TABLE DES MATIÈRES

Page

INTRODUCTION 1

CHAPITRE 1 REVUE DE LITTÉRATURE 11
Préambule 11
1.1 Modélisation hydrologique des bassins versants alimentés par des glaciers en général 11
1.1.1 Résolution spatiale..... 11
1.1.2 Résolution temporelle..... 12
1.1.3 Complexité des processus reproduits 13
1.1.4 Application aux régions tempérées..... 15
1.2 Glaciers tropicaux 16
1.2.1 Climat tropical 16
1.2.2 Différences principales entre les glaciers tropicaux et les glaciers tempérés.... 17
1.2.2.1 Le rythme d'ablation et d'accumulation..... 17
1.2.2.2 L'importance négligeable de manteau neigeux saisonnier..... 17
1.2.2.3 Sublimation 18
1.2.2.4 Ombre persistante..... 18
1.2.2.5 Température de glace 19
1.3 La modélisation des glaciers tropicaux.....19
1.3.1 La sublimation 22
1.3.2 La gestion de l'ombre 23
1.3.3 La température de glace..... 23
1.3.4 Opportunités d'amélioration en modélisation des basins versants tropicaux alimentés par des glaciers 23

CHAPITRE 2 MÉTHODOLOGIE.....25
2.1 Résumé de la recherche 25
2.2 Données utilisées 26
2.2.1 Site étudié 26
2.2.2 Données de modélisation..... 27
2.3 Modèle traditionnel.....31
2.3.1 Structure du modèle..... 32
2.3.2 Répartition des données..... 32
2.3.3 Bilan d'énergie 34
2.3.3.1 Bilan radiatif net R_{NET} 35
2.3.3.2 Flux de chaleur turbulents 39
2.3.4 Quantité de fonte et de sublimation..... 41
2.4 Module d'ombre.....42
2.4.1 Principe..... 42
2.4.2 Méthode de calcul..... 42
2.4.3 Paramétrage 43
2.5 Module de température de glace 45

2.5.1 Détail du calcul 46
2.5.2 Initialisation 46
2.5.3 Évolution 46
2.6 Module de sublimation 48
2.7 Modèle complet 52

CHAPITRE 3 RÉSULTATS 53
3.1 Volumes de fonte horaires cumulés 53
3.1.1 Comparaison des volumes simulés avec le débit de fonte théorique pour l'année 2013 53
3.1.2 Comparaison des volumes simulés avec le débit de fonte théorique pour l'année 2014 57
3.1.3 Volumes de fonte cumulés calculés sur 400 heures 60
3.2 Répartition de l'ablation entre la fonte et la sublimation 63
3.3 Localisation de la fonte et de la sublimation 67
3.4 Paramètres spécifiques au module d'ombre 70
3.5 Paramètres spécifiques au module de glace 74
3.6 Paramètres spécifiques au module de sublimation 78

CHAPITRE 4 DISCUSSION 81
4.1 Limites des modèles à base physiques appliqués aux glaciers tropicaux 81
4.2 Module d'ombre 81
4.3 Module de température de glace 84
4.4 Effets comparables entre les modules de température de glace et d'ombre 86
4.5 Module de sublimation 86
4.6 Modèle complet 90

CONCLUSION 91

ANNEXE I DONNÉES TECHNIQUES SUR LA STATION MÉTÉOROLOGIQUE 93

ANNEXE II DÉMONSTRATION DE L'ÉQUATION 2.8 95

ANNEXE III SCHÉMA DE FONCTIONNEMENT DES MODULES 99

ANNEXE IV TABLEAU RÉCAPITULATIF DES ÉQUATIONS UTILISÉES 105

ANNEXE V SCHÉMA DE PRINCIPE DU MODULE DE TEMPÉRATURE DE GLACE 109

ANNEXE VI TABLEAU DE CALCUL DE LA PROPORTION DE SUBLIMATION 111

ANNEXE VII CODE 113

LISTE DE RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES 125

LISTE DES TABLEAUX

Page

Tableau 2.1 Plages de durées des données météorologiques et hyrologiques disponibles pour la modélisation 28

Tableau 3.1 Volumes de fonte cumulés de la période de mesure de 2013 et écart relatif par rapport au modèle traditionnel et à la fonte théorique 55

Tableau 3.2 Volume cumulé de fonte de la période de mesure de 2014 et écart relatif par rapport au modèle traditionnel et à la fonte théorique 58

Tableau 3.3 Volumes de fonte cumulés pour l'ensemble des mesures de 2014 (400 heures) et écart relatif avec le modèle traditionnel 61

Tableau 4.1 Analyse de sensibilité du module de température de glace à la variation de l'épaisseur de la première couche 85

LISTE DES FIGURES

Page

Figure 0.1 Cartographie du projet Chavimochic et Chinecas 3

Figure 0.2 Températures moyennes annuelles pour Huaraz 5

Figure 0.3 Course du soleil heure par heure pour le glacier Cuchillacocha et à Montréal les 21 des mois de juin et de décembre.....7

Figure 1.1 Illustration de l'étendue de la gamme de modèles disponibles pour la modélisation des vallées glaciaires tempérées. Le point 1 illustre des cas d'utilisation des modèles TIM, le point 2 des cas d'utilisation de modèles ETI et SEB et le point trois des cas d'utilisation des modèles EB. 15

Figure 1.2 Illustration de l'étendue de la gamme de modèles disponibles pour la modélisation des vallées glaciaires tropicales. Le point 1 illustre des cas d'utilisation des modèles TIM, le point 2 des cas d'utilisation de modèles ETI et SEB et le point trois des cas d'utilisation des modèles EB. 24

Figure 2.1 Carte de la Cordillère Blanche et position du lac Cuchillacocha 27

Figure 2.2 Modèle digital de terrain du glacier Cuchillacocha.....32

Figure 2.3 Représentation des variables de température, de pression et de pression de vapeur répartie sur le glacier.....34

Figure 2.4 Schéma de principe du bilan d'énergie.....35

Figure 2.5 Illustration de la détermination visuelle des valeurs d'albédo du modèle...37

Figure 2.6 Illustration du mode de détection de l'ombre créé par le relief sur une cellule fictive du glacier. La ligne d'altitude reliant la cellule au soleil est dessinée en trait continu. La ligne acceptée est-elle tracée en pointillés 43

Figure 2.7 Illustration de l'application du module d'ombre à 10h00 du matin. Les zones entourées en rouge ont été prises en compte pour la paramétrisation du module. 44

Figure 2.8 Illustration de l'influence du module d'ombre sur le calcul du rayonnement solaire.....45

Figure 2.9 Représentations graphiques de l'évolution de la proportion de sublimation au cours d'une année d'étude ainsi que du vent, des précipitations et de l'humidité relative 51

Figure 3.1 Comparaison des volumes de fonte cumulés théorique et calculés selon les différentes configurations pour l'année 2013 (72 heures) 56

Figure 3.2 Comparaison des volumes de fonte cumulés théorique et calculées selon les différentes configurations pour l'année 2014 (60 heures). 59

Figure 3.3 Représentation graphique des volumes de fonte cumulés calculés selon les différentes configurations et représentation graphique des variables de température et de rayonnement direct incident pour l'année 2014 (400 heures) 62

Figure 3.4 Diagrammes à barres des quantités de fonte totales calculées pour les différentes configurations et pour les années 2013 et 2014.....64

Figure 3.5 Diagrammes à barres des proportions de l'énergie d'ablation répartie en fonte et en sublimation pour les différentes configurations et pour les années 2013 et 2014 66

Figure 3.6 Représentation spatiale de la fonte et de la sublimation cumulées pour les différentes configurations sur l'année 2013 68

Figure 3.7 Représentation spatiale de la fonte et de la sublimation cumulées pour les différentes configurations sur l'année 2014 69

Figure 3.8 Représentation spatiale de l'évolution journalière de l'ombre calculée pour l'année 2014. L'ombre calculée apparait en bleu sur le graphique.....71

Figure 3.9 Représentation spatiale de l'évolution journalière du rayonnement direct calculé par le module d'ombre pour l'année 2014 72

Figure 3.10 Représentation spatiale de l'évolution journalière du rayonnement direct calculé par le modèle traditionnel pour l'année 2014 73

Figure 3.11 Représentation graphique de l'évolution du profil de température de glace au niveau de la station de mesure calculé par le module de température de glace au cours d'une journée de mesure de l'année 2013 ..76

Figure 3.12 Représentation graphique de l'évolution du profil de température de glace au sommet calculé par le module de température de glace au cours d'une journée de mesure de l'année 2013. 77

Figure 3.13 Représentation graphique de l'évolution de la quantité horaire de sublimation totale du glacier calculée par le modèle traditionnel et le modèle de sublimation au cours de l'année 2013 79

Figure 4.1 Représentation en trois dimensions de l'emplacement de la station sur le glacier (pixel noir) 82

Figure 4.2 Évolution du rayonnement solaire mesuré à la station pour l'année 2014 .. 83

Figure 4.3 Représentation graphique de l'évolution en fonction du vent du taux de sublimation f_{sub} calculé par le module de sublimation pour l'année 2013 88

Figure 4.4 Représentation graphique de l'évolution en fonction du vent du taux de sublimation f_{sub} calculé par le module de sublimation pour l'année 2014 89

Rapport-Gratuit.com

INTRODUCTION

Les glaciers de type alpin jouent le rôle de régulateurs naturels de débit pour les cours d'eau qu'ils alimentent. Ils retiennent sous forme solide une partie des précipitations durant la saison où celles-ci sont abondantes et la libèrent lorsque les précipitations ont cessé (Viviroli et Weingartner, 2004). Cette particularité donne aux glaciers un rôle de réservoir d'eau douce pour les écosystèmes, les populations et les activités économiques situés en aval (Thorsteinsson *et al.*, 2013).

On estime qu'au moins 200 millions de personnes dans le monde dépendent de l'eau de fonte des glaciers (IPCC, 2007). Cette dépendance est particulièrement importante dans les régions qui présentent un déficit de précipitations par rapport à la consommation humaine. C'est le cas, par exemple, dans la vallée de l'Indus au Pakistan, où les besoins en eau dans le domaine agricole uniquement représentent plus de 75% du débit annuel du fleuve, dont les eaux proviennent quasi exclusivement de la chaine himalayenne (Frederick, 2002). Cette vulnérabilité aux eaux de fonte est également très marquée en Amérique du Sud, où l'approvisionnement en eau de nombreuses populations vivant au pied des Andes dépend de l'eau de fonte glaciaire. Sur ce continent, c'est au Pérou, en Bolivie et au nord du Chili que cette dépendance des populations aux eaux de fonte des glaciers est la plus marquée (Mark *et al.*, 2015). En effet, la région à l'ouest de ces pays est considérée comme un « quasi désert », recevant en moyenne moins de 15 mm de pluie par année (Liebmann *et al.*, 2005). Or, cette zone aride est aussi la plus peuplée de ce territoire. Au Pérou, par exemple, 70% de la population vit sur la côte pacifique (Gonzalez J., 2011). Lima, la capitale, représente un bon exemple de la situation de la zone côtière en matière d'accès à l'eau potable. Avec seulement de 5 à 6 mm de précipitations par an, cette ville de 7,6 millions d'habitants dépend de façon quasi exclusive de l'eau provenant de la cordillère de Andes pour l'approvisionnement en eau de sa population. En 2000, seulement 70% des habitants avaient un accès direct à l'eau potable, et ce chiffre est en augmentation constante, vu la croissance du nombre d'habitants et la faiblesse de la ressource (Ioris, 2012).

Rapport-gratuit.com
LE NUMERO 1 MONDIAL DU MÉMOIRES

L'utilisation de l'eau provenant des Andes ne se limite pas à l'approvisionnement en eau des populations côtières; elle est également utilisée à des fins économiques et commerciales. La production d'électricité et l'irrigation des terres désertiques de la côte afin de produire des fruits et des légumes destinés à l'exportation sont les activités économiques qui nécessitent le plus d'eau à longueur d'année.

La vallée du Rio Santa est un très bon exemple des enjeux liés aux ressources hydriques au Pérou. Le Rio Santa est un fleuve de 340 km de long qui s'écoule des Andes à l'océan Pacifique dans la région d'Ancash, située dans la partie nord du pays. Son bassin versant de plus de 14 000 km^2 abrite la plus grande concentration de glaciers tropicaux au monde, ceux du versant ouest de la Cordillère Blanche. Les glaciers de la cordillère Blanche ont subi un fort recul durant les dernières décennies. Leur superficie est passée d'environ 850 km^2 dans les années 1930 (Georges, 2004) à 485 km^2 en 2012 (Burns et Nolin, 2014).

Le Rio Santa prend sa source au lac Conococha, situé à 4 050 mètres d'altitude. Il longe ensuite la cordillère Blanche en se dirigeant vers le nord. Sur ce tronçon, il traverse diverses villes d'importance. Parmi celles-ci, on compte la capitale de la région d'Ancash, Huaraz, une ville de 130 000 habitants située au pied du parc national de Huascaran. Après avoir collecté les eaux de la cordillère Blanche, le fleuve alimente une des premières stations hydroélectriques construites au Pérou, la station du Cañon del Pato. À partir de ce point, le Rio Santa change progressivement de direction pour se diriger vers la côte pacifique. Environ 50 km avant d'atteindre l'océan, une partie importante des eaux est extraite du fleuve afin d'approvisionner deux réseaux de canaux, l'un se dirigeant vers le sud, l'autre, le plus important, vers le nord.

Le projet Chavimochic sert à l'alimentation en eau douce de la zone côtière de La Libertad (Figure 0.1). L'objectif premier de ce projet est d'irriguer les terres désertiques de la côte. Le projet permet actuellement d'irriguer 73 000 ha de terres tout en générant 8,14 MW d'électricité. Ce projet est toujours en expansion. Il est prévu, qu'à terme, il permettra

d'irriguer 144 400 ha et de générer 68,1 MW d'énergie électrique, tout en assurant la production d'eau potable pour la ville de Trujillo, la troisième ville du pays.

Figure 0.1 Cartographie du projet Chavimochic et Chinecas
Tirée de Michel Baraër

Les deux réseaux de canaux exercent une pression très forte sur les eaux du Rio Santa. En 2010 et 2011, Carey (2013) a mesuré une perte de plus de 80% des eaux du Rio Santa entre l'amont et l'aval des prises d'eau de ces projets. Dans ces conditions, il est plus que probable que la réduction du débit du Rio Santa pendant la saison sèche, due au retrait glaciaire projeté sur les décennies à venir (Baraer *et al.*, 2012) causera d'importantes pertes économiques pour le Pérou. Vergara (2007) estime par exemple à 14.2%, soit 144 million de dollars US par an, la perte de revenu que la disparition des glaciers de la cordillère Blanche engendrera pour la seule centrale hydroélectrique du Cañon del Pato.

Malgré le risque que représente le retrait glaciaire pour les ressources en eau de l'ensemble du pays, il n'existe pas encore de projections de l'évolution du débit du Rio Santa faisant l'unanimité dans le monde scientifique (Carey *et al.*, 2013). Une des raisons pour ce manque de visibilité est l'absence de modèles hydrologiques adaptés aux bassins de la taille du Rio Santa capables de prendre en compte les particularités des glaciers tropicaux.

Les glaciers des climats tempérés suivent le schéma de fonte suivant : pendant l'hiver, les fortes précipitations et les températures très froides favorisent l'accumulation de neige sur le glacier qui se transforme en glace avec le temps. En été, les températures augmentent et les radiations solaires fournissent une quantité d'énergie suffisante pour faire fondre une partie de la neige et de cette glace; il s'agit de la période d'ablation.

Les glaciers tropicaux ne suivent pas ce schéma de fonte. Le climat tropical est caractérisé par des températures moyennes journalières stables au cours de l'année (Figure 0.2), une forte saisonnalité dans les précipitations et des radiations solaires plus importantes que dans les zones tempérées.

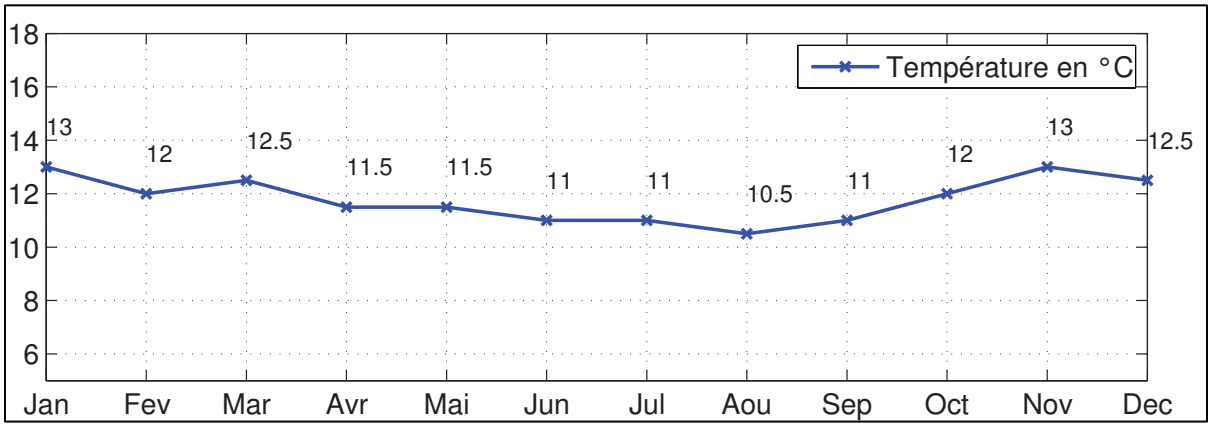


Figure 0.2 Températures moyennes annuelles pour Huaraz
Tirée de http://www.meoweather.com/

Durant la saison sèche, qui s'étale du mois de mai au mois d'octobre, les précipitations sont très limitées et le taux d'humidité de l'air dépasse rarement les 50%. La saison humide est, quant à elle, marquée par de fortes précipitations et un taux d'humidité de l'air très supérieur à celui de la saison sèche. Kaser et Osmaston (2002) montrent que ces conditions climatiques conduisent au chevauchement des phases d'accumulation et d'ablation des glaciers tropicaux. Pendant la saison sèche, l'humidité relative et la nébulosité faibles font en sorte que l'énergie provenant du rayonnement solaire et de la température est utilisée pour la sublimation de la neige et de la glace principalement (transformation directe de l'eau de l'état solide à l'état gazeux). La sublimation nécessitant 7,8 fois plus d'énergie que la fonte, l'ablation est alors réduite par rapport à la saison humide. Le faible niveau des précipitations ne génère que très peu d'accumulation durant cette saison. Pendant la saison des pluies, l'humidité et la nébulosité sont élevées. Au sommet du glacier, là où les températures restent en dessous de zéro durant toute l'année, les précipitations tombent sous forme de neige et créent ainsi de l'accumulation. Au niveau de la partie basse du glacier, les précipitations parfois liquides et l'absence de sublimation, due à un taux d'humidité de l'air élevé, favorisent la fonte, et donc, augmentent l'ablation du glacier par rapport à la saison sèche. La saison des pluies mène donc aussi bien à de l'ablation qu'à de l'accumulation de masse pour les glaciers des Andes tropicales.

L'importance particulière du processus de sublimation n'est pas la seule différence qui existe entre les glaciers tempérés et les glaciers tropicaux. Parmi celles-ci on trouve les caractéristiques des radiations solaires. Dans les tropiques, la course du soleil varie très peu entre la saison sèche et la saison humide comparativement aux climats tempérés (Figure 0.3). Cette particularité entraine l'apparition de phénomènes spécifiques aux glaciers tropicaux, par exemple la formation de pénitents. Les pénitents sont des pics de glace formés à la surface du glacier et dont la forme rappelle celle de moines encapuchonnés. Ces formations sont dues à la stabilité de la course du soleil au cours de l'année, ce qui n'est pas le cas pour les régions tempérées (Figure 0.3). Ainsi la surface de la glace est irradiée, suivant une incidence presque constante tout au long de l'année. Les aspérités de la surface sont alors touchées de la même manière. Les pics réfléchissent la lumière et la dirige vers les creux. Ces derniers reçoivent donc l'énergie réfléchie par les pics voisins, en plus du rayonnement solaire direct. Pendant la saison sèche et à haute altitude, là où la température de l'air ne descend pratiquement jamais sous zéro, cette énergie est consommée par la sublimation, ce qui engendre une ablation plus importante de la glace se trouvant dans le creux par rapport à celle se situant dans les pics (Barry et Gan, 2011). Ce phénomène, observé uniquement sous les faibles latitudes et hautes altitudes, montre bien l'importance de l'impact des radiations solaires et de la course du soleil sur l'ablation des glaciers tropicaux.

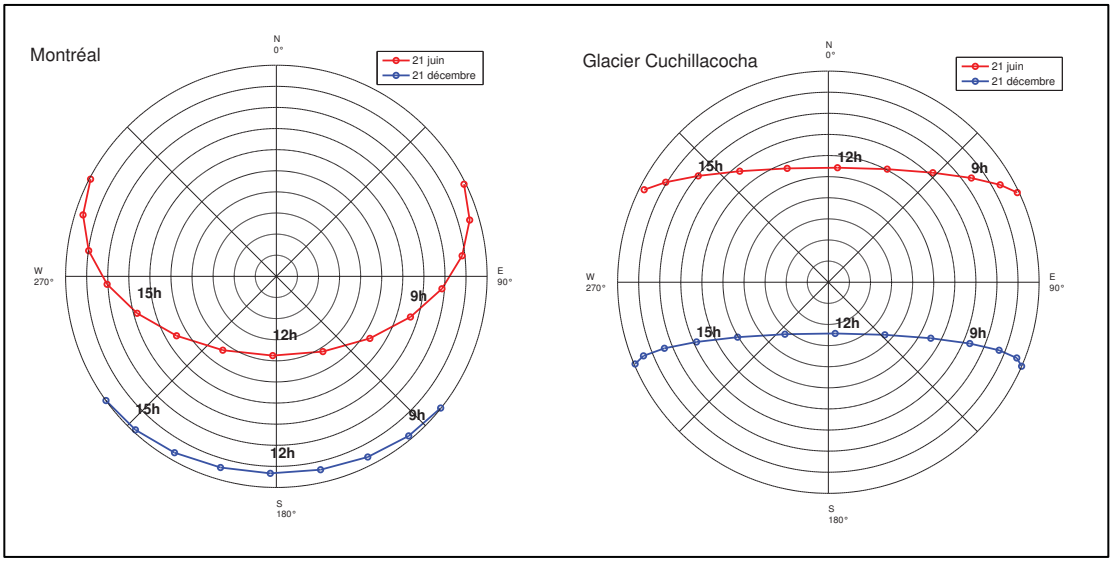


Figure 0.3 Course du soleil heure par heure pour le glacier Cuchillacocha et à Montréal les 21 des mois de juin et de décembre

La faible variation de l'angle d'incidence des rayons du soleil a également pour conséquence le faible déplacement des zones d'ombre sur le glacier. L'effet de l'ombre sur le bilan énergétique du glacier est donc plus persistant pour un glacier tropical que dans le cas d'un glacier en climat tempéré.

Pareillement, la variation de la température de la glace fait partie des différences entre les glaciers tropicaux et les glaciers tempérés. Sous un climat tempéré, les températures élevées de l'été conduisent à une fonte de neige sur l'ensemble du glacier, zone d'accumulation comprise. Ce phénomène fait en sorte que la chaleur de l'environnement supra-glaciaire se propage dans toutes les couches du glacier et que la température de la glace est quasi uniformément à zéro degré Celsius. Tout surplus d'énergie sert donc à la transformation de la neige ou de la glace en eau liquide. Dans les tropiques, le gradient de température restant très stable tout au long de l'année, la partie d'accumulation du glacier reste à des températures en dessous de zéro. Une partie de l'énergie reçue par le glacier doit donc servir à réchauffer sa surface avant de générer l'ablation. Cette particularité favorise la sublimation par rapport à la fonte et rend le bilan thermique à la surface du glacier plus complexe que dans le cas des glaciers tempérés.

Ces particularités des glaciers tropicaux font que les modèles hydrologiques ayant démontré leurs capacités à simuler les débits de rivières alimentées par des glaciers dans les zones tempérées se montrent plus limités dans leur capacité à reproduire les variations saisonnières des débits de rivières alimentées par des glaciers tropicaux. Pouyaud *et al*. (2004), par exemple, affirment que, faute de mieux, ils ont été contraints à utiliser un modèle de type degré-jour pour simuler l'impact du réchauffement atmosphérique sur le débit d'un bassin versant de la cordillère Blanche. À plus grande échelle, Condom *et al.* (2010) ont développé un module de retrait glaciaire basé sur un indice degré-jour, à l'aide du modèle WEAP (« Water Evaluation And Planning »), appliqué à l'ensemble du bassin versant du Rio Santa. Là encore, les résultats obtenus sont inférieurs à ceux que l'application d'un tel modèle donnerait pour des régions tempérées.

Les tentatives d'application de modèles à base physique, comme par Rigaudière *et al.* (1995), ont été plus fructueuses. Par contre, ces modélisations ont été limitées à des bassins de très petite taille dont la représentativité à grande échelle n'est pas prouvée. Cette limitation quant à la taille de bassin versant est liée d'une part à la quantité importante de paramètres hydrométéorologiques nécessaires aux modèles physiques, et, d'autre part, au temps de calcul que le caractère distribué de ce type de modèle exige. De plus, les principes physiques pris en compte dans ces modèles sont principalement adaptés aux caractéristiques des glaciers tempérés, et non à celles des glaciers tropicaux. Par exemple, l'équation appliquée à la chaleur latente de sublimation est traditionnellement basée sur la loi de Dalton, qui ne prend pas en compte l'énergie disponible (Hock, 2005).

Une des stratégies envisagées pour le développement de modèles hydrologiques applicables aux bassins versants de grande taille, alimentés par des glaciers tropicaux, est de dégrader de manière sélective un modèle physique spécifique aux glaciers tropicaux. Cette stratégie viserait à diminuer sélectivement le nombre de paramètres entrants et la résolution spatiale du modèle avec, pour objectif, de ne dégrader sa performance que minimalement.

La mise en œuvre d'une telle stratégie nécessite qu'un modèle à base physique ayant démontré sa capacité à prendre en compte les spécificités des glaciers tropicaux existe.

L'objectif de cette recherche est d'évaluer dans quelle mesure les modèles à base physique développés pour les glaciers tempérés nécessitent d'être adaptés aux spécificités des glaciers tropicaux.

Pour ce faire, les trois aspects différenciant les glaciers tropicaux des glaciers tempérés et susceptibles de ne pas être modélisés adéquatement par les modèles physiques traditionnels décrits ci-dessus seront simulés de deux manières différentes, à partir d'un modèle physique générique:

- En utilisant des modules existants et qui servent déjà pour les glaciers tempérés (méthode traditionnelle);
- En utilisant des modules adaptés aux glaciers tropicaux développés dans le cadre de cette étude (méthode adaptée).

