during 2001/02–2006 (Figures 2 and 3 and Table 2).

[12] Between the two epochs, the maximum mean annual thinning rate considerably diminished for Crane Glacier from over 35 m a^{-1} to 18 m a^{-1}. We note that the peak elevation loss during 2001/02–2006 was likely influenced by a subglacial lake drainage event that occurred between September 2004 and September 2005 in the lower Crane Glacier [*Scambos et al.*, 2011], but a region of >20 m a^{-1} loss extended over a far larger area than the inferred lake extent in the lower glacier trunk. During 2006–2010/11, thinning has propagated further upstream, and the 10 m a^{-1} thinning rate contour has moved from 500 m a.s.l. to 700 m a.s.l between the two assessments. An upstream migration of thinning is also observed for Hektoria and Green glaciers with the upper extent of the 10 m a^{-1} thinning contour moving from 350 to 500 m a.s.l. between the two epochs. For the latter two glaciers, the peak thinning rates are higher during 2006–2010/11

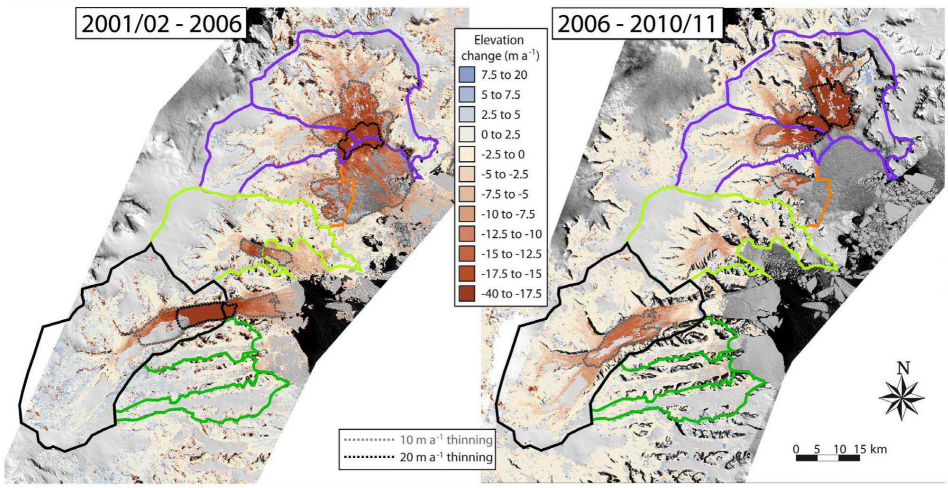


Figure 2. Rate of ice elevation changes (m a^{-1}) between (left) 2001/02–2006 and (right) 2006–2010/11. The 10 m a^{-1} thinning contour is shown with a gray dotted line, the 20 m a^{-1} with a dark dotted line.

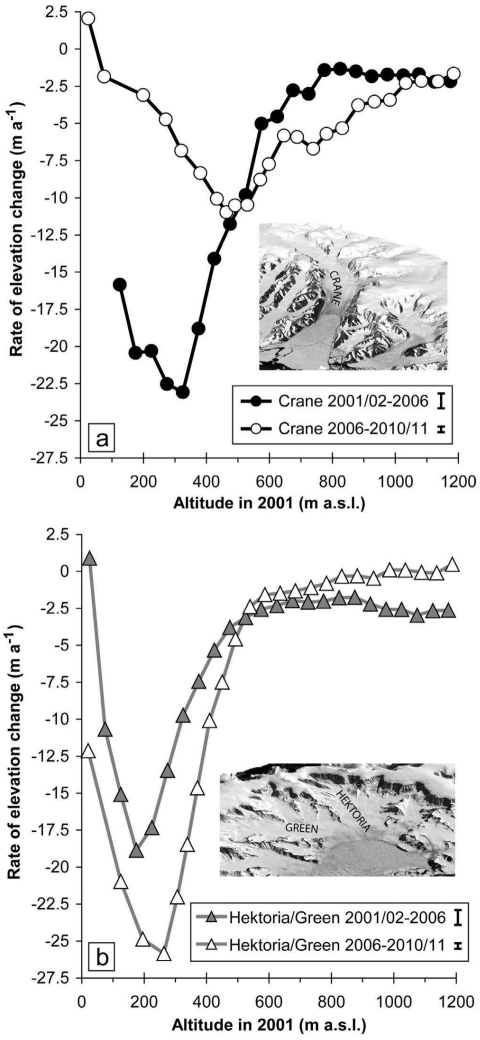


Figure 3. Rate of elevation change averaged for 50-m altitude bands for (a) Crane and (b) Hektoria/Green during 2001/02–2006 (filled symbols) and 2006–2010/11 (unfilled symbols). For clarity, errors bars are only shown in the legends. Insets are 3D surface views showing the glaciers in 25 November 2006 (Copyright CNES 2006, Spot Image).

(35 m a^{-1}) than during 2001/02–2006 (23 m a^{-1}). For the main trunks of Hektoria, Green and Crane glaciers, the horizontal speed of inland propagation of the 10 m a^{-1} thinning contour is similar, at about 2 km a^{-1}.

[13] Total mass losses from Hektoria and Green glaciers have increased by one third since the earlier period (from 4.2 to 5.6 Gt a^{-1}). Their ice front positions have also varied considerably since 2002, with both retreats and advances [*Shuman et al.*, 2011]. This makes these glaciers the main contributors to the regional losses (Table 2), ahead of Crane Glacier where net mass loss and ice front position (since ~2006) have remained nearly unchanged.

[14] South of the major NLBTG glaciers, elevation changes of Mapple, Melville and Pequod glaciers are small despite the fact that they have been less constrained since the Larsen B ice shelf disintegration. In our earlier study, we noted that these glaciers have shallower seabed bathymetric troughs in front of them, and likely had less of their longitudinal resistive stresses derived from the former ice shelf [*Shuman et al.*, 2011; *Zgur et al.*, 2007].

5. Discussion

[15] The null test in Section 3 demonstrates that for all NLBTG (~3000 km²), area-average elevation changes can be measured with an accuracy of ±1 m (using two SPOT5 DEMs) and ±2.5 m (using one ASTER and one SPOT5 DEM). These null test errors can be compared to the standard errors, often applied in differential DEMs studies [e.g., *Nuth and Kääb*, 2011]. The standard errors are computed from the standard deviation of the DEMs (typically ±10 m for SPOT5 and ±15 m for ASTER) after accounting for the number of independent samples. For all NLBTG basins, and assuming autocorrelation lengths of 200 m [*Howat et al.*, 2008] / 500 m [*Berthier et al.*, 2010] / 1000 m [*Nuth et al.*, 2007], standard error of, respectively ±0.7 m / ±1 m / ±1.5 m are derived for the ASTER/SPOT5 comparison. Those standard errors are all lower than our null test error (±2.5 m), probably due to spatially-varying vertical biases in the DEMs [*Nuth and Kääb*, 2011] that cannot be accounted for by a single shift measured on (assumed) stable regions. Modeling these complex vertical biases in the DEMs using ICESat laser altimetry data was attempted. This is not discussed here because ICESat data are too scarce in our study region to further refine the error bars calculated in the null test. Such a strategy of DEM adjustment using precise external data would be certainly useful in glaciated areas where stable ground is effectively absent, where the density of altimetry data is higher (e.g., closer to 86° latitude for ICESat) and where the altimetry surveys are performed close-in-time to the DEMs.

[16] Geodetic mass losses upstream of the pre-collapse grounding line [*Rack and Rott*, 2004] are virtually unchanged since 2002 for the grounded NLBTG (8.8 ± 1.6 Gt a^{-1} for 2001/02–2006 and 9.0 ± 2.1 Gt a^{-1} for 2006–2010/11, Table 2). This finding is in agreement with limited changes in velocities for most glaciers between 2003 and 2008/2009 [*Rott et al.*, 2011], despite some shorter term flow variability for Crane [*Rignot*, 2006; *Scambos et al.*, 2011] and Hektoria [*Rignot*, 2006; *Rott et al.*, 2011] glaciers. The consistency of the mass loss through time between 2002 and 2010/11 is also independently supported by the regional GRACE time series [*Ivins et al.*, 2011] and by a continuous elastic uplift of the solid earth since 2002 at the Palmer GPS station, ~100 km west of NLBTG [*Thomas et al.*, 2011]. Our analyses reveal an evolving pattern of elevation changes, with a wave of glacier thinning that has broadened and migrated rapidly upstream over time.

[17] Our GM mass loss estimates for NLBTG lie between the losses inferred by the two earlier studies using the MBM,

Table 2. Basin-by-Basin Mass Changes (Gt a^{-1}) From Different Studies in the Larsen B Embayment

	Rignot et al. [2004]	*Rott et al.* [2011]	*Shuman et al.* [2011]	This Study
Method	Mass Budget	Mass Budget	Geodetic	Geodetic
Year / Epoch	2003	2008	2001/02–2006[a]	2006–2010/11
Hektoria-Green	-16.7 ± 5.0	-1.7 ± 0.6[c]	-4.2 ± 0.7	-5.6 ± 0.8
Evans		-0.3 ± 0.1	-1.7 ± 0.3	-0.8 ± 0.2[c]
Punchbowl-Jorum	-1.5 ± 0.5	-0.3 ± 0.2	-0.6 ± 0.3	-0.4 ± 0.3
Crane	-3.8 ± 1.1	-1.8 ± 0.6	-2.3 ± 0.3	-2.4 ± 0.5
MMP	-	-0.2 ± 0.1	-	0.2 ± 0.3
All Glaciers	-21.9 ± 6.6	-4.3 ± 1.6	-8.8 ± 1.6[b]	-9.0 ± 2.1

[a]Numbers slightly differ from [*Shuman et al.*, 2011] because here ice losses are assumed to entirely occur after the March 2002 break-up. Areas of grounded ice that calved are not added to the total to enable appropriate comparison to the MBM.

[b]The lower uncertainties in 2001/02–2006 (compared to 2006–2010/11) are due to a smaller area surveyed: only regions below 1000 m a.s.l. are considered. Exclusion of regions at high elevations is justified by their lack of significant elevation changes in the earlier period [*Shuman et al.*, 2011].

[c]This large decrease in mass loss after 2006 is uncertain because the lower part of Evans Glacier was poorly sampled in 2006.

suggesting that losses are overestimated by 12.9 ± 6.9 Gt a^{-1} in *Rignot et al.* [2004] and underestimated by 4.7 ± 2.6 Gt a^{-1} in *Rott et al.* [2011]. Quantifying and understanding these large discrepancies is important because these methods (MBM and GM) are employed to determine the mass balance of glaciers in the Peninsula, a region which alone contribute about one fourth of the continent-wide mass imbalance [e.g., *Rignot et al.*, 2008]. It is also crucial to provide realistic scenarios of mass losses following ice shelf collapse to test the ability of ice flow models to simulate them. We note that the GM method requires far fewer assumptions than the MBM in the Larsen B region, with well-constrained differential DEM errors (section 3). Both bed topography and surface mass balance are poorly known for the NLBTG. For Crane Glacier only, bed topography at the present grounding line can be inferred by extrapolating upstream, bathymetry data collected in 2006 [*Rott et al.*, 2011; *Zgur et al.*, 2007]. The authors of the preceding MBM-based studies had, by necessity, to assume the glaciers to be in equilibrium before the Larsen B ice shelf collapse and computed the pre-collapse ice discharge from a model estimate of net accumulation over the catchment basins. However, recent assessments of surface mass balance (net accumulation) for Antarctica [*Lenaerts et al.*, 2012], and a review of some field measurements for the region reported in *Rott et al.* [2011], as well as field evidence from ongoing monitoring by one of us (TAS) indicate that the effective net accumulation ($\sim$1900 kg m^{-2} a^{-1}) used by *Rignot et al.* [2004] was too large. A strong accumulation gradient exists across the NLBTG area, with progressively decreasing snow input east of the Antarctic Peninsula divide. Measured accumulation rates as part of an ongoing study (LARISSA: Larsen Ice Shelf System Antarctica) reach 2000 to 3000 kg m^{-2} a^{-1} at the divide [*Zagorodnov et al.*, 2012], but are <300 kg m^{-2} a^{-1} near 450 m a.s.l. on the nearby Flask and Leppard glacier outlets. Applying the basin-wide mean net accumulation value indicated by *Rott et al.* [2011], 1087 kg m a^{-1}, would adjust the mass imbalance reported by *Rignot et al.* [2004] to 57% of the value reported, or $\sim$12.2 Gt a^{-1} for the NLBTG region (if the accumulation correction ratio holds for the entire area).

[18] We partially reconcile our net imbalance estimate on Crane Glacier with the value reported by *Rott et al.* [2011] by considering the velocity variations observed over the past decade [*Scambos et al.*, 2011]. A sequence of visible and near-infrared satellite images shows more than one acceleration period, and in particular ice flow speed in late 2006 was 1.3 times the level in late 2008 (the time of the *Rott et al.* measurement). Further slowing occurred on Crane Glacier between 2008 and 2009 [*Rott et al.*, 2011; *Scambos et al.*, 2011]. Thus, our geodetic method, which integrates over a 5-year period, may be expected to show a higher value than a shorter-term assessment during a single period of slower flow speed.

[19] During the two epochs studied here, Hektoria and Green glaciers have been the major contributors to the regional mass loss (over 60% of total loss during 2006–2010/11). This is also where the largest discrepancies in the MBM estimates are observed in our study area. The data most needed to reconcile estimates of the mass loss in the Larsen B embayment are bed topography profiles from ice-penetrating radars for the Hektoria and Green glaciers.

6. Conclusion

[20] At 8.9 Gt a^{-1}, our 2002–2011 NLBTG mass loss estimate represents about one third of the overall loss observed with GRACE in the Graham Land of the Antarctic Peninsula [*Chen et al.*, 2009; *Ivins et al.*, 2011]. An implication is that rapid ice loss and surface lowering are occurring elsewhere in the northern Antarctic Peninsula as indicated by other studies [*Glasser et al.*, 2011; *Pritchard and Vaughan*, 2007; *Pritchard et al.*, 2009]. Our results suggest that differential DEM analysis would provide similar insights on the mass balance for all of Graham Land and similar glaciated regions with mostly unknown ice thickness and spatially varying surface mass balance.

[21] We have re-assessed the glaciers of the Larsen B embayment where variations in published mass balance assessments are largest (up to 300%) and suggest that poorly constrained bedrock topography and net accumulation are the reasons for this range, primarily affecting the MBM method. Our differential DEM analysis shows continuing steady net losses from the Larsen B embayment glaciers overall but with accelerating losses for the northern Hektoria/Green basin.

[22] **Acknowledgments.** We thank G. Durand, B. Kulessa and four anonymous referees for their comments on earlier versions of the paper. EB acknowledges support from CNES (TOSCA and ISIS proposals), PNTS, and ANR-09-SYSC-001. TAS acknowledges support from NSF-OPP, ANT-0732921, and NASA NNX10AR76G grants. CAS was supported by grants from the NASA Cryospheric Sciences Program. SPOT5 HRS data were provided at no cost by CNES through the SPIRIT project. ASTER data were provided at no cost by NASA/USGS through the Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS) project.

[23] The Editor thanks Bernd Kulessa and two anonymous reviewers for assisting in the evaluation of this paper.

References

Berthier, E., E. Schiefer, G. K. C. Clarke, B. Menounos, and F. Remy (2010), Contribution of Alaskan glaciers to sea-level rise derived from satellite imagery, *Nat. Geosci.*, *3*(2), 92–95, doi:10.1038/ngeo737.

Chen, J. L., C. R. Wilson, D. Blankenship, and B. D. Tapley (2009), Accelerated Antarctic ice loss from satellite gravity measurements, *Nat. Geosci.*, *2*(12), 859–862, doi:10.1038/ngeo694.

De Angelis, H., and P. Skvarca (2003), Glacier surge after ice shelf collapse, *Science*, *299*(5612), 1560–1562, doi:10.1126/science.1077987.

Fujisada, H., G. B. Bailey, G. G. Kelly, S. Hara, and M. J. Abrams (2005), ASTER DEM performance, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, *43*(12), 2707–2714, doi:10.1109/TGRS.2005.847924.

Glasser, N. F., T. A. Scambos, J. Bohlander, M. Truffer, E. Pettit, and B. J. Davies (2011), From ice-shelf tributary to tidewater glacier: Continued rapid recession, acceleration and thinning of Rohss Glacier following the 1995 collapse of the Prince Gustav Ice Shelf, Antarctic Peninsula, *J. Glaciol.*, *57*(203), 397–406, doi:10.3189/002214311796905578.

Howat, I. M., B. E. Smith, I. Joughin, and T. A. Scambos (2008), Rates of southeast Greenland ice volume loss from combined ICESat and ASTER observations, *Geophys. Res. Lett.*, *35*, L17505, doi:10.1029/2008GL034496.

Ivins, E. R., M. M. Watkins, D.-N. Yuan, R. Dietrich, G. Casassa, and A. Rülke (2011), On-land ice loss and glacial isostatic adjustment at the Drake Passage: 2003–2009, *J. Geophys. Res.*, *116*, B02403, doi:10.1029/2010JB007607.

Korona, J., E. Berthier, M. Bernard, F. Remy, and E. Thouvenot (2009), SPIRIT. SPOT 5 stereoscopic survey of Polar Ice: Reference images and topographies during the fourth International Polar Year (2007–2009), *ISPRS J Photogramm*, *64*, 204–212, doi:10.1016/j.isprsjprs.2008.10.005.

