



HAL
open science

Quantification des hauteurs de neige et des températures de l'air à la surface d'un glacier : du terrain à l'interpolation, confrontation de méthodes

Eric Bernard, Florian Tolle, Madeleine Griselin, Dominique Laffly, C. Marlin

► To cite this version:

Eric Bernard, Florian Tolle, Madeleine Griselin, Dominique Laffly, C. Marlin. Quantification des hauteurs de neige et des températures de l'air à la surface d'un glacier : du terrain à l'interpolation, confrontation de méthodes. Neuvièmes Rencontres de Théo Quant, Mar 2009, Besançon, France. <http://thema.univ-fcomte.fr/theoq/pdf/2009/TQ2009%20ARTICLE%2081.pdf>. hal-00762406

HAL Id: hal-00762406

<https://hal.science/hal-00762406v1>

Submitted on 29 Sep 2013

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

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

Quantification des hauteurs de neige et des températures de l'air à la surface d'un glacier : du terrain à l'interpolation, confrontation de méthodes

Eric Bernard¹, Florian Tolle¹, Madeleine Griselin¹, Dominique Laffly², Christelle Marlin³

¹ UMR 6049 ThéMA, CNRS/Université de Franche-Comté
30, rue Mégevand – 25030 Besançon, France
eric.bernard@univ-fcomte.fr

² UMR 5602 Géode, CNRS/Université de Toulouse Le Mirail
Maison de la Recherche – 5, allée Antonio Machado – 31058 Toulouse cedex 9, France

³ UMR 8148 IDES, CNRS/Université Paris Sud-11
Campus de la Faculté des Sciences – 91405 Orsay, France

MOTS - CLÉS

Spatialisation
Interpolation
Discrétisation spatiale
Glacier
Neige
Température

RÉSUMÉ

La quantification des hauteurs de neige et des températures à la surface d'un glacier est le plus souvent effectuée à partir de données acquises ponctuellement, en un nombre de points variable selon les programmes. Les valeurs obtenues permettent une généralisation spatiale de l'information. Cette étape permet d'une part d'obtenir des valeurs globales qui seront mises en relation avec les calculs de débits des émissaires du glacier, et d'autre part de comprendre les variations spatiales des phénomènes étudiés. Dans le cadre d'un programme d'hydro-glaciologie développé en Arctique, plusieurs méthodes de spatialisation ont été confrontées afin d'évaluer leur qualité et leur reproductibilité. Le présent article fait état de la confrontation de six méthodes de discrétisation spatiale et d'interpolation à partir de données issues de carottages de neige et de quatre journées d'observation des températures de l'air à la surface du glacier Loven Est.

KEY WORDS

Interpolation
Spatial discretization
Glacier
Snow cover
Air temperature

ABSTRACT

Quantifying snow cover and air temperature on a glacier: a comparison of methods from fieldwork to interpolation

Quantifying snow cover and surface air temperature on a glacier is usually based on point data. The density of point measures is dependent on the local context. Interpolation brings the opportunity to generate a continuous surface. This surface can be used to derive a global measure for the whole glacier. These measures (total snow water equivalent, average thermal state) are integrated in glaciological and hydrological equations. Interpolation also renders the spatial variations of processes and provides information on inaccessible or not-monitored zones. Using the example of an arctic glacier, several interpolation methods were tested and compared. These methods were applied to snow drilling and air temperature monitoring data acquired on Loven East glacier (Svalbard, Norway).

1. Introduction

Les glaciers constituent un bon indicateur des changements climatiques, puisqu'ils sont extrêmement sensibles aux sollicitations atmosphériques. La compréhension des processus hydro-glaciologiques nécessite de déterminer de la façon la plus précise possible les lames d'eau entrant dans le calcul de l'équation hydrologique (précipitations liquides et solides, fonte de neige et de glace) ainsi que les températures sur l'ensemble du bassin glaciaire. La qualité de ces calculs est d'autant plus importante que les mesures hydrologiques en aval sont, elles, très précises.

Actuellement, les mesures glacio-nivologiques sont, le plus souvent, fondées sur des calculs qui mobilisent MNT, photogrammétrie, télédétection et méthodes géodésiques. Or, si ces méthodes fonctionnent pour traiter de manière systématique de vastes systèmes glaciaires, elles trouvent leurs limites dès que l'on s'intéresse à un seul bassin glaciaire (Etzelmuller *et al.*, 1993). Le traitement et surtout l'interprétation des données à cette échelle est délicat comme le soulignent Francou et Vincent (2008) lorsqu'ils affirment qu'« *il est extrêmement difficile de les interpoler [...], il faut pour cela avoir une excellente connaissance du terrain* ».

Si Hock et Jensen (1999) ont proposé une méthode de krigeage probante visant à interpoler des données pour déterminer les variations de volume d'un glacier, ce sont des méthodes de zonage plus simples qui font référence et prédominent toujours actuellement en glaciologie et en hydrologie (Sicart *et al.* 2007, Schweizer *et al.* 2008, Soruco *et al.*, 2009). Ceci s'explique essentiellement par la difficulté d'instrumentation des glaciers : difficultés d'accès, surface mouvante dans le temps, crevasses, froid (Carturan *et al.*, 2009).

À partir d'informations acquises ponctuellement sur le terrain pour le programme Hydro-Sensor-FLOWS, plusieurs méthodes de spatialisation ont été testées sur la température de l'air (20 capteurs) et sur les hauteurs de neige (30 points de mesure). Le glacier Loven Est (Spitsberg, 79°N), support de ce programme, permet un monitoring précis. D'une superficie de 5 km², il présente une configuration géographique plutôt simple : pente douce et régulière, absence de séracs, avancée lente avec 4 m/an.

Chaque capteur automatique de température fournit 9000 données annuellement. Plusieurs campagnes de relevé des hauteurs de neige fournissent une dizaine de mesures chaque année. Le traitement systématique de ces données a donc nécessité le

choix d'une méthode d'interpolation judicieuse et adaptée. Pour ce faire, nous avons confronté quelques méthodes d'interpolation en partant des plus simples (couramment utilisées en glaciologie) jusqu'aux méthodes plus complexes employées en géomatique. Une campagne de carottage de neige et quatre journées d'observation des températures de l'air à la surface du glacier ont servi d'exemple.