La sublimation sera donc d'une part simulée en utilisant l'équation classique de calcul de la chaleur latente (méthode traditionnelle), et d'autre part, à partir d'un indice de partition entre l'énergie de fonte et l'énergie de sublimation (méthode adaptée).

Le rôle de l'ombre persistante sera d'une part négligée (méthode traditionnelle), et d'autre part pris en compte par l'utilisation d'un module d'ombre spécifiquement adapté pour cette étude (méthode adaptée).

La température de la glace quant à elle sera d'une part considérée comme uniforme à zéro degré Celsius (méthode traditionnelle), et d'autre part prise en compte par un module de température de glace adapté aux besoins de cette étude (méthode adaptée).

Les effets relatifs des modifications proposées pour chaque particularité des modèles tropicaux seront évalués en comparant les résultats des simulations faites par la méthode

Rapport-Gratuit.com

traditionnelle avec ceux de la méthode adaptée, ainsi qu'en comparant les résultats obtenus avec des mesures de débits effectuées sur le terrain.

Dans cette optique, nous nous concentrerons sur un glacier tropical pour lequel des données sont disponibles. Il s'agit du glacier Cuchillacocha, situé dans la cordillère Blanche au Pérou, pour lequel des données hydrométéorologiques sont disponibles depuis 2012.

CHAPITRE 1

REVUE DE LITTÉRATURE

Préambule

Les glaciers montagneux constituent une réserve d'eau douce primordiale pour la vie et l'économie des régions qui en contiennent (Braun *et al.*, 2000). Le développement d'outils capables de simuler l'évolution de cette ressource pour ces bassins versants est donc d'une grande importance. Cette revue de littérature a pour objectif de dresser un portrait de l'état de la science par rapport à la modélisation hydrologique des bassins versants alimentés par des glaciers. Ce chapitre se décompose en trois parties : une première section consacrée à la modélisation des vallées glaciaires en général suivi d'une deuxième section dédiée aux spécificités des glaciers tropicaux puis une section décrivant la modélisation des bassins versants alimentés par des glaciers tropicaux.

1.1 Modélisation hydrologique des bassins versants alimentés par des glaciers en général

De par l'importance du sujet, de nombreux modèles numériques ont été développés pour simuler l'hydrologie des glaciers et, par changements d'échelle, des bassins versants alimentés par des glaciers. Ces modèles diffèrent les uns des autres sur de nombreux aspects comme par exemple le type de glacier considéré, la région d'application, la taille du bassin étudié, les paramètres entrants ou encore les processus hydrologiques couverts (Hock *et al.*, 2005). Les modèles hydrologiques peuvent être classifiés selon trois critères : La résolution spatiale`; la résolution temporelle et la complexité de processus reproduits.

1.1.1 Résolution spatiale

Les vallées glaciaires sont en général de type alpin. Ces vallées sont caractérisées par une grande hétérogénéité spatiale liée aux différences d'altitude et d'orientation du terrain. Plus

Rapport-gratuit.com
LE NUMERO 1 MONDIAL DU MÉMOIRES

la résolution spatiale d'un modèle est fine, plus cette hétérogénéité spatiale peut être prise en compte par le modèle (Hock, 1999). Dans un même ordre d'idée, plus la maille du modèle est fine, plus le modèle peut différencier les zones recouvertes par des glaciers de celles qui sont libres de glaces (Lafaysse *et al.*, 2011). D'un autre coté, un modèles à mailles très fines peut être très gourmant en capacité de calcul et requiert des données d'entrée à mailles très fines également (Beven, 1989) . En général, les chercheurs adaptent la résolution spatiale du modèle utilisé à la taille du bassin versant étudié. Mauser (2008) par exemple dans son étude du modèle PROMET, conseille l'utilisation d'une échelle spatiale de 1 km^2 pour les bassins versant entre 800 km^2 et 77 000 km^2 alors qu'il réduit l'échelle à 100 m^2 lorsque le bassin versant est entre 5 km^2 et 800 km^2.

1.1.2 Résolution temporelle

Une logique similaire s'applique à la résolution temporelle des modèles. Pour des raisons de capacités de calcul, un pas de temps faible (heure) (Mölg et Hardy, 2004) ou demi-heure (Escher-Vetter, 1985) permet d'avoir de bons résultats lorsque la durée totale de modélisation se limite à quelques années tandis que les pas de temps plus importants (mensuel) sont parfois nécessaires pour des durées de modélisation longues, de plusieurs dizaines d'années (Condom *et al.*, 2010). La résolution temporelle peut également être imposée par le format des données entrantes disponibles. Suarez *et al.* (2008), par exemple, ont été contraints à utiliser un pas de temps mensuel dans son exercice de modélisation car les données de précipitations historiques pour la région étudiée n'étaient disponibles que dans ce format.

Des recherches ont été conduites sur l'impact de l'augmentation de la résolution temporelle sur la performance de modèles distribués et semi-distribués. Raggetli (2013), par exemple, a montré que l'augmentation de la résolution temporelle combinée à l'ajout de données météo de même résolution augmentait la précision du modèle.

1.1.3 Complexité des processus reproduits

La production d'eau par un glacier est essentiellement reliée à l'ablation de la neige et de la glace et au cheminement de l'eau de fonte à travers celui-ci. Ce dernier paramètre influence grandement le temps que mettra l'eau de fonte à se rendre de la surface du glacier à son exutoire mais a peu d'influence sur les quantités produites (Flowers, 2008). L'essentiel de la complexité hydrologique se concentre donc dans l'estimation de la quantité de fonte produite à la surface du glacier (Hodgkins, 2001). Très tôt dans l'étude du retrait glaciaire, les chercheurs ont tenté de relier l'évolution des glaciers aux conditions climatiques. Walcher fut le premier à suggérer cette relation dès 1773. Depuis, de nombreuses études ont confirmé les relations qui existent entre les conditions climatiques et la fonte des glaciers. Angstrom (1933) souligne l'importance de la température, des radiations solaires et du vent dans le phénomène de fonte. La température apparait rapidement comme le facteur de fonte dominant.

Partant du principe que « À grande échelle, la fonte des glaciers de montagne est contrôlée par l'augmentation des températures. » (Kaser *et al.*, 2006), le retrait glaciaire est très souvent associé à l'unique augmentation des températures de l'atmosphère. Un grand nombre de modèles simulent la fonte à l'aide d'un seul paramètre : la température de l'air (Ohmura, 2001). On nomme ces modèles, les modèles à index de température, « temperature-index-models » (TIM) ou encore les modèles à degré-jours. Le fonctionnement des ces modèles est simple. Au delà d'une certaine température, on considère qu'il y a fonte à la surface du glacier et que la quantité produite est directement proportionnelle à la température de l'air. Parmi les nombreux exemples d'application de ce type de modèle aux bassins alimentés par des glaciers on peut citer: Anderson (1972), Braun et Allen (1990), Oerlemans (2000), Konya *et al.* (2004), Wagnon (1999), Hock et Holmgren (1996).

À l'opposé du spectre de la complexité des modèles de fonte, on retrouve les modèles qui prennent en compte la majorité des paramètres du bilan thermique appliqué à la surface du glacier. En général, ces modèles calculent le bilan radiatif, les échanges turbulents (sensible

et latent), les échanges par conduction et l'énergie nécessaire à la fonte (Dingman, 2002) . Par rapport aux modèles de type TIM, cette approche nécessite plus de données et demande une plus grande capacité de calcul. On appelle ces modèles des modèles à bilan d'énergie de surface, « surface energy-balance », « EB ». Ce type de modèle procure de très bons résultats sur des glaciers tempérés fortement équipés en instruments de mesure (Hock, 2005). Cependant, cette approche exige un grand nombre de données non disponibles pour les glaciers non équipés. L'application à grande échelle est donc restreinte (Gabbi, 2014). Même lorsqu'un glacier est équipé d'une station météorologique autonome, l'application des modèles EB requiert une extrapolation des données à la grandeur du glacier ce qui peut engendrer une importante imprécision (Petersen et Pellicciotti, 2011). La paramétrisation de ces modèles s'avère également être très spécifique au site étudié et difficilement transférable à des sites connexes (MacDougall et Flowers, 2010).

Ainsi pour garder la précision des EB tout en allégeant la quantité de données requise, les chercheurs se sont penchés sur un type de modèle dit « hybride » permettant de combiner les avantages pratiques des TIM avec la réalité physique proposée par les EB. Dans cette catégorie de modèles hybrides, on retrouve des modèles à index de température améliorés « enhanced temperature index models » ETI. Ce sont des modèles indexés à la température qui introduisent une autre variable dans le calcul de la quantité de fonte. Pellicciotti *et al.* (2005) et Vincent et Six (2013), par exemple, proposent un modèle de type degré-jour qui inclut un terme dépendant des radiations solaires.

Dans cette catégorie de modèles, on trouve également des modèles à bilan d'énergie simplifiés « simplified energy balance » SEB. Ces modèles calculent le bilan d'énergie de la surface d'étude à l'aide d'équations simplifiées pour le calcul des flux turbulents (chaleur sensible et chaleur latente) (Oerlemans, 2001).

Ces modèles ont montré une bonne performance pour des glaciers des Alpes. En effet, Gabbi (2014) a comparé la performance de divers modèles sur une simulation à long terme (80 ans). Les résultats montrent que les ETI et les SEB offrent la meilleure réponse. Ainsi, le fait que

ces modèles nécessitent peu de données d'entrée permet de les appliquer plus facilement à plus grande échelle (spatiale et temporelle).

1.1.4 Application aux régions tempérées

Les différents types de modèles évoqués ci-dessus ont été intensément appliqués dans les régions tempérées du globe. Ils ont tous affichés, dans des circonstances différentes, des performances acceptables.

Cette situation donne la possibilité au modélisateur de choisir le type de modèle en fonction de la taille du bassin versant ciblé (Figure 1.1). Un bassin de petite taille, mono glacier, bien équipé, pourra être modélisé à partir d'un modèle distribué de type physique à forte résolution spatiale et à pas de temps réduit (point 3), à l'opposé, un bassin versant de grande taille, comprenant plusieurs glaciers dont les données météorologiques sont éparses se portera vers un modèle de type index de température, en utilisant des résolutions spatiale et temporelle plus faibles (point 1). Les modèles hybrides pourront eux être utilisés dans des cas intermédiaires (point 2).

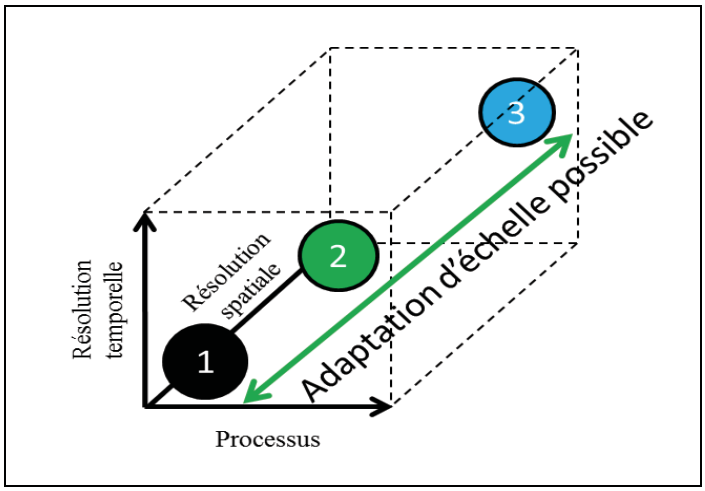


Figure 1.1 Illustration de l'étendue de la gamme de modèles disponibles pour la modélisation des vallées glaciaires tempérées. Le point 1 illustre des cas d'utilisation des modèles TIM, le point 2 des cas d'utilisation de modèles ETI et SEB et le point trois des cas d'utilisation des modèles EB.

1.2 Glaciers tropicaux

Dans cette section, nous détaillons certains aspects déjà évoqués en introduction. Cette section se décompose en deux sous chapitres : les spécificités du climat tropical et les différences principales entre les glaciers tropicaux et les glaciers tempérés.

1.2.1 Climat tropical

Le climat tropical se divise en deux zones ayant chacune des caractéristiques climatiques particulières. Troll (1971) différencie le climat tropical intérieur caractérisé par des pluies plus ou moins constantes aux cours de l'année du climat tropical extérieur caractérisé par la présence de deux saisons : la saison sèche et la saison humide. On peut considérer que la Colombie et l'Équateur appartiennent au climat tropical intérieur et que le Pérou et la Bolivie appartiennent au climat tropical extérieur (Rabatel *et al.*, 2013).

Pour le climat tropical extérieur, la saison sèche s'étend de mai à octobre et la saison humide de novembre à avril (Ribstein *et al.*, 1995 ; Francou *et al.,* 1995). Tout au long de l'année, la température reste stable avec une légère augmentation des températures moyennes pendant la saison humide (1-2°C)(Rabatel *et al.*, 2013). Kaser *et al.*, (1996) montrent que les amplitudes thermiques annuelles et journalières ne dépassent pas 8°C.

La saison sèche se caractérise par une humidité relative très faible (Vuille *et al.*, 2008) , une faible nébulosité et donc de faibles précipitations (Mark et Seltzer, 2003). Les radiations solaires sont donc très fortes à ce moment de l'année.

À l'inverse, la saison humide se caractérise par un fort taux d'humidité (~80%), les radiations solaires fournies par le soleil restent fortes mais l'importante nébulosité filtre les radiations de courte longueur d'onde. Pendant cette saison, les précipitations sont abondantes, il pleut très fréquemment (Sicart *et al.*, 2005) et le débit des rivières est en moyenne multiplié par 5 Wagnon *et al.* (1999).

1.2.2 Différences principales entre les glaciers tropicaux et les glaciers tempérés

1.2.2.1 Le rythme d'ablation et d'accumulation

Le rythme d'accumulation et d'ablation des glaciers tempérés est fortement influencé par la température de l'air (Ohmura, 2001). Le glacier accumule de la masse en hiver, quand les températures sont froides et que les précipitations s'effectuent sous forme de neige. À l'inverse, les températures élevées en été engendrent de la fonte et liquéfient les précipitations. On parlera alors de période d'ablation. Les études de Luo *et al.* (2013) confirment la relation entre la fonte et la température pour les glaciers tempérés. Ces travaux montrent que les glaciers tempérés sont plus sensibles à un changement de température qu'à un changement de régime de précipitations.

Ce rythme d'ablation et d'accumulation est différent dans le cas des glaciers tropicaux. Kaser et Ostmaston (2002) montrent que l'accumulation a lieu pendant la saison humide tandis que l'ablation a lieu tout au long de l'année. Leurs travaux montrent aussi que les taux d'ablation les plus forts ont lieu pendant la saison humide.

Les études de Mölg *et al.* (2008) ont montré que les glaciers tropicaux étaient 2 à 4 fois plus sensibles à une augmentation des précipitations de 20% qu'a une augmentation de température de 1°C. De même, (Mölg et Hardy, 2004) montrent que l'humidité de l'air influence le retrait glaciaire des glaciers tropicaux. Ainsi, glaciers tropicaux et glaciers tempérés possèdent deux rythmes d'évolution très différents l'un de l'autre.

1.2.2.2 L'importance négligeable de manteau neigeux saisonnier

Les différences climatiques exposées ci-dessus n'influent pas uniquement sur les glaciers mais aussi sur le couvert de neige saisonnier. En climat tempéré, la forte variation de température entre l'hiver et l'été favorise la formation d'un couvert neigeux recouvrant toutes les zones du glacier durant l'hiver.

Le régime saisonnier dans les tropiques et le caractère pentu des glaciers s'y trouvant sont peu favorables au développement de couvert neigeux saisonnier. Les précipitations atteignant la zone d'ablation sont souvent liquides durant la journée et solides la nuit. L'apport énergétique de la journée est souvent suffisant pour faire disparaitre cet apport neigeux de la nuit en moins d'une journée (Baraer *et al.*, 2012).

1.2.2.3 Sublimation

La formulation du bilan énergétique à la surface de la glace montre que tout excèdent d'énergie à la surface d'un glacier est consommé par l'ablation de la glace (Hock *et al.*, 2005). Or l'ablation est générée soit par la fonte soit par la sublimation. Il existe donc une certaine compétition entre les deux processus pour la consommation de l'énergie disponible à l'ablation. La sublimation étant un processus nécessitant 7,8 fois plus d'énergie que la fonte, une forte sublimation limite la quantité d'ablation par rapport à une situation où la fonte domine (Kaser et Ostmaston, 2002). En d'autres mots, une ablation uniquement due à la sublimation consommerait 8 fois moins de glace qu'une ablation due uniquement à la fonte pour une même quantité d'énergie disponible (Sicart *et al.*, 2005).

Pendant la saison sèche dans les Andes tropicales, la sublimation de la glace joue un rôle clé. Winkler *et al.* (2009) montrent que, durant la saison sèche, entre 60 et 90% de l'énergie résultant du bilan surfacique est consommée à la surface du glacier pour la sublimation. Ce taux chute à 10-15% durant la saison humide. Le taux très élevé de sublimation durant la saison sèche est typique des glaciers tropicaux.

1.2.2.4 Ombre persistante

Les radiations solaires représentent l'élément le plus important dans le bilan d'énergie surfacique des glaciers tropicaux (Nicholson *et al.*, 2013). L'ombre est donc un élément important pour la modélisation de la fonte du glacier. La formation des pénitents, colonnes de glace sculptées à la surface des glaciers tropicaux, par la réflexion des ondes courtes, illustre bien l'importance de ce paramètre (Barry et Gan, 2011). Or il est démontré que ces formes

caractéristiques ne peuvent se former au-delà du 30ième parallèle dû au changement d'angle d'incidence des rayons du soleil (Cathles *et al.*, 2014). L'importance de l'incidence du rayonnement solaire peut aussi être illustré par le positionnement de petits glaciers tropicaux sous l'ombre persistante de falaises rocheuses comme observé par Kaser et Ostmaston (2002).

1.2.2.5 Température de glace

La stabilité de température à travers les saisons associée à leur forte variabilité diurne influencent grandement la température de glace dans les tropiques. Les variations de température entre l'été et l'hiver dans les régions tempérées sont, elles, beaucoup plus importantes qu'entre la nuit et le jour. Ces différences de climat influent sur les profils de température de la glace et ce spécialement dans la zone comprise entre la surface du glacier et une profondeur de quelques mètres (Benn et Evans, 1998).

Les glaciers tempérés présentent de l'ablation durant l'été principalement et cette saison est aussi celle des températures d'air les plus élevées. La température de la surface va donc se maintenir à une température proche du point de congélation à une profondeur de plusieurs mètres durant cette période (Benn et Evans, 1998). Dans les tropiques, les variations de température diurnes sont plus importantes que les variations de températures saisonnières (Kaser et Ostmaston, 2002). La température de la surface de la glace varie donc fortement en fonction de l'heure de la journée. Le température de la glace baisse considérablement durant la nuit et doit être ramenée au point de congélation durant les premières heures de la journée avant de pouvoir générer de la fonte. Ces fortes variations de température de glace ont d'ailleurs été mises en évidence par Aubry-Wake *et al.* (2014) grâce à l'utilisation de l'imagerie thermale au glacier Cuchillacocha couvert par cette étude.

1.3 La modélisation des glaciers tropicaux

Les glaciers tempérés ont fait l'objet de recherche depuis très longtemps. Les modèles numériques ont donc été d'abord développés pour ce type de glaciers. C'est donc

Rapport-Gratuit.com

naturellement que, lorsque les glaciologues ont commencé à s'intéresser aux glaciers tropicaux, la tendance a été d'appliquer les modèles numériques déjà existants.

Ces tentatives ont donné des résultats très contrastés, selon les types de modèles utilisés. Bien que Kaser (2001) suggérait que l'approche de type degré-jour était mal adaptée aux réalités de glaciers tropicaux, plusieurs tentatives ont été réalisées, faute d'alternatives. Les modèles de type index de température, (TIM) ont été utilisés à plusieurs échelles.

Les performances de ces tentatives à l'échelle de petits bassins glaciaires tels que le bassin de Llanganuco ou de l'Artesonraju au Pérou (Pouyaud *et al.*, 2005; Chevallier *et al.*, 2010) n'ont malheureusement pas pu être vérifiées de par l'absence de données suffisantes pour la validation du modèles. Cela dit, Suarez *et al.* (2008) ont utilisé une approche similaire à ces études pour des glaciers de la même zone géographique. Si les résultats de la calibration sur 5 ans furent acceptables (Nash compris entre 0.657 et 0.882), la validation sur une période de 12 ans montre une tendance à systématiquement surestimer les débits de pointe. La mauvaise adaptabilité des modèles TIM aux glaciers tropicaux a été confirmée par Sicart *et al.* (2008). Dans une étude comparative, sur plusieurs régions du globe, de la corrélation qui existe entre les températures de l'air et les volumes de fonte, l'auteur conclut : « Pour le glacier tropical Zongo, le modèle degré-jour n'est pas adapté aux simulations à court pas de temps. Sur une base annuelle, une telle application donne des performance plus acceptables ». À plus grande échelle, Condom *et al.* (2012) ont appliqué un modèle TIM à la Cordillère Blanche dans son ensemble en utilisant un pas de temps mensuel. Cette étude montre également les limites de ce type de modèle dans le cas des glaciers tropicaux. En effet, le modèle montre des difficultés à reproduire les données observées ainsi que des biais dans les prévisions mensuelles moyennes.

Quelques modèles de type SEB ou ETI ont été testés sur des glaciers tropicaux. C'est le cas par exemple de Juen *et al.* (2007) qui utilisent un modèle de type SEB pour quatre bassins versants fortement recouverts de glace ou Winkler *et al.* (2009) qui utilisent un modèle similaire sur un glacier unique. Les résultats sont satisfaisants mais, encore une fois, ces

études ont été limitées à des bassins de petites tailles, proche de celles pour lesquelles les modèles EB sont utilisés dans les régions tempérées.

À l'opposé des modèles simples de type TIM, quelques applications de modèles hydrologiques à base physique ont été effectuées sur des glaciers tropicaux. Rigaudiere *et al.* (1995) sont parmi les premiers à avoir appliqué un modèle à bilan d'énergie de surface complet à un glacier tropical, à savoir le glacier Zongo en Bolivie. Les résultats furent jugés satisfaisants mais l'étude ne portant que sur deux années au total, un certain manque de perspective a rendu l'évaluation du modèle peu représentative.

Les modèles de type EB ont par contre été largement employés pour des études de processus d'ablation sur les glaciers tropicaux. Sicart *et al.* (2005) ont utilisé un modèle de type EB afin d'analyser le bilan d'énergie à la surface du même glacier Zongo. Seul deux points du glacier ont été considérés, ceux où étaient installés deux stations météorologiques. Dans le modèle utilisé, la sublimation est calculée de façon indépendante de l'énergie disponible mais dans l'équation de calcul de l'énergie latente les paramètres de rugosité été calés par rapport à des mesures de sublimation réalisées sur le glacier à l'aide de lysimètres manuels. Le modèle ne comprenait pas de module d'ombre. Le flux de chaleur dans la glace est pris en compte de façon partielle sous la forme d'un modèle de réservoir de deux couches uniquement.

Le même type d'étude a été réalisé par Mölg et Hardy (2004) pour le glacier du Kilimandjaro. Un même principe de température de glace à 2 niveaux fut utilisé, les valeurs de rugosités furent elles empruntées à la littérature puis validées sur des mesures de sublimation et des approximations de quantités de fonte. Des biais de plus de 100% de quantités de sublimation furent observés durant la saison sèche. Cette étude souligne l'importance de la prise en compte de la température de glace, notamment parce qu'elle affecte grandement le bilan radiatif.

Le calage de paramètres des modèles de type EB qui sont très difficiles à déterminer tels que les rugosités de glace ou encore les densités de neige fut également appliqué par Nicholson *et*

Rapport-gratuit.com
LE NUMERO 1 MONDIAL DU MÉMOIRES

al. (2013). Les auteurs comparèrent 6 glaciers tropicaux, 3 en Afrique et 3 en Amérique latine à l'aide d'un modèle EB inspiré de Mölg (2004). Ici un certain nombre de paramètres comme par exemple la rugosité de la neige, la densité de la neige fraîche, la profondeur de pénétration des ondes courtes, furent calés par rapport à des mesures d'ablation mesurée à l'aide de perches. Gurgiser *et al.* (2013), pour le glacier de Shallap au Pérou, et Favier *et al.* (2004), pour l'Antizana en Équateur, ont également appliqué des techniques similaires, avec des résultats de simulation d'ablation satisfaisants.

Malgré le nombre important d'applications des modèles EB aux glaciers tropicaux, on notera que celles-ci ont porté sur des bilans de masse plus que sur des simulations de débits à l'exutoire. De plus, dans la majorité des cas, Les modèles appliqués furent similaires à ceux appliqués sur les glaciers tempérés et décrits dans la revue de littérature de Hock (2005). Dans ces modèles, certains des aspects spécifiques aux glaciers tropicaux sont couverts adéquatement par les équations de modèles EB traditionnels. C'est le cas par exemple du couvert de neige saisonnier, de l'influence de la chaleur sensible, ou encore des rythmes d'ablation et d'accumulation. En effet, pour ces aspects, les équations à base physique développées pour les glaciers tempérés s'appliquent aussi aux conditions particulières des glaciers tropicaux. Par contre, la question peut se poser pour trois autres de ces spécificités : la sublimation, la gestion de l'ombre et la température de la glace.

1.3.1 La sublimation

Traditionnellement, la sublimation est considérée à partir d'une équation dérivée de la loi de Dalton. Cette équation prend en compte la pression de vapeur de l'atmosphère, la vitesse du vent et des paramètres de transfert d'énergie turbulente comme la rugosité de la glace (Gurgiser *et al.*, 2013). Cette équation se base sur l'hypothèse que la disponibilité de l'énergie pour la sublimation est illimitée et que tant que l'atmosphère a la capacité de se charger en vapeur d'eau, celle-ci sera fournie par le glacier. Ce type d'équation ne permet pas par exemple la différentiation entre les conditions diurnes et nocturnes. Dans leur étude sur la sublimation du glacier Artesonraju au Pérou, Winkler *et al.* (2009) proposent un facteur de

partition entre la fonte et la sublimation basé sur le régime des précipitations. Son application s'est toutefois limitée à un modèle de type SEB et n'a pas été étendue aux modèles de type EB.

1.3.2 La gestion de l'ombre

Très peu de modèles de type EB prennent en compte l'ombre projetée par les sommets avoisinants. Dans sa revue de littérature sur les modèles EB, Hock (2005) présente une méthode de prise en compte de l'ombre intrinsèque induite par l'orientation et la pente des cellules. Tout comme Rigaudiere *et al.* (1995), elle propose un calcul de la quantité de radiations reçues en fonction de l'exposition et de la pente de chaque cellule. Nous n'avons pas rencontré de modèles prenant en compte l'ombre projetée, soit l'ombre créée par le relief présent autour de chaque cellule pour les glaciers tropicaux.