Lenaerts, J. T. M., M. R. van den Broeke, W. J. van de Berg, E. van Meijgaard, and P. K. Munneke (2012), A new, high-resolution surface mass balance map of Antarctica (1979–2010) based on regional atmospheric climate modeling, *Geophys. Res. Lett.*, *39*, L04501, doi:10.1029/2011GL050713.

Nuth, C., and A. Kääb (2011), Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change, *Cryosphere*, *5*(1), 271–290, doi:10.5194/tc-5-271-2011.

Nuth, C., J. Kohler, H. F. Aas, O. Brandt, and J. O. Hagen (2007), Glacier geometry and elevation changes on Svalbard (1936–90): A baseline dataset, *Ann. Glaciol.*, *46*, 106–116, doi:10.3189/172756407782871440.

Pritchard, H. D., and D. G. Vaughan (2007), Widespread acceleration of tidewater glaciers on the Antarctic Peninsula, *J. Geophys. Res.*, *112*, F03S29, doi:10.1029/2006JF000597.

Pritchard, H. D., R. J. Arthern, D. G. Vaughan, and L. A. Edwards (2009), Extensive dynamic thinning on the margins of the Greenland and Antarctic ice sheets, *Nature*, *461*(7266), 971–975, doi:10.1038/nature08471.

Rack, W., and H. Rott (2004), Pattern of retreat and disintegration of the Larsen B ice shelf, Antarctic Peninsula, *Ann. Glaciol.*, *39*, 505–510, doi:10.3189/172756404781814005.

Rignot, E. (2006), Changes in ice dynamics and mass balance of the Antarctic ice sheet, *Philos. Trans. R. Soc. A*, *364*, 1637–1655, doi:10.1098/rsta.2006.1793.

Rignot, E., G. Casassa, P. Gogineni, W. Krabill, A. Rivera, and R. Thomas (2004), Accelerated ice discharge from the Antarctic Peninsula following the collapse of Larsen B ice shelf, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L18401, doi:10.1029/2004GL020697.

Rignot, E., J. L. Bamber, M. R. Van Den Broeke, C. Davis, Y. H. Li, W. J. Van De Berg, and E. Van Meijgaard (2008), Recent Antarctic ice mass loss from radar interferometry and regional climate modelling, *Nat. Geosci.*, *1*(2), 106–110, doi:10.1038/ngeo102.

Rott, H., W. Rack, P. Skvarca, and H. De Angelis (2002), Northern Larsen Ice Shelf, Antarctica: Further retreat after collapse, *Ann. Glaciol.*, *34*, 277–282, doi:10.3189/172756402781817716.

Rott, H., F. Müller, T. Nagler, and D. Floricioiu (2011), The imbalance of glaciers after disintegration of Larsen B ice shelf, Antarctic Peninsula, *Cryosphere*, *5*(1), 125–134, doi:10.5194/tc-5-125-2011.

Scambos, T. A., J. A. Bohlander, C. A. Shuman, and P. Skvarca (2004), Glacier acceleration and thinning after ice shelf collapse in the Larsen B embayment, Antarctica, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L18402, doi:10.1029/2004GL020670.

Scambos, T. A., E. Berthier, and C. A. Shuman (2011), The triggering of sub-glacial lake drainage during the rapid glacier drawdown: Crane Glacier, Antarctic Peninsula, *Ann. Glaciol.*, *52*(59), 74–82, doi:10.3189/172756411799096204.

Shuman, C. A., E. Berthier, and T. A. Scambos (2011), 2001–2009 elevation and mass losses in the Larsen A and B embayments, Antarctic Peninsula, *J. Glaciol.*, *57*(204), 737–754, doi:10.3189/002214311797409811.

Thomas, I. D., et al. (2011), Widespread low rates of Antarctic glacial isostatic adjustment revealed by GPS observations, *Geophys. Res. Lett.*, *38*, L22302, doi:10.1029/2011GL049277.

Zagorodnov, V., O. Nagornov, T. A. Scambos, A. Muto, E. Mosley-Thompson, E. C. Pettit, and S. Tyuflin (2012), Borehole temperatures reveal details of 20th century warming at Bruce Plateau, Antarctic Peninsula, *Cryosphere*, *6*(3), 675–686.

Zgur, F., M. Rebesco, E. W. Domack, A. Leventer, S. Brachfeld, and V. Willmott (2007), Geophysical survey of the thick, expanded sedimentary fill of the new-born Crane fjord (former Larsen B Ice Shelf, Antarctica), *U.S. Geol. Surv. Open File Rep.*, *2007-1047*.

LETTER

doi:10.1038/nature11324

Contrasting patterns of early twenty-first-century glacier mass change in the Himalayas

Andreas Kääb[1], Etienne Berthier[2], Christopher Nuth[1], Julie Gardelle[3] & Yves Arnaud[4]

Glaciers are among the best indicators of terrestrial climate variability, contribute importantly to water resources in many mountainous regions[1,2] and are a major contributor to global sea level rise[3,4]. In the Hindu Kush–Karakoram–Himalaya region (HKKH), a paucity of appropriate glacier data has prevented a comprehensive assessment of current regional mass balance[5]. There is, however, indirect evidence of a complex pattern of glacial responses[5–8] in reaction to heterogeneous climate change signals[9]. Here we use satellite laser altimetry and a global elevation model to show widespread glacier wastage in the eastern, central and south-western parts of the HKKH during 2003–08. Maximal regional thinning rates were 0.66 ± 0.09 metres per year in the Jammu–Kashmir region. Conversely, in the Karakoram, glaciers thinned only slightly by a few centimetres per year. Contrary to expectations, regionally averaged thinning rates under debris-mantled ice were similar to those of clean ice despite insulation by debris covers. The 2003–08 specific mass balance for our entire HKKH study region was $-0.21 \pm 0.05\ \mathrm{m\ yr^{-1}}$ water equivalent, significantly less negative than the estimated global average for glaciers and ice caps[4,10]. This difference is mainly an effect of the balanced glacier mass budget in the Karakoram. The HKKH sea level contribution amounts to one per cent of the present-day sea level rise[11]. Our 2003–08 mass budget of -12.8 ± 3.5 gigatonnes (Gt) per year is more negative than recent satellite-gravimetry-based estimates of $-5 \pm 3\ \mathrm{Gt\ yr^{-1}}$ over 2003–10 (ref. 12). For the mountain catchments of the Indus and Ganges basins[13], the glacier imbalance contributed about 3.5% and about 2.0%, respectively, to the annual average river discharge[13], and up to 10% for the Upper Indus basin[14].

The HKKH is an ensemble of mountain ranges stretching east to west over 2,000 km, containing around 60,000 $\mathrm{km^2}$ of glaciers, glacierets and perennial surface ice in varying climatic regimes. In the east, glaciers receive most accumulation during summer from the Indian monsoon, whereas in the west they accumulate snow mostly in winter through westerly atmospheric circulations[9,13,15]. In addition, a strong northward decrease in precipitation is caused by the extreme topography. Therefore, variability in observed glacier changes within the region is large[5–8,16–19], and quantifying the current glacier mass change and its impacts on sea-level rise, water resources and natural hazards is hampered by a lack of sufficiently distributed and accurate data. The annual glacier mass balances of a few small and mainly debris-free glaciers[18,20] are unlikely to be representative of the entire region.

In this study, we provide glacier thickness changes and estimated mass changes over the HKKH, specifically the Indus and Ganges river basins and their surroundings (Fig. 1). This is achieved by combining two elevation data sets, the sparse laser measurements from the Ice, Cloud and land Elevation Satellite (ICESat) over 2003–09 and the Digital Elevation Model (DEM) from the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) of February 2000. Standard ICESat analysis[21] is not applicable in the HKKH owing to large cross-track separation and topographic roughness between repeat tracks. Unknown and spatially variable penetration of the SRTM 5.6-cm radar waves (C-band) into snow and ice[22,23] also complicates the direct extraction of glacier thickness changes from the differences between the SRTM and ICESat elevations.

However, the SRTM DEM ensures that the repeat ICESat analysis samples consistent slopes and similar hypsometry over time so that temporal trends in elevation difference can be estimated through the entire ICESat acquisition series (Figs 1 and 2). The SRTM DEM is subtracted from all ICESat footprint elevations. The digital numbers of multispectral Landsat images of around the year 2000, selected with minimum snow cover, are extracted for each footprint for initial classification into five categories (glacier clean ice, glacier debris cover, glacier firn and snow, open water and off-glacier) and then manually edited. The last ICESat campaign (2F) before sensor failure, and the June campaigns (2C, 3C, 3F) are excluded (Methods, Supplementary Information).

On glaciers, elevation difference trends derived over $2^\circ \times 2^\circ$-sized geographic cells depict pronounced regional variations (Fig. 1) and suggest, together with climatological and glaciological patterns, five major sub-regions for further analysis: the Hindu-Kush south of the Wakhan Corridor (HK), the Karakoram (KK), Jammu–Kashmir (JK), Himachal Pradesh, Uttarakhand and West Nepal (HP), and East Nepal and Bhutan (NB). On the basis of the autumn ICESat data only (2003–08), HKKH glaciers thinned on average, $-0.26 \pm 0.06\ \mathrm{m\ yr^{-1}}$, and in all subregions with significant spatial differences (Figs 1 and 2; Table 1). (Error levels correspond to one standard error; Supplementary Information). Thickening is found only in the northern and eastern parts of KK (northeast of the Indus basin: $+0.14 \pm 0.06\ \mathrm{m\ yr^{-1}}$). Disregarding ice/firn/snow footprints that cannot clearly be assigned to a glacier has no significant effect on the trends in HK, KK and JK but leads to 25% and 50% more-negative trends in HP and NB, respectively (Supplementary Information).

Comparing the autumn glacier trends, which represent annual glacier mass balances, to trends from winter ICESat data (Supplementary Information) suggests an increasing mass turnover in KK and JK. The similarity between autumn and winter trends in HP and NB is consistent with glaciers in the east being of the summer-accumulation type[15]. For off-glacier terrain, secular trends are statistically indistinguishable from zero (Table 1). Off-glacier seasonal cycles are minimal (largest for HK) yet roughly congruent with glacier seasonality (Fig. 2).

C-band SRTM elevations are influenced by the varying penetration of the radar wave into ice, firn and snow[22,23]. Consequently, extrapolation of ICESat-derived glacier elevation trends (Fig. 2) back to the SRTM acquisition date of February 2000 reveals first-order C-band penetration estimates of several metres, largest for firn/snow and smallest for debris-covered ice, and largest for KK and smallest for HP and NB (Supplementary Table 2).

For the entire HKKH, our elevation trends on clean and debris-covered ice show no significant difference (Table 1). To avoid bias related to differences in the geographic and topographic distributions between clean and debris-covered ice, this comparison is based upon

[1]Department of Geosciences, University of Oslo, PO Box 1047, Blindern, 0316 Oslo, Norway. [2]CNRS, Université de Toulouse, LEGOS, 14 avenue Ed. Belin, Toulouse 31400, France. [3]CNRS- Université Grenoble 1, LGGE, 54 rue Molière, BP 96, 38402 Saint Martin d'Hères Cedex, France. [4]IRD- Université Grenoble 1, LTHE/LGGE, 54 rue Molière, BP 96, 38402 Saint Martin d'Hères Cedex, France.

©2012 Macmillan Publishers Limited. All rights reserved

RESEARCH LETTER

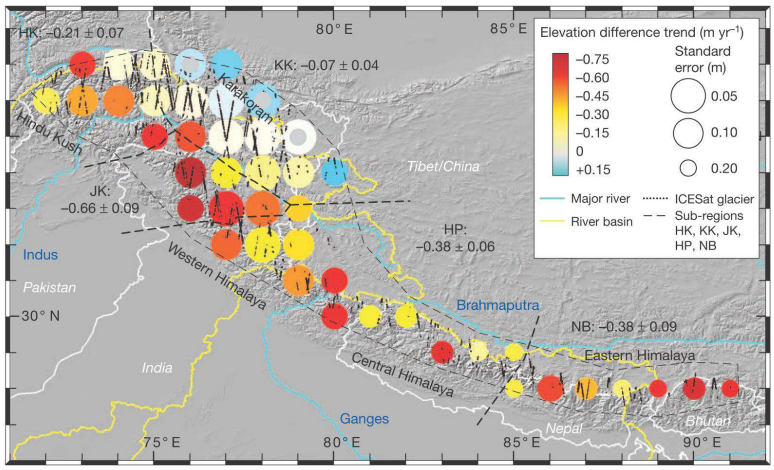


Figure 1 | Study region and trends of elevation differences between ICESat and SRTM over 2003–08. Data are shown on a 1° grid with overlapping rectangular geographic averaging cells of 2° × 2°. Trends are based on autumn ICESat acquisitions. The mean trends for each subregion are given in metres per year. Only ICESat footprints over glaciers are indicated (the glacier mark is shown in Supplementary Fig. 1). Trends for all cells (coloured data circles) are statistically significant except for three cells in the Karakoram that are indicated with grey centres. Errors are one standard error (1 s.e.).

pairs of footprints sharing similar location, elevation, slope and aspect. For KK, JK, HP and NB, thinning on debris-covered ice is not statistically different from, and for HK exceeds, thinning on clean ice[17,19,24] despite the widely assumed insulating effect of debris[25]. In KK, though, the sparse ICESat tracks might not sample the high variability of elevation changes, in particular of the glacier tongues[19], in a regionally representative way. Glacier elevation changes at a specific location are the combined effect of surface mass balance and ice flux budget. Given that our pairs of neighbouring footprints (the mean distance between them is approximately 1 km) typically occur on the same glacier, differences in ice flux budget within a pair are expected to be small. Thus, we assume that the comparison between clean and debris-covered ice elevation trends at least partly reflects differences in ablation rates of the two. The similar thinning rates between both glacier cover types are presumably caused by thermokarst processes on debris-covered tongues that are dynamically inactive[6,17,26,27]. Our findings suggest that the well-proved insulating effect of debris layers with thicknesses exceeding a few centimetres[28] acts on local scales of intact covers, but not in general on the spatial scale of entire glacier tongues. The substantial ice thickness loss over debris-covered ice allows continued, and possibly enhanced, evolution of supraglacial and moraine lakes, and associated outburst hazards[7,29].

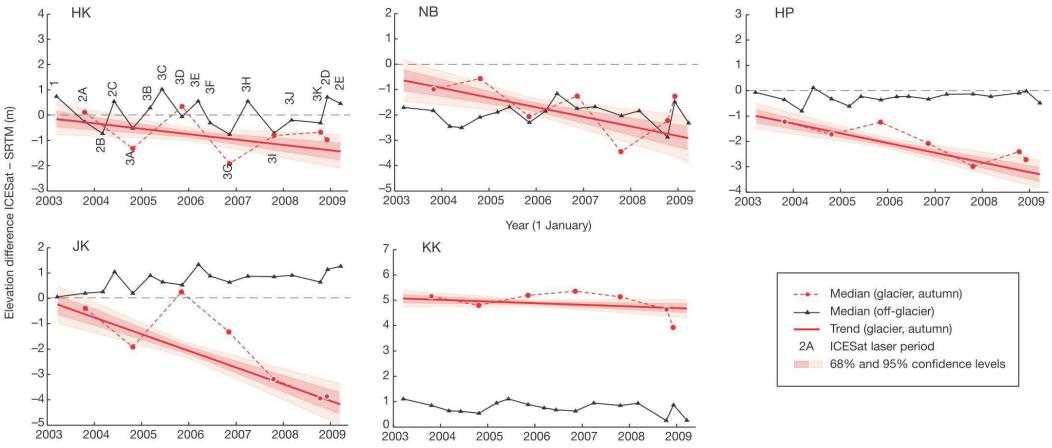


Figure 2 | Median elevation differences between ICESat and SRTM for ICESat laser periods and glacier elevation difference trends. Data are given for the five sub-regions defined in Fig. 1. For off-glacier terrain (black triangles and curves) all medians are shown; for glaciers only autumn laser altimetry periods (red dots and dashed curves; compare Supplementary Fig. 2) are shown. Autumn trends (red bold lines) are fitted through all individual elevation differences using a robust fitting method, not through the laser altimetry period median elevation differences, creating small offsets between the trends shown and a virtual regression through the laser period medians. The 68% and 95% confidence levels (shaded medium red and light red) represent solely the statistical error of the trend fitting.