2. Cadre d'étude et méthodes

2.1. Le Loven Est, un glacier sous surveillance

Le Loven Est, petit glacier de type alpin, est souvent décrit comme représentatif des glaciers arctiques (Kohler *et al.*, 2007). En pleine phase de retrait, ancien affluent du glacier du Roi (actuel glacier à front marin), il est devenu au fil du temps un glacier de vallée simple. Sa petite surface a permis de mettre en place un maillage fin de capteurs de température et de points d'échantillonnage de neige, le tout guidé par une grande connaissance du bassin étudié de longue date (Vivian, 1964 ; Griselin, 1982 ; Griselin et Marlin, 1999). Glacier observatoire, il a été équipé d'un nombre d'appareils de mesure plutôt élevé par rapport aux protocoles de monitoring glaciologiques courants (figure 1). Cela offre la possibilité d'effectuer un travail à une résolution spatiale suffisante pour cerner au plus près des phénomènes parfois très localisés dans l'espace et dans le temps.

2.2. Capteurs de température de l'air et carottages de neige

Répartis sur l'ensemble du glacier, 20 capteurs thermiques ont été installés pour couvrir sa surface de manière optimale. Bien que leur nombre puisse être jugé insuffisant d'un point de vue statistique, les réalités du terrain n'ont pas permis d'augmenter la densité du maillage. Plusieurs essais se sont soldés par la perte du matériel. Le monitoring a donc été pensé avant tout pour garantir un maximum de fiabilité dans le recueil de l'information. Le résultat s'avère positif, puisque les capteurs permettent d'avoir une information en continu (1 mesure/heure pendant toute l'année) de la température de l'air à 1,60 m de la surface de la glace. En tenant compte des spécificités du terrain, nous avons tenté d'obtenir le maillage le plus efficace, le plus fin et le plus représentatif de l'ensemble du glacier.

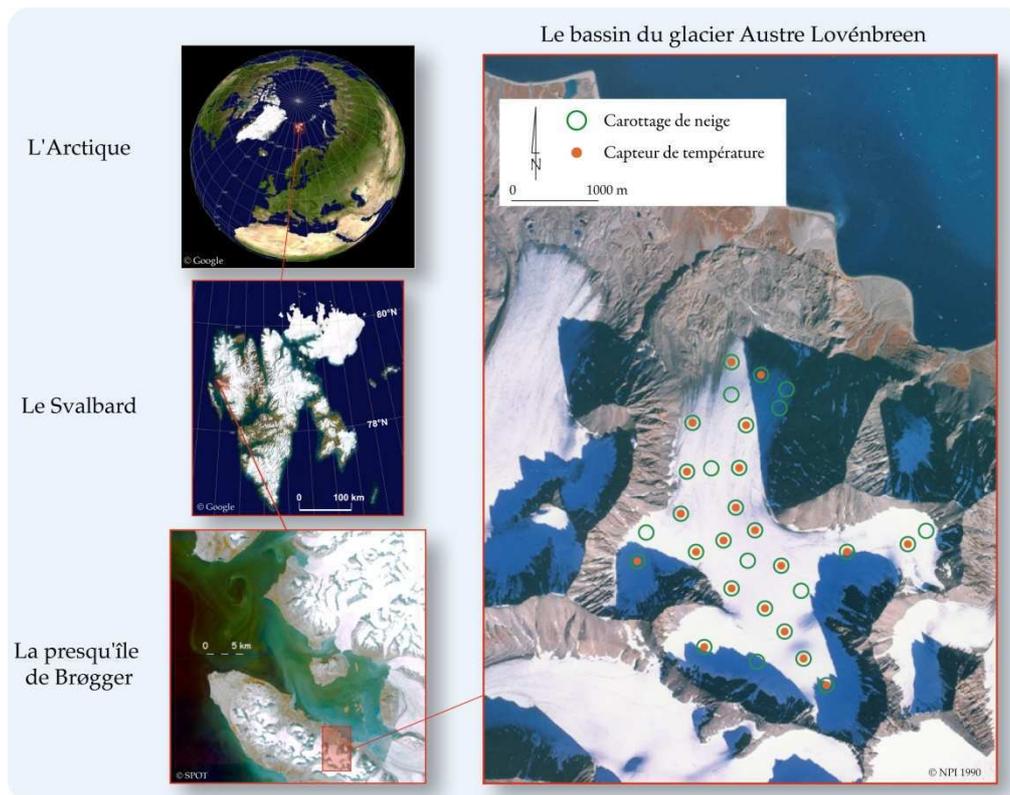


Figure 1. Le glacier Loven Est (79°N, Baie du Roi, Svalbard) et le réseau de mesures (carottages de neige et températures de l'air)

L'objectif, à partir des 20 points d'enregistrement, est de définir l'état thermique du glacier, c'est-à-dire une valeur de température unique pour l'ensemble du glacier correspondant à la somme des températures interpolées en chaque cellule de la matrice spatiale. Le but est d'obtenir pour chaque heure une valeur d'état thermique qui sera mise en relation avec les calculs horaires de débit des émissaires en aval. L'état thermique est l'un des paramètres de l'équation hydrologique qui permet de déterminer la lame de fonte potentielle (neige et glace confondues) ; la spatialisation de l'information thermique permet de définir heure par heure l'isotherme 0°C en dessous duquel la fonte est possible, et donc les surfaces du glacier soumises à la fonte.

Pour les tests d'interpolation, nous avons choisi quatre journées très différentes sur le plan thermique issues de l'année hydrologique 2006-2007. Pour chaque journée, une seule des 24 mesures horaires a été prise en considération. Il ne s'agit donc pas de valeurs déjà agrégées mais des mesures réelles enregistrées par les thermomètres automatiques. La première journée est dite « froide » avec $-3,13^{\circ}\text{C}$ pour l'ensemble du glacier : c'est un cas de figure typique où le glacier est entièrement dans des valeurs négatives. La seconde journée choisie présente un état thermique « très froid » avec -25°C

qui caractérise le cœur de l'hiver arctique, lorsque tout est figé. À l'opposé, nous avons sélectionné une journée dite « chaude » pendant laquelle l'ensemble du glacier est situé dans le positif ($+6,14^{\circ}\text{C}$) et subit donc une fonte importante. Enfin, nous avons sélectionné un état thermique « mixte » ($+2,45^{\circ}\text{C}$) qui propose à la fois des zones positives et négatives et se caractérise par une fonte différentielle. Cette sélection vise à couvrir au mieux le champ de possibilités observées sur le glacier.