1.3.3 La température de glace

Partant du principe que, pour les glaciers tempérés, seul un film très fin de surface de glace peut être à une température inférieure à zéro degrés (Hock, 2005) les modèles EB traditionnels ne modélisent ce paramètre que de façon superficielle. Beaucoup de modèles considèrent par exemple que les température de neige ou de glace sont à zéro degrés (Pellicciotti *et al.*, 2009). Dans le cas des glaciers ayant une température de glace très inferieure à zéro degrés, cette hypothèse peut conduire à une surestimation de la quantité d'ablation, l'énergie nécessaire au réchauffement de la glace avant la fonte n'étant pas prise en compte (Pellicciotti *et al.*, 2009).

1.3.4 Opportunités d'amélioration en modélisation des basins versants tropicaux alimentés par des glaciers

Le point précèdent nous a montré que, contrairement à la situation existant pour les régions tempérées, le modélisateur n'a pas un choix permettant de couvrir adéquatement tous les types de bassins versants alimentés par des glaciers tropicaux. En particulier, la possibilité de

choisir le type de modèle en fonction de la taille du bassin versant ciblé n'est pas offerte à ce jour (Figure 1.2). En effet, les modèles de type TIM n'ont pas démontré leur capacité à simuler les glaciers tropicaux de manière satisfaisante (point 1 sur le graphique) et les modèles de type SEB ou ETI sont à ce jour, limités à des bassins de petites tailles (point 2). Un bassin de petite taille, mono glacier, bien équipé, pourra être modélisé à partir d'un modèle distribué de type EB à forte résolution spatiale et à pas de temps réduit (point 3) mais un doute persiste sur leur prise en compte des spécificités des glaciers tropicaux.

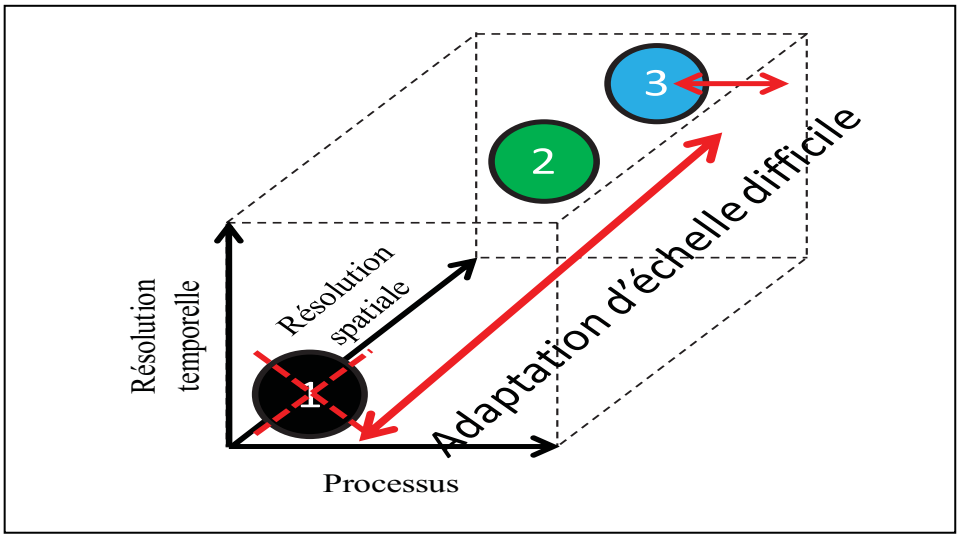


Figure 1.2 Illustration de l'étendue de la gamme de modèles disponibles pour la modélisation des vallées glaciaires tropicales. Le point 1 illustre des cas d'utilisation des modèles TIM, le point 2 des cas d'utilisation de modèles ETI et SEB et le point trois des cas d'utilisation des modèles EB.

Parmi les stratégies possibles pour améliorer cette situation, nous proposons celle qui consiste à dégrader un modèle de référence afin de préserver au maximum les performances de modélisation tout en diminuant la complexité de cette référence. La mise en place d'une telle stratégie commence par le choix d'un modèle comme référence. Afin de valider le choix des modèles EB comme meilleure référence possible, nous proposons donc d'étudier dans quelle mesure l'application d'équations de sublimation, de gestion de l'ombre et des températures de glaces plus spécifiques aux glaciers tropicaux affectent les résultats de simulation des modèles EB traditionnels.

CHAPITRE 2

MÉTHODOLOGIE

2.1 Résumé de la recherche

L'évaluation du besoin d'adaptation des modèles à base physique traditionnels (EB) aux spécificités des glaciers tropicaux a nécessité quatre étapes de développement :

- Choix et adaptation au glacier Cuchillacocha d'un modèle de référence traditionnel de type EB : Bien que ces modèles aient tous une base commune, ils peuvent différer par le choix des équations servant à calculer le bilan énergétique ou par le choix des processus couverts par le modèle.
- Développement/adaptation d'un système de partition de l'énergie d'ablation entre la fonte et la sublimation : Ce système s'inspire de l'indice de sublimation développé par Winkler *et al.* (2009) pour le glacier Artesonraju au Pérou pour un modèle de type SEB.
- Adaptation et calage d'un module de calcul de l'ombre en fonction de la position du soleil et de la topographie régionale : Le module définit l'ombre comme l'obturation du rayon incident par un élément de topographie du glacier ou des pics avoisinants.
- Développement et adaptation du module de température de glace : ce module comprend 5 couches de glace et attribue aux couches plus profondes une température égale à la température moyenne de l'air à ce point d'altitude.

Le modèle traditionnel est ensuite testé, sans phase de calage préalable, pour deux séries de données hydrométéorologiques provenant du glacier Cuchillacocha collectées durant les saisons sèches 2013 et 2014.

Les modules spécifiques aux glaciers tropicaux développés aux étapes 2, 3 et 4 ci-haut sont ensuite introduits tour à tour dans le modèle traditionnel pour former ce que nous appelons les configurations « ombre », « température de glace » et « sublimation ». Une configuration comprenant les trois modules spécifiques est également créée, cette dernière est appelée

configuration « complet ».

Enfin, une comparaison des performances des différentes configurations est effectuée afin d'estimer l'intérêt de chaque module en termes d'efficacité de la modélisation spécifique aux glaciers tropicaux.

2.2 Données utilisées

2.2.1 Site étudié

Notre étude se focalise sur l'étude du glacier Cuchillacocha (77°21'S, 9°24'W). Ce glacier fait partie de la cordillère Blanche située dans les Andes tropicales du Pérou. Il se situe au dessus du lac Cuchillacocha, à environ 20 km de la ville de Huaraz, capitale de la Région d'Ancash (Figure 2.1). Le glacier a une surface d'environ 2,5 km^2 et s'étend de 4762 m au-dessus du niveau de la mer (a s l) jusqu'à 6047 m.a.s.l. Le site comprend un lac proglaciaire d'une surface de 162 000 m^2 soit 4% de la surface du bassin versant.

Ce site a été choisi car il présente de nombreux avantages. En effet, ce site est relativement facile d'accès, le lac proglaciaire, situé à son exutoire, est muni d'une station hydrométrique depuis 2008, et depuis 2011, il fait l'objet de campagnes de collecte de données intensives. Parmi les instruments installés durant ces campagnes, on trouve une station météorologique complète placée sur la zone d'ablation du glacier.

Figure 2.1 Carte de la Cordillère Blanche et position du lac Cuchillacocha
Tirée de Fraser, (2012)

2.2.2 Données de modélisation

De fait, nous disposons de données météorologiques et hydrologiques pour les années 2012, 2013 et 2014. Ces données ont été obtenues pendant la saison sèche avec un pas de temps égal à la minute. Les périodes de mesures de chaque année sont répertoriées dans le tableau 2.1.

Tableau 2.1 Plages de durées des données météorologiques et hydrologiques disponibles pour la modélisation

Année	Durée
2012	22h
2013	8 jours
2014	16 jours

Les données météorologiques et hydrologiques de 2012 n'ont pas été gardées pour les exercices de modélisation présentés ci-après car la durée de mesure est trop courte (22 heures). En 2013, la station placée sur le glacier s'est couchée après 72 heures d'enregistrement. Seules les 72 premières heures ont donc été considérées pour la modélisation. En 2014, les données hydrométriques ne sont disponibles que pour les 60 premières heures de simulation uniquement. Les simulations ont tout de même été réalisées sur les 16 jours d'enregistrement de données météorologiques mais la comparaison avec les débits de sortie du lac est limitée aux 60 heures de mesures disponibles.

La longueur des séries de données disponibles pour cette étude est très limitée. Cela dit, dans un contexte où les données sont extrêmement rares, elles représentent un point de départ intéressant pour répondre aux questions de recherche de cette étude.

La station météorologique utilisée en 2013 et 2014 mesurait les paramètres suivants :

1. Température de l'air à 1,32 m et 0,22 m du sol
2. Humidité Relative.
3. Vitesse et direction du vent.
4. Radiations solaires entrantes et sortantes.
5. Radiation totale.

L'ensemble des propriétés de la station (précision, incertitudes, données d'étalonnage) sont rassemblées dans le tableau de l'annexe I.

La station hydrométrique située à l'exutoire du lac proglaciaire est munie d'un capteur de pression submergé, d'un capteur de pression atmosphérique et d'un capteur de température de l'eau. Le débit de la station est calculé grâce à une courbe de tarage établie en 2008. Le débit à l'entrée du lac est calculé en additionnant les quantités d'évaporation calculées à l'aide de l'équation de Penman, (Abtew and Malesse, 2013) au débit à l'exutoire du lac. Les coefficients appliqués à l'équation de Penman ci-dessous ont été déterminés grâce à l'étude de Delcaux (2007) sur le lac Titicaca :

$$E = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} * \frac{R_n - Q}{\rho\lambda} + \frac{\gamma}{\gamma + \Delta} f(U_a)(e_s - e_a) \quad (2.1)$$

$$f(Ua) = c(a + bU_a) \quad (2.2)$$

$$\lambda = 2{,}487 * 10^6 - 2{,}132 * 10^3 * T_a \quad (2.3)$$

$$\gamma = c_p * \frac{P_a}{0{,}622} * \lambda \quad (2.4)$$

$$\Delta = 0.04145 * exp(0{,}06088 * T_a) * 1000 \quad (2.5)$$

$a = 1{,}16 * 10 - 10\ m.s^{-1}$

$b = 6{,}25 * 10^{-11}\ Pa^{-1}$

$c = 0{,}26$

$Q = 0{,}2$ W.m^{-2}

avec

E : taux d'évaporation en kg. s-1.m^{-2}

R_n : flux d'énergie radiative net en W.m^{-2}

ρ : masse volumique de l'eau en kg.m^{-3}

U_a : vent moyen horaire en m.s^{-1}

e_s : pression de vapeur de l'eau en Pa

e_a : pression de vapeur de l'air en Pa

λ : chaleur latente d'évaporation en J.kg^{-1}

T_a : température de l'air en °C

γ : constante psychrométrique en Pa.°C^{-1}

Rapport-Gratuit.com

c_p : chaleur spécifique de l'air à pression constante en $J.kg^{-1}.°C^{-1}$

Δ : gradient de pression de vapeur en fonction de la température de l'air en $Pa.°C^{-1}$

Les paramètres a, c et Q ont été calibrés par Xu and Singh (2000) lors de l'étude d'un lac en Suisse à des températures similaires à celles du lac Titicaca.

Le modèle digital de terrain utilisé pour cette étude est issu de la base de données Aster. Sa maille est de 30 mètres. En utilisant le logiciel ArcGIS, il a été possible d'en extraire les données d'altitude, de pente, d'orientation de chaque cellule composant le bassin versant du lac Cuchillacocha. Le masque ayant servi à délimiter le glacier provient lui de la base de données GLIM de 2005 (Racoviteanu, 2005) (Figure 2.2)

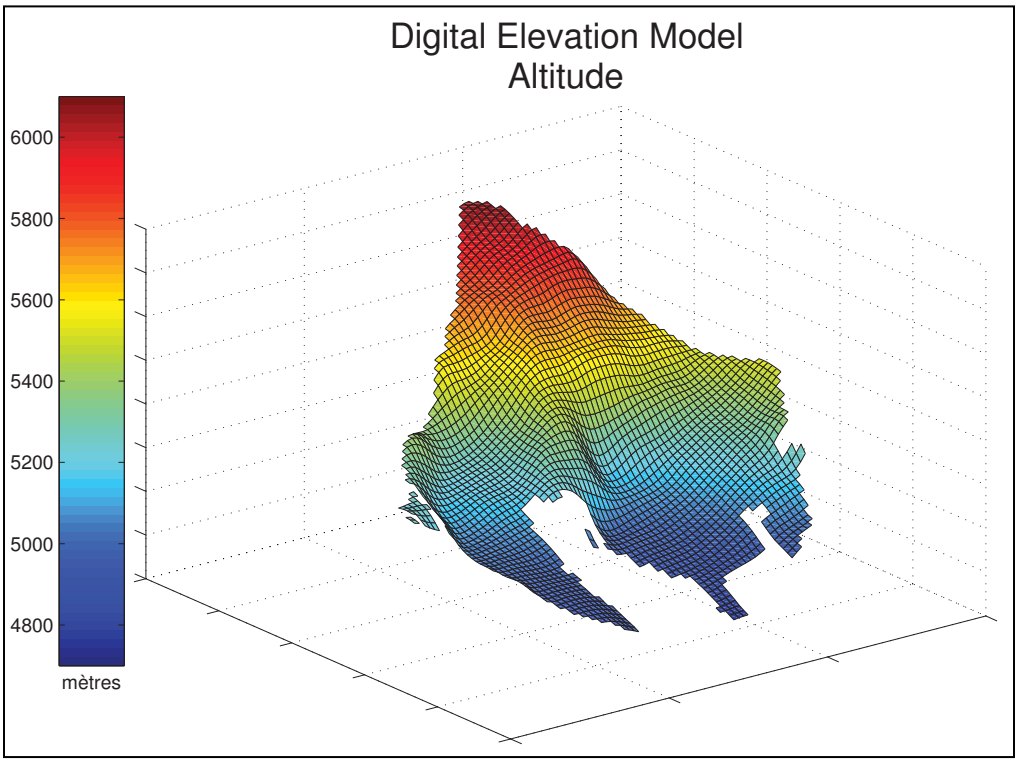


Figure 2.2 Modèle digital de terrain du glacier Cuchillacocha

2.3 Modèle traditionnel

Le modèle traditionnel servant de référence pour cette étude est tiré principalement de Rigaudière *et al.* (1995) avec quelques ajustements inspirés de Hock (2005). À notre connaissance le modèle développé par Rigaudière en 1995 reste l'un des modèles de type EB les plus détaillés et présentant le moins de calibration pour simuler le débit à l'exutoire d'un glacier tropical. Le modèle qu'il a utilisé représente à nos yeux un bon exemple de modèle développé pour un glacier tempéré appliqué à un glacier tropical. Certains aspects de la description du modèle dans Rigaudiere *et al.* (1995) ont toutefois nécessité des précisions et des ajustements que nous avons extraits de Hock (2005).

Afin de pouvoir comparer l'effet des modules spécifiques aux glaciers tropicaux en utilisant les variables calculées par le modèle (quantités de fonte, de sublimation, etc.) aucun calage de paramètre n'a été réalisé sur les données de débit à l'exutoire. L'ensemble des paramètres du modèle traditionnel a donc été fixé à partir de données publiées. Dans le même esprit, il a été décidé de ne pas coupler le modèle de fonte avec un modèle de routage intra/sub

Rapport-gratuit.com
LE NUMERO 1 MONDIAL DU MÉMOIRES

glaciaire. En effet, les modèles de routage étant de type empirique, ils auraient nécessité un calage par rapport aux débits mesurés.

L'évaluation des performances du modèle se fera donc en comparant des quantités de fonte cumulées simulées à la surface du glacier avec les débits estimés à l'entrée du lac proglaciaire.

2.3.1 Structure du modèle

Le modèle calcule un bilan énergétique de surface pour chacune des cellules composant le glacier. Au total 2710 cellules de 30m par 30m composent le glacier Cuchillacocha. Chaque cellule est caractérisée par une altitude, une pente, une orientation, et par un albédo de départ. Le modèle calcule le bilan énergétique avec un pas de temps horaire. Pour ce faire, toutes les variables disponibles à un pas de temps inférieur sont moyennées pour chaque heure. Les variables d'entrée du modèle sont réparties sur chaque cellule à partir de données collectées par la station météorologique située sur le glacier (annexe I). Les données d'entrée pour la cellule comprenant la station météorologique :

- T_{air} : température extérieure
- P : pression atmosphérique
- Rg : rayonnement solaire incident
- HR : Humidité relative
- V : Vent

2.3.2 Répartition des données

Les équations utilisées pour distribuer les variables d'entrée sur chacune des cellules du glacier sont présentées ci-après :

$$T_{cellule} = \frac{Z_{cellule} - Z_{station}}{100} * 0{,}55 * T_{station} \tag{2.6}$$

avec:

- $T_{cellule}$: la température de l'air à la cellule étudiée en Kelvin
- $Z_{cellule}$: l'altitude à la cellule étudiée en mètres
- $Z_{station}$: l'altitude à la station météorologique en mètres
- $T_{station}$: la température de l'air mesurée à la station météorologique en Kelvin

Référence : Gurgiser *et al.* (2013)

$$e = \frac{HR}{100} * \exp\left(log(6{,}108) + \frac{L_v}{R_v} * \left(\frac{1}{273} - \frac{1}{T_{air}}\right)\right) \tag{2.7}$$

Relation de Clausius Clapeyron

avec :

- e : la pression de vapeur à la cellule étudiée
- HR : l'humidité relative (%)
- R_v : Constante spécifique de la vapeur d'eau (461 J/kg)
- L_v : Chaleur latente de vaporisation à 0°C (2,5 .10^6 J/kg)
- T_{air} : température de l'air extérieur en Kelvin

$$P = 101325 * (1 - 2.25577 * 10^{-5} * Z_{cellule})^{5,25588} \tag{2.8}$$

avec :

- P : la pression atmosphérique en Pa

La démonstration de cette formule est présentée dans l'annexe II.

Le rayonnement incident appliqué à chaque cellule est estimé à partir d'un taux de nébulosité dont le calcul est détaillé à la section 2.3.3.1.

Le résultat de la répartition des données d'entrée est illustré à la figure 2.3.

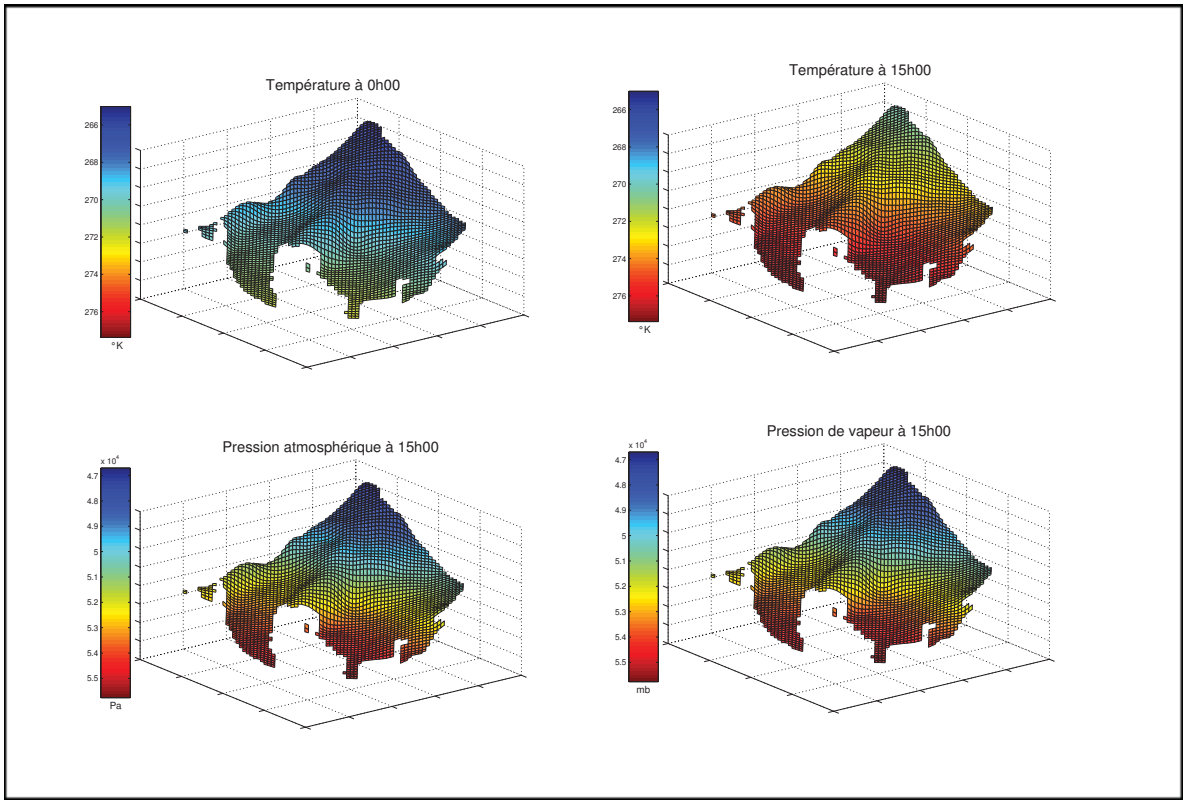


Figure 2.3 Représentation des variables de température, de pression et de pression de vapeur répartie sur le glacier

2.3.3 Bilan d'énergie

Le bilan d'énergie surfacique établit la quantité d'énergie reçue ou émise par la surface considérée. C'est l'élément clé de la modélisation. Dans la littérature, la forme la plus couramment utilisée est la suivante (Sicart, 2005 ; Favier, 2004 ; Mac Dowell, 2013) :

$$R_{net} + Q_{sensible} + Q_{sublimation} = Q_{fonte} \tag{2.9}$$

avec :

- R_{net}: le bilan radiatif net
- $Q_{sensible}$: le flux d'énergie sensible
- $Q_{sublimation}$: le flux d'énergie utilisé pour la sublimation
- Q_{fonte}: le flux d'énergie utilisé pour la fonte

Tous les termes sont en Watts par mètres carrés (W/m^2).

2.3.3.1 Bilan radiatif net R_{NET}

Le bilan radiatif net (R_{net}) constitue l'élément le plus important du bilan d'énergie. De fait, l'énergie radiative est la plus grande source d'énergie reçue par la surface (Nicholson, 2013). Le bilan radiatif net se calcule de la manière suivante :

$$R_{net} = (1 - a)R_g + R_{atm} - R_{sol} \tag{2.10}$$

avec :

- R_{net} : le bilan radiatif net (W.m^{-2})
- R_g : l'énergie issue du rayonnement direct du soleil (courtes longueurs d'ondes) (W.m^{-2})
- a : albédo de la surface (capacité à réfléchir le rayonnement direct) compris entre 0 et 1
- R_{atm} : l'énergie issue du rayonnement atmosphérique (grandes longueurs d'ondes) (W.m^{-2})
- R_{sol} : l'énergie issue du rayonnement de la surface (grandes longueurs d'ondes) (W.m^{-2})

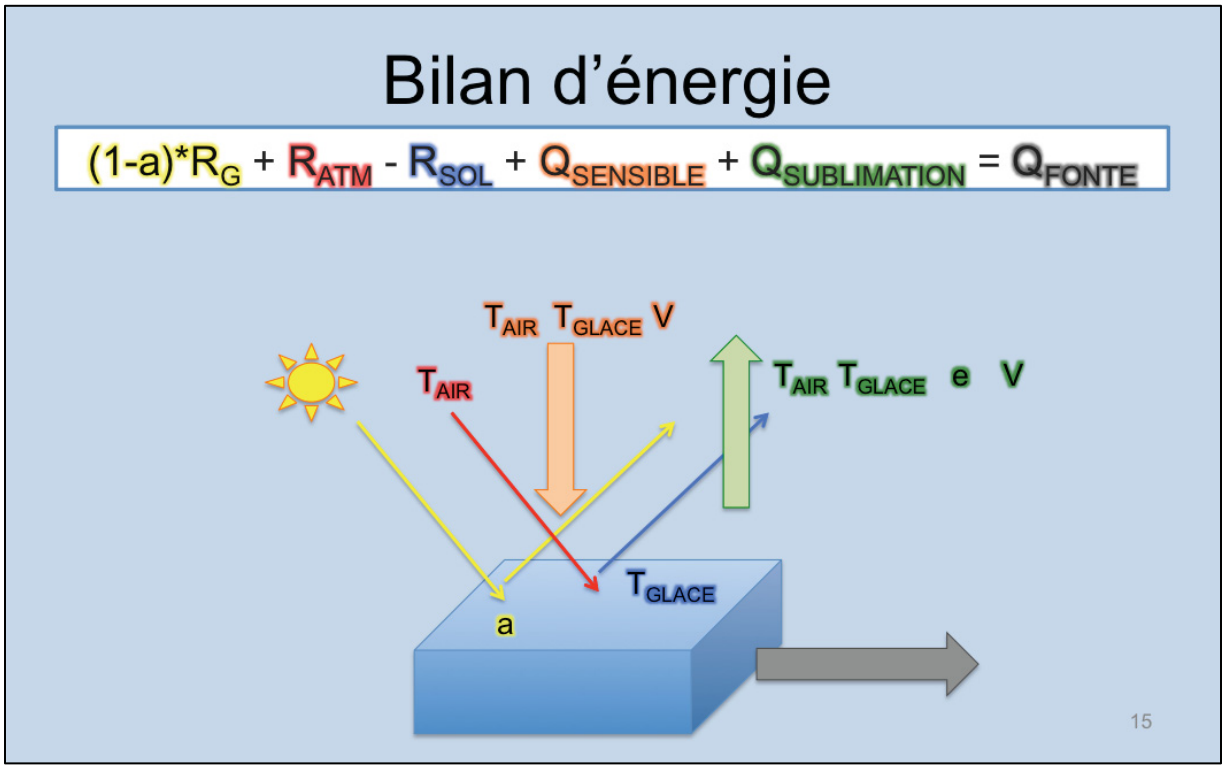


Figure 2.4 Schéma de principe du bilan d'énergie

Rayonnement direct R_G

Le rayonnement solaire direct R_g, se calcule selon la méthode utilisée par Ohta (1994) et Fierz et al. (1997). Pour chaque heure et pour chaque cellule, le rayonnement direct est obtenu à partir de l'équation suivante :

$$R_g = \frac{I_{station}}{I_{station,calculé}} * I_c \tag{2.11}$$

avec :

- R_g : rayonnement direct à la cellule étudiée (W.m^{-2})
- $I_{station}$: rayonnement direct mesuré à la station (W.m^{-2})
- $I_{station,calculé}$: rayonnement direct calculé à la station (W.m^{-2})
- I_c : rayonnement maximum théorique pour la cellule étudiée (W.m^{-2})

I_c, le rayonnement maximum théorique, est calculé en utilisant comme hypothèse que le ciel est entièrement dégagé. L'estimation de I_c tient compte de l'orientation et de la pente de chaque cellule ainsi que de la position du soleil par rapport à cette cellule. Son calcul est réalisé en utilisant la formule de Garnier et Ohmura (1968) :

$$I_c = I_0 * \left(\frac{R_m}{R}\right)^2 \psi_a^{\frac{P}{P_0 cos(Z)}} cos(\theta) \tag{2.12}$$

$$cos(\theta) = cos(\beta)\, cos(Z) + sin(\beta)\, sin(Z)\, cos\left(\varphi_{sun} - \varphi_{slope}\right) \tag{2.13}$$

avec :

- I_c : rayonnement direct de courtes longueurs d'ondes calculé (W.m^{-2})
- I_0 : constante solaire (1368 W.m^{-2})
- $\frac{R_m}{R}$: distance Terre-Soleil moyenne sur la distance Terre-Soleil au jour considéré
- ψ_a : transmissivité atmosphérique à ciel dégagé (0,75)
- P et P_0 : respectivement la pression atmosphérique à l'altitude de la cellule d'étude et au niveau de la mer
- β : Pente de la surface d'étude (compris entre 0° et 90°)
- φ_{slope} : Orientation de la surface d'étude (0° au Nord, sens horaire positif)
- φ_{sun} : Azimut solaire (0° au Nord, sens horaire positif)
- Z : le zénith (0° vertical montante, 90° horizontal)

Le ratio $\frac{I_{station}}{I_{station,calculé}}$ de l'équation 2.11 permet de prendre en compte la nébulosité. Il compare le rayonnement mesuré à la station avec le rayonnement maximum théorique calculé pour une cellule virtuelle horizontale qui contiendrait cette station. Ce ratio est proche de l'unité lorsque la nébulosité est nulle et décroit lorsque celle-ci augmente. On considère que ce facteur de nébulosité est constant sur l'ensemble du glacier (Hock 2005).