©2012 Macmillan Publishers Limited. All rights reserved

Table 1 | Glacier elevation difference trends and mass balances 2003–09

	Hindu Kush (HK)	Karakoram (KK)	Jammu Kashmir (JK)	Himachal Pradesh, Uttarakhand and West Nepal (HP)	East Nepal and Bhutan (NB)	Sum (first 3 rows) or area-weighted mean (HKKH)
Glacier area (km^2)	9,350	21,750	4,900	14,550	9,550	60,100
Number of ICESat glacier footprints (Oct–Nov)	6,300	18,050	4,200	9,850	5,650	44,050
Number of ICESat glacier footprints (Feb–Mar)	4,600	12,050	2,750	6,800	5,050	31,250
Clean ice/debris-covered ice/AAR around year 2000 (as percentage of glacier area)	54 / 16 / 30	44 / 9 / 47	57 / 14 / 29	51 / 14 / 35	38 / 15 / 47	47 / 13 / 40
Elevation difference trends ($m\,yr^{-1} \pm 1$ s.e.)						
Off-glacier	$+0.01 \pm 0.05$	-0.02 ± 0.02	$+0.02 \pm 0.05$	$+0.01 \pm 0.02$	-0.02 ± 0.04	0.0 ± 0.03
Glaciers (Oct–Nov 2003–08)	-0.21 ± 0.07	-0.07 ± 0.04	-0.66 ± 0.09	-0.38 ± 0.06	-0.38 ± 0.09	-0.26 ± 0.06
Glaciers (Feb–Mar 2003–09)	-0.48 ± 0.07	$+0.41 \pm 0.04$	-0.26 ± 0.09	-0.38 ± 0.06	-0.38 ± 0.09	-0.10 ± 0.06
Clean ice	-0.21 ± 0.32	-0.54 ± 0.25	-1.28 ± 0.54	-1.20 ± 0.33	-2.30 ± 0.53	-0.78 ± 0.16
Debris-covered ice	-1.54 ± 0.31	-0.04 ± 0.26	-1.05 ± 0.44	-1.02 ± 0.29	-1.53 ± 0.43	-0.76 ± 0.16
Mass balance						
Density scenario a ($m\,yr^{-1}$ WE ± 1 s.e.)	-0.19 ± 0.06	-0.06 ± 0.04	-0.59 ± 0.08	-0.34 ± 0.05	-0.34 ± 0.08	-0.23 ± 0.05
Density scenario a ($Gt\,yr^{-1} \pm 1$ s.e.)	-1.8 ± 0.6	-1.3 ± 0.9	-2.9 ± 0.5	-5.0 ± 0.9	-3.3 ± 0.9	-14.3 ± 3.5
Density scenario b ($m\,yr^{-1}$ WE ± 1 s.e.)	-0.20 ± 0.05	0.0 ± 0.03	-0.51 ± 0.06	-0.30 ± 0.04	-0.26 ± 0.07	-0.19 ± 0.04
Density scenario b ($Gt\,yr^{-1} \pm 1$ s.e.)	-1.8 ± 0.5	0.0 ± 0.8	-2.5 ± 0.4	-4.4 ± 0.8	-2.5 ± 0.7	-11.2 ± 3.1
Density scenario ab ($m\,yr^{-1}$ WE ± 1 s.e.)	-0.20 ± 0.06	-0.03 ± 0.04	-0.55 ± 0.08	-0.32 ± 0.06	-0.30 ± 0.09	-0.21 ± 0.05
Density scenario ab ($Gt\,yr^{-1} \pm 1$ s.e.)	-1.8 ± 0.6	-0.6 ± 0.9	-2.7 ± 0.5	-4.7 ± 1.0	-2.9 ± 0.9	-12.8 ± 3.5
Density scenario ab ($mm\,yr^{-1}$ SLE ± 1 s.e.)	-0.005 ± 0.002	-0.001 ± 0.002	-0.008 ± 0.001	-0.013 ± 0.003	-0.008 ± 0.003	-0.035 ± 0.009

All analyses refer to the perennial surface ice features such as glaciers, glacierets and perennial ice patches. Footprints over SRTM voids and from laser period 2F are discarded. Errors given (one standard error, s.e.) are the root of sum of squares (RSS) of the standard error of fits, the off-glacier trend, and a simulated effect of elevation variations within a season. Elevation difference trends for clean and debris-covered ice were computed for pairs of neighbouring footprints on clean and debris-covered ice. The density assumption scenarios are: a, 900 $kg\,m^{-3}$; b, 900 $kg\,m^{-3}$ for ice and 600 $kg\,m^{-3}$ for firn and snow footprints; ab is the mean of scenarios a and b. The error of scenario ab is a combined error (RSS) including the trend error and the standard deviation of the mean of scenarios a and b. For the total mass changes ($Gt\,yr^{-1}$) and sea level equivalent (SLE), the errors also include (RSS) a 10% uncertainty for the glacier areas. AAR, accumulation area ratio (here the ratio between snow and firn areas to total glacier area); WE, water equivalent.

Scaling up of ICESat footprint classes indicates a total perennial surface ice area of around 60,000 km^2 (Table 1, Supplementary Information). Using a glacier mask based on a ratio between visible and short-wave infrared Landsat bands and glacier inventories available for the HKKH, the SRTM glacier hypsometry verifies the spatial and hypsometric representativeness of the ICESat footprint classification and distribution for all HKKH glaciers (Supplementary Fig. 3), so elevation difference trends can be applied to the total ice-covered area. A first density scenario (a) assumes all glacier thickness changes are loss and gain of ice (900 $kg\,m^{-3}$), a second density scenario (b) assumes 900 $kg\,m^{-3}$ for thickness changes over ice and 600 $kg\,m^{-3}$ for changes over firn and snow (Table 1, Supplementary Information). Our final mass budget estimate is the average of the two scenarios (ab), resulting in a mass change of -12.8 ± 3.5 gigatonnes per year ($Gt\,yr^{-1}$) and a sea level rise contribution of 0.035 ± 0.009 $mm\,yr^{-1}$ for HKKH glaciers, which is 3% to 4% of the total contribution from global glaciers and ice caps[3,4].

The specific mass balances measured on HKKH glaciers over 2003–08 are less negative than various estimates of the global average for glaciers and ice caps outside Greenland and Antarctica of around -0.75 $m\,yr^{-1}$ water equivalent (WE)[4,10] based on in-situ mass-balance measurements. Our 2003–08 HKKH mass budget of -12.8 ± 3.5 $Gt\,yr^{-1}$ is, however, considerably more negative than a recent estimate of -5 ± 3 $Gt\,yr^{-1}$ based on satellite gravimetry (GRACE) over 2003–10 (ref. 12; their original uncertainty at 2-σ level was converted to 1-σ level; see Supplementary Information for full multi-study comparisons).

The annual average 2003–08 glacier imbalances for the Indus (about 1,150,000 km^2) and Ganges (~1,030,000 km^2) basins amount to approximately 300 ± 53 $m^3\,s^{-1}$ discharge equivalent (mass imbalance units of $Gt\,yr^{-1}$ converted to $m^3\,s^{-1}$) for the Indus basin and approximately 185 ± 45 $m^3\,s^{-1}$ for the Ganges basin, respectively, neglecting any processes other than direct river runoff. The actual contribution of glacier imbalance to total discharge depends on the distance from glaciers and the seasonality of the glacier imbalance[1], which is, however, not directly accessible from our ICESat measurements. As an annual average for the combined outlets of the mountain catchments within the Indus and Ganges river basins defined by ref. 13 (the Indus about 320,000 km^2, and the Ganges about 182,000 km^2; Supplementary Fig. 1) and neglecting any water loss due to evaporation or groundwater storage, our glacier imbalances amount to about 3.5% and about 2.0% of the total modelled discharges[13] for the Indus and Ganges mountain catchments, respectively. For the outlet of the Upper Indus basin (~200,000 km^2, Supplementary Fig. 1) at the Tarbela dam[14] the annual average glacier imbalance, about 231 ± 46 $m^3\,s^{-1}$, amounts to about 10% of the modelled and measured annual river discharge[14], and explains most of the approximately 300 $m^3\,s^{-1}$ discrepancy between total annual precipitation (311 $mm\,yr^{-1}$ or around 1,980 $m^3\,s^{-1}$) and observed annual stream flow (around 2,290 $m^3\,s^{-1}$) (ref. 14). The increase of precipitation with altitude (unaccounted for in the mean basin precipitation estimate[14]) may also have contributed to this discrepancy[30].

The glacier thickness changes presented here underpin the first spatially resolved mass budget over the entire HKKH, and in turn the first quantitative observational assessment of the contribution of glacier imbalance to river runoff, to our knowledge. That debris-covered ice thins at a rate similar to that of exposed ice shows that the role of debris mantles in glacier mass balance must be reassessed. In particular, in regions of highly discontinuous glacier coverage, we suggest that satellite gravimetry will be very useful to better detect large-scale sub-surface mass changes such as from hydrology or tectonics, or to better quantify errors in the corrections of these, respectively, by relying on glacier mass changes from studies such as ours. Our results will thus enable improved estimates of groundwater depletion in northern India[31], which has thus far been difficult to discriminate from glacier loss in satellite gravity observations[12].

METHODS SUMMARY

Cloud-free 30-m resolution Landsat Thematic Mapper (TM) and Enhanced Thematic Mapper (ETM) scenes from around the year 2000 with minimal snow cover were obtained from the United States Geological Survey as a topographically corrected version (L1T; http://glovis.usgs.gov; Supplementary Table 1). A band ratio denotes snow/firn/clean ice areas (Supplementary Data). All ICESat footprint elevations during 2003–09 (about 70 m footprint diameter and 170 m along-track spacing), obtained from the National Snow and Ice Data Center (http://nsidc.org/data/icesat/index.html; release 531), within a 10-km buffer around the snow/firn/clean-ice mask are compared to the ~90-m gridded SRTM DEM for February 2000 (void-filled version 4 from the Consultative Group on International Agricultural Research; http://srtm.csi.cgiar.org/) through bilinear interpolation of the estimated footprint centre. ICESat points within the SRTM void mask are disregarded. SRTM geoid elevations are converted from the Earth Gravity Model (EGM) 1996 to EGM2008, which is used for ICESat release 531. The

©2012 Macmillan Publishers Limited. All rights reserved

RESEARCH LETTER

SRTM DEM is co-registered with the 17 ICESat campaigns. Landsat band ratios for snow/firn/clean ice and snow/firn were computed at ICESat footprint locations. Footprints over debris-covered glacier sections are initially labelled using glacier outlines, where available (http://glims.colorado.edu/glacierdata/, http://glims.org/RGI/randolph.html). The footprint classifications were superimposed over the Landsat mosaic and edited manually to clean ice, snow/firn, debris-covered ice and off-glacier classes, and to introduce an additional water class (Supplementary Data). Elevation trends were derived using a robust linear regression through all ICESat-SRTM elevation differences. Various tests (Supplementary Information) showed that these trends are not very sensitive to the type of ICESat waveform fitting, the spatial elevation sampling and the timing of ICESat acquisitions. Interestingly, an even lower spatial sampling than the ICESat acquisition programme would produce significant results. Histogram adjustments were required to compare off- and on-glacier trends due to significant biases from saturation of ICESat waveforms on steep slopes, mainly off-glacier. Glacier thickness changes were converted to mass changes using two density scenarios. More details about the data and methods can be found in the Supplementary Information.

Received 13 April; accepted 12 June 2012.

1. Kaser, G., Grosshauser, M. & Marzeion, B. Contribution potential of glaciers to water availability in different climate regimes. *Proc. Natl Acad. Sci. USA* **107,** 20223–20227 (2010).
2. Immerzeel, W. W., van Beek, L. P. H. & Bierkens, M. F. P. Climate change will affect the Asian water towers. *Science* **328,** 1382–1385 (2010).
3. Church, J. A. *et al.* Revisiting the Earth's sea-level and energy budgets from 1961 to 2008. *Geophys. Res. Lett.* **38,** L18601 (2011).
4. Cogley, J. G. Geodetic and direct mass-balance measurements: comparison and joint analysis. *Ann. Glaciol.* **50,** 96–100 (2009).
5. Bolch, T. *et al.* The state and fate of Himalayan glaciers. *Science* **336,** 310–314 (2012).
6. Scherler, D., Bookhagen, B. & Strecker, M. R. Spatially variable response of Himalayan glaciers to climate change affected by debris cover. *Nature Geosci.* **4,** 156–159 (2011).
7. Gardelle, J., Arnaud, Y. & Berthier, E. Contrasted evolution of glacial lakes along the Hindu Kush Himalaya mountain range between 1990 and 2009. *Global Planet. Change* **75,** 47–55 (2011).
8. Hewitt, K. Glacier change, concentration, and elevation effects in the Karakoram Himalaya, Upper Indus Basin. *Mount. Res. Dev.* **31,** 188–200 (2011).
9. Fowler, H. J. & Archer, D. R. Conflicting signals of climatic change in the Upper Indus basin. *J. Clim.* **19,** 4276–4293 (2006).
10. *World Glacier Monitoring Service.* http://www.wgms.ch (2012).
11. Cazenave, A. *et al.* Sea level budget over 2003–2008: a reevaluation from GRACE space gravimetry, satellite altimetry and Argo. *Global Planet. Change* **65,** 83–88 (2009).
12. Jacob, T., Wahr, J., Pfeffer, W. T. & Swenson, S. Recent contributions of glaciers and ice caps to sea level rise. *Nature* **482,** 514–518 (2012).
13. Bookhagen, B. & Burbank, D. W. Toward a complete Himalayan hydrological budget: spatiotemporal distribution of snowmelt and rainfall and their impact on river discharge. *J. Geophys. Res.* **115,** F03019 (2010).
14. Immerzeel, W. W., Droogers, P., de Jong, S. M. & Bierkens, M. F. P. Large-scale monitoring of snow cover and runoff simulation in Himalayan river basins using remote sensing. *Remote Sens. Environ.* **113,** 40–49 (2009).
15. Fujita, K. Effect of precipitation seasonality on climatic sensitivity of glacier mass balance. *Earth Planet. Sci. Lett.* **276,** 14–19 (2008).
16. Berthier, E. *et al.* Remote sensing estimates of glacier mass balances in the Himachal Pradesh (Western Himalaya, India). *Remote Sens. Environ.* **108,** 327–338 (2007).
17. Bolch, T., Pieczonka, T. & Benn, D. Multi-decadal mass loss of glaciers in the Everest area (Nepal Himalaya) derived from stereo imagery. *Cryosphere* **5,** 349–358 (2011).
18. Fujita, K. & Nuimura, T. Spatially heterogeneous wastage of Himalayan glaciers. *Proc. Natl Acad. Sci. USA* **108,** 14011–14014 (2011).
19. Gardelle, J., Berthier, E. & Arnaud, Y. Slight mass gain of Karakoram glaciers in the early 21st century. *Nature Geosci.* **5,** 322–325 (2012).
20. Azam, M. F. *et al.* From balance to imbalance: a shift in the dynamic behaviour of Chhota Shigri Glacier (Western Himalaya, India). *J. Glaciol.* **58,** 315–324 (2012).
21. Moholdt, G., Nuth, C., Hagen, J. O. & Kohler, J. Recent elevation changes of Svalbard glaciers derived from ICESat laser altimetry. *Remote Sens. Environ.* **114,** 2756–2767 (2010).
22. Rignot, E., Echelmeyer, K. & Krabill, W. Penetration depth of interferometric synthetic-aperture radar signals in snow and ice. *Geophys. Res. Lett.* **28,** 3501–3504 (2001).
23. Gardelle, J., Berthier, E. & Arnaud, Y. Impact of resolution and radar penetration on glacier elevation changes computed from multi-temporal DEMs. *J. Glaciol.* **58,** 419–422 (2012).
24. Nuimura, T., Fujita, K., Yamaguchi, S. & Sharma, R. Elevation changes of glaciers revealed by multitemporal digital elevation models calibrated by GPS survey in the Khumbu region, Nepal Himalaya, 1992–2008. *J. Glaciol.* **58,** 648–656 (2012).
25. Reid, T. D. & Brock, B. W. An energy-balance model for debris-covered glaciers including heat conduction through the debris layer. *J. Glaciol.* **56,** 903–916 (2010).
26. Kääb, A. Combination of SRTM3 and repeat ASTER data for deriving alpine glacier flow velocities in the Bhutan Himalaya. *Remote Sens. Environ.* **94,** 463–474 (2005).
27. Sakai, A., Takeuchi, N., Fujita, K. & Nakawo, M. in *Debris-covered Glaciers* (eds Nakawo, M., Raymond, C. F. & Fountain, A.) Vol. 264 119–130 (IAHS, 2000).
28. Mattson, L., Gardner, J. & Young, G. in *Snow and Glacier Hydrology* (ed. Young, G. H.) Vol. 218 289–296 (IAHS, 1993).
29. Quincey, D. J. *et al.* Early recognition of glacial lake hazards in the Himalaya using remote sensing datasets. *Global Planet. Change* **56,** 137–152 (2007).
30. Immerzeel, W. W., Pellicciotti, F. & Shrestha, A. B. Glaciers as a proxy to quantify the spatial distribution of precipitation in the Hunza basin. *Mount. Res. Dev.* **32,** 30–38 (2012).
31. Rodell, M., Velicogna, I. & Famiglietti, J. S. Satellite-based estimates of groundwater depletion in India. *Nature* **460,** 999–1002 (2009).

Supplementary Information is linked to the online version of the paper at www.nature.com/nature.

Acknowledgements: We thank G. Cogley and A. Gardner for their exceptionally thorough and constructive comments. This study was supported by the European Space Agency (ESA) through the projects GlobGlacier (21088/07/I-EC) and Glaciers_cci (4000101778/10/I-AM). The study is further a contribution to the Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS) initiative and the International Centre for Geohazards (ICG). NASA's ICESat GLAS data were obtained from NSIDC, Landsat data are courtesy of NASA and USGS, and the SRTM elevation model version is courtesy of NASA JPL and was further processed by CGIAR. A number of glacier outlines were provided by GLIMS. E.B. and Y.A. acknowledge support from the Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) through the TOSCA and ISIS programmes, from the French National Research Agency through ANR-09-CEP-005-01/PAPRIKA, and from the PNTS. J.G. was funded through CNES/CNRS.

Author Contributions: A.K. designed the study, processed and analysed the data, created the figures, and wrote the paper. All other co-authors wrote and edited the paper and assisted in interpretations. J.G., E.B. and Y.A. provided additional data, and C.N. assisted in data processing.

Author Information Reprints and permissions information is available at www.nature.com/reprints. The authors declare no competing financial interests. Readers are welcome to comment on the online version of this article at www.nature.com/nature. Correspondence and requests for materials should be addressed to A.K. (kaeaeb@geo.uio.no).

©2012 Macmillan Publishers Limited. All rights reserved

JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 114, F03005, doi:10.1029/2008JF001192, 2009

Click Here for Full Article

Ice wastage on the Kerguelen Islands (49°S, 69°E) between 1963 and 2006

Etienne Berthier,[1] Raymond Le Bris,[2] Laure Mabileau,[1] Laurent Testut,[3] and Frédérique Rémy[1]

Received 6 November 2008; revised 2 April 2009; accepted 7 May 2009; published 23 July 2009.