En ce qui concerne la surveillance nivologique du glacier Loven Est, nous avons cherché à déterminer l'équivalent en eau (water equivalent, noté w.eq.) de la neige au sol. Ce paramètre hydrologique, relativement facile à mesurer manuellement par carottage, est en revanche difficile à quantifier précisément de façon automatique ou par télédétection. En un point donné, les mesures (carottages au drill PICO et pesées) permettent de calculer pour chaque échantillon l'équivalent en eau d'une carotte de neige prélevée sur toute l'épaisseur du manteau neigeux (Elder et Dozier, 1990). Malgré le maillage des points de carottage dense par rapport aux échantillonnages couramment pratiqués (Kaser *et al.*, 2003), les valeurs mesurées peuvent être très variables en raison des fluctuations spatio-temporelles des conditions météorologiques, mais

aussi en fonction de facteurs comme l'altitude ou la vitesse et l'orientation des vents. Les points de mesures ont été répartis pour les besoins du programme de façon à couvrir au mieux l'intégralité de la surface du glacier. Chaque point d'échantillonnage a été géoréférencé, ce qui permet de toujours effectuer les carottages au même endroit.

Les tests d'interpolation développés ici s'appuient sur une campagne de 30 carottages de neige effectuée fin avril 2008, au maximum de l'accumulation du manteau neigeux.

2.3. Méthodes mises en œuvre pour spatialiser l'information

Les données de température et de hauteur de neige offraient toutes deux des valeurs continues ne variant pas brutalement dans l'espace, comme l'a révélé le calcul de l'indice de Moran. Les valeurs moyennes obtenues ne sont pas le signe d'une autocorrélation spatiale marquée mais s'expliquent plutôt par des variations graduelles des valeurs mesurées.

Nous avons organisé notre démarche comparative en partant du plus simple (la moyenne arithmétique des mesures) pour aller vers le plus complexe (les méthodes d'interpolation). Dans le cas spécifique de la neige, la moyenne arithmétique a été appliquée d'abord aux 11 balises axiales du glacier selon la méthode glaciologique couramment utilisée. Puis elle a été appliquée aux 30 points de mesures du glacier.

Trois méthodes de discrétisation spatiale et quatre méthodes d'interpolation ont été mises en œuvre.

Discrétisation spatiale

La première de ces méthodes a été le calcul selon l'hypsométrie du glacier. Elle peut être assimilée à une méthode par polygones, puisque, pour chaque tranche d'altitude (choisie au préalable), une valeur est affectée. Elle consiste donc à délimiter des zones présumées fonctionner de manière identique selon leur altitude. Ce découpage selon un gradient altitudinal est un référentiel souvent utilisé en glaciologie lorsque les contraintes de terrain n'autorisent qu'un nombre restreint de mesures effectuées, alors, selon un échantillonnage axial (Furbish et Andrew, 1984 ; Hagen *et al.*, 2003).

La deuxième méthode que nous appellerons « polygones de Lliboutry », est communément utilisée en glaciologie : préconisée par Louis Lliboutry (1965), c'est un zonage dans lequel les polygones sont délimités d'après la connaissance du terrain et correspondent donc à des zones supposées homogènes dans la réalité.

La troisième de ces trois méthodes est le découpage par diagramme de Voronoï (Okabe, 1992) qui consiste à discrétiser l'espace en fonction de la distance stricte aux points de mesure. La répartition des polygones et leur découpage sont ainsi déterminés mathématiquement, sans référence à la configuration du terrain.

Dans ces trois méthodes, la valeur connue au point de mesure est attribuée à la totalité du polygone qui la contient.

Méthodes d'interpolation

Quatre méthodes d'interpolation (trois déterministes et une stochastique) ont été utilisées pour couvrir au mieux le spectre des possibilités méthodologiques usuelles. Ce sont toutes des méthodes classiques, implémentées dans la plupart des logiciels.

L'interpolation par l'inverse de la distance pondérée (Inverse Distance Weighted ou IDW) est un algorithme simple qui donne plus de poids aux valeurs proches qu'aux valeurs éloignées (Shepard, 1968). Cette méthode d'interpolation est une méthode exacte, c'est-à-dire que la valeur interpolée aux points de mesure ne peut différer des valeurs effectivement mesurées.

L'interpolation par spline (Bojanov *et al.*, 1993) a aussi été utilisée. Il s'agit d'une méthode polynomiale locale optimisée. La méthode des splines est elle aussi une méthode exacte.

La méthode des polynômes locaux consiste à appliquer, en fonction d'un voisinage défini, une équation polynomiale aux points de données (Akima, 1970). C'est un interpolateur inexact dans le sens où la surface générée peut indiquer aux points de mesure des valeurs différentes de celles effectivement mesurées. C'est donc ici une tendance locale qui est mise en évidence.

Enfin, le krigeage ordinaire a été mis en œuvre (Cressie, 1988). Cette méthode stochastique dite géostatistique prend en considération la covariance des points de données en intégrant la dispersion spatiale de ces points. Il existe de nombreux types de krigeage plus ou moins précisément paramétrés par les utilisateurs. Nous nous sommes limités ici à définir la portée du krigeage par analyse du semi-variogramme.

Les surfaces de tendance dérivées à partir de ces méthodes l'ont toutes été à une résolution identique de 20 mètres (pixel de 400 m²). Pour chaque cellule, une valeur a été extraite, ce qui nous a permis de déduire des statistiques descriptives simples pour chaque méthode utilisée. Si on totalise les valeurs calculées dans chaque cellule de la zone d'étude, et qu'on les rapporte à la surface totale du glacier on

obtient pour la neige l'équivalent-eau pour la surface considérée. Dans le cas des températures, on obtient une valeur moyenne qui correspond à l'état thermique global du glacier ($T^{\circ}\text{C}$ de l'air).

Les valeurs globales ainsi obtenues donnent une mesure de neige et de température, applicable à l'ensemble du glacier, alors que la spatialisation issue des différentes méthodes révèle toute la variabilité spatiale de l'information. Si la valeur unique donne une indication à échelle globale, ce sont les champs spatiaux continus qui donnent à voir et à interpréter la variabilité à échelle locale de l'objet d'étude. Cette variabilité locale visible sur les cartes d'interpolation est un des éléments importants lié aux différentes méthodes choisies.

Les tests comparatifs des méthodes s'appuient sur une campagne de carottages (avril 2008) et sur quatre données horaires de températures (année hydrologique 2006-2007). Chaque méthode nous a permis d'extraire sept cartes à partir desquelles a été dérivée une valeur d'équivalent-eau pour la neige (figures 2 et 3). Cartes et valeurs issues des différentes interpolations ont été comparées. Un protocole similaire a été appliqué aux données de températures.