Albédo

L'albédo joue un rôle très important dans le bilan énergétique à la surface des glaciers (Oerlemans *et al.*, 2009). Ce paramètre peut varier fortement en fonction de l'état de la surface du glacier. En général l'albédo varie de 0.75 à 0.9 pour de la neige fraiche, à 0.4 pour de la neige sale ou de la glace recouverte d'une fine couche de débris. L'albédo à la surface d'un glacier évolue donc avec le temps, passant de valeurs élevées juste après une chute de neige, à des valeurs inférieures au fur et à mesure que cette couche de neige vieillit et disparaît.

Dans le cadre de cette étude cependant, les périodes de simulation étant de courtes durées et aucune précipitation n'ayant été mesurée durant ces périodes, il a été possible de faire l'hypothèse d'un albédo constant pour chaque cellule sur la durée de la simulation. L'attribution de valeurs d'albédo initiales a pu être réalisée grâce à l'utilisation de photographies numériques prises en 2013 et 2014. La figure 2.5, illustre de quelle manière ce paramétrage manuel de l'albédo a été effectué pour 2013 et le résultat obtenu

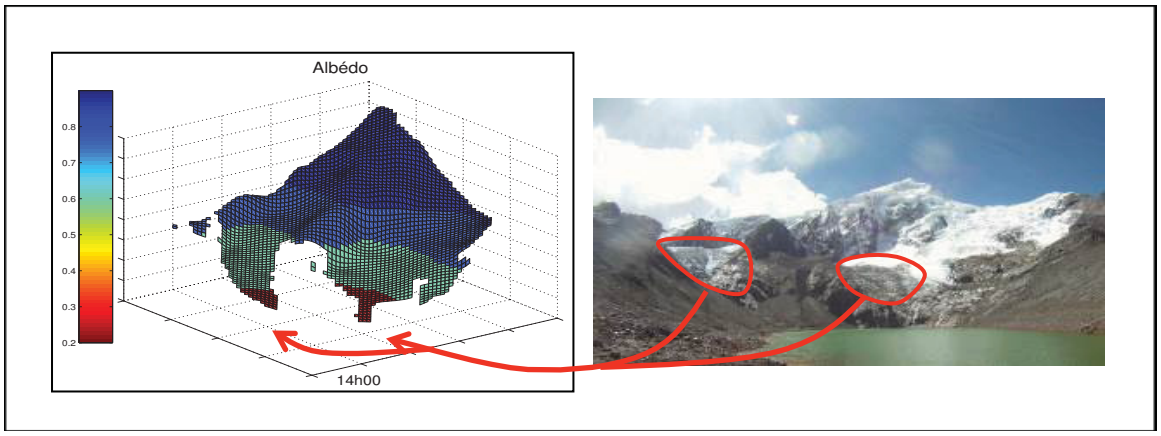


Figure 2.5 Illustration de la détermination visuelle des valeurs d'albédo du modèle

Rayonnement atmosphérique R_{ATM}

Le rayonnement atmosphérique est calculé à partir de la loi de Stefan-Boltzmann :

$$R_{atm} = \epsilon_c \, \sigma \, T_{air}^4 \tag{2.14}$$

avec :

- ϵ_c : émissivité de l'atmosphère, fonction de la pression de vapeur
- σ : constante de Stefan-Boltzmann ($5{,}67 * 10^{-8}$ W.m^{-2}.K^{-4})
- T_{air} : température de l'air en Kelvin

Dans la littérature, plusieurs méthodes de calcul permettent d'obtenir l'émissivité de l'atmosphère. Cependant, la majeure partie d'entre elles nécessite une étape de calibration. La méthode de Brustaert (1975), retenue ici, est indépendante de toute calibration. L'expression de l'émissivité atmosphérique y est donnée par l'équation suivante :

$$\epsilon_c = 1.24 * \left(\frac{e_a}{T_{air}}\right)^{1/7} \tag{2.15}$$

avec :

- e_a : pression de vapeur de l'air (en hPa)
- T_{air} : température de l'air (en Kelvin)

Certaines formules prennent en considération l'augmentation du rayonnement atmosphérique due à la nébulosité au travers d'un coefficient F variant entre 0,7 et 1. Il vaut 0,7 dans le cas d'un ciel dégagé et 1 lorsque le ciel est couvert. L'équation (2.14) s'écrit alors :

$$R_{atm} = \epsilon_c \, \sigma \, T_{air}^4 F \tag{2.16}$$

Cependant, n'ayant pas d'informations permettant de paramétrer ce coefficient F et ne connaissant pas le mode de variation de F entre ses deux valeurs seuil, nous n'avons pas fait intervenir ce coefficient dans le calcul du rayonnement atmosphérique.

Rayonnement du sol R_{SOL}

L'expression du rayonnement du sol dans l'infrarouge est la suivante (Hock, 2005) :

$$R_{sol} = \epsilon_s \, \sigma \, T_{air}^4 + (1 - \epsilon_s) * R_{atm} \tag{2.17}$$

avec :

- ϵ_s : émissivité du sol, 0,985 pour la neige.
- σ : constante de Stefan-Boltzmann ($5{,}67 * 10^{-8}$ W.m^{-2}.K^{-4})
- T_{air} : température du sol en Kelvin

2.3.3.2 Flux de chaleur turbulents

Généralités

Les flux de chaleur turbulents couvrent les échanges de chaleurs sensible et latente entre la glace et une couche d'air d'une épaisseur d'environ 2 mètres. Notre stratégie de modélisation étant de ne pas introduire de calage de paramètres du modèle par rapport au débit de fonte, l'approche de modélisation par estimation des facteurs de rugosités de surface (Sicart, 2005 ; Winkler, 2009 ; Molg, 2004) n'a pas été retenue ici. Le calcul des flux de chaleur turbulents s'effectue ici par l'intermédiaire du critère de stabilité de Richardson dont l'expression est la suivante :

$$R_i = \frac{g(T_{haut} - T_{bas}) * z_{haut} - z_{bas}}{T_{haut} * (V_{haut} - V_{bas})^2} \tag{2.18}$$

Cette expression nécessite la mesure de température de l'air à deux hauteurs différentes. Dans le cas présent T_{haut} représente la température mesurée à 132 cm et T_{bas} celle mesurée à 22cm au-dessus de la glace. Les températures sont exprimées en Kelvin. Les autres paramètres de cette équation, z_{haut}, z_{bas} et V, représentent respectivement la hauteur supérieure de mesure de la température de l'air (1.32m), la hauteur inférieure (0.22m) et la vitesse du vent (m.s^{-1}), à chacune de ces hauteurs.

Rapport-Gratuit.com

Le critère de stabilité de Richardson est ensuite utilisé pour déterminer un coefficient de stabilité de la couche d'air étudiée, *Stab* (Kustas et al., 1994 ; Mahong et al., 1992) :

$$Si\ R_i > 0 : Stab = (1 + 7 * R_i)^{-0,1} \qquad (2.19)$$
$$Si\ R_i < 0 : Stab = (1 - 58 * R_i)^{0,25}$$

Flux de chaleur sensible $Q_{SENSIBLE}$ et de chaleur latente $Q_{LATENTE}$

Suite au calcul du coefficient de stabilité de la couche d'air, Les flux de chaleurs sensible et latente peuvent être calculés selon l'expression suivante (Rigaudiere *et al.*, 1995):

$$Q_{sensible} = \rho\ C_p\ k^2 * Stab * V * \frac{(T_{haut} - T_{bas})}{\left(log\left(\frac{z_{haut}}{z_{bas}}\right)\right)^2} \qquad (2.20)$$

$$Q_{sublimation} = \rho\ L_v\ k^2 * \frac{Stab}{2} * \frac{(V_{haut} - V_{bas}) * (e_{haut} - e_{bas})}{\left(\log\left(\frac{z_{haut}}{z_{bas}}\right)\right)^2} \qquad (2.21)$$

avec :

- ρ : masse volumique de l'air
- C_p : chaleur spécifique de l'air à pression constante
- k : constante de Von Karman
- L_v : chaleur latente de vaporisation ($2,5 * 10^6$ J.kg^{-1})
- e : pression de vapeur de l'air calculée suivant l'équation 2.7 (hPa)
- $Stab$: coefficient de stabilité défini précédemment
- V : vitesse du vent en m.s^{-1}
- T : température en Kelvin
- z : hauteur de mesure en mètre

La station météorologique utilisée sur le glacier ne comprenant pas deux points de mesure du vent à deux hauteurs différentes, les hypothèses suivantes proposées par Rigaudière (1995) ont été appliquées :

- Pour le calcul de la chaleur sensible :
  - $V_{bas} = 30\% \, V_{haut}$
- Pour le calcul du flux de chaleur latente
  - $z_{haut} = 1{,}32$ m et $z_{bas} = 0{,}01$ m
  - $HR_{bas} = \mathrm{HR_{sol}} = 100\%$ (sert au calcul de e_{HAUT} et e_{BAS})
  - $V_{bas} = 0 \, m.s^{-1}$

Dans ce modèle traditionnel, Rigaudière considère que l'ensemble du glacier est à la température de surface 0°C. Cette hypothèse, contestée par Pellicciotti (2009), s'applique surtout aux glaciers tempérés. Elle est utilisée ici afin de tester l'importance de ce paramètre pour la modélisation des glaciers tropicaux.

2.3.4 Quantité de fonte et de sublimation

Les quantités de fonte et de sublimation sont calculées à partir des expressions suivantes :

$$Qté_{fonte} = \frac{(Q_{fonte} * S * dt)}{h_l} \tag{2.22}$$

$$Qté_{sublimation} = \frac{(Q_{sublimation} * S * dt)}{h_s} \tag{2.23}$$

avec :

- $Qté$: la quantité de glace fondue ou sublimée en kilogramme
- Q_{fonte} et $Q_{sublimation}$: le flux de chaleur servant respectivement à la fonte et à la sublimation en $W.m^{-2}$
- dt : le pas de temps en secondes (ici $dt = 3600 \, s$)
- S : la surface d'étude en m^2
- h_l : la chaleur latente de fusion égale à $3{,}33.10^5 \, J.kg^{-1}$
- h_s : la chaleur latente de sublimation égale à $3.10^6 \, J.kg^{-1}$

Rapport-gratuit.com
LE NUMERO 1 MONDIAL DU MÉMOIRES

2.4 Module d'ombre

2.4.1 Principe

Le module d'ombre proposé ici rajoute un filtre par rapport à la façon dont le modèle traditionnel traite le rayonnement solaire R_g. Ici, à chaque pas de temps et pour chaque cellule du glacier, le module d'ombre teste si le relief du glacier n'obstrue pas lui-même le rayon du soleil incident. Dans le cas où rien n'obture le rayon incident, la valeur de *Rg* est gardée inchangée, dans le cas contraire, elle est ramenée à zéro.

2.4.2 Méthode de calcul

À chaque pas de temps, la position du soleil par rapport à la cellule étudiée est calculée à partir des angles solaires, soit son élévation et son azimut. Une fois cette position calculée, le module calcule la ligne d'altitude qui relie la cellule au soleil tel qu'illustré à la figure 2.6.
Pour un point situé à une distance *D* de la cellule ciblée, il est possible de définir deux variables d'altitude à savoir Z_{relief} qui représente l'altitude du relief situé à une distance D de la cellule (calculé à partir du modèle digital de terrain), et Z_{soleil} calculé à partir de l'équation de la ligne d'altitude cellule-soleil.

Afin de prendre en compte la taille du soleil et une possible diffraction du rayon lumineux au sommet du relief, un paramètre ε est introduit dans le calcul de la manière suivante:

$$Si\ Z_{soleil} \leq Z_{relief} + \varepsilon\ \ alors\ R_g = 0 \qquad (2.24)$$
$$Si\ Z_{soleil} > Z_{relief} + \varepsilon\ \ alors\ R_g = R_g$$

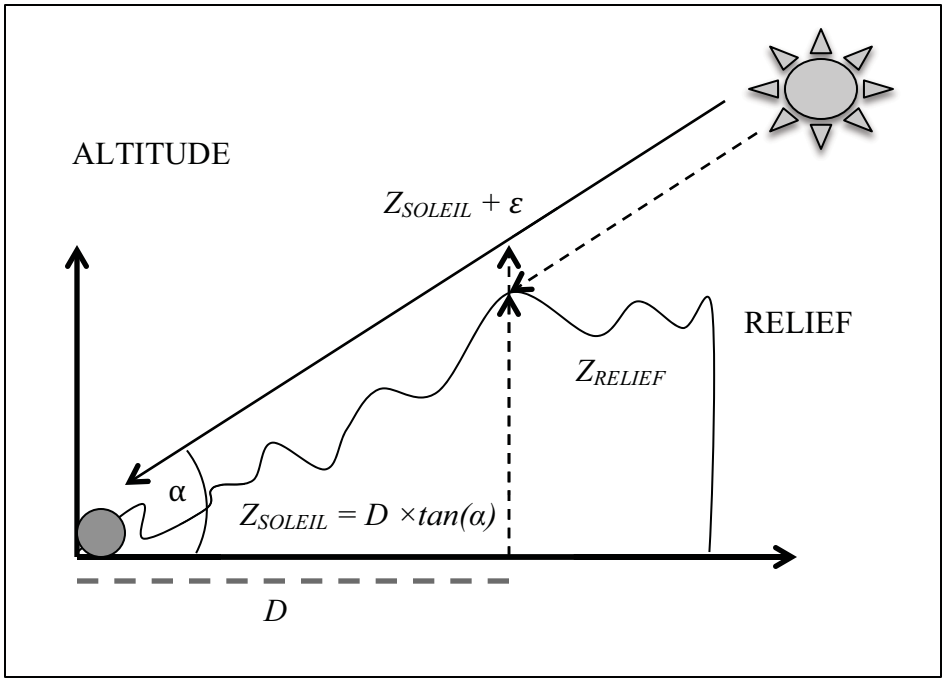


Figure 2.6 Illustration du mode de détection de l'ombre créé par le relief sur une cellule fictive du glacier. La ligne d'altitude reliant la cellule au soleil est dessinée en trait continu. La ligne acceptée est-elle tracée en pointillés.

2.4.3 Paramétrage

Le paramètre ε a été paramétré à partir de photos prises sur le terrain pour différentes heures de la journée. La valeur de ε = 40 m permettait d'obtenir la meilleure correspondance entre les zones d'ombres calculées par le module et les zones d'ombres observées sur les photographies. La figure 2.7 représente le résultat de cette paramétrisation pour une photographie prise à 10h00 du matin en 2013.

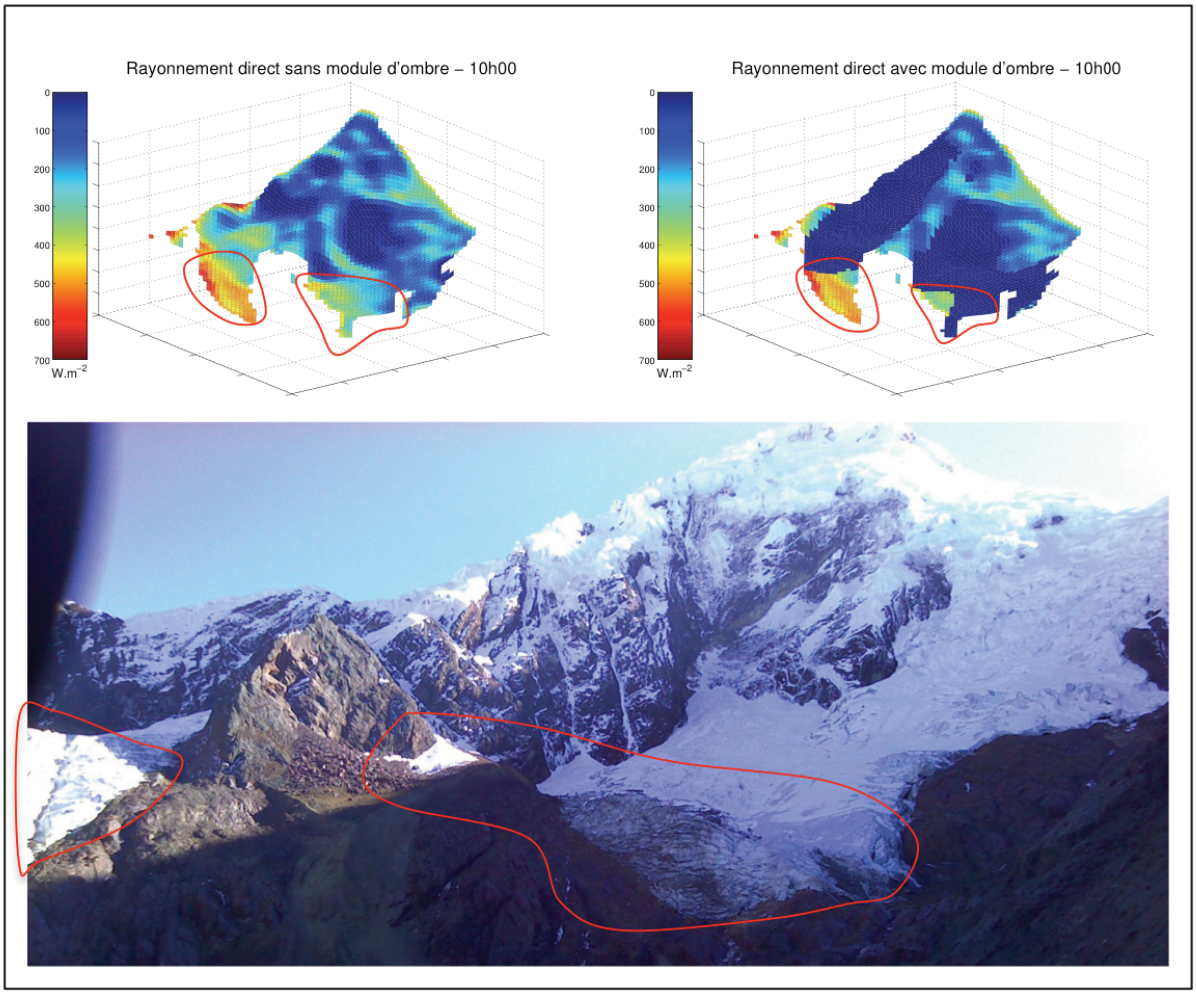


Figure 2.7 Illustration de l'application du module d'ombre à 10h00 du matin. Les zones entourées en rouges ont été prises en compte pour la paramétrisation du module.

L'influence du module d'ombre sur le calcul des rayonnements solaires R_g est observable même au milieu de la journée (figure 2.8). On peut y constater que le module d'ombre détecte une zone non irradiée au milieu du glacier alors que le modèle traditionnel appliqué seul ne prend pas en compte cette absence de rayonnement direct.

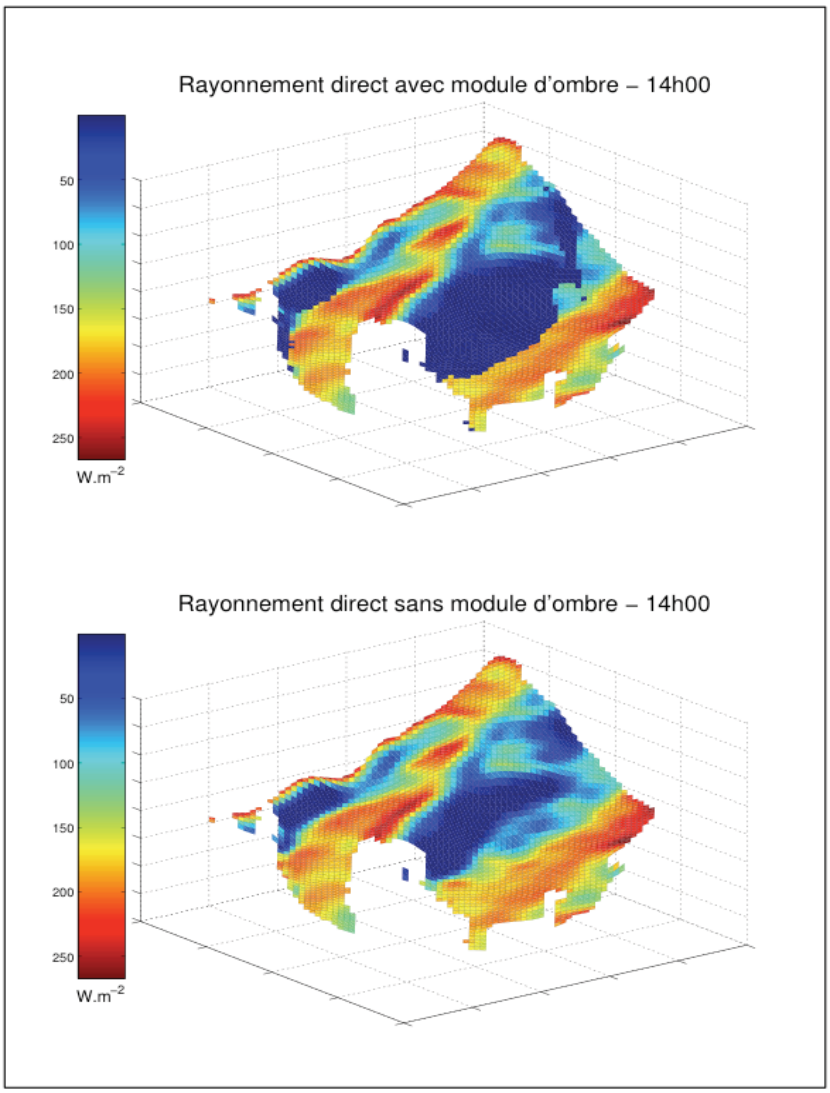


Figure 2.8 Illustration de l'influence du module d'ombre sur le calcul du rayonnement solaire.

2.5 Module de température de glace

Le but de ce module est de prendre en considération le flux de chaleur issu de la conduction thermique existant entre les couches de glace superficielles du glacier dans le bilan d'énergie. En effet, au début de chaque journée, le flux de chaleur provenant de l'extérieur du glacier doit d'abord compenser la chute de température de la glace survenue durant la nuit avant de pouvoir générer de la fonte. Le module de température de glace se substitue à la consigne de température de glace à 273K pour chaque cellule utilisée dans le modèle traditionnel.

2.5.1 Détails du calcul

Le module de fonte considère 5 couches de glace différentes représentant un profil de températures sur une épaisseur totale de 1,5 m (épaisseurs : 0,05m / 0,10m / 0,10m / 0,25m / 0,50m / 0,50m). Une fois initialisées, les températures des différentes couches et l'énergie calorifique correspondante évoluent en fonction des échanges de chaleur avec la surface du glacier.

2.5.2 Initialisation

La valeur initiale de la température des 5 couches est fixée suivant le principe suivant :

- si $T_{bas} > 273K$: $T_{ice} = 273K$
  sinon $T_{ice} = T_{moyen}$

où T_{moyen} représente la température moyenne extrapolée à l'altitude de la cellule sur l'ensemble de la période d'étude et T_{ice} , la température de surface de la glace.

- La température médiane de toutes les autres couches est fixée à T_{moyen}.

À partir de ces paramètres de départ, le module calcule l'énergie calorifique stockée dans chacune des couches (équation 2.25) ainsi que les températures aux interfaces entre les deux premières couches.

$$E_{couche} = m.c_p.T_{moyen} \tag{2.25}$$

avec :

- E_{couche} : l'énergie contenue dans la couche d'épaisseur e en Joules
- m : la masse de la couche étudiée en kilogramme
- T_{moyen} : comme défini plus haut
- c_P : chaleur spécifique de la glace à pression constante en $J.kg^{-1}.°C^{-1}$

2.5.3 Évolution

À chaque pas de temps, le module effectue un bilan thermique à partir de l'évolution de la

température à la surface de la glace. Celle-ci est fixée comme suit : la nouvelle température de surface T_{ice} est égale à T_{bas} si celle-ci est inférieure à 273K, dans le cas contraire T_{ice} est égale à 273K.

Le module de température de glace calcule de nouveau l'énergie calorifique de la couche 1 ($E_{couche1}$, énergie de la couche de surface) en appliquant les mêmes équations que celle utilisées dans la phase d'initiation. L'énergie $E_{couche1}$ est alors intégrée au bilan énergétique de surface du modèle traditionnel de la façon suivante.

$$R_{net} + Q_{sensible} + Q_{sublimation} - E_{couche\ 1}/\Delta t = Q_{fonte} \tag{2.26}$$

avec :

- Δt : le pas de temps (secondes) (ici Δt vaut 3600s)

La valeur de l'énergie de fonte définitive est ensuite décidée par rapport à son signe obtenu lors de l'application de cette équation.

Si $Q_{fonte} < 0$ alors Q_{fonte} est forcée à zéro et $E_{couche1}$ est forcée à $E_{couche1}+Q_{fonte}$

Si $Q_{fonte} \geq 0$ alors $E_{couche1}$ est forcée à zéro.