[1] We observed the wastage of ice masses on the Kerguelen Islands (Indian Ocean, 49°S, 69°E) using historical information and recent satellite data. Overall, the total ice-covered area on the islands declined from 703 to 552 km^2 between 1963 and 2001, a reduction of 21%. The area of Cook ice cap (the main ice body) decreased asymmetrically from 501 to 403 km^2. West flowing glaciers lost 11% of their area, while east flowing glaciers lost 28%. After 1991, the retreat rate accelerated from 1.9 km^2/a (1963–1991) to 3.8 km^2/a (1991–2003). Between 1963 and 2000, the ice volume loss was 25–30 km^3, equivalent to an area-average ice-thinning rate of 1.4–1.7 m/a. The glacial retreat took place in the climatic context of a relatively low level of precipitation (compared to the 1950s) and a ~1°C warming that occurred between 1964 and 1982. The acceleration of the ice losses since at least the 1990s indicates that the state of the ice bodies on the Kerguelen Islands is still far from balanced. Together with other studies in Patagonia, South Georgia, and Heard Island, our analysis is consistent with a pattern of strong and accelerated wastage of ice masses influenced by the Southern Ocean.

Citation: Berthier, E., R. Le Bris, L. Mabileau, L. Testut, and F. Rémy (2009), Ice wastage on the Kerguelen Islands (49°S, 69°E) between 1963 and 2006, *J. Geophys. Res.*, *114*, F03005, doi:10.1029/2008JF001192.

1. Introduction

[2] The Kerguelen Islands (49°S, 69°E) are a group (7215 km^2) of isolated islands in the southern Indian Ocean that were 10% ice covered in 1963. The French Terres Australes et Antarctiques Françaises organized several scientific missions to the islands between 1961 and 1966, nearly 2 centuries after their discovery by Y. de Kerguelen in 1772. Approximately 5000 aerial photographs were taken of the three main glacierized areas: Cook ice cap, Rallier du Baty Peninsula, and Mount Ross (highest peak at 1850 m above sea level (asl), Figure 1). One outcome was a comprehensive map of the islands published by *Institut Géographique National* (IGN) [1967] (hereinafter referred to as the IGN map) [see also *Durand de Corbiac*, 1970].

[3] These early measurements were followed by several glaciological field campaigns in the early 1970s. Ampère glacier, a southern outlet that drained one fifth of Cook ice cap, was the main target of these surveys. A map of the subglacial topography was made [*Vallon*, 1977b], and some measurements of the mass and energy balance and the surface elevation changes were performed [*Poggi*, 1977; *Vallon*, 1977a]. Aerial photographs taken in February 1974 were used to derive a detailed topographic map covering most of the ablation area of the Ampère and neighboring Diosaz glaciers. *Vallon* [1977a] observed that in the 1960s and the early 1970s, Ampère glacier was rapidly receding and thinning.

[4] Ice masses on the Kerguelen Islands belong to a group of ice caps and glaciers located on subantarctic islands, covering a total area of ~7000 km^2 [*Dyurgerov and Meier*, 2005]. Multidecadal measurements of glacier changes are rare on these subantarctic islands [*Dyurgerov and Meier*, 2005; *Cogley*, 2009]. Thus, the objective of the present study is to combine the available historical information on the Kerguelen Islands with modern satellite data to inventory all ice masses and to assess their evolution during the last 4 decades in the context of climate records at Port-aux-Français (Figure 1). Glacier fluctuations are also compared to those reported for other ice masses around the Southern Ocean.

2. Changes in Ice-Covered Areas

2.1. Data and Methods

[5] We measured the extent of glaciers and ice caps on the Kerguelen Islands by digitizing and comparing successive glacier outlines on a map and satellite images. Our oldest data set is the map published by IGN at a scale of 1:200,000. It was produced using aerial photographs taken in 1963 of Cook ice cap and in 1964 of Presqu'île de la Société de Géographie, Mount Ross, and Rallier du Baty Peninsula (M. Vallon, personal communication, 2008). The IGN map was reprojected from universal transverse Mercator (UTM) International Ellipsoid to UTM-WGS84.

[1] LEGOS, CNRS, Toulouse, France.
[2] Department of Geography, University of Zurich, Zurich, Switzerland.
[3] LEGOS, Université de Toulouse, Toulouse, France.

Copyright 2009 by the American Geophysical Union.
0148-0227/09/2008JF001192$09.00

Table 1. Satellite Images Used in This Study[a]

Satellite	Date	Reference Number
SPOT-2	8 Sep 1991	22324509109080507162P
SPOT-3	3 Mar 1994	32324509403030522061P
SPOT-5	16 Nov 2003	52324500311160538041A
ASTER	14 Feb 2005	SC:AST_L1A.003:2028170903
ASTER	11 Jan 2006	SC:AST_L1A.003:2032694112
Landsat	11 Jan 2001	LE71390942001011SGS00[b]
Landsat	9 Mar 2001	LE71380952001068SGS00[b]
Landsat	27 Nov 2001	LE71390942001331SGS00[c]

[a]Pixel sizes are 2.5 m for SPOT-5, 10 m for SPOT-2 and SPOT-3, and 15 m for ASTER and Landsat images.
[b]Source is Global Land Cover Facility.
[c]Source is Eurimage.

[6] For Cook ice cap, the main ice body, a comprehensive collection of optical images was compiled to provide a time series of ice cap extent. SPOT (1991, 1994 and 2003), Landsat (November 2001), and ASTER (2005 and 2006) images are listed in Table 1. For ice masses other than Cook ice cap, glacier outlines were derived from only one recent (SPOT 1994 or Landsat 2001) satellite image, in addition to the IGN map. Both glacier inventories (for 1963–1964 and 1994–2001) have been incorporated into the Global Land Ice Measurements from Space Glacier Database (http://nsidc.org/glims/).

[7] Because of its coarse scale (1:200,000), the IGN map is not a suitable source of ground control points for orthorectifying high-resolution satellite images. Instead, we chose a Landsat 7 panchromatic image acquired 11 January 2001 (orthorectified through the Global Land Cover Facility (GLCF) project, http://glcf.umiacs.umd.edu/index.shtml) as a reference; all other data (map and satellite images) were coregistered to this reference. Thus, the absolute location of all our data may not be perfect (±50 m according to the GLCF Web page); however, this does not have a major impact on the relative changes in ice-covered areas. The choice of a Landsat image as a reference was motivated by its large footprint (180 km by 180 km), which allows most ice masses to be included in a single image.

[8] SPOT and ASTER (level 1A) images were orthorectified and coregistered to the Landsat scene using the COSI-CORR software [*Leprince et al.*, 2007] and the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) digital elevation model (DEM).

[9] The accuracy of the coregistration of the IGN map and satellite images to the Landsat scene was assessed by comparing the cartographic coordinates of 20 to 25 points that could be identified on the map and satellite images (lakes, mountain peaks, etc). Satellite images are coregistered within one or two pixels of the Landsat reference image (Table 2). In the case of the IGN map, errors are about ±100 m in both directions, leading to a relatively large uncertainty (±140 m) for the position of glacier outlines.

[10] Another source of uncertainty is the ability of the operator to identify the glacier outline on the map and on the satellite images, i.e., an outline-pointing error. Human interpretation probably remains the best means for extracting consistent glacier outlines from different data sets [*Raup et al.*, 2007]. To ensure consistency of the successive outlines, any given ice body was always digitized by the same operator. Two operators independently digitized the same ice body, and an "outline pointing" of about ±1 pixel was determined.

[11] The coregistration error and the outline-pointing error were summed quadratically to estimate the total error. A conservative estimate of the error for the ice extent was then obtained by multiplying this total error by the perimeter of each ice body [*Rivera et al.*, 2007].

2.2. Retreat of All Glaciers and Ice Caps

[12] In 1963/1964, the total ice-covered area on the Kerguelen Islands was 703 ± 51 km^2. Our inventory is consistent with another analysis (based on the same input data) that found a total glacier extent of 698 km^2 (J. G. Cogley, personal communication, 2008). The areal changes for the four main glacierized regions on the Kerguelen Islands are summarized in Table 3. Between 1963/1964 and 2001, the ice-covered areas on Cook ice cap, Rallier du Baty Peninsula, and Mont Ross contracted from 662 ± 45 to 524 ± 10 km^2, a reduction of 21%. The relative ice loss is massive for Presqu'île de la Société de Géographie, the glacierized area of which contracted from 14.7 ± 1 km^2 in 1964 to 4.7 ± 0.1 km^2 in 1994. For this small region, if this rate of shrinkage (0.33 ± 0.03 km^2/a) remained unchanged since 1994, the glaciers should have disappeared in 2008 or 2009. In 2001, the total ice-covered area on the Kerguelen Islands shrank to 552 ± 11 km^2.

2.3. Accelerating and Asymmetrical Retreat of Cook Ice Cap

[13] Because of clouds in the images, complete glacier outlines for Cook ice cap were available only in 1963, 2001, and 2003. However, in 1991 only a small fraction (5%) of the ice cap was masked by clouds. Hence, for this small fraction, we computed the ice extent by linear interpolation between the 1963 and 2001 outlines.

[14] Between 1963 and 2001, the size of Cook ice cap decreased from 501 to 410 km^2 (Figure 2a). This reduction is due to the strong retreat of all outlet glacier fronts and the growth and appearance of nunataks (isolated rock outcrops within the ice cap). We estimated the overall rate of contraction for two time periods (Figure 2b). The ice loss was 1.9 ± 1.3 km^2/a between 1963 and 1991 and increased to 3.8 ± 0.7 km^2/a after 1991. Thus, in recent years, nearly 1% of the ice cap has disappeared annually. The temporal resolution of our data on glacier change is rather low and does not permit us to observe the interannual or decadal

Table 2. Relative Horizontal Accuracy Between the Different Data Sets and the Reference 11 January 2001 Landsat Image

		Standard Deviation	
Data	Year	*X* (m)	*Y* (m)
IGN	1963–1964	114.7	105.9
SPOT	1991	8.5	6.7
	1994	13.3	6.0
	2003	8.4	12.0
Landsat	2001–2003	22.4	12.3
Landsat	2001–2011	8.4	11.7
ASTER	2005	38.7	14.9
	2006	23.4	14.4

Table 3. Changes in Ice-Covered Areas Between 1963/1964 and 2001[a]

Region	Year	Area (km^2)	Ice Loss (km^2)	Ice Loss (%)
Cook ice cap	1963	500.9		
	2001	410.0	90.9	18.2
Rallier du Baty Peninsula	1964	102.3		
	2001	79.2	23.1	22.5
Mont Ross	1964	59.3		
	2001	35.1	24.2	40.8
Presqu'île de la Société de Géographie	1964	14.7		
	1994	4.7	10	68

[a]Between 1964 and 1994 for Presqu'île de la Société de Géographie. Isolated glaciers (covering 18 km^2 in 1963–1964) are not included.

variability of the ice loss. However, we detect a recent acceleration of ice loss.

[15] The retreat also exhibits a strong asymmetry between the eastern and western sides. To quantify this difference, we examined changes on either side of the ice divide which formed the boundary between two nearly identical sectors of Cook ice cap, covering ~250 km^2 each in 1963 (Figure 3). The area of the western part contracted from 255 ± 19.1 to 226 ± 3.8 km^2 between 1963 and 2003, losing ~11%. The eastern part lost ~28% of its initial surface, from 247 ± 18.5 to 177 ± 3.0 km^2. Thus, the shrinkage was 2.5 times greater in the east than in the west. This conclusion also holds if 1963–2003 is split into two time periods: 1963–1991 and 1991–2003 (Table 4). The asymmetry of the retreat is a continuous feature throughout the last 40 years.

2.4. Retreat of Ampère Glacier

[16] To study the behavior of each outlet glacier, Cook ice cap was split into different drainage basins using the SRTM DEM (Figure 4a, inset). We discuss here the evolution of the largest and best studied [*Vallon*, 1977b, 1977a; *Frenot et al.*, 1993] outlet glacier, Ampère glacier.

[17] The successive glacier outlines are plotted in Figure 4a. Between 1963 and 2006, the retreat of the terminus was 2830 ± 161 m, equivalent to a mean retreat rate of 70 ± 3.7 m/a; the glacier length decreased from 15.3 km to 12.5 km; and the glacier contracted by 18.3 ± 5.1 km^2 (Figure 4b). The area loss took place mostly close to the glacier front, where a proglacial lake (Ampère Lake) appeared in the 1960s and covered 1.6 km^2 in 1991 and 3.5 km^2 in 2006.

3. Changes in Ice Volume

3.1. Elevation Data Sets

3.1.1. The 1963-IGN Map

[18] To assess the vertical accuracy of the IGN map, we compared the altitudes of 43 geodetic points located in ice-free regions with the elevations from the SRTM DEM. The standard deviation (SD) of the elevation differences was 19.4 m. Given the ±4 m error of the SRTM DEM (error at 1 SD, see below), a ±19 m uncertainty was attributed to the 1963 Cook ice cap elevations below 700 m asl (~300 km^2 in 1963). No significant elevation bias was observed.

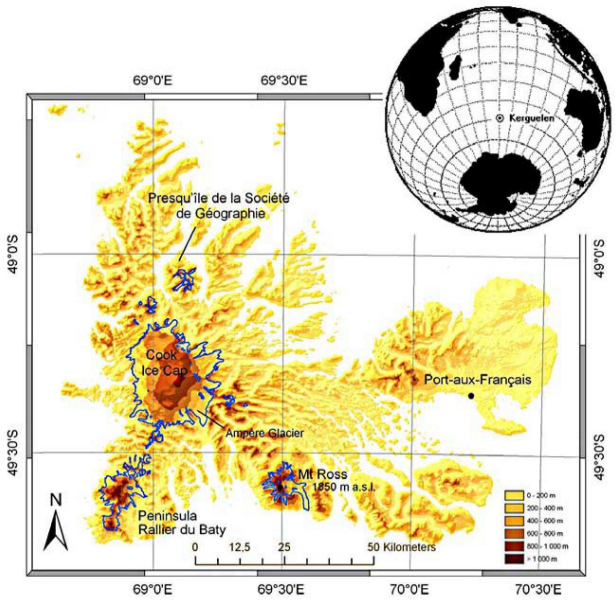


Figure 1. Topography of Kerguelen Islands. The four main glacierized areas and the base station (Port-aux-Français) are indicated. The small globe identifies the islands in the South Indian Ocean.

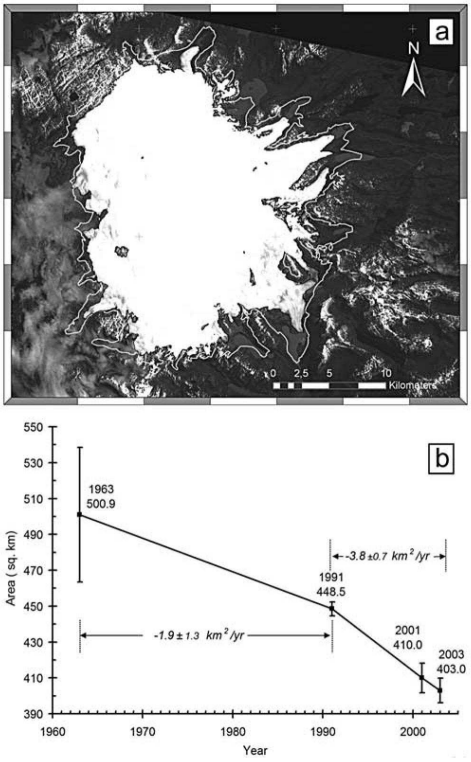


Figure 2. Retreat of Cook ice cap between 1963 and 2001. (a) A 2001 Landsat image with the 1963 (white) and 2001 (black) glacier outlines. (b) Temporal changes of the ice-covered area. The rates of glacier shrinkage (km^2/a) are indicated for 1963–1991 and 1991–2003.

[19] However, the altitudes in the central part of Cook ice cap (above 700 m asl and covering 200 km^2 in 1963) must be considered with caution since the 1963 aerial photographs were acquired only within a distance of 3 km from the ice cap margin [*Vallon*, 1977a] and the contour lines in the interior were drawn manually. Yet *Vallon* [1977a] pointed out the good quality of the map in the accumulation area and never found errors larger than "a few tens of meters." Thus, we used a conservative systematic error of ±50 m in the central part of the ice cap.

3.1.2. 1974 Map

[20] The 1974 map encompasses 36 km^2 of ice-covered areas. Most of it (31 km^2) corresponds to the lowest 40% of Ampère glacier; the rest consists of Diosaz glacier. The map was published in a local coordinate system [*Vallon*, 1977a]. The map was coregistered to the SRTM DEM by collecting tie points on the two elevation contour maps. We then digitized the 1974 elevation contours and converted them into a continuous surface (a DEM) using the PCI Orthoengine[SE] software (version 10). The registration between the SRTM and 1974 map was found to be within ±150 m. This relatively large coregistration error is not due solely to errors in the 1974 map but also reflects the difficulty of coregistering two elevation data sets with a coarse resolution (posting of 90 m for the SRTM DEM).

[21] The vertical accuracy of the 1974 map was assessed on the stable terrain surrounding the glaciers. On average, the map was 10 m lower than the SRTM DEM. This systematic difference was added to the 1974 DEM values. Locally, the elevation differences can be much larger on the steep, nonglacierized slopes surrounding the tongue of Ampère glacier, a result of the difficulty of coregistering the two elevation data sets. The standard deviation of the elevation difference on this steep, ice-free terrain is 25 m and provides a conservative estimate of the elevation difference errors on the smoother topography of Ampère and Diosaz glacier tongues.