3. Résultats

3.1. Neige et équivalent-eau

Si l'on s'en tient à une simple moyenne arithmétique, on obtient 793 mm sur les 30 balises et 785 mm pour les 11 balises axiales.

La méthode hypsométrique, qui pondère la valeur des balises axiales par la surface des tranches d'altitude, donne le résultat le plus faible (738 mm). Cette méthode, couramment utilisée en glaciologie quand l'échantillonnage n'est qu'axial, est connue pour amoindrir sensiblement les résultats (Francou et Vincent, 2007).

Les différentes méthodes de spatialisation interpolant les 30 mesures ne montrent pas d'écarts très importants pour l'équivalent-eau du glacier. L'hypsométrie donne une valeur très minorée, minoration déjà établie par ailleurs (Francou et Vincent, 2007). Aussi cette méthode ne se justifie-t-elle que lorsque l'on ne dispose que d'un échantillonnage axial. La moyenne des valeurs des 30 mesures (793 mm) correspond à la valeur la plus faible (par rapport aux méthodes prenant en compte tous les points). Cela illustre le fait que les zones de forte accumulation de neige, notamment les cirques

Sud, Ouest et Est, sont sous-représentées dans l'échantillonnage. Les méthodes d'interpolation gommant partiellement ce biais alors que la moyenne simple ne peut, par nature, pas le prendre en compte.

Les valeurs obtenues pour toutes les méthodes, à l'exclusion de l'hypsométrie et de la moyenne, sont comprises entre 858 mm (IDW) et 896 mm (spline), (figure 3). Cette amplitude de 38 mm est négligeable du point de vue hydrologique. Ainsi, bien qu'elles montrent des disparités spatiales importantes, ces variations n'influencent que très peu la valeur globale calculée. Les deux méthodes de discrétisation spatiale que sont les polygones de Voronoï et ceux de Lliboutry ne donnent pas des résultats bruts nettement différents des autres méthodes mises en œuvre (respectivement 862 mm et 872 mm). En revanche, les méthodes polynomiales présentent les valeurs les plus importantes avec 884 mm pour les polynômes locaux et 896 mm pour le spline. Ce constat est certainement imputable au fait que ces interpolateurs peuvent générer des valeurs très inférieures ou très supérieures aux valeurs mesurées en raison de possibles effondrements ou redressements des surfaces dans les zones périphériques des aires interpolées.

La qualité des quatre méthodes d'interpolation a été évaluée par validation croisée (Stone, 1974). Les méthodes de discrétisation spatiale ne se prêtent pas à ce type de validation, sauf dans le cas des polygones de Voronoï. Nous n'avons cependant pas effectué de validation croisée pour les polygones de Voronoï car cela n'aurait eu que peu de sens étant donné la nature même de cette méthode. Pour l'IDW, les polynômes locaux, le spline et le krigeage ordinaire, l'erreur quadratique moyenne (EQM) a été calculée (Webster et Oliver, 2001). C'est l'IDW qui a obtenu le meilleur résultat avec une EQM de 177,1 mm. Le spline semble être la méthode la moins fiable avec une EQM de 296 mm, confirmant ainsi les doutes pouvant être attribués aux valeurs extrêmes obtenues par cette méthode. Les polynômes locaux et le krigeage ordinaire obtiennent respectivement une EQM de 184,3 et 186,1 mm, soit des résultats légèrement supérieurs à ceux de l'IDW.

La spatialisation des résultats a naturellement montré une certaine cohérence entre les méthodes. Aucune aberration n'a été enregistrée et chaque méthode présente le glacier de manière comparable. Cette analogie des résultats est toutefois à nuancer. La faible superficie de la zone d'étude ainsi que l'autocorrélation spatiale entre les points aboutissent nécessairement à une représentation où les tendances générales se retrouvent aisément.

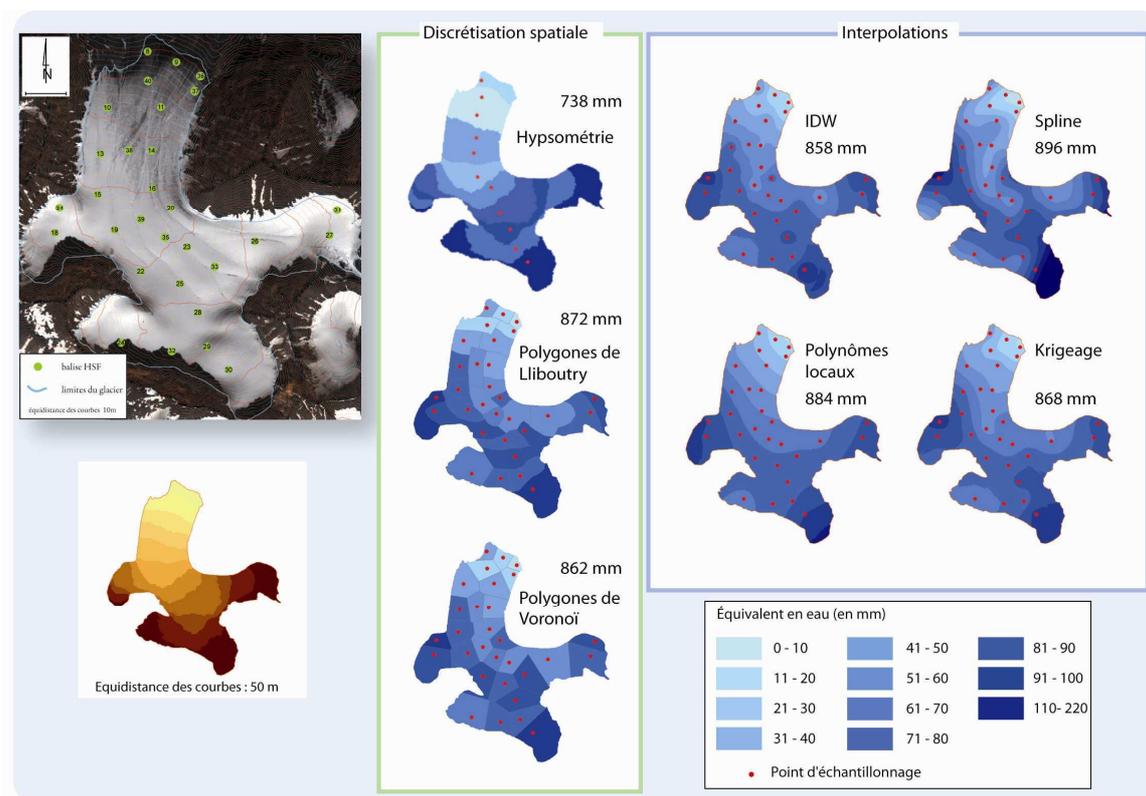


Figure 2. Spatialisation du manteau neigeux du glacier Loven Est exprimé en équivalent-eau : comparaison des représentations spatiales issues des différentes méthodes