Une fois les valeurs de Q_{fonte} et de $E_{couche1}$ calculées, le module recalcule les valeurs de température et d'énergie calorifique de chaque couche en partant de la couche 1 en appliquant les équations de transfert d'énergie par conduction :

$$Q_{conduction} = \frac{dT}{\frac{e}{\lambda S}} \tag{2.27}$$

avec :

- $Q_{CONDUCTION}$: flux de conduction dans le couche considérée en Watts
- e : l'épaisseur de la couche en mètres
- dT : le différentiel de température de part et d'autre de la couche
- λ : la conductivité thermique de la glace (2,1 W/m/K)
- S : la surface de la couche (ici 1 m^2)

Ces nouvelles valeurs d'énergie calorifique de chaque couche sont ensuite utilisées comme valeurs initiales au pas de temps suivant. Les différentes phases du calcul du module de température de glace sont illustrées dans l'annexe V.

2.6 Module de sublimation

Comme montré précédemment, les flux de chaleur latente et de chaleur sensible nécessitent des données telles que la rugosité de surface dont la valeur est faible (de l'ordre du dixième de millimètres) et variable spatialement et temporellement. N'ayant pas encore les outils technologiques nécessaires pour parvenir à une estimation précise de ces données, d'autres méthodes plus simples peuvent amener à un résultat final sans calage direct.

Le principe de l'introduction d'un coefficient de sublimation f_{sub} dans les calculs d'ablation des glaciers tropicaux a été proposé par Winkler en 2009. Winkler définit le coefficient f_w comme la proportion de l'énergie d'ablation utilisée pour la sublimation. Le bilan d'énergie résultant de l'application du coefficient f_w s'écrit alors sous la forme :

$$R_{net} + Q_{sensible} = Q_{ablation} \tag{2.28}$$

et $Q_{ablation}$ se défini de la manière suivante :

$$Q_{ablation} = Q_{fonte} + Q_{sublimation} \tag{2.29}$$

avec :

$$Q_{sublimation} = f_w * Q_{ablation} \tag{2.30}$$
$$Q_{fonte} = (1 - f_w) * Q_{ablation}$$

Dans l'étude de Winkler (2009), le coefficient f, calculé mensuellement, dépend des précipitations et du vent :

$$f_W = \left(\left(\frac{0{,}1 - 0{,}9}{150\ mm}\right) * PP + 0{,}9\right) * \frac{V}{5} \tag{2.31}$$

avec :

- PP : précipitations mensuelles (mm)
- V : moyenne mensuelle de la vitesse du vent ($m.s^{-1}$)

Souhaitant utiliser ce principe sur un modèle avec un pas de temps horaire pour une période de l'année durant laquelle les précipitations sont inexistantes nous proposons ici d'utiliser l'humidité relative à la place de la précipitation. Le nouveau facteur de sublimation f_{sub} est alors calculé de la façon suivante :

$$f_{sub} = \left(\left(\frac{1{,}29}{570}\right) * HR^2 - \left(\frac{111{,}06}{380}\right) * HR + \left(\frac{3631}{380}\right)\right) * \frac{V}{5{,}5} \tag{2.32}$$

avec :

- HR : moyenne mensuelle de l'humidité relative sur la période d'étude (%)

Les résultats des deux méthodes sont représentés dans la figure 2.9. Pour obtenir ces résultats, nous avons effectué une régression polynomiale de deuxième degré uniquement sur l'humidité et ceci à partir des données d'humidité relative de la région. Les données de vent et de précipitations sont issues de l'étude de Winkler (2009) et sont rassemblées dans le tableau de l'annexe VI.

L'objectif est d'obtenir un coefficient pouvant justifier de la compétition entre sublimation et fonte. De la sorte, on considère que l'ablation (fonte et sublimation) varie en fonction du flux de chaleur sensible et du rayonnement net ce qui n'était pas le cas dans les modèles précédents. En effet, dans les méthodes utilisées dans la littérature, on considère que la sublimation est uniquement dépendante du vent et de la pression de vapeur. Il s'agissait donc d'une valeur calculée indépendamment de l'énergie reçue par la surface (rayonnement solaire et chaleur sensible).

En comparant les deux modèles proposés plus haut, on remarque que le modèle réalisé dans

Rapport-Gratuit.com

cette étude obtient une meilleure corrélation avec les données mesurées par Winkler en 2009. L'ensemble des résultats est présenté dans l'annexe VI. Les résultats sont représentés dans la figure 2.9

$$RMSE\ (f_{mesuré,moyen} - f_{sub}) = 0.1075$$

$$RMSE\ (f_{mesuré,moyen} - f_{Winkler}) = 0.1163$$

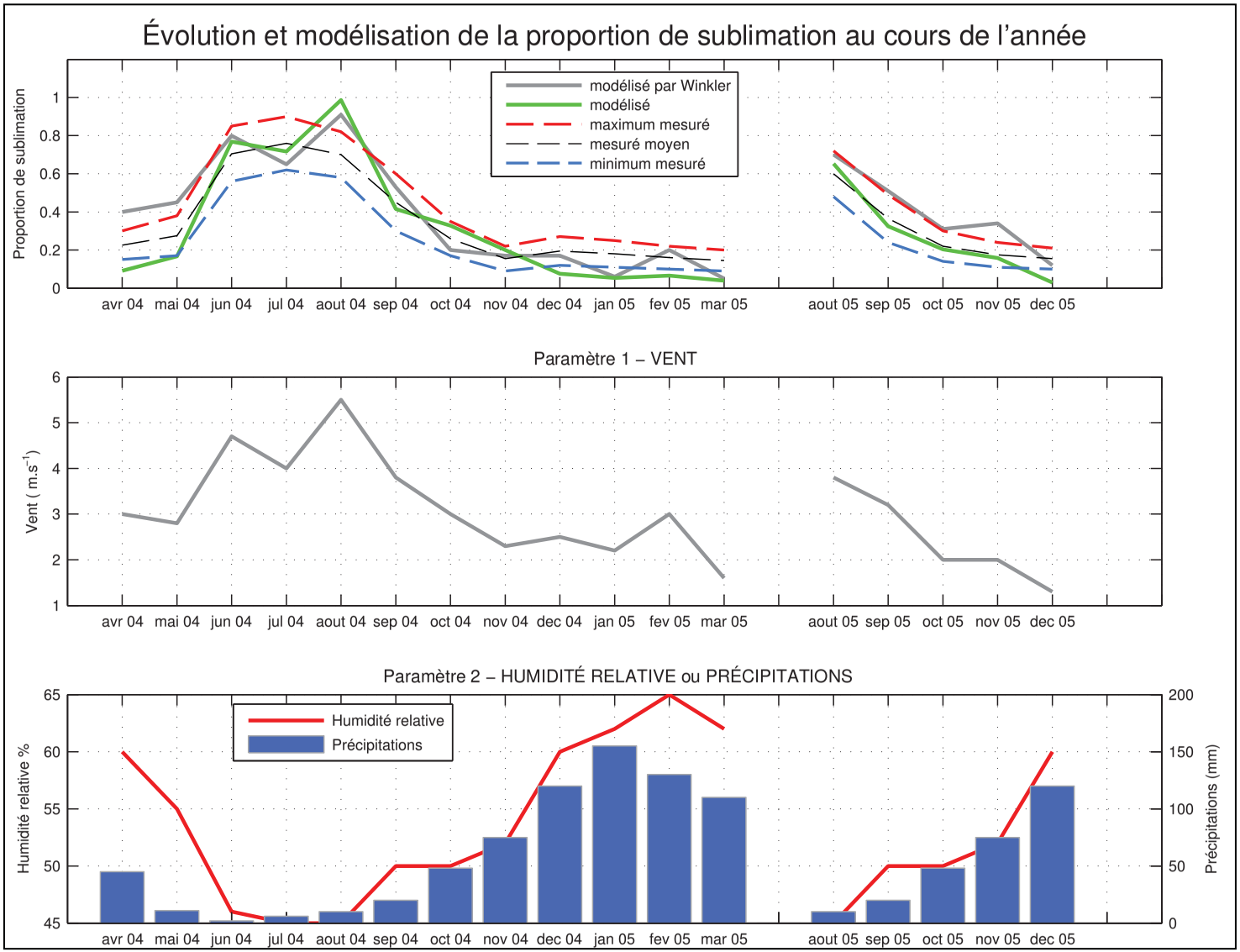


Figure 2.9 : Représentations graphiques de l'évolution de la proportion de sublimation au cours de la période d'étude ainsi que du vent, des précipitations et de l'humidité relative
Tirée de Winkler (2009)

Rapport-gratuit.com
LE NUMERO 1 MONDIAL DU MÉMOIRES

2.7 Modèle complet

Le modèle complet rassemble les trois modules. Le module d'ombre est indépendant des autres modules car il s'applique uniquement sur le rayonnement direct. Cependant, les modules de température de glace et de sublimation modifient tous deux le bilan d'énergie comme le montrent les équations (2.24) et (2.26). Ainsi dans le cas du modèle complet, on différencie d'abord l'énergie dédiée à la fonte et à la sublimation avec le module de sublimation, puis on considère alors que seule l'énergie de fonte est influencée par le module de température de glace. Ce choix est justifié par le fait que seule la fonte nécessite une température de glace à 273K. La sublimation, elle, peut se produire à des températures inférieures à 273K. Ainsi, on obtient le bilan d'énergie suivant :

$$R_{net} + Q_{sensible} = Q_{ablation} \tag{2.33}$$

$$Q_{sublimation} = f_{sub} * Q_{ablation} \tag{2.34}$$

$$Q_{fonte} = (1 - f_{sub}) * Q_{ablation} - \frac{E_{couche\ 1}}{\Delta t} \tag{2.35}$$

CHAPITRE 3

RÉSULTATS

Les résultats de volumes de fonte horaires cumulés avec les différentes configurations de modèle sont d'abord comparés avec les données de fonte théoriques (débits estimés à l'entrée du lac pro glaciaire) pour les deux périodes de simulation. Ces résultats sont également comparés entre eux afin d'estimer l'impact de l'utilisation de modules spécifiques aux glaciers tropicaux sur les résultats de simulation.

Dans un deuxième temps, les volumes de fonte et de sublimation obtenus au terme de chaque simulation sont comparés les uns aux autres afin de mesurer l'impact spécifique de l'ajout des modules sur les proportions de sublimation modélisées. Une comparaison similaire est également effectuée au niveau de la quantité d'énergie consommée par la fonte et la sublimation.

La troisième partie de la présentation des résultats est dédiée à l'étude de la distribution des zones de fonte, de sublimation et du rayonnement direct. Enfin les paramètres spécifiques aux modules proposés seront explorés plus en profondeur afin de cerner l'effet de ceux-ci sur la modélisation de la fonte.

3.1 Volumes de fonte horaires cumulés

3.1.1 Comparaison des volumes simulés avec le débit de fonte théorique pour l'année 2013

La figure 3.1 présente les volumes cumulés obtenus pour les différentes configurations du modèle avec les données de l'année 2013 ainsi que le volume de fonte théorique. On constate tout d'abord la similitude quant à la synchronisation des périodes de fonte de toutes les configurations. Ces périodes de fontes correspondent aux heures les plus chaudes et les plus ensoleillées de la journée, c'est-à-dire entre 9 heures et 18 heures. Cette synchronisation

entre les périodes à fort apport énergétique et la génération de la fonte n'est pas perceptible dans la courbe de fonte théorique. Cela s'explique par le rôle de lissage qu'exerce le lac sur le régime hydrique à son exutoire et par le cheminement complexe de l'eau à travers le système de drainage du glacier.

La figure 3.1 montre également une très grande différence entre les volumes de fonte simulés par les différentes configurations de modèles. Le modèle traditionnel et les configurations « ombre » et « température de glace » se démarquent de la configuration « sublimation » et du modèle complet dès la première heure de simulation. L'écart final entre le modèle complet et le modèle traditionnel, les deux extrêmes, atteint 48 000 m^3 au bout des 72 heures de simulation.

Les écarts de prédiction entre les différentes configurations de modèle sont détaillés dans le tableau 3.1. On note une forte surestimation du modèle traditionnel. Chacun des modules proposés génère une diminution du volume de fonte simulé par rapport au modèle traditionnel. La configuration « sublimation » est celle qui provoque la plus grande diminution du volume de fonte projetée par rapport au modèle traditionnel avec 73% d'écart. Cette configuration offre la meilleure estimation du volume de fonte théorique parmi les trois modules proposés malgré une sous estimation de 49%.

Les résultats montrent également que les configurations « ombre » et « température de glace » ont un effet d'amplitude comparable par rapport au modèle traditionnel réduisant le volume de fonte estimé de respectivement 14% et 17%.

Comparées au volume de fonte théorique, on constate que toutes les configurations proposées sont plus performantes que le modèle traditionnel mais qu'aucune d'entre elles ne parvient à un écart inferieur à +/- 40%. Les deux meilleures configurations étant la configuration « sublimation » et la configuration « complet ».

Tableau 3.1 Volumes de fonte cumulés de la période de mesure de 2013 et écart relatif par rapport au modèle traditionnel et à la fonte théorique.

	2013 - 72 h		
	volume cumulé en milliers de m^3	Écart par rapport au modèle traditionnel	Écart par rapport à la fonte théorique
traditionnel	59,1		91%
ombre	50,7	-14%	64%
température de glace	48,9	-17%	58%
sublimation	15,8	-73%	-49%
complet	13,7	-77%	-56%
Moyenne des simulations	37,6	-45%	22%
Ecart type	21,25	0,34	0,69
Volume de fonte théorique	30,9		

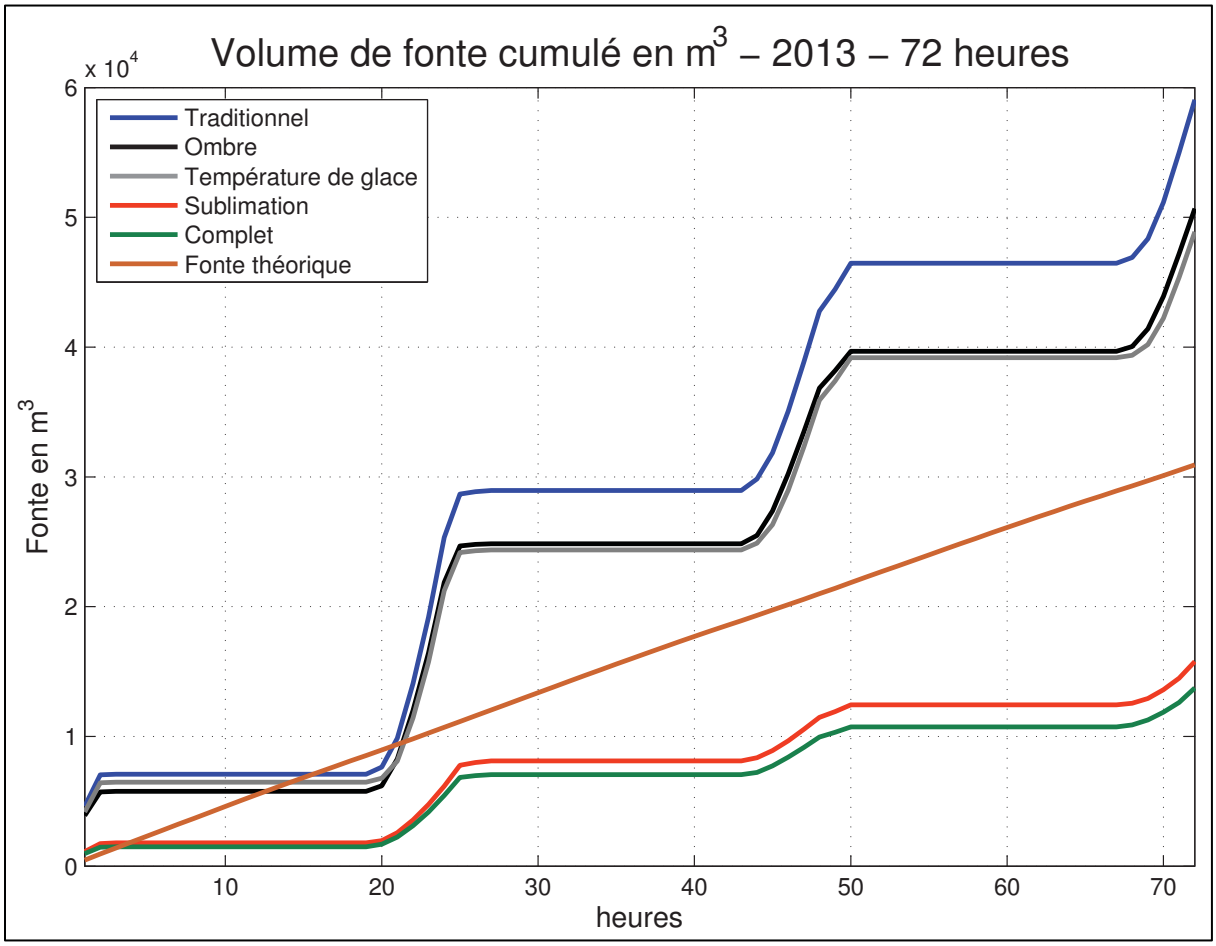


Figure 3.1 Comparaison des volumes de fonte cumulés théorique et calculés selon les différentes configurations pour l'année 2013

3.1.2 Comparaison des volumes simulés avec le débit de fonte théorique pour l'année 2014

La figure 3.2 représente les volumes de fonte cumulés des différentes configurations ainsi que la fonte théorique pour la période d'étude de l'année 2014. De même, le tableau 3.2 présente les valeurs des volumes cumulés ainsi que les écarts relatifs des configurations par rapport au modèle traditionnel et par rapport au volume de fonte théorique.

Tout comme pour l'année 2013, on constate une bonne la synchronisation entre les différentes courbes en ce qui concerne les périodes de fonte. Cependant, contrairement aux résultats de l'année 2013, les volumes simulés par le modèle traditionnel et par la configuration « sublimation » restent comparables pendant les 60 heures de simulation avec un écart relatif final de seulement 4%. Parallèlement, les configurations « ombre » et « température de glace » se démarquent rapidement des autres en simulant des volumes de fonte inferieurs à ceux des autres configurations. Tout comme en 2013, ces deux configurations produisent des valeurs de fonte très proches les unes des autres soit environ 1% du volume total, après 60 heures de simulation.

Pour 2014, le niveau de précision général de l'estimation du volume de fonte théorique est plus élevé que pour 2013. En effet, en 2013 l'estimation la plus éloignée du volume de fonte théorique le surestimait de 91% contre 47% en 2014. Dans les deux cas, cet écart maximum est obtenu avec le modèle traditionnel.

Tout comme en 2013, toutes les configurations proposées dans cette étude présentent des estimations plus précises du volume de fonte théorique que celle du modèle traditionnel. On remarque que le modèle complet est le plus précis avec un écart relatif de 11% suivi par les configurations « ombre » et « température de glace » respectivement avec 15% et 17%.

Tableau 3.2 Volume cumulé de fonte de la période de mesure de 2014 et écart relatif par rapport au modèle traditionnel et à la fonte théorique.

	2014 - 60 h		
	volume cumulé en milliers de m^3	Écart par rapport au modèle traditionnel	Écart par rapport à la fonte théorique
traditionnel	36,9		47%
ombre	28,8	-22%	15%
température de glace	29,2	-21%	17%
sublimation	35,5	-4%	42%
complet	27,7	-25%	11%
Moyenne des simulations	31,6	-18%	26%
Ecart type	4,26	0,10	0,17
Volume de fonte théorique	25,1		

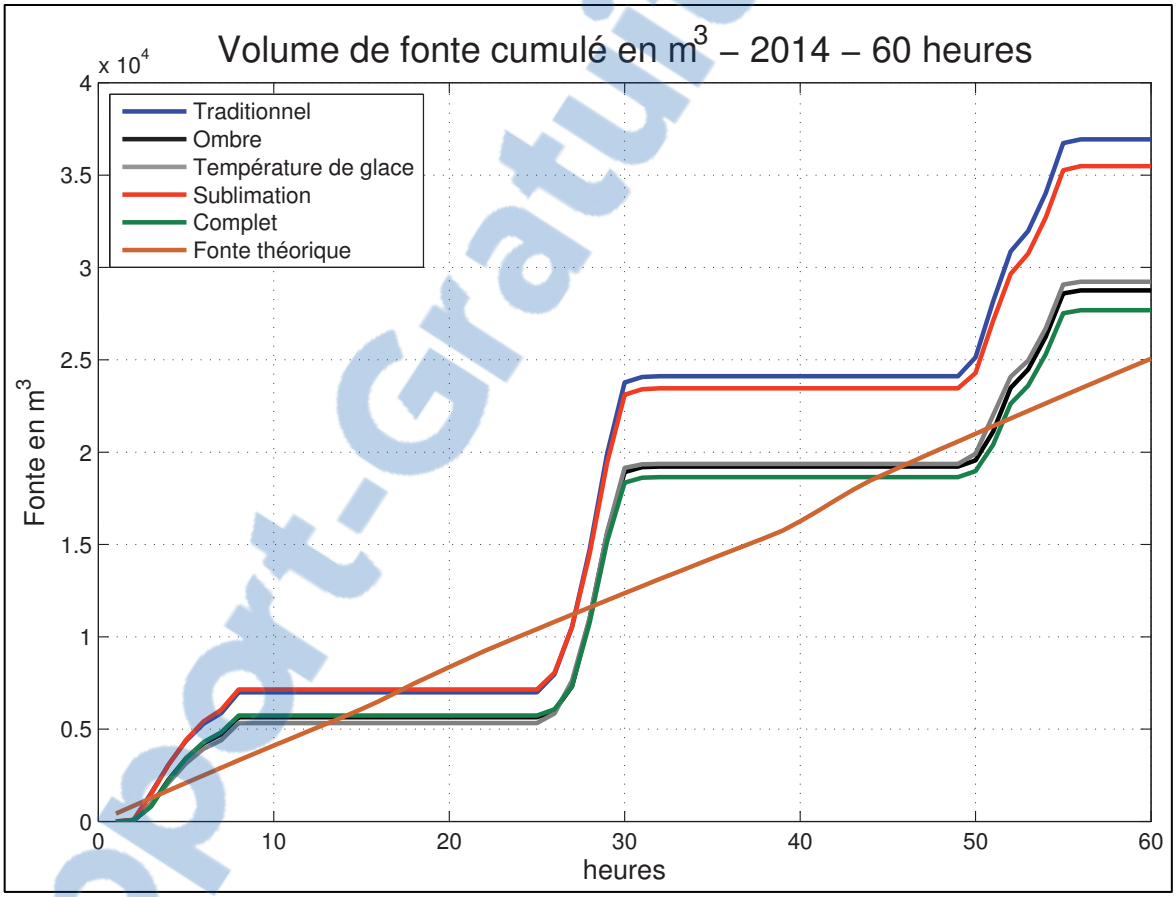


Figure 3.2 Comparaison des volumes de fonte cumulés théorique et calculés selon les différentes configurations pour l'année 2014 (60 heures).

Rapport-Gratuit.com

3.1.3 Volumes de fonte cumulés calculés sur 400 heures

La série de données météorologiques pour le glacier Cuchillacocha de 2014 étant plus longue que la série de données hydrologiques, il a été possible de poursuivre la simulation au-delà des 60 heures de comparaison avec les volumes de fonte théoriques. La simulation 2014 a été menée sur 400 heures. La figure 3.3 montre l'évolution relative des volumes cumulés calculés par les différentes configurations sur ces 400 heures. La figure 3.3 montre une variation importante des volumes de fonte quotidiens, et ce, pour toutes les configurations testées. On remarque, par exemple, que le volume de fonte quotidien maximum calculé par le modèle traditionnel (à environ 120 heures de simulation) est trois fois supérieur au volume quotidien minimum calculé par ce même modèle (à environ 135 heures).

Malgré ces variations dans les volumes de fonte quotidiens, les tendances observées pendant la période de 60 heures se confirment et permettent de faire les mêmes constatations. Les configurations « sublimation » et « traditionnel » estiment les plus grands volumes de fonte, les configurations « température de glace » et « ombre » présentent des résultats très proches l'une de l'autre, et le modèle complet reste celui simulant un volume de fonte le plus bas. Le tableau 3.3 reprend les résultats finaux et offre une comparaison des configurations au modèle traditionnel.

La comparaison de la variation du volume quotidien de fonte avec les données journalières de rayonnement solaire incident et de la température de l'air, présenté en figure 3.3, permet d'observer une forte corrélation entre les volumes de fonte quotidiens et le rayonnement incident. Les jours où le rayonnement est important correspondent à des volumes de fonte quotidiens importants. Cette observation est valable pour l'ensemble des modules et l'ensemble des journées de simulation.

La corrélation avec la température de l'air apparait beaucoup plus faible. Certes, les journées de fonte les plus intenses correspondent aux journées où la température et le rayonnement sont élevés (à 120 heures de simulation), mais certaines journées à faible volume de fonte (à

240 heures de simulation par exemple), affichent des températures d'air parmi les plus hautes de la série.

Tableau 3.3 Volumes de fonte cumulés pour l'ensemble des mesures de 2014 (400 heures) et écart relatif avec le modèle traditionnel.