3.1.3. SRTM DEM and ICESat Elevation Profiles

[22] The Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) was flown in February 2000 [*Rabus et al.*, 2003]. The SRTM DEM of Kerguelen Islands (downloaded from ftp://e0srp01u.ecs.nasa.gov, SRTM3, version 2) is characterized by a small percentage of data voids (~1%). Although SRTM is a global product, previous studies reported some significant regional differences in its accuracy [*Berthier et al.*, 2006; *Rodriguez et al.*, 2006; *Surazakov and Aizen*, 2006]. Thus, SRTM errors need to be determined on stable ice-free land before any glaciological application.

[23] The SRTM DEM was evaluated against ICESat data obtained from the National Snow and Ice Data Center [*Zwally et al.*, 2002]. We used GLAS release 28 (GLA14

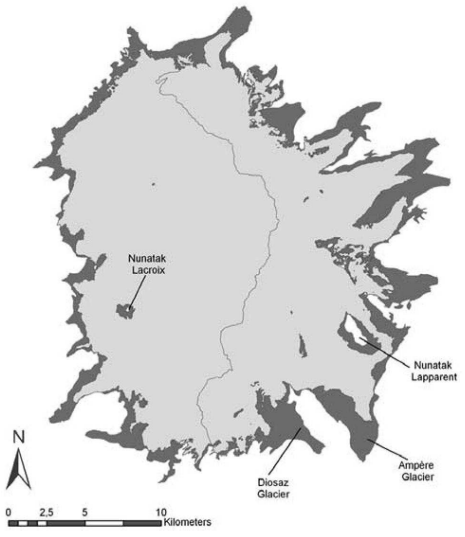


Figure 3. East-west asymmetry of Cook ice cap shrinkage. The dark gray represents ice-covered areas that disappeared between 1963 and 2001.

Table 4. Evolution of the Ice-Covered Areas in 1963, 1991, and 2003 for the Eastern and Western Parts of Cook Ice Cap[a]

	1963 Area	1991 Area	Ice Loss (km^2)	Ice Loss (%)	Rate of Ice Loss (km^2/a)
East	246.9 ± 18.5	210.3 ± 1.8	36.6	14.8	1.3
West	254.9 ± 19.1	236.4 ± 2.0	18.5	7.2	0.7
	1991 Area	2003 Area	Ice Loss (km^2)	Ice Loss (%)	Rate of Ice Loss, (km^2/a)
East	210.3 ± 1.8	177.3 ± 3.0	33.0	15.7	2.8
West	236.4 ± 2.0	225.8 ± 3.8	10.6	4.5	0.9
	1963 Area	2003 Area	Ice Loss (km^2)	Ice Loss (%)	Rate of Ice Loss (km^2/a)
East	246.9 ± 18.5	177.3 ± 3.0	69.6	28.2	1.7
West	254.9 ± 19.1	225.8 ± 3.8	29.2	11.4	0.7

[a]Ice-covered areas are measured in km^2.

product) and collected all the laser periods available at the time of our study (laser period 1A to 3H from February 2003 to March 2007, Figure 5a). For each laser footprint (covering about 70 m), the corresponding SRTM elevation is extracted by bilinear interpolation. All ICESat data points for which the elevation difference with SRTM was greater than 50 m were considered outliers and removed [*Carabajal and Harding*, 2005]. They correspond to reflections at the top of clouds. The histogram of the elevation differences between SRTM and ICESat for the remaining points is shown in Figure 5b. This comparison underlines the remarkable accuracy of the SRTM DEM on Kerguelen Islands, which exhibits a very small bias (SRTM lower than ICESat only by 0.2 m, SD = 4.1; N = 6676).

[24] Penetration of the C band radar signal in dry snow at high elevations has been shown to be significant in Greenland and Alaska and could lead to underestimated SRTM elevations in the upper accumulation regions of glaciers [*Dall et al.*, 2001; *Rignot et al.*, 2001]. However, in the case of Kerguelen Islands, February 2000 was one of the warmest months ever recorded (with a mean temperature of 9.1°C at Port-aux-Français, 35 m asl). Thus, if we assume a strong (dry) adiabatic lapse rate of −10 K/km, even the highest point on the ice cap (1040 m asl) probably experienced some melting in February 2000. Hence, C band penetration must have minimal impact on the SRTM elevations. Consequently, the SRTM DEM appears to be an excellent reference topographic data set for mapping ice elevation changes.

3.2. Ice Elevation Changes

3.2.1. The 1974–2000 Elevation Changes on the Ampère and Diosaz Glaciers

[25] By subtracting the 1974 DEM from the 2000 DEM, we calculated the 26-year elevation difference for the Ampère and Diosaz glaciers. It is a minimum estimate of the ice thinning, as it does not take into account the ice that was replaced by water in Ampère and Diosaz lakes. The bathymetry of these lakes is not known. Ampère glacier bedrock, measured in the 1970s [*Vallon*, 1977b], reached 100 m below sea level close to the glacier front where Ampère Lake had, in 2000, an altitude of 25 m asl. This suggests a maximum underestimation by 125 m for the ice thinning. Note that the area where bedrock was below Ampère Lake level in 2000 (and thus where ice thinning is underestimated) covers less than ∼2 km^2.

[26] All ice-covered areas have thinned since 1974 (Figure 6). On Ampère glacier, the maximum thinning reaches at least 220 ± 25 m (8.5 ± 0.9 m/a) in regions that

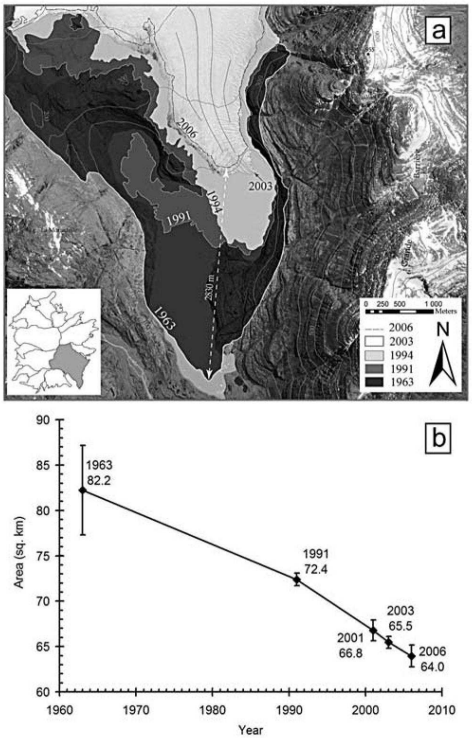


Figure 4. Shrinkage of Ampère glacier between 1963 and 2006. (a) Retreat of the glacier front. (b) Temporal changes of the ice-covered area.

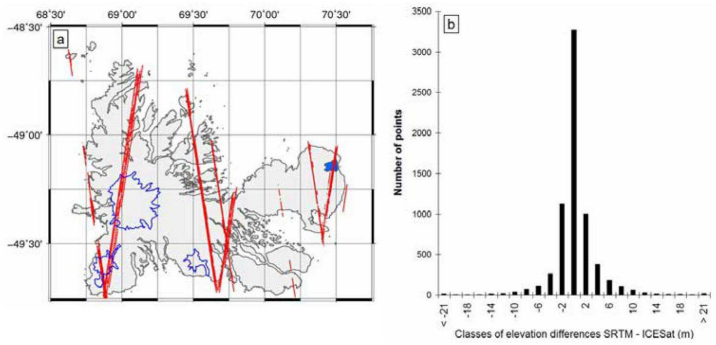


Figure 5. Comparison of SRTM and ICESat elevations. (a) Location of all ICESat laser footprints available between 2003 and 2007. (b) Distribution of the elevation differences on ice-free terrain. The mean difference is 0.2 m (SD = 4.1 m; N = 6776).

are now fully deglacierized and filled by Ampère Lake. The disintegration is even more spectacular at the tongue of Diosaz glacier, which thinned by over 330 ± 25 m. The higher thinning rates (12.7 ± 0.9 m/a) for Diosaz glacier are probably due to a local high point in its bedrock topography: a small initial thinning in the 1960s at this location greatly reduced the ice fluxes toward the downstream glacier tongue, which then disintegrated rapidly (M. Vallon, personal communication, 2008). On average, the lowering of the glacier surfaces has been 115 ± 25 m (4.4 ± 0.9 m/a).

3.2.2. The 1963–2000 Elevation Changes Around Nunataks

[27] We use the 1963-IGN map and 2001 Landsat image to determine the growth of nunataks and derive elevation changes from a single elevation data set (here the SRTM DEM). Growing rock outcrops have been used as a qualitative indicator of glacier downwasting in the Alps and Patagonia [*Paul et al.*, 2007; *Rivera et al.*, 2007]. Here, they are used quantitatively to determine ice thinning.

[28] The principle of the technique is illustrated in Figure 7a, a 3-D view of Nunatak Lapparent, on the eastern side of Ampère glacier. The outlines of the nunatak in 1963 and 2001, overlaid on the 2003 SPOT-5 image, show its significant growth (from 0.99 to 3.45 km^2) due to the lowering of the glacier surface. Because Nunatak Lapparent covers a large elevation range (from 400 to 600 m asl) experiencing different thinning rates, it was divided into three parts using transects parallel to elevation contours on the surrounding ice cap. For each part, the elevation drop was computed by subtracting the mean SRTM elevation along the 1963 outline from the mean SRTM elevation along the 2001 outline. Elevation change uncertainty is due to a geolocation (horizontal) error of the nunatak margin in the 1963-IGN map and 2001 Landsat image. It is calculated as the product of the horizontal error of each glacier outline (Table 2) and the tangent of the slope angle in the vicinity of the outline [*Echelmeyer et al.*, 1996].

[29] The agreement between the thinning measured on each side of Nunatak Lapparent (within a few meters) gives some confidence in our method (Figure 7b). The ice losses were largest at the lowest elevations. The thinning rates were 3.5 ± 1.6 m/a at 600 m asl, 4.8 ± 1.6 m/a at 500 m asl, and 5.9 ± 1.6 m/a at 400 m asl.

[30] Our method only works if nunataks were already present in the oldest map (here 1963); otherwise, it would only provide a minimum estimate of the ice thinning. Apart from Nunatak Lapparent, only Nunatak Lacroix, on the western side of Cook ice cap, was also visible in 1963. The altitude of Nunatak Lacroix is only slightly higher (650 m

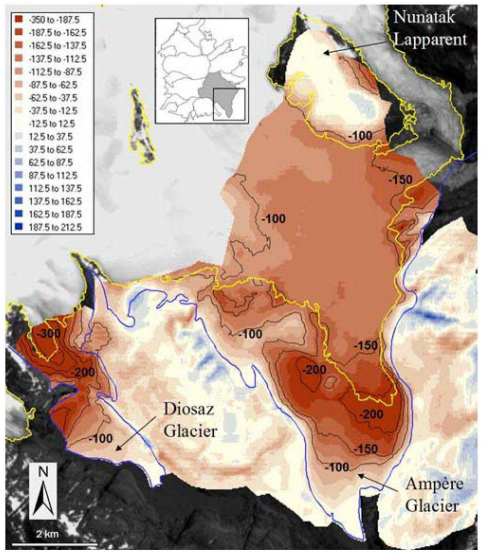


Figure 6. Ampère glacier elevation changes between 1974 and 2000 measured by comparing the SRTM DEM with a map [*Vallon*, 1977a]. The glacier outlines in 1974 (blue) and 2000 (yellow) and the −100, −150, −200, −250 and −300 m elevation differences (thin black lines) are shown.

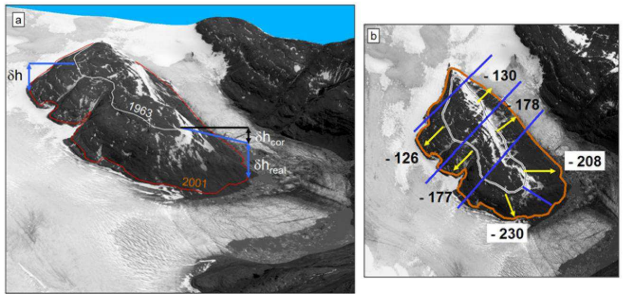


Figure 7. Growing nunataks as indicators of ice elevation changes. (a) A 3-D view of Nunatak Lapparent (region of Ampère glacier, Figure 3) with its outline in 1963 (white) and 2001 (red). The blue arrows symbolize the thinning that can be measured using a single topography (here, SRTM). In the lowest parts of the nunatak, real elevation changes (noted δh_{real}) were obtained after applying a ~50 m correction (symbolized by a black arrow and noted δh_{cor}) to take into account the non horizontal slope of the 1963 ice surface. (b) Mean ice elevation changes around Nunatak Lapparent between 1963 and 2000.

asl) than the highest part of Nunatak Lapparent, but the thinning rate (1.3 ± 0.8 m/a) was 2.4 times less.

3.2.3. The 2000–2005 Elevation Changes on Rallier du Baty Peninsula

[31] Because of clouds, the only ICESat profile useful for measuring ice elevation changes was acquired 25 February 2005 across Arago glacier, a western outlet of Rallier du Baty Peninsula ice cap (Figure 8). The elevation differences are small outside the glacier, confirming the consistency of the SRTM and ICESat elevations. A clear lowering of the glacier surface is observed during the 5 years separating the two surveys (2000–2005), both performed in February so that seasonal effects have little impacts on these elevation changes. The mean lowering was 30.5 ± 4.1 m (6.1 ± 0.8 m/a). This single profile confirms the potential of combining ICESat profiles and SRTM DEM to map glacier elevation changes [*Surazakov and Aizen*, 2006]. The main limitations are the limited amount of cloud-free ICESat data and the spacing of the different tracks.

[32] For the same profile on Arago glacier, we also extracted the mean elevation from the 1964-IGN map. Between 1964 and 2000, the surface lowering was 80 ± 19 m (from 375 to 295 m asl), equivalent to a mean thinning rate of 2.2 ± 0.5 m/a. This is another indication that ice losses have accelerated during recent years.

3.3. Cook Ice Cap Total Volume Change

3.3.1. Volume Change Using Sequential DEMs

[33] The 37-year volume change of Cook ice cap is calculated by subtracting the 1963-IGN map from the 2000 SRTM DEM. The elevation differences range from −400 ± 19 m (maximum thinning for Diosaz glacier) to 50 ± 50 m (at high elevations on the western side of Cook ice cap). We have no means of assessing whether the thickening in the accumulation area is a realistic feature. Rather, the appearance of small nunataks at elevations as high as 800 m asl suggests that the thickening is an artifact due to large errors in the IGN map. Consequently, our volume loss may be underestimated. By summing the elevation changes over all grid cells, we found a total ice loss of 26.4 ± 15.9 km^3 over 37 years. The ice losses were 3.4 times larger on the eastern side than on the western side. The latter observation is in agreement with our findings of rapidly growing nunataks and stronger glacier retreat on the eastern side.

3.3.2. Volume Change by Extrapolating Local Elevation Changes

[34] All measured elevation changes were compiled as a function of altitude (Figure 9). The sharp reduction in thinning at the lowest elevations for the Diosaz and Ampère glaciers is due to the disappearance of all the ice that existed at the terminus, leaving unchanging bedrock or water.

[35] These ice elevation changes were combined with the 1963 hypsometry of Cook ice cap to obtain another estimate of its ice volume loss. We first synthesized our sparse and inhomogeneous measurements of ice-thinning rates into a generic curve. In computing this curve, we did not take into account the very high thinning rates on Diosaz glacier or around the lower reaches of Nunatak Lapparent, as they are due to local destabilizing effects (e.g., disintegration of glacier tongues calving into lakes). We assumed that the 1974–2000 elevation changes for Ampère glacier are representative of all ice-covered areas lying between sea level and 450 m asl. Between 600 and 700 m asl, we calculated the average of the elevation changes measured around the Nunatak Lacroix (in the west) and the upper reaches of Nunatak Lapparent (in the east). Linear interpolation was used between 450 and 600 m asl. We do not have any measurement of elevation changes above 700 m asl. We assumed a limited thinning between 700 and 800 m asl (0.5 m/a) and no elevation change above 800 m asl. The occurrence of thinning between 700 and 800 m asl is supported by the emergence of new, but still small, nunataks on recent satellite images (both in the eastern and western side of the ice cap). Also, we implicitly assumed that the rates of elevation changes for 1963–2000 and 1974–2000 were identical. This assumption is supported by the observation of fast thinning on Ampère glacier (8 to 10 m/a below 200 m asl) between 1962 and 1974 [*Vallon*, 1977a]. This curve is labeled "Cook synthesis" in Figure 9 and,

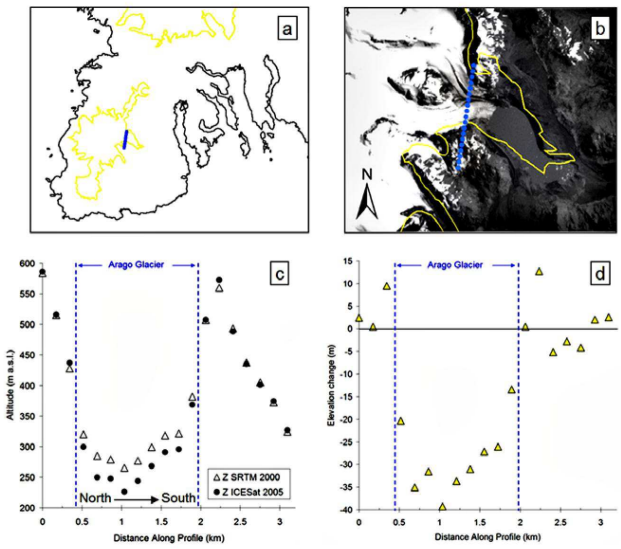


Figure 8. Recent (2000–2005) elevation changes on Rallier du Baty Peninsula (Figure 1). (a) Location of the 25 February 2005 ICESat track (laser period 3B) across Arago glacier; in yellow, the glacier limit in 1964; (b) close-up, background is a 2001 Landsat image; (c) elevation profile extracted from the SRTM DEM and ICESat; (d) elevation changes between February 2000 and February 2005.

combined with the hypsometry, leads to an ice loss of 29.8 km^3.