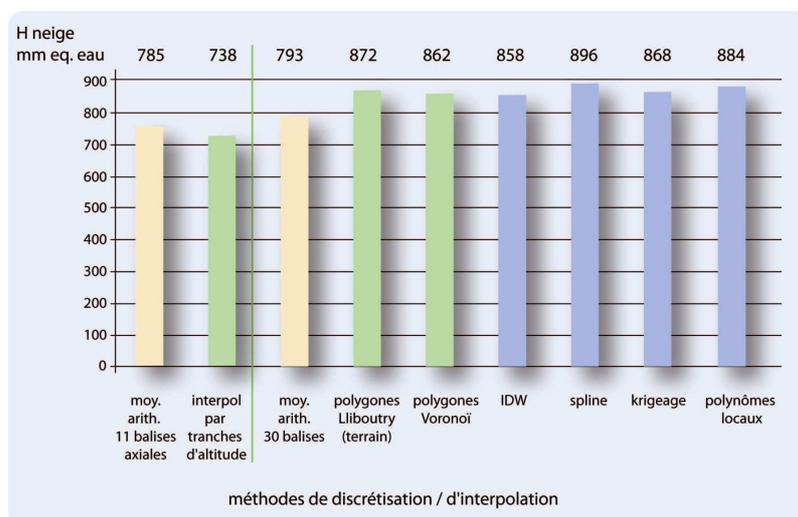


Figure 3. Valeur globale du manteau neigeux du glacier Loven Est exprimé en équivalent-eau

On observe que, quelle que soit la technique employée, les quatre cirques ressortent logiquement comme étant les zones principales d'accumulation de neige. A contrario, le front du glacier, en particulier sa partie nord-est, est le secteur le moins pourvu

en neige. Les observations de terrain corroborent ces résultats. De plus, la dissymétrie marquée entre l'est et l'ouest, déjà observée sur le terrain, est parfaitement mise en valeur. À l'exception de la spatialisation par hypsométrie qui efface les

variations latérales, chaque méthode révèle une représentation plus ou moins marquée de cette particularité du glacier. Les discrétisations spatiales montrent les variations par paliers tandis que les interpolateurs les expriment de façon plus lissée.

3.2. Températures et état thermique du glacier

L'appréhension des phénomènes liés aux températures révèle d'autres caractéristiques. L'état thermique à l'échelle du glacier varie fréquemment et brutalement tout au long de l'année hydrologique (1^{er} octobre - 30 septembre). Dans le cas des températures, le choix a été fait d'appliquer une seule échelle à la totalité des 9000 états thermiques enregistrés chaque année. Ce choix a deux motivations principales. Tout d'abord, une échelle commune à toutes les configurations observées au cours de l'année permet une représentation dynamique du champ thermique de la surface du glacier. Il est ainsi possible de générer une animation ou la succession rapide des 9000 cartes générées donne une vision claire et compréhensible des phénomènes spatio-temporels liés aux températures. Ensuite, cette échelle a été adaptée aux besoins du programme hydro-glaciologique nécessitant une finesse dans la détermination des zones positives et négatives en été, à savoir la zone charnière autour de 0°C. Ainsi, de -5 à +5°C, chaque degré contient

20 classes, tandis que de +5 à +15°C (le maximum annuel) et de -5 à -40°C (le minimum annuel), il n'y a plus qu'une classe par degré. La conséquence directe de ces choix est que la représentation cartographique des états thermiques extrêmes (très chaud ou très froid) masque partiellement les disparités réelles (figure 4).

Comme cela a été fait pour le manteau neigeux, les 6 méthodes de généralisation spatiale ont été testées. Dans le cas des températures, plusieurs paramètres sont intéressants à prendre en compte pour chaque méthode. Tout d'abord, la valeur globale correspondant à l'état thermique, c'est-à-dire la moyenne des valeurs interpolées en chaque point de la zone d'étude, nous apporte un premier aperçu des températures. Dans le cas des états mixtes, présentant des températures positives et négatives, la valeur de l'état thermique nous donnera une indication du contexte dominant. Par ailleurs, pour chaque méthode testée, la comparaison des minimum, maximum et de l'amplitude des températures interpolées apporte de précieuses informations sur les résultats générés. Enfin, la qualité des quatre interpolateurs a été testée par validation croisée. La combinaison de tous ces éléments nous permet de comparer l'adéquation de chaque méthode avec une approche hydro-glaciologique d'une part, et d'évaluer la pertinence des méthodes mobilisées d'autre part.

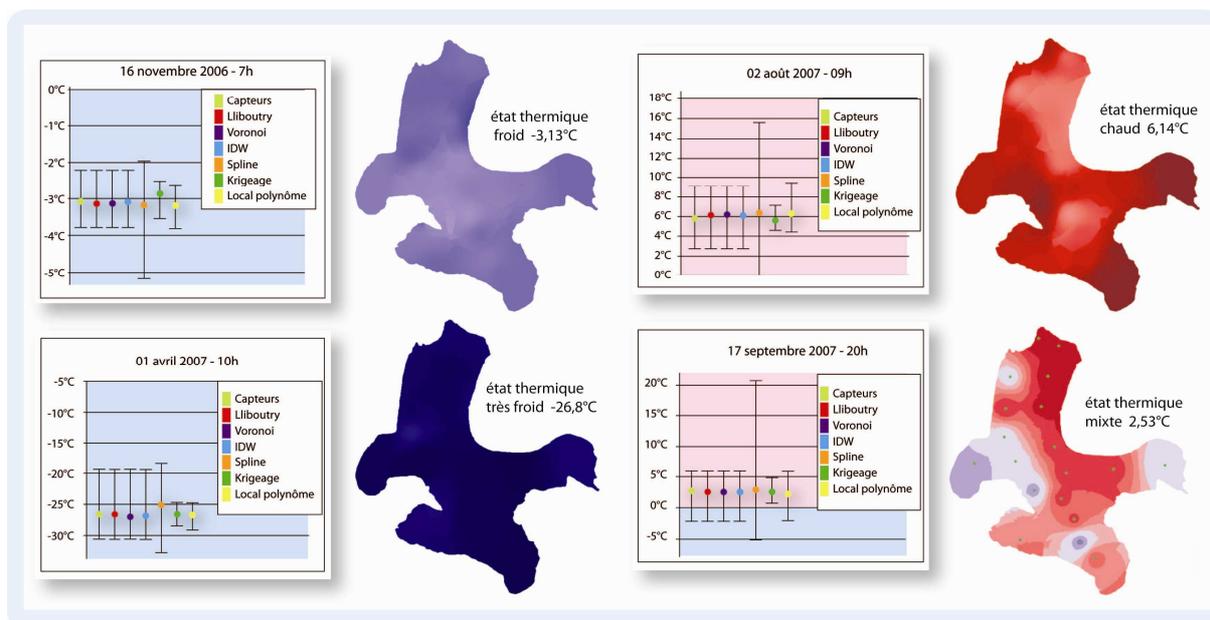


Figure 4. Spatialisation de quatre états thermiques (IDW) et comparaison des valeurs globales obtenues