	2014 - 400 h	
	volume cumulé en milliers de m^3	Écart par rapport au modèle traditionnel
traditionnel	218,7	
ombre	173,1	-21%
température de glace	173,7	-21%
sublimation	208,2	-5%
complet	165,2	-24%

Rapport-gratuit.com
LE NUMERO 1 MONDIAL DU MÉMOIRES

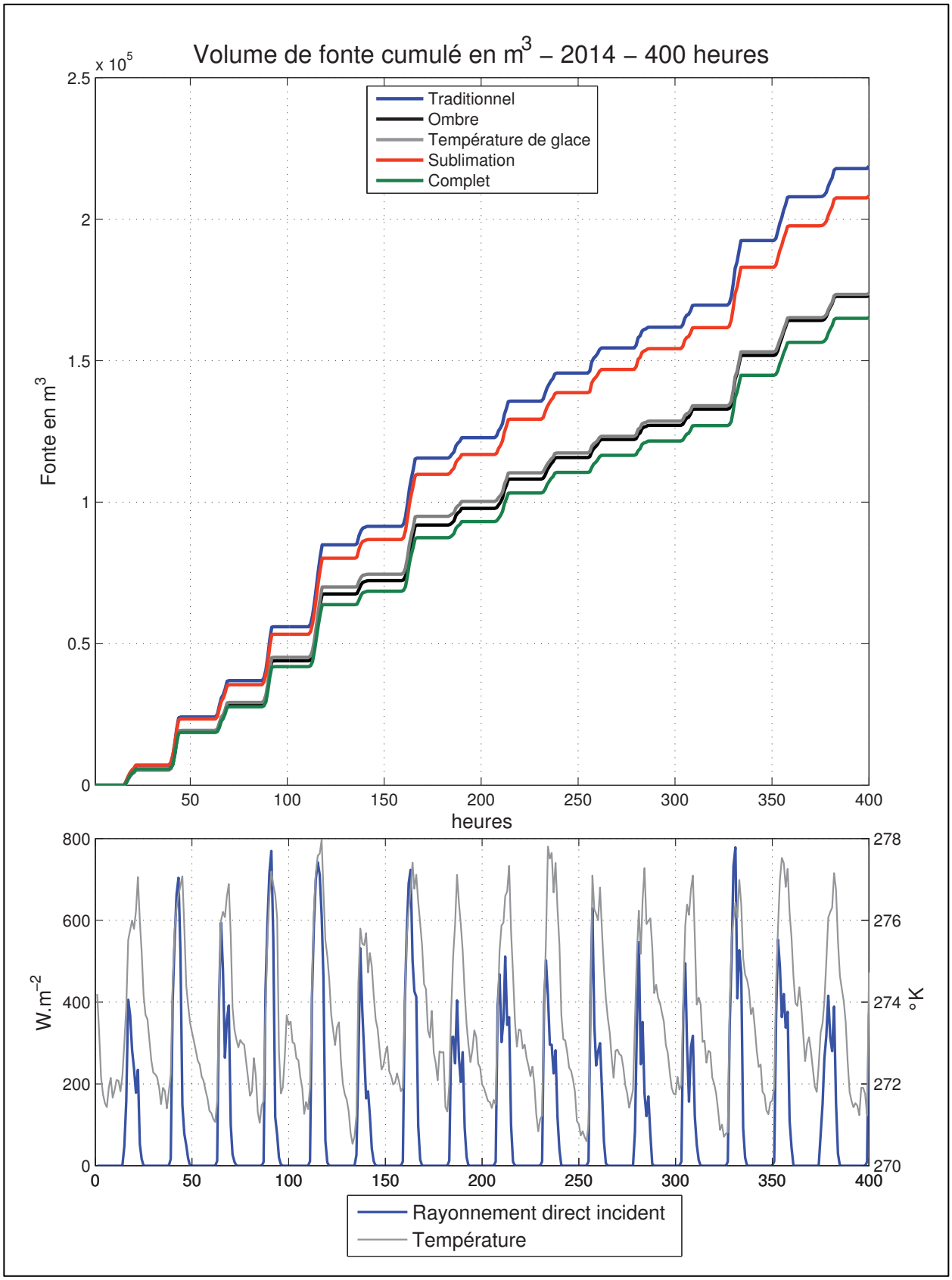


Figure 3.3 Représentation graphique des volumes de fonte cumulés calculés selon les différentes configurations et représentation graphique des variables de température et de rayonnement direct incident pour l'année 2014 (400 heures)

3.2 Répartition de l'ablation entre la fonte et la sublimation

Parce que la quantité d'énergie nécessaire pour faire sublimer un gramme de glace est près de huit fois supérieure à celle nécessaire à faire fondre un gramme d'eau, la répartition de l'ablation entre fonte et sublimation joue un rôle prépondérant dans le bilan de masse du glacier. La figure 3.4 présente les quantités cumulées de fonte et de sublimation pour chacune des configurations testées pour les deux années de simulation. Ce graphique confirme que le comportement du module de sublimation, de même que celui de la configuration complète, sont très différents entre les deux années de simulation, tant sur l'estimation de la fonte que sur celle de la sublimation. En effet, en 2013, ce module divise par quatre la quantité de fonte simulée par le modèle traditionnel tout en calculant des volumes de sublimation du même ordre de grandeur que ce dernier. En 2014, le module de sublimation est le module simulant la quantité de fonte la plus proche de celle calculée par le modèle traditionnel, alors que les quantités simulées de sublimation sont presque nulles. Ce comportement particulier du module de sublimation sera analysé plus en profondeur au chapitre « discussion ».

Les quantités maximales de sublimation ont été obtenues avec le modèle traditionnel pour les deux années de simulation, ce qui permet de confirmer que ce modèle a une tendance à surestimer non seulement la fonte, mais plus généralement l'ablation du glacier. La quasi-similitude des volumes de fonte simulés par les configurations « ombre » et « température de glace », observée à la figure 3.3, n'est pas observée pour la sublimation. En effet, le module d'ombre reproduit environ la même quantité de sublimation que celle calculée par le modèle traditionnel, alors que le module de température de glace n'en calcule que la moitié, et ce, pour les deux années de simulation.

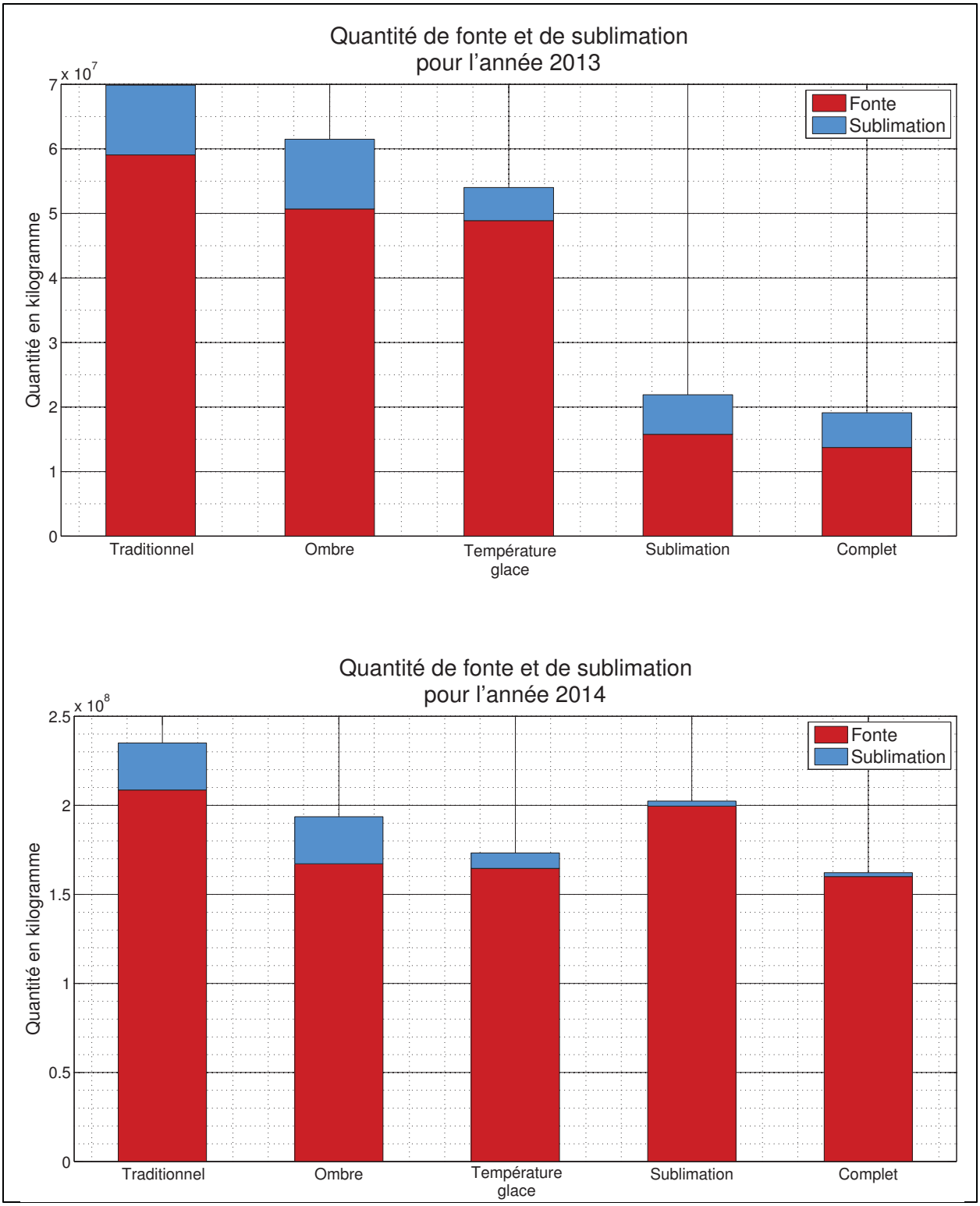


Figure 3.4 Diagrammes à barres des quantités de fonte totales calculées pour les différentes configurations et pour les années 2013 et 2014.

Afin de mieux cerner les quantités totales d'énergie d'ablation calculées par les différentes configurations, la figure 3.6 représente les quantités de fonte et de sublimation multipliées par les chaleurs latentes de fusion et de sublimation respectivement. Elle permet d'illustrer la compétition entre la fonte et la sublimation pour la conversion d'énergie reçue à la surface du glacier. On remarque qu'en 2013, l'ensemble des configurations, mis à part la configuration « température de glace », alloue plus d'énergie d'ablation à la sublimation qu'à la fonte. Pour 2014, la prédominance de l'énergie de sublimation reste calculée par le modèle traditionnel ainsi que par la configuration « ombre », alors que les trois autres configurations n'allouent que peu d'énergie à la sublimation. Le module de sublimation montre la plus grande réactivité aux changements de conditions entre 2013 et 2014, avec un taux d'énergie allouée à la sublimation passant de 77% de l'énergie totale d'ablation en 2013 à seulement 11% en 2014.

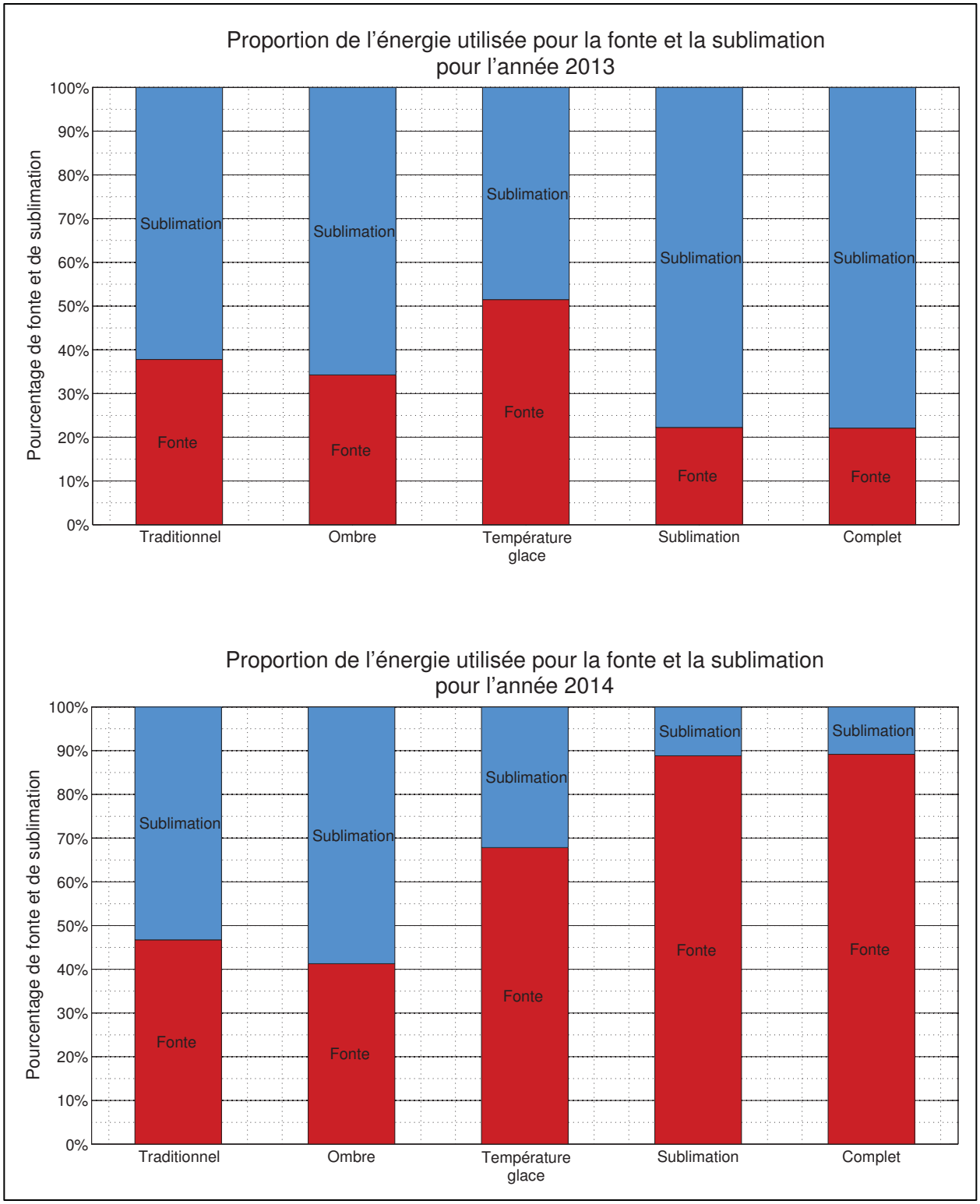


Figure 3.5 Diagrammes à barres des proportions de l'énergie d'ablation répartie en fonte et en sublimation pour les différentes configurations et pour les années 2013 et 2014

3.3 Localisation de la fonte et de la sublimation

De par les approches différentes de la modélisation des processus physiques de glaciologie sur lesquels ils reposent, les différents modules génèrent des distributions spatiales de volumes de fonte et de sublimation potentiellement différents les uns des autres (figures 3.6 et 3.7). C'est le cas pour les quantités de sublimation pour lesquelles le module de sublimation propose une répartition spatiale quasiment inverse de celle du modèle traditionnel. Le modèle traditionnel calcule une augmentation des quantités sublimées avec l'altitude, alors que la configuration « sublimation » calcule un gradient inverse. Le modèle traditionnel se basant essentiellement sur la différence entre la pression de vapeur à la surface de la glace (fixée à zéro degré) et la pression de vapeur dans l'air au-dessus de la glace, et l'humidité relative étant considérée comme constante sur la surface du glacier, une baisse des températures de l'air avec l'altitude provoque une augmentation de la quantité de sublimation. Le module de sublimation calculant le volume de sublimation à partir de l'énergie d'ablation disponible uniquement, il calcule de fortes quantités d'ablation là où l'énergie disponible est la plus grande, c'est-à-dire essentiellement à la base du glacier.

La configuration « ombre » se différencie très peu du modèle traditionnel, la méthode de calcul de sublimation n'étant pas reliée aux données du bilan radiatif. La configuration « température de glace » répartit la sublimation de façon quasiment uniforme sur la surface du glacier. Ce module prenant comme hypothèse que la température de surface de la glace est égale à celle de la couche d'air avec laquelle elle est en contact, il élimine le gradient d'altitude calculé par le modèle classique, qui est basé sur l'hypothèse que la température de glace est de zéro degré sur toute la surface du glacier.

La localisation de la fonte, elle, est simulée de façon comparable par les cinq configurations, et ce, pour les deux années d'étude.

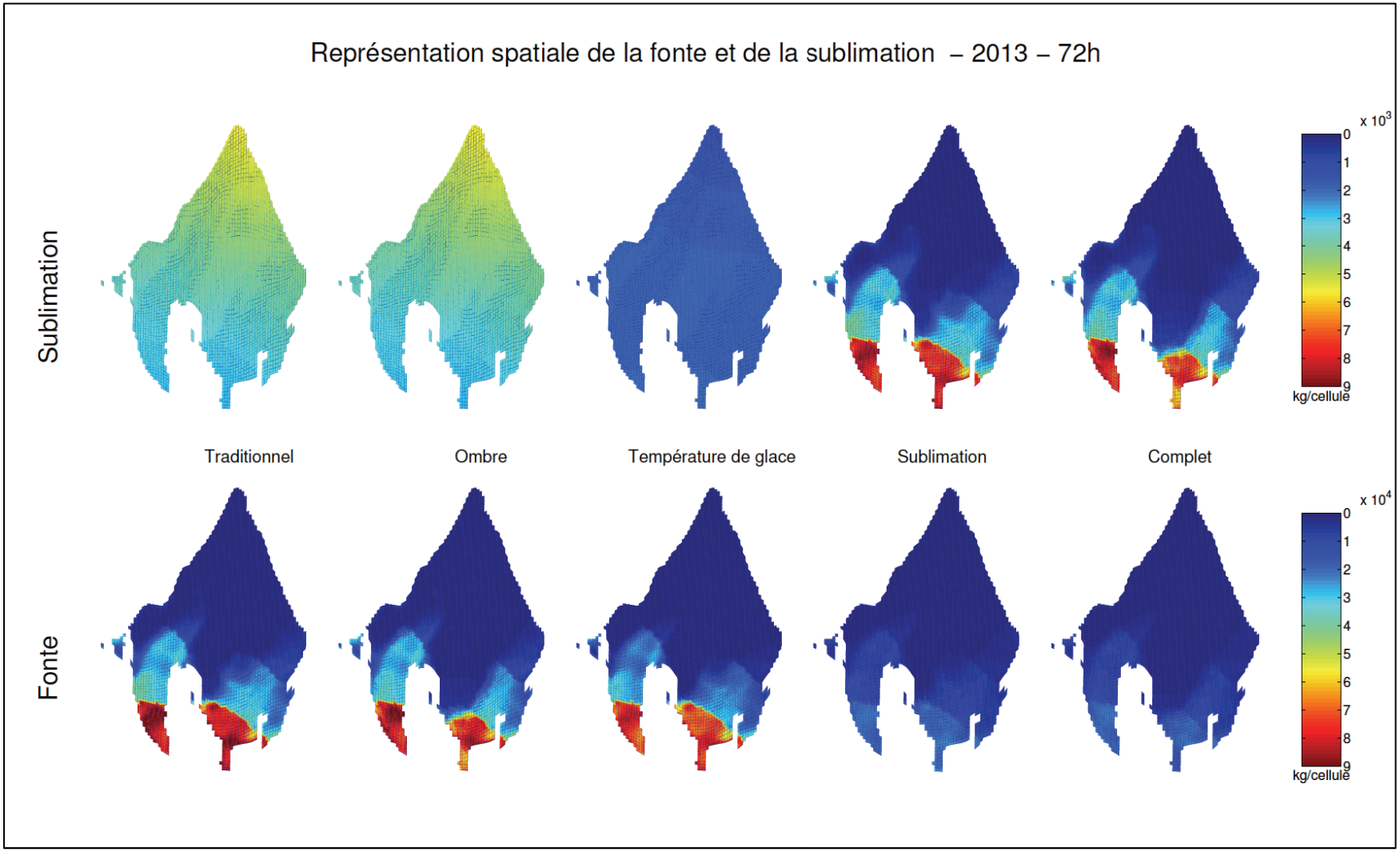


Figure 3.6 Représentation spatiale de la fonte et de la sublimation cumulées pour les différentes configurations sur l'année 2013

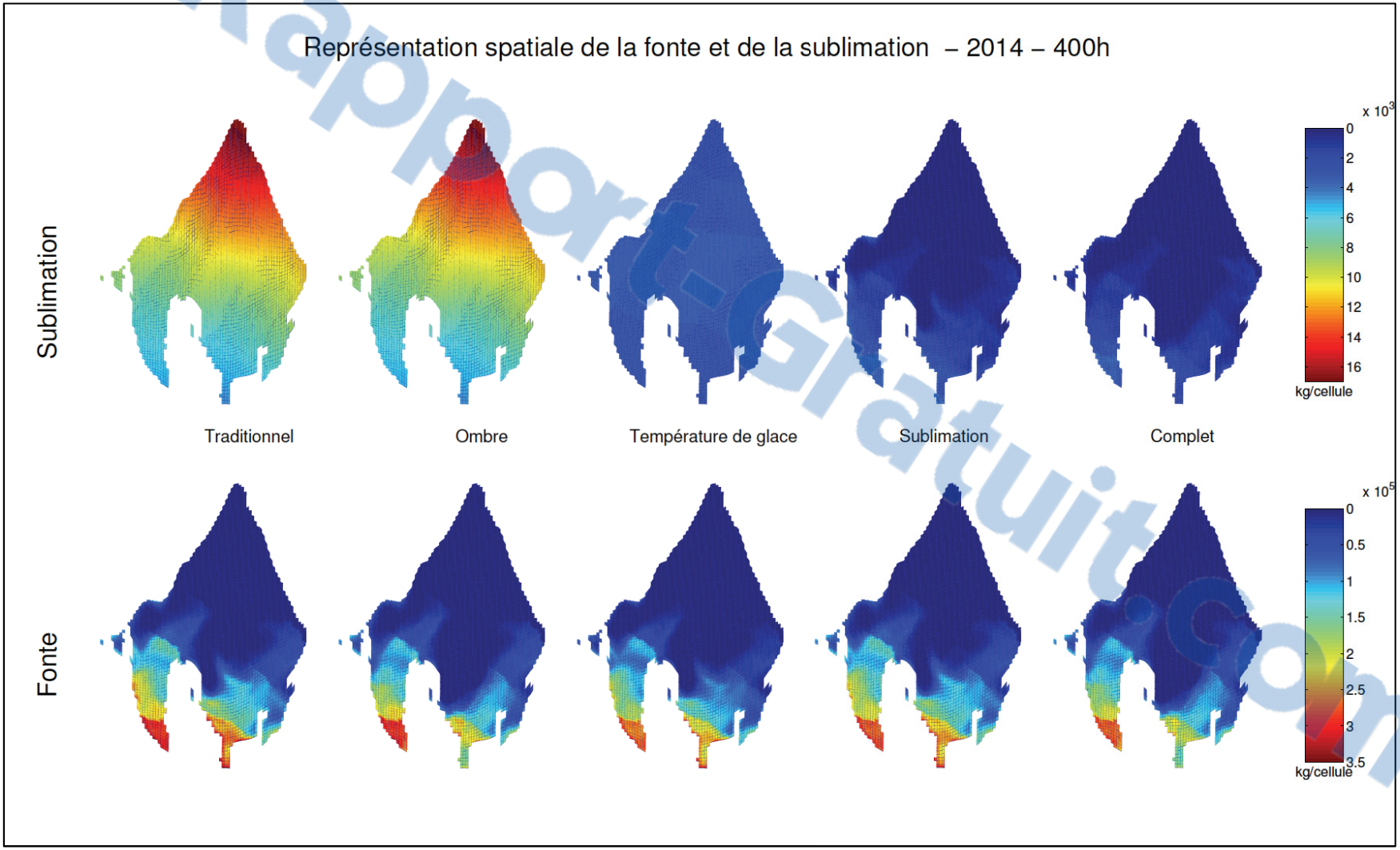


Figure 3.7 Représentation spatiale de la fonte et de la sublimation cumulées pour les différentes configurations sur l'année 2014

Rapport-Gratuit.com

3.4 Paramètres spécifiques au module d'ombre

Les sections précédentes de ce chapitre ont démontré que le module d'ombre, en réduisant l'estimation de la radiation solaire incidente, diminue le volume de fonte moyen calculé par le modèle traditionnel d'environ 20% sur les deux années. La figure 3.8, qui représente les zones d'ombre calculées heure par heure par le module en 2014, démontre que certaines zones du glacier sont virtuellement « protégées » du rayonnement solaire par le relief qui l'entoure. L'existence de ces zones qui influencent les quantités de fonte générées par le glacier a probablement un impact très important sur la géomorphologie à long terme du glacier et sur la modélisation du retrait glaciaire. Ces aspects ne sont toutefois pas couverts par cette étude. Les figures 3.9 et 3.10, représentant respectivement les valeurs horaires de rayonnement direct incident par le modèle traditionnel et par la configuration « ombre », montrent que le module d'ombre modifie grandement le rayonnement direct entre 9 heures et 11 heures du matin pour le glacier Cuchillacocha. Par exemple, à 9 heures, le modèle traditionnel calcule un rayonnement direct entre 400 $W.m^{-2}$ et 600 $W.m^{-2}$, alors que le module d'ombre considère qu'aucun rayonnement direct n'atteint les zones ouest de faible altitude.

Il est aussi possible de voir que, dans les deux simulations, le rayonnement direct mesuré est fortement réduit à partir de 15 heures. Ce phénomène se répète tous les jours des deux années d'études et sera analysé au chapitre « discussion ».

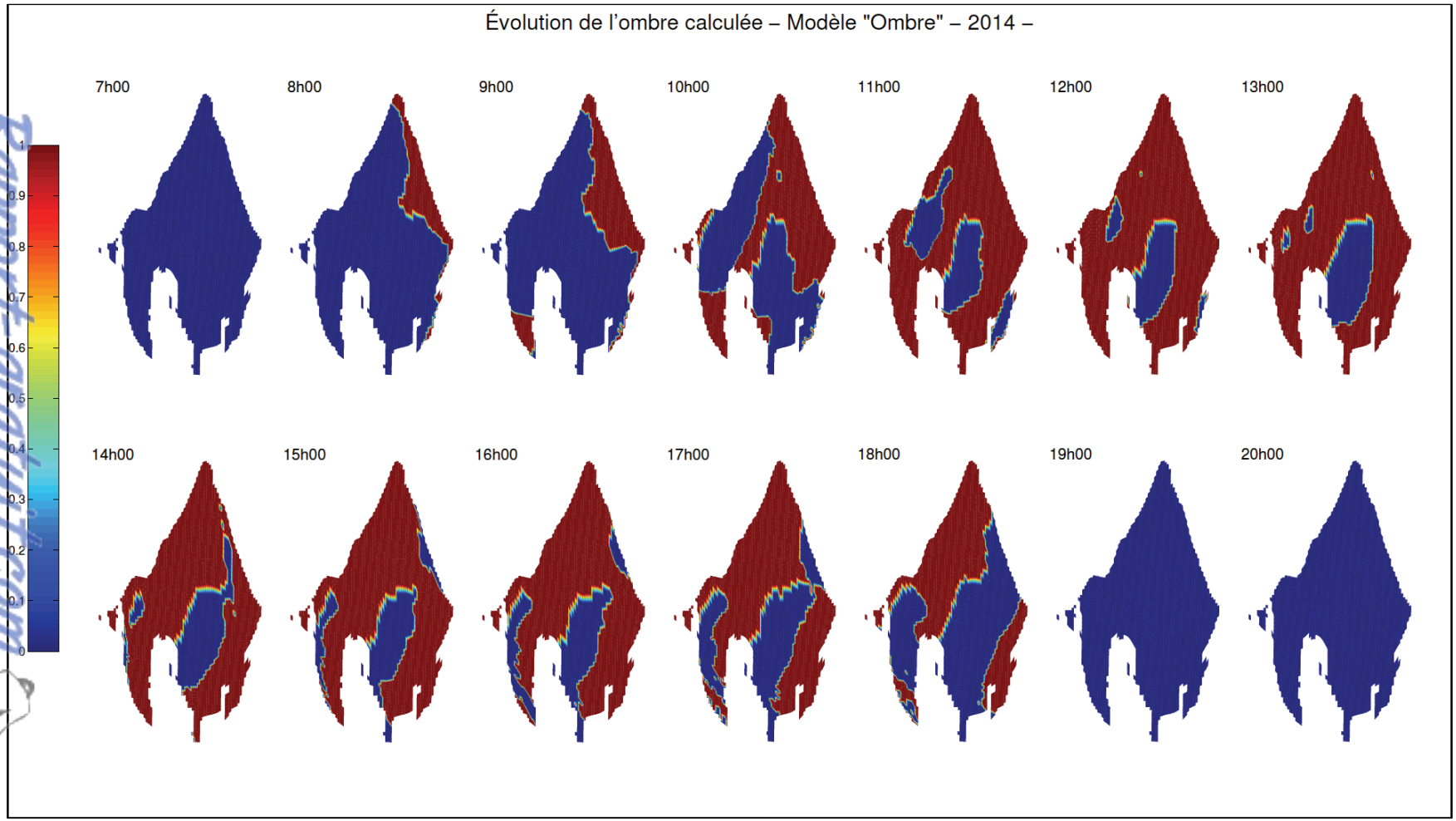


Figure 3.8 Représentation spatiale de l'évolution journalière de l'ombre calculée pour l'année 2014. L'ombre calculée apparait en bleu sur le graphique.