3.3.3. Volume Change Using a Scaling Relationship

[36] The size of Cook ice cap decreased from 501 km^2 in 1963 to 410 km^2 in 2001. Area changes are converted to volume changes using an empirical scaling relationship derived from six ice sheets and ice caps that were "sounded in detail sufficient for making reasonable volume estimate" [*Paterson*, 1972, p. 894]:

$$\log V = 1.23(\log S - 1).$$

The resulting volumes are 123.2 km^3 in 1963 and 96.3 km^3 in 2001, indicating a loss of 26.9 km^3.

[37] Although they are all highly uncertain, we obtained three independent and consistent measurements for Cook ice cap volume loss between 1963 and 2000, in the range of 25–30 km^3. This is equivalent to an area-average thinning rate of 1.4–1.7 m/a.

4. Discussion

4.1. Climatological Context of the Glacier Retreat

[38] There is only one permanent weather station on Kerguelen Islands. It is located at Port-aux-Français on the eastern and dryer side of the main island, 80 km away from Cook ice cap (Figure 1). Daily values of temperature and precipitation since 1951 are available (Figure 10).

[39] The relationship between the climate at Port-aux-Français and glacier changes must be considered cautiously. First of all, the climate of the Kerguelen Islands is characterized by strong spatial gradients. Rallier du Baty Peninsula and Cook ice cap are part of a north-south mountain range that creates a topographic barrier perpendicular to the dominant westerly winds; they, thus, receive a large amount of precipitation. Precipitation was measured between 1995 and 2001 in Ampère glacier forefield (source is Institut Paul Emile Victor, data set 136). The mean annual precipitation was 3155 mm (SD = 300 mm), compared with 692 mm (SD = 160 mm) at Port-aux-Français. On the annual time scale, the two series of precipitation are reasonably well correlated (r^2 = 0.39, N = 7). For annual temperature, the correlation is good (r^2 = 0.83, N = 7), and the mean difference is 0.1°C, indicating a more homogenous temperature distribution on Kerguelen Islands.

[40] Careful comparison of climate data and glacier changes is also needed, as the variations in glacier length and area are a delayed response to cumulative climate fluctuations [*Oerlemans*, 2001]. We computed the response time (or volume time scale [*Jóhannesson et al.*, 1989]) of Ampère glacier as the ratio between its characteristic ice thickness (about 300 m [*Vallon*, 1977b]) and the ablation at the terminus (about 10–12 m water equivalent [*Vallon*, 1977a]). A response time of 25–30 years indicates that Ampère glacier responds quite rapidly to climate perturbations. Note that this response time is representative of one outlet glacier and certainly not of the whole Cook ice cap.

[41] The most striking climate feature is a marked reduction in precipitation in the late 1950s and the early 1960s (Figure 10a). It dropped from 1129 mm in the 1950s to 632 mm in the 1960s. During the accumulation season (April to November on Cook ice cap [*Vallon*, 1977a]), it dropped in

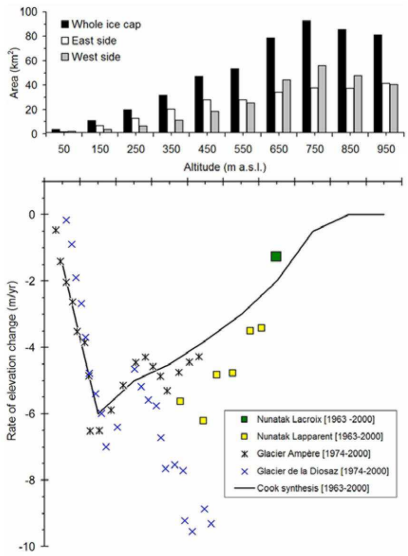


Figure 9. (top) Hypsometry of Cook ice cap in 1963 and (bottom) elevation changes as a function of altitude on different regions of the ice cap. The elevation differences were measured by comparing two topographies (1974–2000; Figure 6) and analyzing the growth of nunataks (1963–2000; Figure 7).

the same proportion, from 739 to 393 mm. Northward migration of the Antarctic Convergence is a potential candidate that may explain this stepwise shift in climate in the early 1960s [*Hall*, 2002]. Since the 1970s, the annual precipitation remained at a low level, around 700 mm (SD = 150 mm).

[42] The temperature time series can be divided into three periods (Figure 10b). The first (1951–1964) was synchronous with the reduction in precipitation and characterized by decreasing temperature with a trend of −0.82 K/10 a. This phase was followed by a period (1965–1981) of rising temperature (+0.66 K/10 a). After 1982, the temperature remained at a high level. The linear trend for the 51-year temperature series is a warming of 0.15 K/10 a, in agreement with previous work [*Jacka et al.*, 2004]. The warming was similar in spring, summer, and fall (0.15–0.2 K/10 a) and slightly reduced in winter (0.09 K/10 a).

[43] On ice-covered areas, the low level of annual precipitation since the mid-1960s and the rise in temperature in the 1970s (in particular during the ablation season) have favored negative glacier mass balance by reducing the winter accumulation and lengthening the period of the year in which ice ablation, and not snow ablation, takes place.

4.2. Factors Contributing to the Asymmetrical Ice Wastage

[44] We have observed enhanced ice shrinkage and thinning on the eastern, leeside of Cook ice cap. Similar observations have been in made in South Georgia, where glacier recession on the windward and wetter southwest coast has been less widespread during the second half of the 20th century [*Gordon et al.*, 2008]. The same is true for Heard Island and is attributed to different climate sensitivity [*Ruddell*, 2006]. In Norway, several maritime glaciers started to advance in the 1990s as a response to higher winter accumulation during the first part of the 1990s [*Chinn et al.*, 2005; *Nesje et al.*, 2008]. The Kerguelen Islands are small, and their maritime climate is homogeneous, primarily controlled by the large-scale surface properties of the surrounding Southern Ocean. A differential climate change on both sides of Cook ice cap cannot be excluded but is unlikely as evidenced by the good correlation between the interannual climatic fluctuations at Port-aux-Français and in Ampère glacier forefield. Rather, we will see that differential ice cap sensitivities (changes in

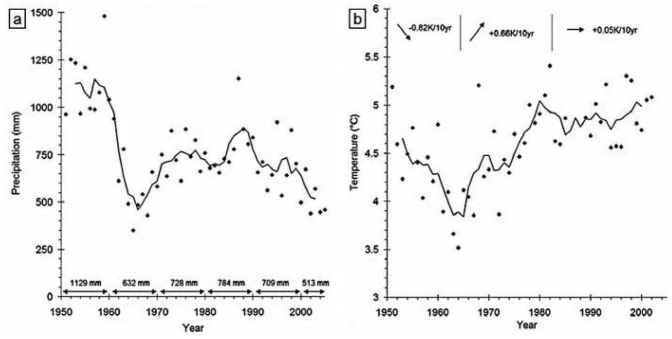


Figure 10. Temperature and precipitation at Port-aux-Français (80 km east of Cook ice cap). The symbols correspond to the yearly values, whereas the lines are the 5-year running means. (a) Annual precipitation between 1951 and 2005. The decadal means of precipitation are given above the *x* axis. (b) Mean annual temperature between 1951 and 2002. The temperature record has been split into three time periods to show the linear trend.

terminus properties and hypsometry) may account for the different evolution of its eastern and western sides.

[45] On the eastern side of Cook ice cap, many outlet glacier fronts, which were grounded in 1963, were lake terminating in 1991 and beyond. The switch from a land- to a water-terminating ice front introduces a calving component into the mass balance of these glaciers and transforms their dynamics and climatic sensitivity [*Kirkbride and Warren*, 1999], generally leading to rapid ice loss [*Chinn*, 1996; *Benn et al.*, 2007; *Larsen et al.*, 2007]. The formation of proglacial lakes is an efficient means of eroding a glacier front because of submarine melting due to warm lake waters [*Rohl*, 2006; *Paul et al.*, 2007]. On the western side, only the Pasteur and Pierre Curie glaciers were calving icebergs into the ocean in 1963. Although they experienced a limited retreat, it was enough to transform Pierre Curie glacier into a land-terminating glacier. The switch from a tidewater to a noncalving glacier acts as a stabilizing influence as calving losses are removed.

[46] The hypsometry of Cook ice cap makes it highly sensitive to climate change. Most of the ice cap surface lies between 600 and 900 m asl (Figure 9). In the 1970s, the equilibrium line altitude was around 700 m asl [*Vallon*, 1977a], such that even a small change in its altitude leads to major changes in accumulation area ratio and therefore mass balance. This vulnerability, due to the distribution of ice with altitude, differs on the two sides of the ice cap. On the eastern side, 39.5% of the ice cap was below 600 m asl in 1963, compared to only 26% on the western side. Thus, the ice cap history (prior to 1963) resulted in two different hypsometries that partially controlled its differential wastage.

4.3. Comparison of Glacier Changes Around the Southern Ocean

[47] As in Kerguelen Islands, the majority of ice masses around the Southern Ocean are rapidly shrinking. This is true at different spatial scales, from a 1.8-km^2 (or 29%) reduction in the area covered by the small Brown glacier on Heard Island (53°S) between 1947 and 2004 [*Thost and Truffer*, 2008] to a 140-km^2 decrease (or 3.4%) for the Northern Patagonian Ice Field (47°S) between 1975 and 2001 [*Rivera et al.*, 2007]. Changes in ice-covered areas are not reported in South Georgia (54°S), but the majority of glacier fronts are retreating [*Gordon et al.*, 2008]. Area-average thinning rates of about 1 m/a were observed for the two Patagonian ice fields between 1968/1975 and 2000 [*Rignot et al.*, 2003], and the long-term (1947–2004) thinning rate for the Brown glacier is 0.5 m/a [*Thost and Truffer*, 2008]. We determined higher thinning rates for Cook ice cap, 1.4–1.7 m/a between 1963 and 2000. The aforementioned studies and our present work consistently point to an accelerated rate of glacier retreat since the 1990s, indicating that these subantarctic glaciers are actively responding to recent changes in climatic conditions.

5. Conclusion

[48] In the present study, we compared historical data and recent data from spaceborne sensors to measure the changes in extent and elevation of glaciers and ice caps on the Kerguelen Islands during the last 45 years. The total ice-covered area on the islands declined from 703 to 552 km^2 between 1963 and 2001. For Cook ice cap, we determined the total volume change between 1963 and 2000 using three independent methods that agreed within ±10%. The ice cap lost 25–30 km^3, equivalent to an area-average thinning rate of 1.4–1.7 m/a. We observed consistently reduced ice loss on the western, windward side of Kerguelen Islands. This asymmetry is mainly attributed to lower mean elevation and the switch from a land-terminating to lake-calving termini for the eastern outlet glaciers.

[49] The accelerated rates of ice loss observed since the 1990s suggest that ice masses on the Kerguelen Islands have not yet approached a steady state. New satellite acquisitions would be useful in assessing whether the apparent trend toward accelerated ice loss is confirmed. A better understanding of the dynamics of glaciers and ice caps on the Kerguelen Islands is also needed in order to predict at what pace they will react to the 1–2°C warming predicted by the end of the 21st century [*Meehl et al.*, 2007].

[50] **Acknowledgments.** Constructive comments by T. Chinn, J. Gordon, B. Raup, G. Hamilton (Associate Editor), and M. Church (Chief Editor) led to major improvements in our manuscript. M. Vallon is acknowledged for several discussions regarding the data acquired during the field campaigns in the 1970s. R. Coleman provided useful comments on an earlier version of the manuscript. We thank the Institut Géographique National (IGN), in particular M. Gaudon, for providing a digital version of their Kerguelen Islands map; Y. Frenot (IPEV), M. Lebouvier (University of Rennes) and Météo-France for sharing their climate data; and D. Salas (Météo-France) for extracting the IPCC temperature projection (scenario A1B) at the closest grid point to Kerguelen Islands. ASTER images were obtained free of charge thanks to the GLIMS program (Global Land Ice Measurements from Space, http://www.glims.org/). E.B. was supported by the TOSCA "TOP GLACES API" proposal. SPOT images were acquired thanks to the ISIS-1044 proposal (copyright CNES).

References

Benn, D. I., C. R. Warren, and R. H. Mottram (2007), Calving processes and the dynamics of calving glaciers, *Earth Sci. Rev.*, *82*(3–4), 143–179, doi:10.1016/j.earscirev.2007.02.002.

Berthier, E., Y. Arnaud, C. Vincent, and F. Remy (2006), Biases of SRTM in high-mountain areas: Implications for the monitoring of glacier volume changes, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L08502, doi:10.1029/2006GL025862.

Carabajal, C. C., and D. J. Harding (2005), ICESat validation of SRTM C-band digital elevation models, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L22S01, doi:10.1029/2005GL023957.

Chinn, T. (1996), New Zealand glacier responses to climate change of the past century, *N. Z. J. Geol. Geophys.*, *39*, 415–428.

Chinn, T., S. Winkler, M. J. Salinger, and N. Haakensen (2005), Recent glacier advances in Norway and New Zealand: A comparison of their glaciological and meteorological causes, *Geogr. Ann., Ser. A, Phys. Geogr.*, *87*(1), 141–157, doi:10.1111/j.0435-3676.2005.00249.x.

Cogley, J. G. (2009), Geodetic and direct mass-balance measurements: Comparison and joint analysis, *Ann. Glaciol.*, *50*, 96–100, doi:10.3189/172756409787769744.

Dall, J., S. N. Madsen, K. Keller, and R. Forsberg (2001), Topography and penetration of the Greenland Ice Sheet measured with airborne SAR interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, *28*(9), 1703–1706, doi:10.1029/2000GL011787.

Durand de Corbiac, H. (1970), La carte de reconnaissance des îles Kerguelen, *Bull.*, *26*, pp. 1–73, Com. Natl. Fr. des Rech. Antarct., St. Ettiene, France.

Dyurgerov, M. B., and M. F. Meier (2005), *Glaciers and the Changing Earth System: A 2004 Snapshot*, 117 pp., Inst. of Arctic and Alp. Res., Univ. of Colo., Boulder.

Echelmeyer, K. A., W. D. Harrison, C. F. Larsen, J. Sapiano, J. E. Mitchell, J. DeMallie, B. Rabus, G. Adalgeirsdottir, and L. Sombardier (1996), Airborne surface profiling of glaciers: A case-study in Alaska, *J. Glaciol.*, *42*(142), 538–547.

Frenot, Y., J.-C. Gloaguen, G. Picot, J. Bougère, and D. Benjamin (1993), *Azorella selago* Hook. used to estimate glacier fluctuations and climatic history in the Kerguelen Islands over the last two centuries, *Oecologia*, *95*, 140–144.

Gordon, J. E., V. M. Haynes, and A. Hubbard (2008), Recent glacier changes and climate trends on South Georgia, *Global Planet. Change*, *60*(1–2), 72–84, doi:10.1016/j.gloplacha.2006.07.037.

Hall, K. (2002), Review of present and Quaternary periglacial processes and landforms of the maritime and sub-Antarctic region, *S. Afr. J. Sci.*, *98*(1–2), 71–81.

Institut Géographique National (1967), Carte de reconnaissance, 1:200,000, Vincennes, France.

Jacka, T. H., W. F. Budd, and A. Holder (2004), A further assessment of surface temperature changes at stations in the Antarctic and Southern Ocean, 1949–2002, *Ann. Glaciol.*, *39*, 331–338, doi:10.3189/172756404781813907.

Jóhannesson, T., C. Raymond, and E. D. Waddington (1989), Time-scale for adjustment of glaciers to changes in mass balance, *J. Glaciol.*, *35*(121), 355–369.

Kirkbride, M. P., and C. R. Warren (1999), Tasman glacier, New Zealand: 20th-century thinning and predicted calving retreat, *Global Planet. Change*, *22*(1–4), 11–28, doi:10.1016/S0921-8181(99)00021-1.

Larsen, C. F., R. J. Motyka, A. A. Arendt, K. A. Echelmeyer, and P. E. Geissler (2007), Glacier changes in southeast Alaska and northwest British Columbia and contribution to sea level rise, *J. Geophys. Res.*, *112*, F01007, doi:10.1029/2006JF000586.

Leprince, S., S. Barbot, F. Ayoub, and J. P. Avouac (2007), Automatic and precise orthorectification, coregistration, and subpixel correlation of satellite images, application to ground deformation measurements, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, *45*(6), 1529–1557, doi:10.1109/TGRS.2006.888937.

Meehl, G. A., et al. (2007), Global climate projections, in *Climate Change 2007: The Physical Science Basis, Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by S. Solomon et al., pp. 747–845, Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K.

Nesje, A., J. Bakke, S. O. Dahl, O. Lie, and J. A. Matthews (2008), Norwegian mountain glaciers in the past, present and future, *Global Planet. Change*, *60*(1–2), 10–27, doi:10.1016/j.gloplacha.2006.08.004.

Oerlemans, J. (2001), *Glaciers and Climate Change*, A. A. Balkema, Rotterdam, Netherlands.