La valeur de l'état thermique calculée varie d'une méthode à l'autre. L'état thermique très froid (1^{er} avril 2007) va de -25,2°C (krigeage) à -27,2°C

(Voronoi). C'est le spline qui présente la plus forte amplitude (de -18,53°C à -32,91°C) avec 14,38°C, alors que l'amplitude des valeurs enregistrées n'est

que de 11,14°C (-19,45°C à -30,59°C). L'état thermique du 16 novembre varie selon les méthodes de -2,88°C à -3,13°C. Là encore, c'est le spline qui présente les plus forts écarts par rapport aux valeurs mesurées. Le 2 août, l'état thermique chaud s'échelonne de 5,87°C (krigeage) à 6,25°C (spline). Le spline enregistre toujours la plus forte amplitude alors que le krigeage a tendance à minimiser les valeurs minimum et maximum. Quant à l'état mixte du 17 septembre, les valeurs globales vont de 2,24°C à 3,05°C, et le même constat est fait pour les résultats du spline et du krigeage.

L'observation des valeurs extrêmes (minimum et maximum) issues des différentes méthodes de généralisation spatiale soulève un problème non négligeable du point de vue glaciologique. Si les méthodes par polygones et l'IDW ne peuvent pas, par nature, générer de valeurs dépassant les températures maxi et mini enregistrées, ce n'est pas le cas des autres interpolateurs dont les extrêmes peuvent excéder la plus faible ou la plus forte valeur

effectivement mesurée. Si ce constat n'est pas gênant dans un autre contexte, où on peut effectivement faire apparaître un phénomène dépassant la « réalité » en mettant en évidence, par l'interpolation, une tendance nette, il peut s'avérer inapproprié dans une approche où valeurs calculées et phénomènes concomitants (ici la fonte de la neige ou de la glace) sont considérés ensemble. Un exemple caractéristique de ce problème est celui du krigeage. En effet, pour le 17 septembre, le krigeage n'a produit aucune valeur négative à la surface du glacier, alors même que le minimum enregistré à cet instant là était de -2,2°C.

Le problème du dépassement ou de la sous-estimation des valeurs extrêmes (figure 4) par certaines méthodes rend délicate leur application en hydro-glaciologie dès l'instant où la tendance extrême générée peut fausser, voire gommer l'isotherme 0°C, démarcation capitale pour déterminer les zones affectées par la fonte.

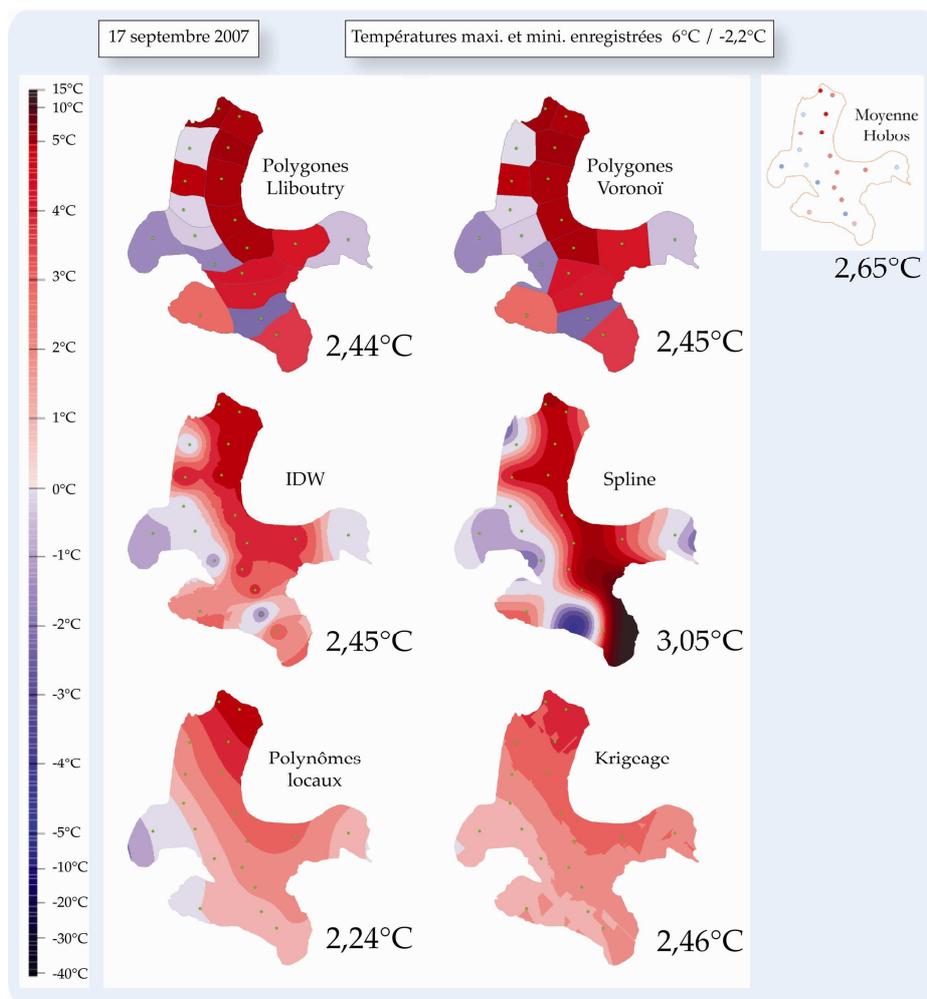


Figure 5. Spatialisations et valeurs globales d'un état thermique « mixte »

Si l'on s'attarde sur le cas particulier de l'état thermique « mixte » du 17 septembre (figure 5), la plage des données enregistrées par les capteurs s'étend sur 8,2°C (avec des extrêmes enregistrés de +6°C et -2,2°C). À partir des six méthodes de calcul, on obtient des valeurs allant de 2,24°C à 3,05°C. Les méthodes par polygones, Lliboutry et Voronoï, donnent de façon attendue des valeurs voisines (+2,44°C et +2,45°C).