Rapport-gratuit.com
LE NUMERO 1 MONDIAL DU MÉMOIRES

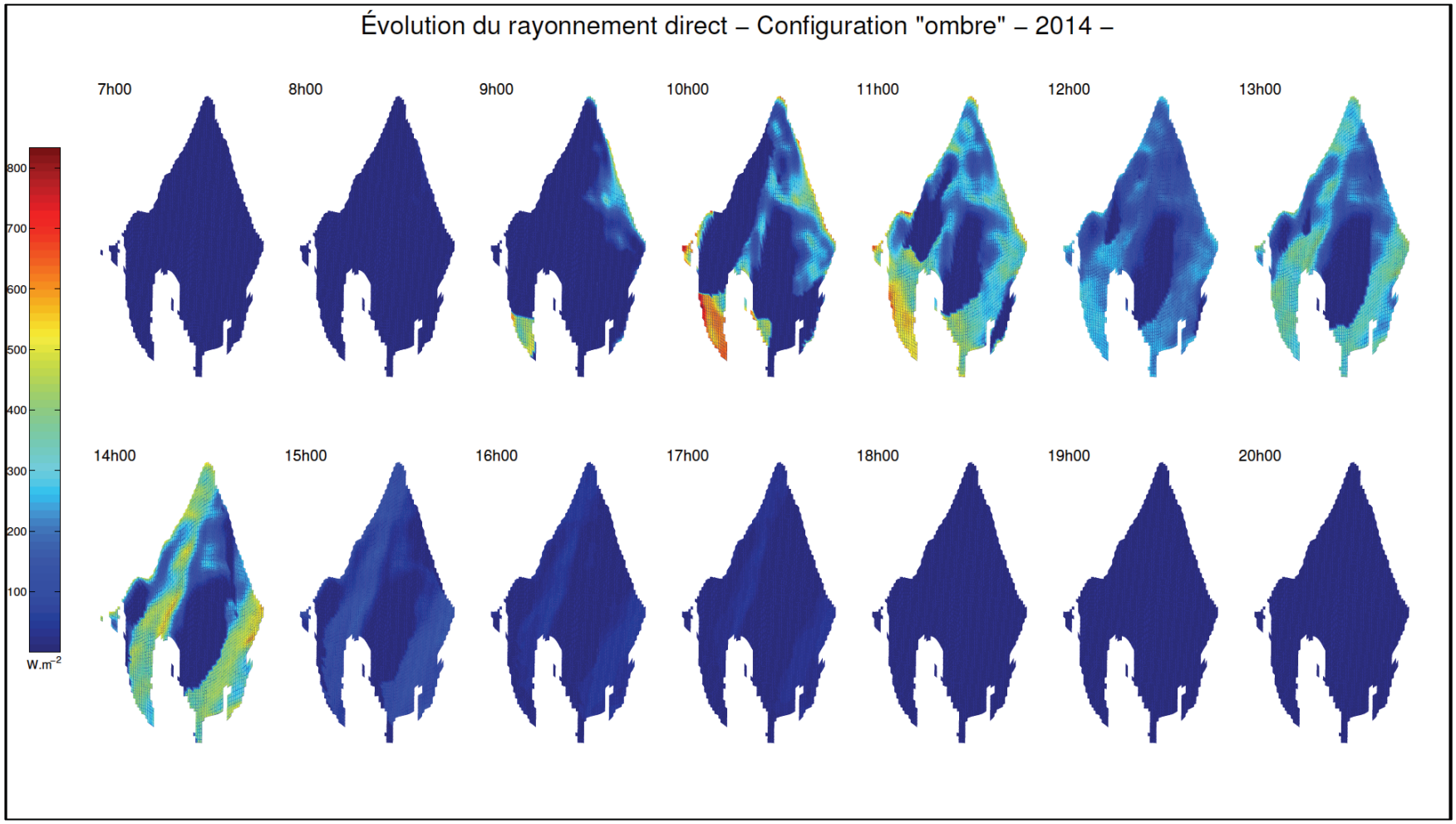


Figure 3.9 Représentation spatiale de l'évolution journalière du rayonnement direct calculé par le module d'ombre pour l'année 2014

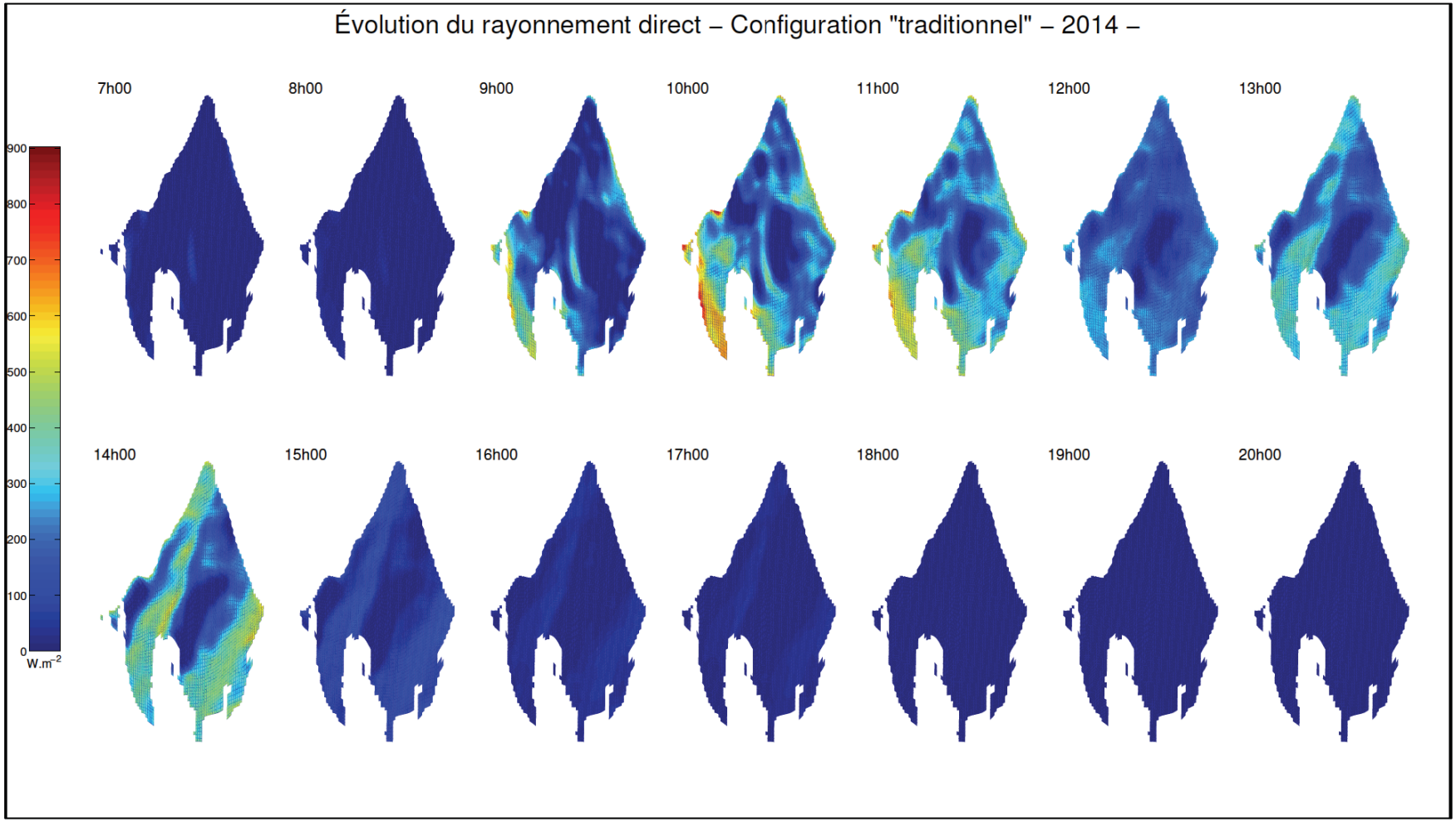


Figure 3.10 Représentation spatiale de l'évolution journalière du rayonnement direct calculé par le modèle traditionnel pour l'année 2014

3.5 Paramètres spécifiques au module de glace

Le module de température de glace comprenant 5 couches, il permet d'estimer visuellement l'ampleur du flux de chaleur à travers le mètre et demi d'épaisseur de glace.

Les figures 3.11 et 3.12 représentent l'évolution du profil de température de glace au cours d'une journée à deux endroits différents du glacier. La figure 3.11 représente le profil de la cellule sur laquelle est située la station météorologique (appelée cellule « station ») et la figure 3.12 représente la cellule du sommet du glacier (appelée cellule « sommet »). Les températures représentées correspondent aux températures moyennes des différentes couches du modèle.

On observe une différence notable entre les deux figures. Tout d'abord, la température de la couche inférieure diffère entre les deux cellules. Ceci est dû au paramétrage du module qui considère que la couche profonde de glace était à la température moyenne de l'air sur l'ensemble des données de l'année étudiée. À noter que si cette température moyenne était supérieure à 273K, la température de base était fixée à 273K. Ce cas s'applique à la cellule « station », dont la température de couche profonde a été fixée à 273K. La cellule « sommet » elle, voit cette valeur fixée à moins de 267K.

On constate qu'au niveau de la station (figure 3.11), le cycle diurne du flux d'énergie arrivant à la surface du glacier provoque un flux de chaleur entrant puis sortant à l'intérieur des couches de surface de celui-ci. Ce flux de chaleur est limité en amplitude (la température à 50 cm de la surface du glacier oscille d'un degré durant la journée) mais n'est pas nul. Ce flux de chaleur crée un effet modérateur sur les variations de température de glace à la surface du glacier en absorbant une partie de l'énergie durant la journée, et en la libérant lorsque le flux d'énergie externe diminue très fortement en fin de journée. Dans le cas de la cellule « sommet » (fig. 3.12), l'évolution des températures dans le temps est similaire à celle observée à la cellule station, son amplitude est par contre beaucoup plus importante. À cet

endroit, la glace de surface n'atteint pas le point de fusion, avec une température maximale d'environ 269K (-4°C).

L'effet limitant de quantité de fonte par rapport à l'hypothèse de glace à zéro degré est donc visible aux deux points étudiés du glacier. Dans le cas de la cellule de la station située dans la zone d'ablation du glacier, le module de température de glace diminue l'énergie disponible pour la fonte en tenant compte de la perte de chaleur survenant durant les heures froides de la journée. Dans le cas de la cellule située au sommet du glacier, ce module exclut toute fonte, l'énergie extérieure n'étant pas suffisante pour remonter la température de la couche supérieure au point de fusion.

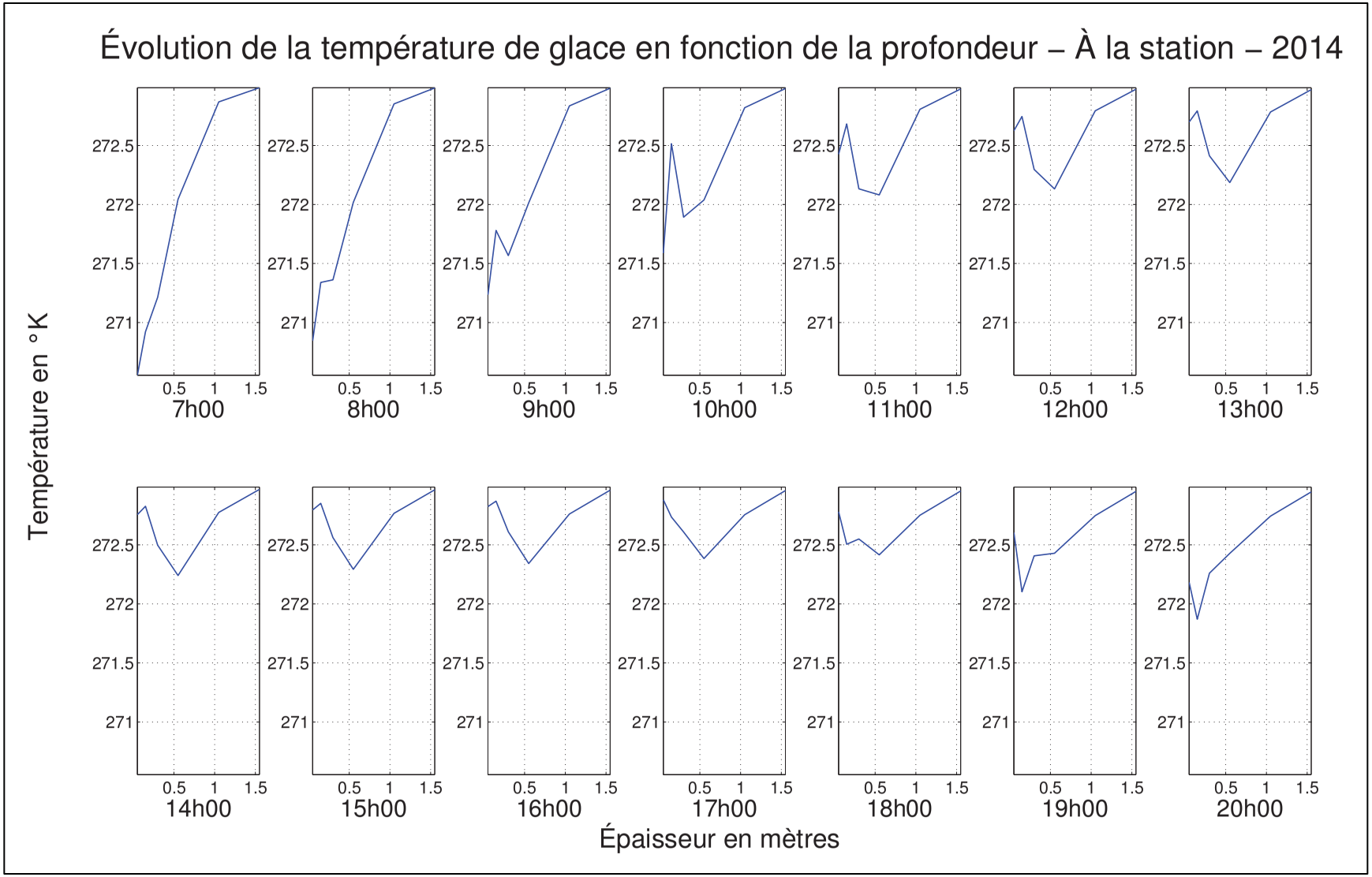


Figure 3.11 Représentation graphique de l'évolution du profil de température de glace au niveau de la station de mesure calculé par le module de température de glace au cours d'une journée de mesure de l'année 2013

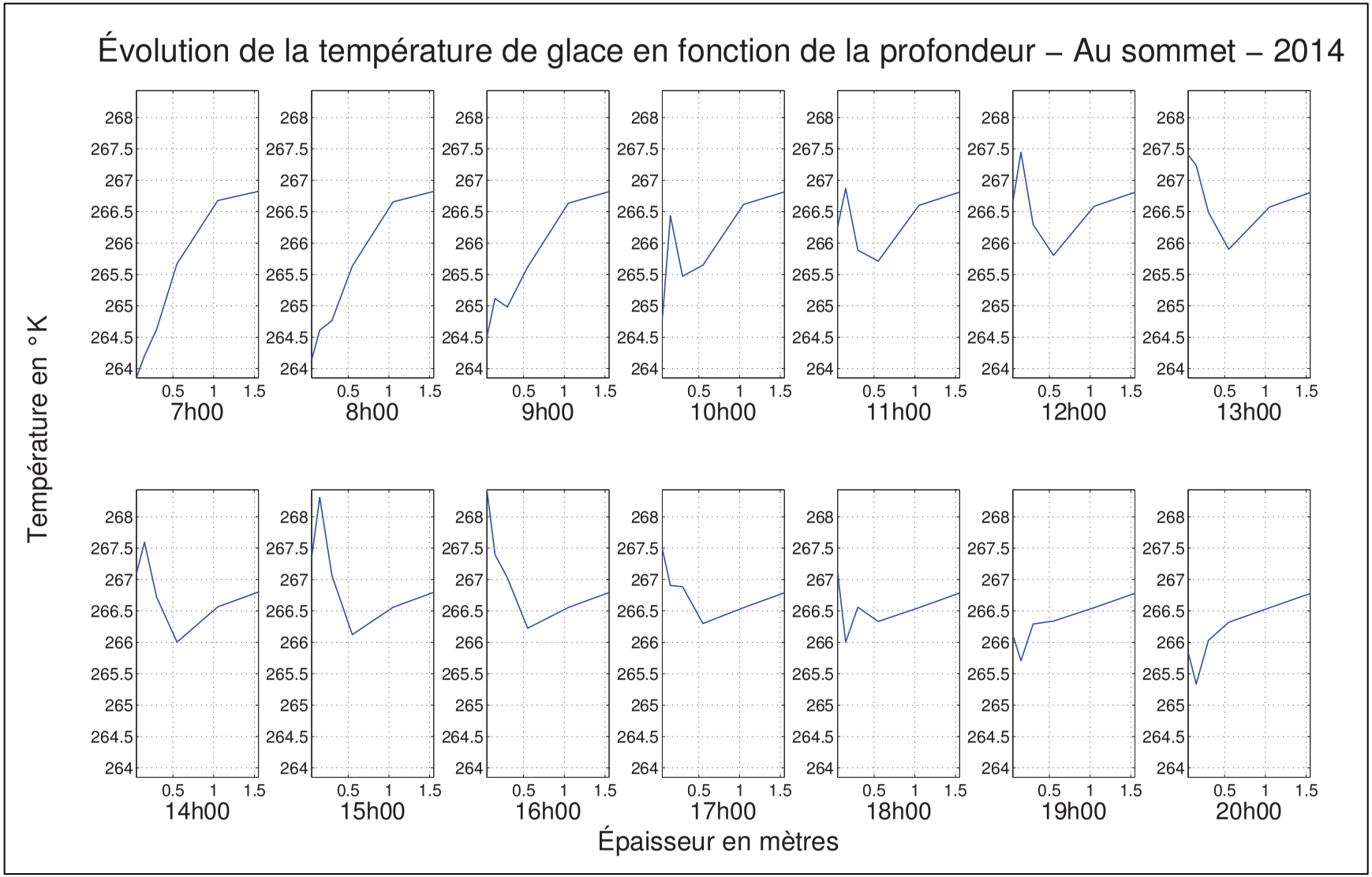


Figure 3.12 Représentation graphique de l'évolution du profil de température de glace au sommet calculé par le module de température de glace au cours d'une journée de mesure de l'année 2013.

3.6 Paramètres spécifiques au module de sublimation

Le module sublimation testé ici est basé sur le principe de compétition entre la fonte et la sublimation, principe très différent de celui utilisé dans le modèle traditionnel. Ainsi, l'énergie positive issue du bilan d'énergie est repartie entre la fonte et la sublimation, suivant un facteur de répartition en fonction de l'humidité relative et de la vitesse du vent. Pour sa part, le modèle traditionnel considère la sublimation comme un phénomène en fonction de la pression de la vapeur, du vent, des températures de l'air et de la glace, ainsi qu'en fonction des paramètres d'échanges turbulents. La figure 3.13, qui compare les quantités de sublimation simulées heure par heure par les deux modèles pour l'année 2013, montre que ces deux approches aboutissent à des valeurs de sublimation horaires très différentes les unes des autres. Le modèle traditionnel calcule que la sublimation intervient 24 heures sur 24 et que le pic de sublimation quotidien apparait pendant la nuit. Le module sublimation, lui, calcule un pic de sublimation durant le milieu de la journée, au moment où le flux énergétique à la surface du glacier est à son maximum. Ce même module ne calcule aucune sublimation durant la nuit.

Bien que le pic de sublimation calculé par le module de sublimation soit près de trois fois supérieur à celui du modèle traditionnel, la quantité totale journalière simulée par le modèle traditionnel représentée par l'aire sous courbe sur 24 heures est plus importante. Cette situation explique pourquoi la figure 3.4 présente une quantité de sublimation totale calculée par le modèle traditionnel plus importante que celle calculée avec la configuration sublimation.

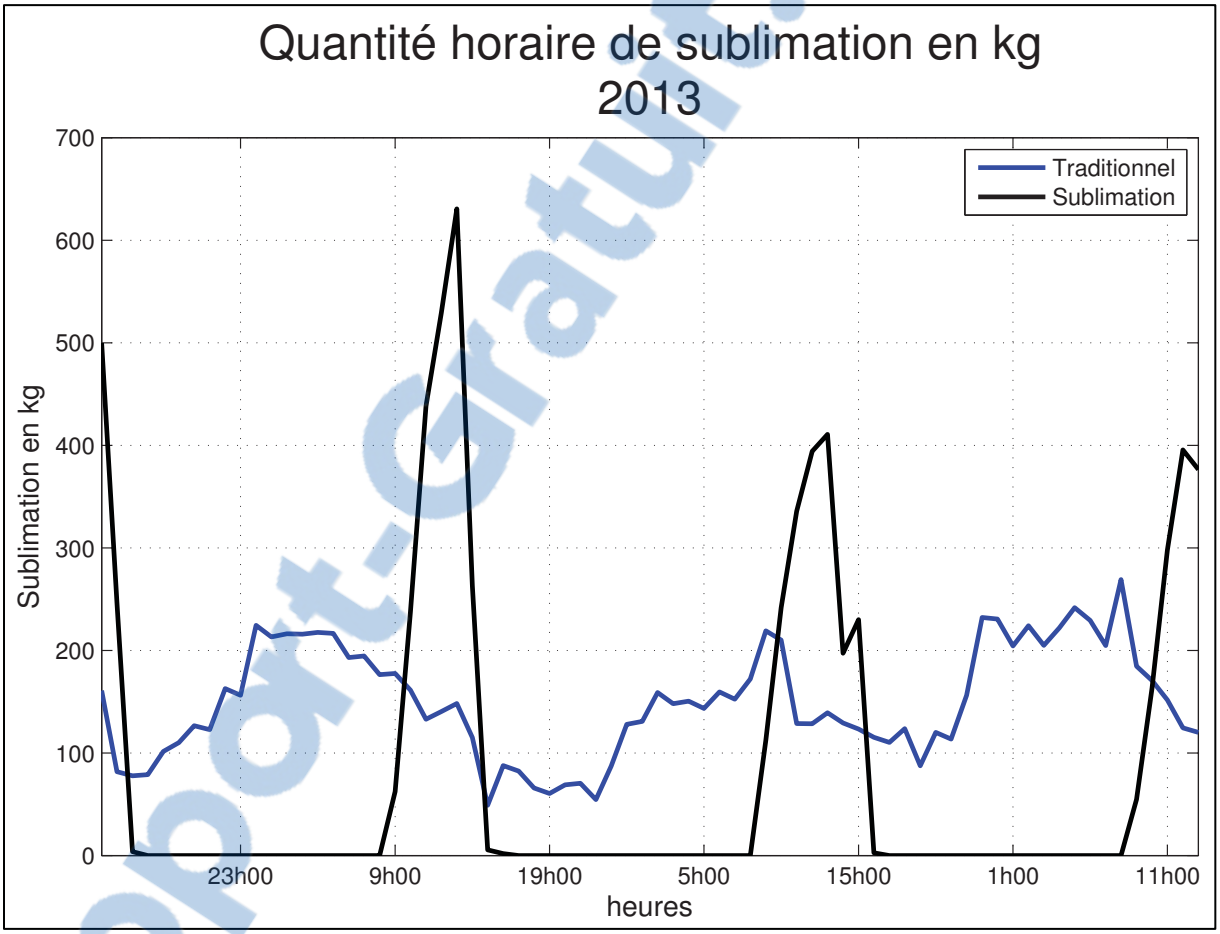


Figure 3.13 Représentation graphique de l'évolution de la quantité horaire de sublimation totale du glacier calculée par le modèle traditionnel et le modèle de sublimation au cours de l'année 2013

Rapport-Gratuit.com

CHAPITRE 4

DISCUSSION

Dans cette section, les résultats présentés au point précédant sont interprétés et analysés de façon à identifier des axes d'amélioration potentiels en modélisation hydrologique des bassins versants alimentés par des glaciers tropicaux.

4.1 Limites des modèles à base physiques appliqués aux glaciers tropicaux

Cette étude a permis de montrer la nécessité d'améliorer les modèles traditionnels et de notamment les adapter aux spécificités des glaciers tropicaux. De fait, il a été montré que ce type de modèle tendait à surestimer la quantité de fonte. Les figures 3.1 et 3.2 ont montré que le modèle traditionnel était celui qui, parmi toutes les configurations testées, procurait les volumes de fonte les plus éloignés des volumes de fonte théoriques pour les deux années d'étude. Par ailleurs, le modèle traditionnel a montré une forte sensibilité à tous les changements de configuration, c'est-à-dire à chaque fois qu'un module du modèle traditionnel a été remplacé par un module plus spécifiquement adapté à la physique des glaciers tropicaux. Cette sensibilité confirme l'importance des paramètres ciblés pour la modélisation des glaciers tropicaux et démontre que ceux-ci doivent être pris en compte de façon spécifique lors d'utilisation des modèles à base physique développés pour des glaciers tempérés appliqués à des glaciers tropicaux. Cependant, les modules proposés montrent également des faiblesses qui devraient être corrigées avant d'être proposées pour une intégration directe dans les modèles hydrologiques existants.