Paterson, W. S. B. (1972), Laurentide Ice Sheet: Estimated volumes during late Wisconsin, *Rev. Geophys.*, *10*, 885–917, doi:10.1029/RG010i004p00885.

Paul, F., A. Kaab, and W. Haeberli (2007), Recent glacier changes in the Alps observed by satellite: Consequences for future monitoring strategies, *Global Planet. Change*, *56*(1–2), 111–122, doi:10.1016/j.gloplacha.2006.07.007.

Poggi, A. (1977), Heat balance in the ablation area of the Ampere glacier (Kerguelen Islands), *J. Appl. Meteorol.*, *16*, 48–55, doi:10.1175/1520-0450(1977)016<0048:HBITAA>2.0.CO;2.

Rabus, B., M. Eineder, A. Roth, and R. Bamler (2003), The Shuttle Radar Topography Mission—A new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar, *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.*, *57*(4), 241–262, doi:10.1016/S0924-2716(02)00124-7.

Raup, B., et al. (2007), Remote sensing and GIS technology in the Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS) project, *Comput. Geosci.*, *33*(1), 104–125, doi:10.1016/j.cageo.2006.05.015.

Rignot, E., K. Echelmeyer, and W. Krabill (2001), Penetration depth of interferometric synthetic-aperture radar signals in snow and ice, *Geophys. Res. Lett.*, *28*(18), 3501–3504, doi:10.1029/2000GL012484.

Rignot, E., A. Rivera, and G. Casassa (2003), Contribution of the Patagonia ice fields of South America to sea level rise, *Science*, *302*(5644), 434–437, doi:10.1126/science.1087393.

Rivera, A., T. Benham, G. Casassa, J. Bamber, and J. A. Dowdeswell (2007), Ice elevation and areal changes of glaciers from the Northern Patagonia Icefield, Chile, *Global Planet. Change*, *59*(1–4), 126–137, doi:10.1016/j.gloplacha.2006.11.037.

Rodriguez, E., C. S. Morris, and J. E. Belz (2006), A global assessment of the SRTM performance, *Photogramm. Eng. Remote Sens.*, *72*(3), 249–260.

Rohl, K. (2006), Thermo-erosional notch development at fresh-water-calving Tasman glacier, New Zealand, *J. Glaciol.*, *52*(177), 203–213, doi:10.3189/172756506781828773.

Ruddell, A. (2006), An inventory of present glaciers on Heard Island and their historical variation, in *Heard Island: Southern Ocean Sentinel*, edited by K. Green and E. Whoehler, pp. 28–51, Surrey Beatty, Chipping Norton, N. S. W., Australia.

Surazakov, A. B., and V. B. Aizen (2006), Estimating volume change of mountain glaciers using SRTM and map-based topographic data, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, *44*(10), 2991–2995, doi:10.1109/TGRS.2006.875357.

Thost, D. E., and M. Truffer (2008), Glacier recession on Heard Island, southern Indian Ocean, *Arct. Antarct. Alp. Res.*, *40*(1), 199–214, doi:10.1657/1523-0430(06-084)[THOST]2.0.CO;2.

Vallon, M. (1977a), Bilan de masse et fluctuations récentes du glacier Ampère (Iles Kerguelen, TAAF), *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, *13*, 55–85.

Vallon, M. (1977b), Topographie sous glaciaire du glacier Ampère (Iles Kerguelen, TAAF), *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, *13*, 37–55.

Zwally, H. J., et al. (2002), ICESat's laser measurements of polar ice, atmosphere, ocean, and land, *J. Geodyn.*, *34*(3–4), 405–445, doi:10.1016/S0264-3707(02)00042-X.

E. Berthier, L. Mabileau, and F. Rémy, LEGOS, CNRS, 14 avenue Edouard Belin, F-31400 Toulouse CEDEX 9, France. (etienne.berthier@legos.obs-mip.fr; kikou-c-laure@hotmail.fr; frederique.remy@legos.obs-mip.fr)

R. Le Bris, Department of Geography, University of Zurich, Winterthurerstrasse 190, CH-8057 Zurich, Switzerland. (rlebris@geo.uzh.ch)

L. Testut, LEGOS, Université de Toulouse, UPS (OMP-PCA), 14 avenue Edouard Belin, F-31400 Toulouse CEDEX 9, France. (laurent.testut@legos.obs-mip.fr)

IV. Références bibliographiques

Abdalati, W. et al. (2010), The ICESat-2 Laser Altimetry Mission, *Proceedings of the IEEE*, *98*(5), 735–751.

Abermann, J., A. Lambrecht, A. Fischer, and M. Kuhn (2009), Quantifying changes and trends in glacier area and volume in the Austrian Ötztal Alps (1969-1997-2006), *The Cryosphere*, *3*(2), 205–215, doi:10.5194/tc-3-205-2009.

Adalgeirsdóttir, G., S. Gudmundsson, H. Björnsson, F. Pálsson, T. Jóhannesson, H. Hannesdóttir, S. Þ. Sigurdsson, and E. Berthier (2011), Modelling the 20th and 21st century evolution of Hoffellsjökull glacier, SE-Vatnajökull, Iceland, *The Cryosphere*, *5*(4), 961–975, doi:10.5194/tc-5-961-2011.

Adler, R. F. et al. (2003), The Version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979–Present), *J. Hydrometeor*, *4*(6), 1147–1167, doi:10.1175/1525-7541(2003)004<1147:TVGPCP>2.0.CO;2.

Andermann, C., S. Bonnet, and R. Gloaguen (2011), Evaluation of precipitation data sets along the Himalayan front, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *12*(7), Q07023, doi:10.1029/2011GC003513.

Andermann, C., L. Longuevergne, S. Bonnet, A. Crave, P. Davy, and R. Gloaguen (2012), Impact of transient groundwater storage on the discharge of Himalayan rivers, *Nature Geoscience*, *5*(2), 127–132.

Arendt, A., S. Luthcke, A. Gardner, S. O'neel, D. Hill, G. Moholdt, and W. Abdalati (2013), Analysis of a GRACE global mascon solution for Gulf of Alaska glaciers, *Journal of Glaciology*, *59*(217), 913–924, doi:10.3189/2013JoG12J197.

Azam, M. F. et al. (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, doi:10.3189/2012JoG11J123.

Azam, M. F., P. Wagnon, C. Vincent, A. Ramanathan, A. Linda, and V. B. Singh (2014), Reconstruction of the annual mass balance of Chhota Shigri Glacier (Western Himalaya, India) since 1969, *Annals of Glaciology*, *55*(66), 69–80, doi:10.3189/2014AoG66A104.

Bader, H. (1954), Sorge's law of densification of snow on high polar glaciers, *Journal of Glaciology*, *2*(15), 319–323.

Bamber, J. L., and A. Rivera (2007), A review of remote sensing methods for glacier mass balance determination, *Global and Planetary Change*, *59*(1-4), 138–148, doi:10.1016/j.gloplacha.2006.11.031.

Benn, D., T. Bolch, K. Hands, J. Gulley, A. Luckman, L. I. Nicholson, D. J. Quincey, S. Thompson, R. Toumi, and S. Wiseman (2012), Response of debris-covered glaciers in the Mount Everest region to recent warming, and implications for outburst flood hazards, *Earth-Sci Rev*, *114*, 156–174, doi:10.1016/j.earscirev.2012.03.008.

Berthier, E. (2005), Dynamique et bilan de masse des glaciers de montagne (Alpes, Islande, Himalaya). Contribution de l'imagerie satellitaire, Université Paul Sabatier, LEGOS, Toulouse.

Berthier, E., and T. Toutin (2008), SPOT5-HRS digital elevation models and the monitoring of glacier elevation changes in North-West Canada and South-East Alaska, *Remote Sensing of Environment*, *112*(5), 2443–2454.

Berthier, E., and C. Vincent (2012), Relative contribution of surface mass balance and ice flux changes to the accelerated thinning of the Mer de Glace (Alps) over 1979-2008, *Journal of Glaciology*, *58*(209), 501–512.

Berthier, E., B. Raup, and T. Scambos (2003), New velocity map and mass-balance estimate of Mertz Glacier, East Antarctica, derived from Landsat sequential imagery, *Journal of Glaciology*, *49*(167), 503–511.

Berthier, E., Y. Arnaud, D. Baratoux, C. Vincent, and F. Remy (2004), Recent rapid thinning of the "Mer de Glace'' glacier derived from satellite optical images, *Geophysical Research Letters*, *31*(17), L17401, doi:10.1029/2004GL020706.

Berthier, E., H. Vadon, D. Baratoux, Y. Arnaud, C. Vincent, K. L. Feigl, F. Remy, and B. Legresy (2005), Surface motion of mountain glaciers derived from satellite optical imagery, *Remote Sensing of Environment*, *95*(1), 14–28.

Berthier, E., Y. Arnaud, C. Vincent, and F. Remy (2006), Biases of SRTM in high-mountain areas: Implications for the monitoring of glacier volume changes, *Geophysical Research Letters*, *33*(8), L08502, doi:10.1029/2006GL025862.

Berthier, E., Y. Arnaud, R. Kumar, S. Ahmad, P. Wagnon, and P. Chevallier (2007), Remote sensing estimates of glacier mass balances in the Himachal Pradesh (Western Himalaya, India), *Remote Sensing of Environment*, *108*(3), 327–338, doi:10.1016/j.rse.2006.11.017.

Berthier, E., R. Lebris, L. Mabileau, L. Testut, and F. Remy (2009), Ice wastage on the Kerguelen Islands (49S, 69E) between 1963 and 2006., *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, *114*(F03005), doi:10.1029/2008JF001192.

Berthier, E. et al. (2014), Glacier topography and elevation changes derived from Pléiades sub-meter stereo images, *The Cryosphere*.

Bolch, T., T. Pieczonka, and D. I. Benn (2011), Multi-decadal mass loss of glaciers in the Everest area (Nepal Himalaya) derived from stereo imagery, *The Cryosphere*, *5*(2), 349–358, doi:10.5194/tc-5-349-2011.

Bolch, T. et al. (2012), The State and Fate of Himalayan Glaciers, *Science*, *336*(6079), 310–314.

Bouillon, A., M. Bernard, P. Gigord, A. Orsoni, V. Rudowski, and A. Baudoin (2006), SPOT 5 HRS geometric performances: Using block adjustment as a key issue to improve quality of DEM generation, *ISPRS J Photogramm*, *60*(3), 134–146.

Braithwaite, R. J. (2002), Glacier mass balance: the first 50 years of international monitoring, *Progress in Physical Geography*, *26*(1), 76–95.

Van den Broeke, M., J. Bamber, J. Ettema, E. Rignot, E. Schrama, W. J. van de Berg, E. van Meijgaard, I. Velicogna, and B. Wouters (2009), Partitioning Recent Greenland Mass Loss, *Science*, *326*(5955), 984–986.

Carturan, L. et al. (2013), Area and volume loss of the glaciers in the Ortles-Cevedale group (Eastern Italian Alps): controls and imbalance of the remaining glaciers, *The Cryosphere*, *7*(5), 1339–1359, doi:10.5194/tc-7-1339-2013.

Cazenave, A., H.-B. Dieng, B. Meyssignac, K. von Schuckmann, B. Decharme, and E. Berthier (2014), The rate of sea-level rise, *Nature Clim. Change*, *4*(5), 358–361.

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, and I. Velicogna (2011), Revisiting the Earth's sea-level and energy budgets from 1961 to 2008, *Geophysical Research Letters*, *38*.

Cogley, J. G. (2009), Geodetic and direct mass-balance measurements: comparison and joint analysis, *Annals of Glaciology*, *50*(50), 96–100.

Cogley, J. G., J. S. Kargel, G. Kaser, and C. J. Van der Veen (2010), Tracking the Source of Glacier Misinformation, *Science*, *326*, 924–925.

Dall, J., S. N. Madsen, K. Keller, and R. Forsberg (2001), Topography and penetration of the Greenland Ice Sheet measured with airborne SAR interferometry, *Geophysical Research Letters*, *28*(9), 1703–1706.

Delacourt, C., P. Allemand, E. Berthier, D. Raucoules, B. Casson, P. Grandjean, C. Pambrun, and E. Varel (2007), Remote-sensing techniques for analysing landslide kinematics: A review, *Bulletin Société Géologique France*, *178*(2).

Dyurgerov, M. B., and M. F. Meier (2000), Twentieth century climate change: Evidence from small glaciers, *P Natl Acad Sci USA*, *97*(4), 1406–1411.

Dyurgerov, M. B., and M. F. Meier (2005), *Glaciers and the Changing Earth System: a 2004 Snapshot*, INSTAAR, Boulder.

Farr, T. G. et al. (2007), The Shuttle Radar Topography Mission, *Reviews of Geophysics*, *45*(2), RG2004, doi:10.1029/2005RG000183.

Favier, V. et al. (2015), Drying as the main driver of dramatic glacier wastage in the sub-Antarctic region, *Nature Geoscience*.

Fischer, M., M. Huss, and M. Hoelzle (2014), Surface elevation and mass changes of all Swiss glaciers 1980–2010, *The Cryosphere Discuss.*, *8*(4), 4581–4617, doi:10.5194/tcd-8-4581-2014.

Flament, T., E. Berthier, and F. Rémy (2014), Cascading water underneath Wilkes Land, East Antarctic ice sheet, observed using altimetry and digital elevation models, *The Cryosphere*, *8*(2), 673–687, doi:10.5194/tc-8-673-2014.

Fowler, H. J., and D. R. Archer (2006), Conflicting Signals of Climatic Change in the Upper Indus Basin, *Journal of Climate*, *19*(17), 4276–4293.

Frey, H., and F. Paul (2012), On the suitability of the SRTM DEM and ASTER GDEM for the compilation of topographic parameters in glacier inventories, *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, *18*(0), 480–490, doi:10.1016/j.jag.2011.09.020.

Fujisada, H., G. B. Bailey, G. G. Kelly, S. Hara, and M. J. Abrams (2005), ASTER DEM performance, *IEEE T Geosci Remote*, *43*(12), 2707–2714.

Fujita, K. (2008), Effect of precipitation seasonality on climatic sensitivity of glacier mass balance, *Earth and Planetary Science Letters*, *276*, 14–19, doi:10.1016/j.epsl.2008.08.028.

Gardelle, J. (2012), Evolution récente des glaciers du Pamir-Karakoram-Himalaya : apport de l'imagerie satellite, Université de Grenoble, 19 December.

Gardelle, J., E. Berthier, and Y. Arnaud (2012), Impact of resolution and radar penetration on glacier elevation changes computed from multi-temporal DEMs, *Journal of Glaciology*, *58*(208), 419–422.

Gardelle, J., E. Berthier, Y. Arnaud, and A. Kääb (2013), Region-wide glacier mass balances over the Pamir-Karakoram-Himalaya during 1999–2011, *The Cryosphere*, *7*, 1263–1286, doi:10.5194/tc-7-1263-2013.

Gardner, A. S., G. Moholdt, B. Wouters, G. J. Wolken, D. O. Burgess, M. J. Sharp, J. G. Cogley, C. Braun, and C. Labine (2011), Sharply increased mass loss from glaciers and ice caps in the Canadian Arctic Archipelago, *Nature*, *473*(7347), 357–360.

Gardner, A. S. et al. (2013), A Reconciled Estimate of Glacier Contributions to Sea Level Rise: 2003 to 2009, *Science*, *340*(6134), 852–857, doi:10.1126/science.1234532.

Glasser, N. F., S. Harrison, K. N. Jansson, K. Anderson, and A. Cowley (2011), Global sea-level contribution from the Patagonian Icefields since the Little Ice Age maximum, *Nature Geoscience*, *4*(5), 303–307.

Groh, A. et al. (2014), Mass, Volume and Velocity of the Antarctic Ice Sheet: Present-Day Changes and Error Effects, *Surv Geophys*, 1–25, doi:10.1007/s10712-014-9286-y.

Heid, T., and A. Kääb (2012), Repeat optical satellite images reveal widespread and long term decrease in land-terminating glacier speeds, *The Cryosphere*, *6*, 467–478, doi:10.5194/tc-6-467-2012.

Hewitt, K. (2005), The Karakoram anomaly? Glacier expansion and the "elevation effect," Karakoram Himalaya, *Mountain Research and Development*, *25*(4), 332–340.

Hewitt, K. (2011), Glacier Change, Concentration, and Elevation Effects in the Karakoram Himalaya, Upper Indus Basin, *Mountain Research and Development*, *31*(3), 188–200, doi:10.1659/MRD-JOURNAL-D-11-00020.1.

Hock, R., M. de Woul, V. Radic, and M. Dyurgerov (2009), Mountain glaciers and ice caps around Antarctica make a large sea-level rise contribution, *Geophys Res Lett*, *36*.

Höhle, J., and M. Höhle (2009), Accuracy assessment of digital elevation models by means of robust statistical methods, *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, *64*(4), 398–406, doi:10.1016/j.isprsjprs.2009.02.003.

Horwath, M., B. Legresy, F. Rémy, F. Blarel, and J.-M. Lemoine (2012), Consistent patterns of Antarctic ice sheet interannual variations from ENVISAT radar altimetry and GRACE satellite gravimetry, *Geophysical Journal International*, *189*(2), 863–876.

Huss, M. (2013), Density assumptions for converting geodetic glacier volume change to mass change, *The Cryosphere*, *7*(3), 877–887, doi:10.5194/tc-7-877-2013.

Huss, M., and D. Farinotti (2012), Distributed ice thickness and volume of all glaciers around the globe, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, *117*(F4), F04010, doi:10.1029/2012JF002523.