L'interpolation par IDW donne une valeur quasiment identique à celle des polygones de Lliboutry et de Voronoï. Le krigeage est également très proche de ces valeurs, mais présente en revanche des différences importantes dans la spatialisation dont la plus importante est de montrer le glacier avec des valeurs uniquement positives alors que des températures négatives ont été enregistrées par les capteurs. Cela confirme les réserves déjà évoquées concernant les valeurs extrêmes. Le cas de l'interpolation par spline est aussi symptomatique des dérives liées à certains interpolateurs et qui sont à éviter dans une approche glaciologique. On le remarque, les valeurs de température générées par les splines se traduisent par des transitions rapides entre les minimales et maximales (valeurs qui atteignent d'ailleurs des extrêmes très peu probables dans la réalité). Inversement, l'interpolation par polynômes locaux et le krigeage aboutissent à une plage de valeurs certainement sous-estimée par rapport aux températures réellement mesurées. La variabilité locale est ainsi exagérément nivelée, ce qui n'est pas non plus satisfaisant.

On note donc que les particularités liées à chaque méthode rendent difficile le choix d'une d'entre elles pour une utilisation systématisée sur des jeux de données importants. Les méthodes par polygones, très difficilement reproductibles (dans le cas de Lliboutry) et peu en phase avec les variations continues des variables considérées (dans le cas de Voronoï) nous incitent à ne pas les utiliser. Reste à comparer les autres méthodes et notamment à évaluer leur fiabilité. C'est ce qui a été réalisé en calculant l'erreur quadratique moyenne (EQM) des 4 méthodes d'interpolation pour chaque contexte thermique présenté ici (tableau 1).

	16 nov. 2006	1 avril 2007	2 août 2007	17 sept. 2007
IDW	0,47	3,48	2,15	3,04
Spline	0,88	5,46	3,24	5,71
Krigeage	0,42	2,79	2,17	2,92
Polynômes locaux	0,45	3,18	2,22	3,51

Tableau 1. Erreur quadratique moyenne de quatre états thermiques en fonction des méthodes d'interpolation

Plusieurs constats s'imposent au vu de ces résultats. Tout d'abord, sans surprise étant donné ce qui a déjà été évoqué, le spline produit systématiquement les plus mauvais résultats. Il est plus délicat de trancher entre les autres méthodes, les différences s'avérant souvent faibles. Dans trois cas sur quatre, c'est le krigeage qui apparaît le plus satisfaisant. Pour le quatrième, c'est l'IDW qui offre la meilleure qualité de prédiction. Dans le cas identifié comme problématique du 17 septembre, c'est l'IDW qui présente les meilleurs résultats immédiatement derrière le krigeage. Il est important de rappeler ici que la validation croisée ne s'effectue qu'au niveau des points de mesure et que les réserves émises sur la généralisation spatiale liée à chaque méthode restent valables.

4. Discussion

Les modes de spatialisation mobilisés font volontairement partie des méthodes classiques en géographie. Ce choix a été fait afin de faciliter le traitement systématique d'un grand nombre de données (9 000 cartes horaires de température par an). De plus, le but était d'obtenir les valeurs jugées les plus fiables concernant la neige et la température, résultats à opposer aux mesures hydrologiques.

Pour le manteau neigeux comme pour les états thermiques, deux dimensions coexistent dans les résultats : une dimension spatiale, représentée cartographiquement à l'échelle du glacier, et sa dimension synthétique, sous forme d'indicateur, exprimée en valeur globale. Les principales différences observées dans les résultats sont d'ordre spatial et correspondent aux conclusions de plusieurs travaux (Janssen, 1999 ; Hember *et al.*, 2004).

Les choix faits dans les méthodes de spatialisation ont une influence directe sur l'interprétation qui peut en être faite. Dans le cas des températures par exemple, les conséquences de l'interpolation sur la définition des zones du glacier présentant des températures positives ou non sont importantes. En effet, la transition entre gel et dégel est une donnée capitale dans une étude hydrologique. Certains interpolateurs (spline, krigeage et polynômes locaux) peuvent dépasser ou minorer le minimum et le maximum réellement mesurés. Leur utilisation nécessiterait un paramétrage approfondi, nécessitant des données difficiles à acquérir. De plus, elles sont difficilement reproductibles et leur comparabilité est limitée. Ces méthodes s'avèrent donc davantage adaptées à l'analyse d'un instant t qu'à celle de séries temporelles.

Les problèmes liés à l'extrapolation hors du champ de mesures de certaines méthodes peuvent recouvrir plusieurs aspects. D'une part, ils peuvent correspondre à un artefact causé par un faible nombre de points d'échantillonnage. Cela peut être le cas par exemple dans le fond des cirques du haut du bassin glaciaire, excroissances typiquement délicates à traiter en interpolation. D'autre part, ils peuvent correspondre à de réelles tendances que les contraintes du terrain (pentes fortes, crevasses, bédrières) ne permettent pas d'instrumenter correctement. Il serait à ce titre intéressant de mobiliser les méthodes fondées sur les régressions, ou sur l'enchaînement entre régression et krigeage sur les résidus. Cela permettrait d'intégrer des variables ayant une influence spatiale sur ces processus (altitude pour la température ou vent pour la neige, par exemple). Nous l'avons remarqué grâce aux résultats de la validation croisée, le krigeage est certainement une méthode à privilégier, et qui offrira assurément des résultats encore meilleurs avec un paramétrage multi-variables approfondi.

5. Conclusion

Les comparaisons de méthodes menées dans le cadre de ce travail appellent plusieurs constats. Tout d'abord, on observe, dans les différents tests réalisés, une homogénéité relative des résultats obtenus pour les valeurs globales, pour les températures comme pour le manteau neigeux. Quelle que soit la méthode employée, la tendance générale est conservée. Ces premières conclusions tendent à prouver que des méthodes simples de généralisation spatiale suffisent à dériver une valeur unique représentative d'un état du glacier, quel que soit l'état thermique ou l'équivalent en eau du manteau neigeux.