Huss, M., S. Sugiyama, A. Bauder, and M. Funk (2007), Retreat Scenarios of Unteraargletscher, Switzerland, Using a Combined Ice-Flow Mass-Balance Model, *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, *39*(3), 422–431, doi:10.2307/20181713.

Huss, M., D. Farinotti, A. Bauder, and M. Funk (2008), Modelling runoff from highly glacierized alpine drainage basins in a changing climate, *Hydrological Processes*, *22*(19), 3888–3902.

Huss, M., M. Funk, and A. Ohmura (2009), Strong Alpine glacier melt in the 1940s due to enhanced solar radiation, *Geophys Res Lett*, *36*(L23501), 1–5.

Immerzeel, W. W., F. Pellicciotti, and 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.

IPCC (2013), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Jacob, T., J. Wahr, T. Pfeffer, and S. Swenson (2012), Recent contributions of glaciers and ice caps to sea level rise, *Nature*, doi:10.1038/nature10847.

Johannesson, T., C. Raymond, and E. D. Waddington (1989), Time-scale for adjustment of glaciers to changes in mass balance, *Journal of Glaciology*, *35*(121), 355–369.

Jomelli, V. et al. (2011), Irregular tropical glacier retreat over the Holocene epoch driven by progressive warming, *Nature*, *474*(7350), 196–199, doi:10.1038/nature10150.

Kääb, A. (2002), Monitoring high-mountain terrain deformation from repeated air- and spaceborne optical data: examples using digital aerial imagery and ASTER data, *ISPRS J Photogramm*, *57*(1-2), 39–52.

Kääb, A., E. Berthier, C. Nuth, J. Gardelle, and Y. Arnaud (2012), Contrasting patterns of early 21st century glacier mass change in the Himalaya, *Nature*, *488*(7412), 495–498, doi:10.1038/nature11324.

Kääb, A., C. Nuth, D. Treichler, and E. Berthier (2014), Brief Communication: Contending estimates of early 21st century glacier mass balance over the Pamir-Karakoram-Himalaya, *The Cryosphere*.

Kapnick, S. B., T. L. Delworth, M. Ashfaq, S. Malyshev, and P. C. D. Milly (2014), Snowfall less sensitive to warming in Karakoram than in Himalayas due to a unique seasonal cycle, *Nature Geosci*, *advance online publication*.

Kaser, G., J. G. Cogley, M. B. Dyurgerov, M. F. Meier, and A. Ohmura (2006), Mass balance of glaciers and ice caps: Consensus estimates for 1961-2004, *Geophysical Research Letters*, *33*(19), L19501.

Kaser, G., M. Großhauser, and B. Marzeion (2010), Contribution potential of glaciers to water availability in different climate regimes, *Proc Natl Acad Sci*, *107*(47), 20223–20227, doi:10.1073/pnas.1008162107.

Korona, J., E. Berthier, M. Bernard, F. Remy, and 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, doi:10.1016/j.isprsjprs.2008.10.005.

Kotlyakov, V. M. (1996), *Variations of Snow and Ice in the past and at present on a Global and Regional Scale*, UNESCO, Paris.

Krieger, G., A. Moreira, H. Fiedler, I. Hajnsek, M. Werner, M. Younis, and M. Zink (2007), TanDEM-X: A satellite formation for high-resolution SAR interferometry, *Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *45*(11), 3317–3341.

Lacroix, P., B. Zavala, E. Berthier, and L. Audin (2013), Supervised method of landslide inventory using panchromatic SPOT5 images and application to the earthquake-triggered landslides of Pisco (Peru, 2007, Mw8.0), *Remote Sensing*, *5*(6), 2590–2616, doi:10.3390/rs5062590.

Leclercq, P. W., and J. Oerlemans (2012), Global and hemispheric temperature reconstruction from glacier length fluctuations, *Climate Dynamics*, *38*(5-6), 1065–1079.

Lemke, P. et al. (2007), Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground, in *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, and H. L. Miller, pp. 337–383, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Lenaerts, J. T. M., J. H. Van Angelen, M. R. van den Broeke, A. S. Gardner, B. Wouters, and E. Van Meijgaard (2013), Irreversible mass loss of Canadian Arctic Archipelago glaciers, *Geophysical Research Letters*.

Leprince, S., E. Berthier, F. Ayoub, C. Delacourt, and J.-P. Avouac (2008), Monitoring Earth Surface Dynamics With Optical Imagery, *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, *89*(1), 1–2.

Llubes, M., J. M. Lemoine, and F. Remy (2007), Antarctica seasonal mass variations detected by GRACE, *Earth and Planetary Science Letters*, *260*(1-2), 127–136.

Lutz, A. F., W. W. Immerzeel, A. B. Shrestha, and M. F. P. Bierkens (2014), Consistent increase in High Asia's runoff due to increasing glacier melt and precipitation, *Nature Clim. Change*, *4*(7), 587–592.

Marzeion, B., A. H. Jarosch, and M. Hofer (2012), Past and future sea-level change from the surface mass balance of glaciers, *The Cryosphere*, *6*(6), 1295–1322, doi:10.5194/tc-6-1295-2012.

Matsuo, K., and K. Heki (2010), Time-variable ice loss in Asian high mountains from satellite gravimetry, *Earth and Planetary Science Letters*, *290*, 30–36.

McMillan, M., H. Corr, A. Shepherd, A. Ridout, S. Laxon, and R. Cullen (2013), Three-dimensional mapping by CryoSat-2 of subglacial lake volume changes, *Geophys. Res. Lett.*, *40*(16), 4321–4327, doi:10.1002/grl.50689.

Meier, M. F. (1984), Contribution of Small Glaciers to Global Sea Level, *Science*, *226*(4681), 1418–1421.

Le Meur, E. et al. (2014), Two independent methods for mapping the grounding line of an outlet glacier – an example from the Astrolabe Glacier, Terre Adélie, Antarctica, *The Cryosphere*, *8*(4), 1331–1346, doi:10.5194/tc-8-1331-2014.

Michel, A., T. Flament, and F. Rémy (2014), Study of the Penetration Bias of ENVISAT Altimeter Observations over Antarctica in Comparison to ICESat Observations, *Remote Sensing*, *6*(10), 9412–9434.

Moholdt, G., C. Nuth, J. O. Hagen, and J. Kohler (2010), Recent elevation changes of Svalbard glaciers derived from repeat track ICESat altimetry, *Remote Sensing of the Environment*, *114*(11), 2756–2767.

Mukhopadhyay, B., A. Khan, and R. Gautam (2014), Rising and falling river flows: contrasting signals of climate change and glacier mass balance from the eastern and western Karakoram, *Hydrological Sciences Journal*, doi:10.1080/02626667.2014.947291.

Neckel, N., A. Braun, J. Kropáček, and V. Hochschild (2013), Recent mass balance of the Purogangri Ice Cap, central Tibetan Plateau, by means of differential X-band SAR interferometry, *The Cryosphere*, *7*(5), 1623–1633, doi:10.5194/tc-7-1623-2013.

Neckel, N., J. Kropáček, T. Bolch, and V. Hochschild (2014), Glacier mass changes on the Tibetan Plateau 2003–2009 derived from ICESat laser altimetry measurements, *Environmental Research Letters*, *9*(1), 014009.

Nuimura, T., K. Fujita, S. Yamaguchi, and 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, doi:10.3189/2012JoG11J061.

Nussbaumer, S. U., H. J. Zumbühl, and D. Steiner (2007), Fluctuations of the Mer de Glace (Mont Blanc area, France) AD 1500–2050. Part I: The history of the Mer de Glace AD 1570–2003 according to pictorial and written documents, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, *40*(2005/2006), 5–140.

Nuth, C., and A. Kääb (2011), Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change, *The Cryosphere*, *5*(1), 271–290, doi:10.5194/tcd-4-2013-2010.

Oerlemans, J. (2001), *Glaciers and climate change*, edited by J. Oerlemans, A. A. Balkema Publishers, Rotterdam.

Oerlemans, J. (2005), Extracting a climate signal from 169 glacier records, *Science*, *308*(5722), 675–677.

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.

Paul, F., H. Frey, and R. Le Bris (2011), A new glacier inventory for the European Alps from Landsat TM scenes of 2003: Challenges and results, *Annals of Glaciology*, *52*(59), 144–152.

Paul, F. et al. (2013), On the accuracy of glacier outlines derived from remote sensing data, *Ann Glaciol*, *54*(63), 171–182, doi:10.3189/2013AoG63A296.

Paul, F. et al. (2015), The Glaciers Climate Change Initiative: Algorithms for creating glacier area, elevation change and velocity products, *Remote Sensing of Environment*, doi:10.1016/j.rse.2013.07.043.

Pfeffer, W. T., A. A. Arendt, A. Bliss, T. Bolch, J. G. Cogley, and A. S. et al. Gardner (2014), The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers, *Journal of Glaciology*, *60*(221), 537–551, doi:10.3189/2014JoG13J176.

Pieczonka, T., T. Bolch, W. Junfeng, and L. Shiyin (2013), Heterogeneous mass loss of glaciers in the Aksu-Tarim Catchment (Central Tien Shan) revealed by 1976 KH-9 Hexagon and 2009 SPOT-5 stereo imagery, *Remote Sensing of Environment*, *130*(213), 233–244, doi:10.1016/j.rse.2012.11.020.

Purdie, H., B. Anderson, T. Chinn, I. Owens, A. Mackintosh, and W. Lawson (2014), Franz Josef and Fox Glaciers, New Zealand: Historic length records, *Global and Planetary Change*, *121*(0), 41–52, doi:10.1016/j.gloplacha.2014.06.008.

Rabatel, A., J.-P. Dedieu, and 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.

Rabatel, A., J. P. Dedieu, E. Thibert, A. Letreguilly, and C. Vincent (2008), 25 years (1981-2005) of equilibrium-line altitude and mass-balance reconstruction on Glacier Blanc, French Alps, using remote-sensing methods and meteorological data, *Journal of Glaciology*, *54*(185), 307–314.

Rabatel, A., A. Letréguilly, J.-P. Dedieu, and N. Eckert (2013), Changes in glacier equilibrium-line altitude in the western Alps from 1984 to 2010: evaluation by remote sensing and modeling of the morpho-topographic and climate controls, *The Cryosphere*, *7*(5), 1455–1471, doi:10.5194/tc-7-1455-2013.

Radic, V., and R. Hock (2011), Regionally differentiated contribution of mountain glaciers and ice caps to future sea-level rise, *Nature Geoscience*, *4*(2), 91–94.

Radić, V., and R. Hock (2014), Glaciers in the Earth's Hydrological Cycle: Assessments of Glacier Mass and Runoff Changes on Global and Regional Scales, *Surv Geophys*, *35*(3), 813–837, doi:10.1007/s10712-013-9262-y.

Raper, S. C. B., and R. J. Braithwaite (2006), Low sea level rise projections from mountain glaciers and icecaps under global warming, *Nature*, *439*(7074), 311–313.

Raup, B. H., H. H. Kieffer, T. M. Hare, and J. S. Kargel (2000), Generation of data acquisition requests for the ASTER satellite instrument for monitoring a globally distributed target: Glaciers, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *38*(2), 1105–1112.

Remy, F., P. Shaeffer, and B. Legresy (1999), Ice flow physical processes derived from the ERS-1 high-resolution map of the Antarctica and Greenland ice sheets, *Geophysical Journal International*, *139*(3), 645–656.

Rignot, E., K. Echelmeyer, and W. Krabill (2001), Penetration depth of interferometric synthetic-aperture radar signals in snow and ice, *Geophysical Research Letters*, *28*(18), 3501–3504.

Rodell, M., I. Velicogna, and J. S. Famiglietti (2009), Satellite-based estimates of groundwater depletion in India, *Nature*, *460*, 999–1002.

Sakai, A., N. Takeuchi, K. Fujita, and M. Nakawo (2000), Role of supraglacial ponds in the ablation process of a debris-covered glacier in the Nepal Himalayas, in *Debris-covered glaciers*, vol. 264, edited by M. Nakawo, C. F. Raymond, and A. Fountain, pp. 119–130, International Association of Hydrological Sciences.

Sakai, A., M. Nakawo, and 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.

Shea, J. M., W. W. Immerzeel, P. Wagnon, C. Vincent, and S. Bajracharya (2014), Modelling glacier change in the Everest region, Nepal Himalaya, *The Cryosphere Discuss.*, *8*(5), 5375–5432, doi:10.5194/tcd-8-5375-2014.

Shuman, C. A., H. J. Zwally, B. E. Schutz, A. C. Brenner, J. P. DiMarzio, V. P. Suchdeo, and H. A. Fricker (2006), ICESat Antarctic elevation data: Preliminary precision and accuracy assessment, *Geophysical Research Letters*, *33*(7), L07501, doi:10.1029/2005GL025227.

Six, D., and C. Vincent (2014), Sensitivity of mass balance and equilibrium-line altitude to climate change in the French Alps, *Journal of Glaciology*, *60*(223), 867–878, doi:10.3189/2014JoG14J01.

Smith, B. E., H. A. Fricker, I. R. Joughin, and S. Tulaczyk (2009), An inventory of active subglacial lakes in Antarctica detected by ICESat (2003-2008), *Journal of Glaciology*, *55*(192), 573–595.

Stumpf, A., J.-P. Malet, P. Allemand, and P. Ulrich (2014), Surface reconstruction and landslide displacement measurements with Pléiades satellite images, *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, *95*(0), 1–12, doi:10.1016/j.isprsjprs.2014.05.008.

Tahayt, A. et al. (2009), The Al Hoceima (Morocco) earthquake of 24 February 2004, analysis and interpretation of data from ENVISAT ASAR and SPOT5 validated by ground-based observations, *Remote Sensing of Environment*, *113*(2), 306–316, doi:10.1016/j.rse.2008.09.015.

Tahir, A. A., P. Chevallier, Y. Arnaud, M. Ashraf, and M. T. Bhatti (2015), Snow cover trend and hydrological characteristics of the Astore River basin (Western Himalayas) and its comparison to the Hunza basin (Karakoram region), *Science of The Total Environment*, *505*(0), 748–761, doi:10.1016/j.scitotenv.2014.10.065.

Tiwari, V. M., J. Wahr, and S. Swenson (2009), Dwindling groundwater resources in northern India, from satellite gravity observations, *Geophysical Research Letters*, *36*, doi:10.1029/2009GL039401.

Toutin, T. (1983), Analyse mathématique des capacités stéréoscopiques du satellite SPOT, Paris, FranceEcole Nationale des Sciences Géodésiques.

Toutin, T. (2001), Elevation modelling from satellite visible and infrared (VIR) data, *International Journal of Remote Sensing*, *22*(6), 1097–1125.

Toutin, T. (2002), Three-dimensional topographic mapping with ASTER stereo data in rugged topography, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *40*(10), 2241–2247, doi:10.1109/TGRS.2002.802878.

Vaughan, D. G., J. C. Comiso, and I. Allison, J. Carrasco, G. Kaser, R. Kwok, P. Mote, T. Murray, F. Paul, J. Ren, E. Rignot, O. Solomina, K. Steffen and T. Zhang (2013), Observations: Cryosphere, in *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by Stocker T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley, pp. 317–382, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Vincent, C., G. Kappenberger, F. Valla, A. Bauder, M. Funk, and E. Le Meur (2004), Ice ablation as evidence of climate change in the Alps over the 20th century, *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, *109*(D10).

Vincent, C. et al. (2013), Balanced conditions or slight mass gain of glaciers in the Lahaul and Spiti region (northern India, Himalaya) during the nineties preceded recent mass loss, *The Cryosphere*, *7*(2), 569–582, doi:10.5194/tc-7-569-2013.

Vincent, C., M. Harter, A. Gilbert, E. Berthier, and D. Six (2014), Future fluctuations of the Mer de Glace (French Alps) assessed using a parameterized model calibrated with past thickness changes, *Annals of Glaciology*, *55*(66), 15–24, doi:10.3189/2014AoG66A050.

Wagnon, P. et al. (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.

Wagnon, P. et al. (2013), Seasonal and annual mass balances of Mera and Pokalde glaciers (Nepal Himalaya) since 2007, *The Cryosphere*, *7*(6), 1769–1786, doi:10.5194/tc-7-1769-2013.

Warren, S. G. (1982), Optical properties of snow, *Reviews of Geophysics*, *20*(1), 67–89, doi:10.1029/RG020i001p00067.

Willis, M. J., A. K. Melkonian, M. E. Pritchard, and A. Rivera (2012a), Ice loss from the Southern Patagonian Ice Field, South America, between 2000 and 2012, *Geophysical Research Letters*, *39*(L17501), 1–6, doi:10.1029/2012GL053136.

Willis, M. J., A. K. Melkonian, M. E. Pritchard, and J. A. Ramage (2012b), Ice loss rates at the Northern Patagonian Icefield derived using a decade of satellite remote sensing, *Remote Sensing of Environment*, *117*, 184–198.

Yao, T. et al. (2012), Different glacier status with atmospheric circulations in Tibetan Plateau and surroundings, *Nature Climate Change*, *2*(9), 663 – 667, doi:10.1038/NCLIMATE1580.

Yi, S., and W. Sun (2014), Evaluation of glacier changes in high-mountain Asia based on 10 year GRACE RL05 models, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *119*(3), 2013JB010860, doi:10.1002/2013JB010860.

Zemp, M. et al. (2013), Reanalysing glacier mass balance measurement series, *The Cryosphere*, *7*(4), 1227–1245, doi:10.5194/tc-7-1227-2013.

Zwally, H. J. et al. (2002), ICESat's laser measurements of polar ice, atmosphere, ocean, and land, *Journal of Geodynamics*, *34*(3-4), 405–445.