6. Références bibliographiques

- Akima H., 1970, A new method of interpolation and smooth curve fitting based on local procedures, *Journal of the ACM*, 17, 4, 589-602.
- Bojanov B., Hakopian H. A., Sahakian A., 1993, *Spline functions and multivariate interpolation*, Kluwer Academic, Dordrecht.
- Carturan L., Cazorzi F., Dala Fontana G., 2009, Enhanced estimation of glacier mass balance in unsampled areas by means of topographic data, *Annals of Glaciology*, 50, 1-8.
- Cressie N., 1988, Spatial prediction and ordinary kriging, *Mathematical Geology*, 20, 4, 405-421.
- Elder K., Dozier J., 1990, Improving methods for measurement and estimation of snowstorage in alpine watersheds, *Hydrology in Mountainous Regions. I - Hydrological Measurements; the Water Cycle*, Proceedings of two Lausanne Symposia, august 1990, IAHS Publishers, 193, 147-156.
- Etzelmuller B., Vatne G., Odegard R. S., Sollid J. L., 1993, Mass-balance and changes of surface slope, crevasse and flow pattern of Erikbreen, Northern Spitsbergen, An application of a geographical information system (GIS), *Polar Research*, 12, 131-146.
- Francois B., Vincent C., 2007, *Les glaciers à l'épreuve du climat*, IRD Éditions, Paris.
- Furbish D. J., Andrew J. T., 1984, The use of hypsometry to indicate long-term stability and response of valley glaciers to changes in mass transfer, *Journal of Glaciology*, 30, 105, 199-211

Ces résultats ne doivent pas occulter le fait qu'une variabilité spatiale parfois importante subsiste entre les méthodes, variabilité qu'il conviendra d'évaluer plus précisément dans le cas d'un travail à échelle plus fine. À titre d'exemple, l'évaluation des zones du glacier connaissant des températures élevées et la détermination de la ligne de l'isotherme 0°C peuvent connaître des variations importantes d'une méthode à l'autre. Le choix réalisé aura une incidence immédiate sur l'interprétation des dynamiques nivo-glaciologiques.

L'interpolation par IDW nous a semblé correspondre particulièrement bien aux réalités rencontrées sur le terrain. La méthode IDW présente des transitions plus douces entre zones contrastées et n'autorise pas de dépassement excessif des valeurs extrêmes. Les résultats sont plus en phase avec les réalités telles qu'on peut les percevoir sur le terrain. Il ne faut pas pour autant évacuer le krigeage qui présente déjà de bons résultats sous la forme très brute que nous avons utilisée ici. Cette piste prometteuse sera explorée.

Ces observations nous incitent à proposer l'interpolation par IDW ou le krigeage paramétré comme alternative aux méthodes traditionnelles en glaciologie. Cette alternative n'est cependant valable que dans le cas où toute la surface du glacier est échantillonnée.

À la lueur des résultats, il nous est apparu important d'effectuer quelques réajustements dans l'implantation des balises. Nous avons notamment choisi de densifier le réseau amont avec de nouvelles balises, l'objectif étant de quantifier plus précisément les valeurs extrêmes. De même certaines zones particulièrement exposées aux dynamiques du glacier (convergence, front) ont bénéficié d'un réseau plus dense de balises.

- Griselin M., 1982, Les écoulements liquides et solides sur les marges polaires, exemple du glacier Loven Est, côte nord-Ouest du Spitsberg, Thèse de 3e cycle, Volume III des Travaux du Laboratoire de géographie physique de Nancy II.
- Griselin M., Marlin C., 1999, Approche quantitative et géochimique du gradient altitudinal des précipitations sur un bassin versant partiellement englacé de la côte occidentale du Spitsberg, *La Houille Blanche*, 5, 125-136.
- Hagen J.O., Kohler J., Melvold K., Winther J.G., 2003, Glaciers in Svalbard, mass balance, runoff and freshwater flux, *Polar Research*, 22, 145-159.
- Hock R., Jensen H., 1999, Application of kriging interpolation for glacier mass balance computations, *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography*, 611-619.
- Hember R. A., Cogley J. G., Ecclestone M. A., 2004, Volume balance of white glacier terminus, Axel Heiberg Island, Nunavut, 1961-2003, *60th Eastern Snow Conference*, Sheerbrooke, Québec, Canada, 2003. www.easternsnow.org/proceedings/2004/Hember_et_al.pdf
- Janssen P., 1999, Effect of uncertainties in measured variables on the calculated mass balance of Storglaciären. *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography*, 81, 633-642.
- Kaser G., Fountain A., Jansson P., 2003, A manual for monitoring the mass balance of mountain glaciers, *IHP-VI, Technical Documents in Hydrology*, 59.
- Kohler J., James T.D., Murray T., Nuth C., Brandt O., Barrand N. E., Aas H. F., Luckman A., 2007, Acceleration in thinning rate on western Svalbard glaciers, *Geophysical Research Letters*, 34.
- Lliboutry L., 1965, *Traité de glaciologie*, tome 1 et 2, Masson, Paris.
- Okabe A., 1992, *Spatial tessellations, concepts and applications of Voronoi diagrams*, John Wiley and Sons, New York.
- Østrem G., Brugman M., 1991, Glacier mass balance and measurements, a manual for field and office work, *NHRI science report*, 4, 224.
- Schweizer J., Heilig A., Bellaire S., Fierz C., 2008, Variations in snow surface properties at the snowpack-depth, the slope and the basin scale, *Journal of Glaciology*, 54, 188, 846-856.
- Shepard D., 1968, A two-dimensional interpolation function for irregularly-spaced data, *Proceedings of the 1968 23rd ACM national conference*, 517-524.
- Sicart J. E., Ribstein P., Francou B., Pouyaud B., Condom T., 2007, Glacier mass balance of tropical Zongo glacier, Bolivia, comparing hydrological and glaciological methods. *Global and Planetary Change*, 59, 27-36.
- Soruco A., Vincent C., Francou B., Ribstein P., Berger T., Sicart J.E., Wagnon P., Arnaud Y., Favier V., Lejeune Y., 2009, Mass balance of Glacier Zongo, Bolivia, between 1956 and 2006 using glaciological, hydrological and geodetic methods, *Annals of Glaciology*, 50, 1-8.
- Stone M., 1974, Cross-validation choice and assessment of statistical predictions, *Journal of the Royal Statistical Society, Series B*, 36, 111-147.
- Vivian H., 1964, Premières observations sur le régime estival des torrents glaciaires du Spitsberg, 79°N, *Norvège*, 43, 283-307.
- Webster R., Oliver M.A., 2001, *Geostatistics for environmental scientists*. John Wiley and Sons, Brisbane, Australia.