4.2 Module d'ombre

L'intérêt de prendre en compte l'ombre projetée du relief s'illustre bien en comparant les figures 3.3 et 3.8. On remarque, en observant la courbe de rayonnement solaire incident de la figure 3.3, un fléchissement systématique de la puissance reçue par la station en milieu d'après-midi. Une analyse plus fine nous permet de situer cette baisse d'intensité lumineuse

Rapport-gratuit.com
LE NUMERO 1 MONDIAL DU MÉMOIRES

aux alentours de 15h. Or, la figure 3.8 montre que c'est à ce moment précis que la cellule dans laquelle se situe la station (voir figure 4.1) entre dans une zone d'ombre due au relief avoisinant. Le modèle traditionnel, ne prenant pas en compte cette ombre, surestime donc

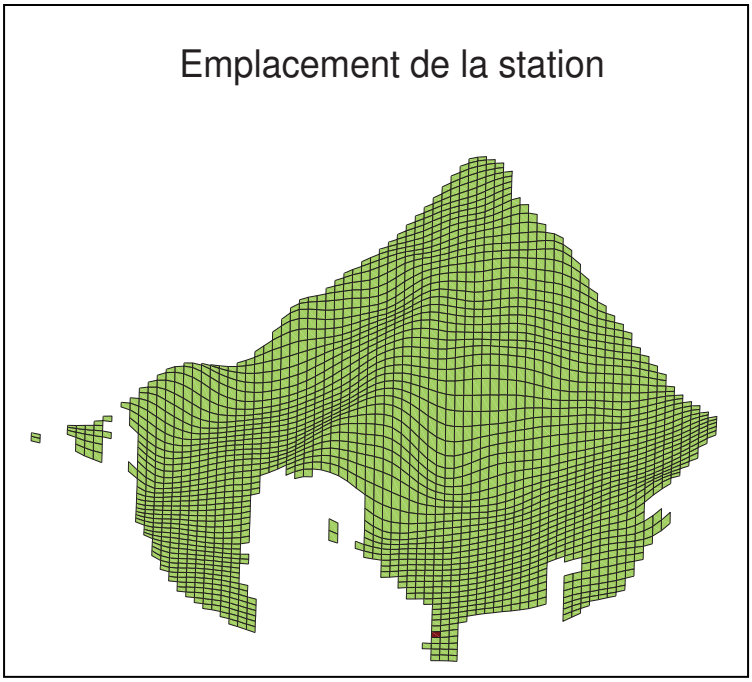


Figure 4.1 Représentation en trois dimensions de l'emplacement de la station sur le glacier (pixel noir)

l'apport énergétique des radiations solaires sur cette cellule à partir de 15h00. Les données de la station montrent que la baisse de rayonnement incident est d'environ 300 $W.m^{-2}$, quantité non négligeable. Pour référence, 300 $W.m^{-2}$ convertis en flux de chaleur sensible, correspondent à une réduction de la température de l'air de plus de 10°C (avec une surface de glace à 0°C et un vent de 2 $m.s^{-1}$).

Par contre, les données de la station, présentées à la figure 4.2, montrent également que celle-ci enregistre des radiations solaires entre 0 $W.m^{-2}$ et 300 $W.m^{-2}$, de 15h jusqu'à la tombée de la nuit. Sur la même période, le module d'ombre, lui, considère que les radiations solaires dans les zones d'ombre sont nulles. Cette observation tend à démontrer que le rayonnement indirect (réfléchi et/ou dévié) joue un rôle important dans le bilan énergétique du glacier et que le module d'ombre devrait tenir compte de cette réalité pour représenter le rayonnement

incident à la surface du glacier de manière satisfaisante. Cette première amélioration devrait permettre une nette progression de la prise en compte de l'influence de l'ombre sur l'estimation de la fonte.

À noter que, même imparfaite, la solution proposée ici a tout de même eu un impact important sur la performance du modèle traditionnel. On a vu précédemment que le module d'ombre a un impact important sur la quantité d'énergie disponible pour la fonte durant toute la journée sur certaines zones du glacier et pour la majorité des cellules au levé du jour. L'effet cumulé pour l'ensemble du glacier réduit le volume de fonte cumulé d'environ 20% par rapport à la configuration traditionnelle.

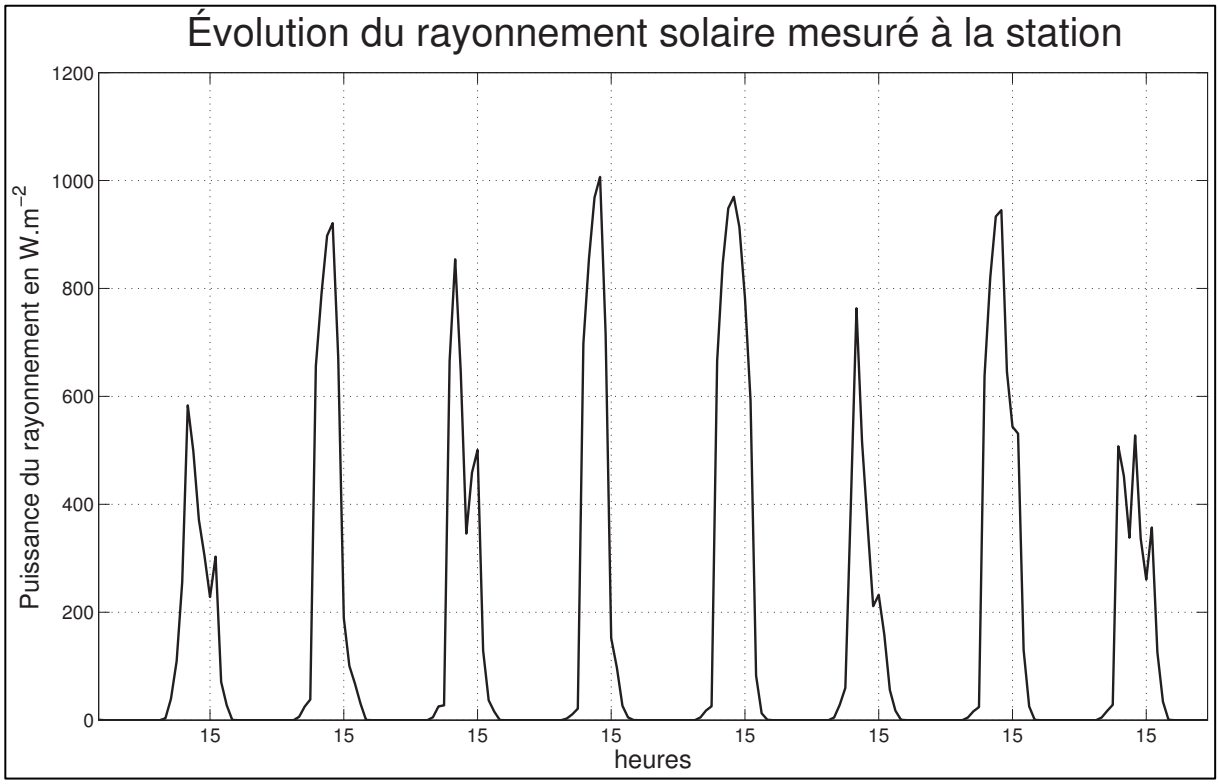


Figure 4.2 Évolution du rayonnement solaire mesuré à la station pour l'année 2014

4.3 Module de température de glace

Les figures 3.11 et 3.12 ont montré que la couche superficielle de glace à la surface du glacier réagit très fortement au changement de température journalière du climat tropical. En se refroidissant pendant la nuit et se réchauffant durant la journée, ce système agit comme un tampon limitant l'énergie disponible à l'ablation sur une journée complète. Cet effet tampon n'est pas le seul effet qu'a ce module de température de glace sur le bilan énergétique à la surface du glacier. L'utilisation de l'hypothèse selon laquelle la température de glace à la surface du glacier est égale à la température de l'air, si celle-ci est négative, joue également un rôle important. En effet, le calcul des longues ondes (équation 2.16), est fonction de la température de glace à la puissance quatre. Cette particularité a pour conséquence une modération de l'effet tampon du module et justifie probablement pourquoi la répartition spatiale de la fonte sur le glacier est très proche de celle simulée par le modèle traditionnel (figures 3.6 et 3.7). Au total, la réduction du volume de fonte par rapport au modèle traditionnel est d'environ 20% au cours des deux années d'études.

Certains facteurs méritent cependant d'être étudiés plus attentivement avant d'être utilisés sur d'autres modèles hydrologiques. C'est le cas, par exemple, pour les épaisseurs de glace des cinq couches considérées. Si l'épaisseur totale du système a été fixée par rapport aux descriptions trouvées dans la littérature, les épaisseurs individuelles des différentes couches considérées dans ce module ont quant à elles été délimitées de façon plus arbitraire. Une étude de sensibilité réalisée sur ce paramètre montre que ce choix peut affecter les valeurs de fonte simulées.

Le tableau 4.4 présente les résultats de l'étude de sensibilité réalisée en faisant varier l'épaisseur de la couche supérieure du système. On remarque qu'un changement d'un centimètre peut engendrer jusqu'à 39% de variation de volume de fonte. Cette sensibilité du module face à ce paramètre nécessite d'être analysée et comprise afin de déterminer la valeur optimale qui devrait être utilisée.

Tableau 4.1 Analyse de sensibilité du module de température de glace à la variation de l'épaisseur de la première couche

	Épaisseur	Volume de fonte cumulé en m^3	Écart relatif avec le modèle de température de glace à 5 cm
2014 - 60 h	2 cm	XXX	volume de fonte supérieur au volume disponible
	4 cm	2,13E+03	39%
	5cm	1,54E+03	
	6cm	1,19E+03	-22%
	10cm	768,1745	-50%

	Épaisseur	Volume de fonte cumulé en m^3	Écart relatif avec le modèle de température de glace à 5 cm
2013 - 72 h	2 cm	XXX	volume de fonte supérieur au volume disponible
	4 cm	5,04E+04	3%
	5cm	4,89E+04	
	6cm	4,75E+04	-3%
	10cm	4,12E+04	-16%

4.4 Effets comparables entre les modules de température de glace et d'ombre

Les figures 3.2 et 3.3 laissent supposer que les modules d'ombre et de température de glace ont des effets similaires sur les calculs de volume de fonte à l'exutoire du glacier. Cette similarité apparente des comportements des deux modules peut s'expliquer par le fait que les deux modules ont l'effet de diminuer les quantités d'énergie disponible pour la fonte et n'agissent pas sur la façon dont le modèle « consomme » cette énergie. Le module d'ombre retire du bilan énergétique des radiations solaires incidentes pour certaines cellules à certains moments de la journée et le module de température de glace enlève du bilan énergétique de chaque cellule la chaleur perdue durant la nuit. Le fait que les quantités de fonte calculées pour l'ensemble du glacier par chacun des modules soit comparable tient par contre probablement plus de la paramétrisation des modules que d'un mode d'action identique. Cette hypothèse se confirme lorsque l'on observe les figures 3.4 et 3.5. On y voit que le module de température de glace calcule des quantités de sublimation bien moins importantes que celles du module d'ombre.

4.5 Module de sublimation

D'une manière générale, l'ensemble des configurations a calculé des volumes de sublimation inférieurs en 2014 par rapport à 2013 (figures 3.4 et 3.5). Parmi ces configurations, c'est le module de sublimation qui calcule la plus grande variation entre les deux années. De fait, ce module calcule des résultats très proches de ceux du module traditionnel pour l'année 2014, et est l'un des plus éloignés en 2013.

La quantité de sublimation calculée par le module de sublimation est fortement liée au facteur f_{sub}. Ce facteur est une fonction de la vitesse du vent et de l'humidité relative moyenne. Les figures 4.3 et 4.4 montrent l'évolution du taux de sublimation (f_{sub}) et du vent au cours des deux années d'étude. On constate une forte dépendance du facteur (f_{sub}) par rapport aux fluctuations du vent. En effet, en 2013 et 2014, le vent est respectivement de 2,5 $m.s^{-1}$ et de 1,5 $m.s^{-1}$ en moyenne, alors que le taux de sublimation moyen passe de 77% en 2013, à seulement 11% en 2014.

Il semble donc que le module proposé soit très sensible à l'effet du vent. Il apparait donc ici que l'équation proposée pour le calcul de (f_{sub}) puisse être améliorée en donnant un poids plus important à l'humidité relative. L'utilisation des valeurs horaires de ce paramètre au lieu d'une valeur moyenne sur la période d'étude serait certainement une voie à explorer.

Même si la manière dont il est calculé peut être améliorée, les résultats de cette recherche montrent que son utilisation produit des séquences de sublimation plus proches de la réalité que celles calculées par le modèle traditionnel. En effet, la figure 3.13 montre que les périodes de sublimation modélisées par la configuration « sublimation » suivent le cycle journalier de l'apport d'énergie au glacier. Le modèle traditionnel, lui, calcule de la sublimation 24 heures sur 24. Or, ce modèle traditionnel ne prenant pas en compte les variations de température de glace, il calcule de la sublimation sans décompter l'énergie nécessaire à ce changement de phase.

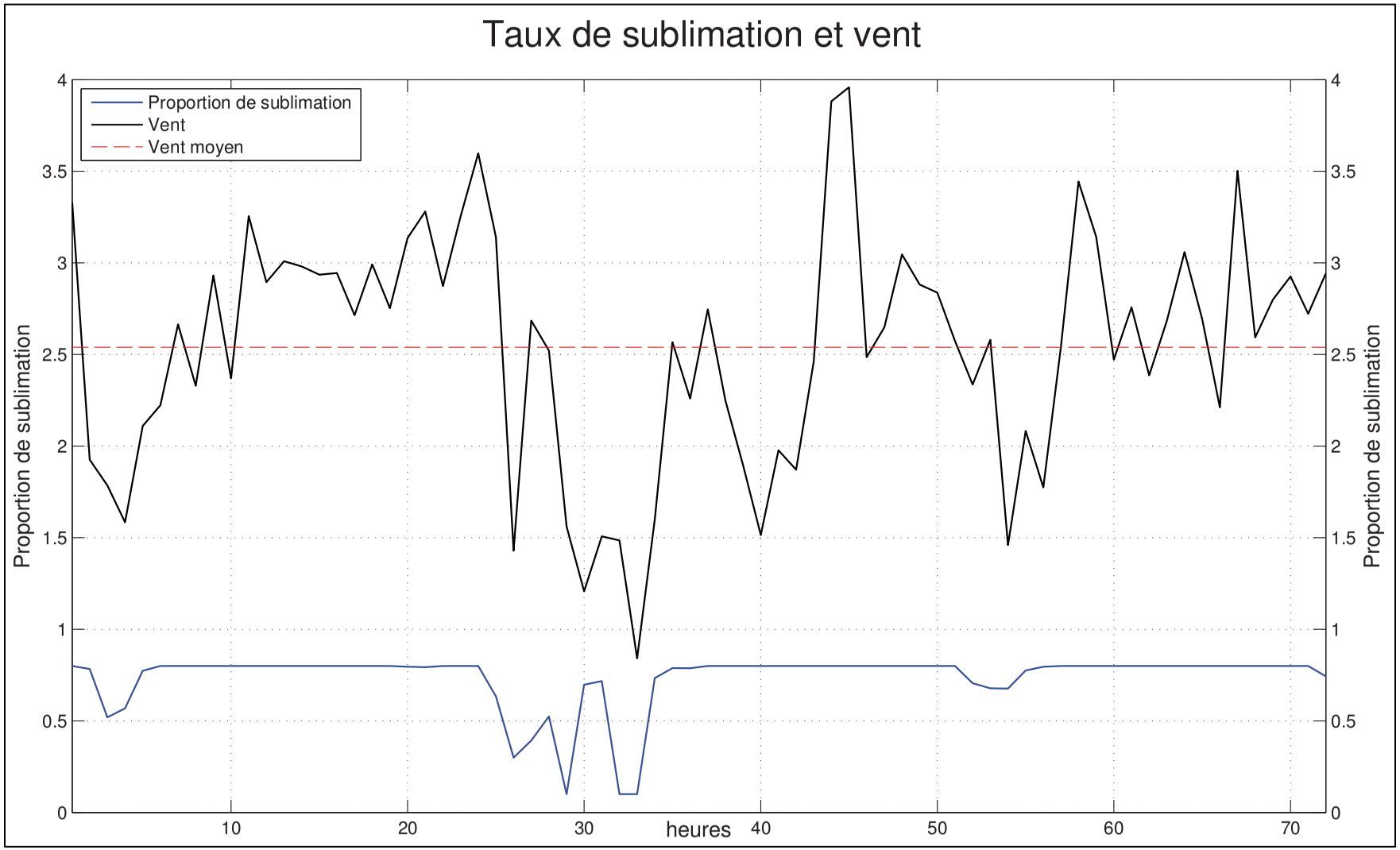


Figure 4.3 Représentation graphique de l'évolution en fonction du vent du taux de sublimation f_{sub} calculé par le module de sublimation pour l'année 2013

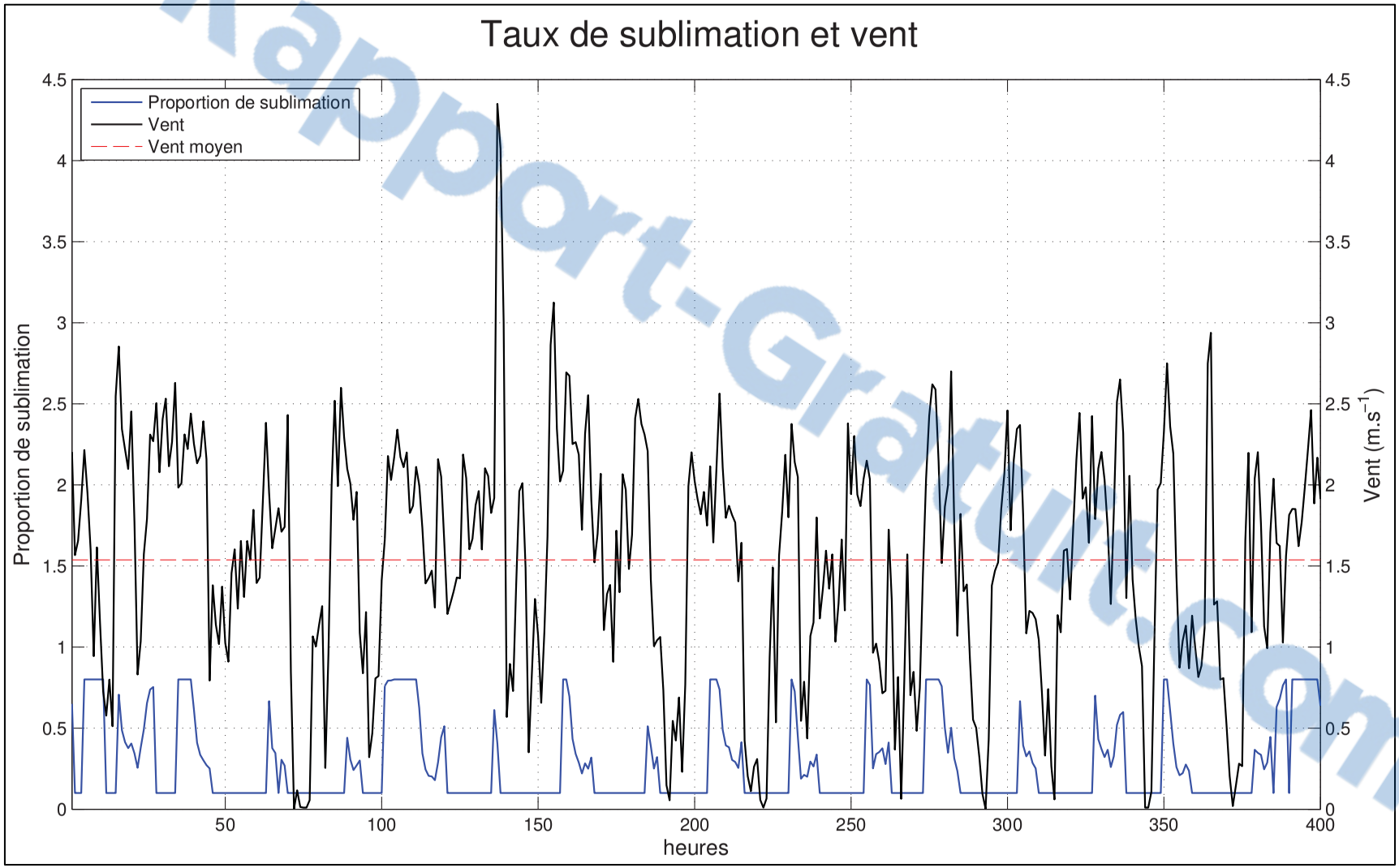


Figure 4.4 Représentation graphique de l'évolution en fonction du vent du taux de sublimation f_{sub} calculé par le module de sublimation pour l'année 2014

Rapport-Gratuit.com

4.6 Modèle complet

Les résultats montrent que le modèle complet présente des calculs de fonte et de sublimation proches de ceux de la configuration « sublimation ». Cette configuration offre les meilleures performances au court des deux années de mesure montrant le potentiel que représente l'approche testée dans cette étude. Par contre, les configurations traitées ici étant toutes à base physique, l'amélioration de la configuration complète passe obligatoirement par une amélioration de chacun des modules qui la composent.

CONCLUSION

L'objectif de cette recherche était d'évaluer dans quelle mesure les modèles à base physique développés pour les glaciers tempérés nécessitaient d'être adaptés aux spécificités des glaciers tropicaux.

Trois axes, liés aux spécificités des glaciers tropicaux, ont été explorés : le calcul de l'ombre du relief projetée sur le glacier, les variations de température de glace dans la couche superficielle à la surface du glacier et le calcul de la sublimation à partir de l'énergie disponible pour l'ablation du glacier.

La sensibilité du modèle à l'utilisation d'équations plus adaptées aux spécificités physiques des glaciers tropicaux montre que celles-ci doivent êtres prises en compte pour le développement de modèles physiques applicables à ce type de glaciers.

Les modules proposés ici ont tous eu un impact positif sur les performances de modélisation et leur impact sur les paramètres internes du modèle a produit des résultats plus proches de la réalité que le modèle traditionnel. Le module d'ombre a retiré du bilan énergétique des rayonnements bloqués par le relief entourant le glacier. Le module de température de glace a permis de prendre en compte l'énergie perdue durant la nuit dans le bilan énergétique de chaque cellule. Le module de sublimation a permis de caler le cycle de sublimation sur le cycle d'énergie à la surface du glacier.

Ces modules ont toutefois montré leurs limites à travers cette étude.

Entre autres, l'hypothèse d'un rayonnement direct nul pour les cellules à l'ombre doit être nuancée par la prise en considération des rayonnements indirects et diffus.

Rapport-gratuit.com
LE NUMERO 1 MONDIAL DU MÉMOIRES

Le paramétrage du module d'épaisseur de glace devrait être effectué sur des bases plus physiques que dans la présente étude. Enfin, la méthode de calcul du facteur de sublimation devrait être affinée.

Plus généralement, cette étude confirme que l'utilisation de la température comme facteur d'ablation principal n'est pas pertinent dans le cas des glaciers tropicaux. Le développement de modèles simples applicables aux bassins versants de grandes tailles, alimentés par des glaciers tropicaux, devra se baser sur d'autres concepts que ceux appliqués ceux en climat tempéré. La stratégie de développement de ces modèles, qui consiste à dégrader sélectivement un modèle à base physique, est réaliste. Elle exige cependant que le modèle à base physique utilisé comme référence prenne en compte les spécificités des glaciers tropicaux. Les axes testés dans cette étude constituent un point de départ solide pour la mise au point de ce modèle de référence.

ANNEXE I

DONNÉES TECHNIQUES SUR LA STATION MÉTÉOROLOGIQUE

Tableau-A I-1 Données techniques de la station météorologique

MATÉRIEL	VARIABLE MESURÉE	MODÈLE	RAYON D'ACTION	PRÉCISION	PLAGE DE TEMPÉRATURES DE FONCTIONNEMENT
Sonde de température et d'humidité relative	T	**HOBO** 12-bit Temperature/RH Smart Sensor (8m cable) - S-THB-M008 - S-THB-M008	-40°C --> 75°C	± 0,21°C	-40°C --> 75°C
	HR		0-100%	± 2,5%	-40°C --> 75°C
Radiomètre	R_{net}	**KIPP & ZONEN** NR-Lite2	Spectral range : 200-100 000 nm	10 µV/W/m^2	-30°C --> 70°C
Pyranomètre	R_g	**APOGEE** SP-230: All-Season Pyranometer	Spectral range : 360-1120 nm	0,20 mV per W/m^2	-40°C --> 70°C
Capteur de vent	V	**HOBO** Wind Speed Smart Sensor	0-45 m/s	± 1,1 m/s	-40°C --> 75°C

MESURE	VARIABLE	HAUTEUR DE LA MESURE
TEMPÉRATURE	T_{HAUT}	**1.32 m**
	T_{BAS}	**0.22 m**

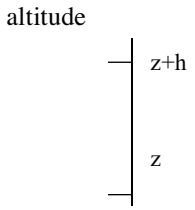
ANNEXE II

DÉMONSTRATION DE L'ÉQUATION 2.8

Pression atmosphérique en fonction de l'altitude

1. Formule barométrique (atmosphère isotherme)

1.1 Poser l'équation différentielle



Notons ρ_m la masse volumique moyenne de l'air entre les altitudes z et z+h. D'après la loi de la croissance de la pression, la pression à l'altitude z est

$p(z) = p(z+h) + \rho_m . g . h$

d'où

$$\frac{p(z+h) - p(z)}{h} = -\rho_m . g$$

Passons à la limite h --> 0

$$\frac{dp}{dz} = -\rho(z) . g$$

où $\rho(z)$ désigne la densité de l'atmosphère à l'altitude z. Calculons ρ_m en supposant qu'il s'agit d'un gaz parfait et que l'atmosphère est isotherme

$p\,V = n\,R\,T$

$$\rho = \frac{m}{V} = p\frac{m}{n}\frac{1}{RT} = p\frac{M}{RT}$$

où $M = \frac{m}{n}$ désigne la masse molaire de l'air. L'équation différentielle avec condition initiale de la fonction

$z \mid -- > p\,(z)$

s'écrit alors

$$\frac{dp}{dz} = -p\frac{Mg}{RT}$$

$$p(0) = p_0$$

où

$$\frac{Mg}{RT} = constante\ et\ p_0\ est\ donnée$$

1.2 Résoudre l'équation différentielle

L'équation différentielle est de la forme

$$p' = a\,p$$

où

$$a = -\frac{Mg}{RT}$$

est constant. Il s'agit donc d'une équation différentielle du premier ordre linéaire homogène à coefficient constant. On utilise la méthode de la séparation des variables. Sous l'hypothèse p > 0,

$$\frac{dp}{dz} = -\frac{Mg}{RT}\,p$$

$$\int \frac{1}{p}\,dp = -\frac{Mg}{RT}\int dz$$

$$ln(p) = -\frac{Mg}{RT}\,z + k$$

où la constante d'intégration k est déterminée à partir de la condition initiale (pour z = 0, on a p = p_0)

$$\ln(p_0) = k$$

En substituant la valeur de k, on obtient

$$\ln(p) = \ln(p_0) - \frac{Mg}{RT}\,z$$

$$p = \exp\left(ln(p_0) - \frac{Mg}{RT}z\right) = p_0 \exp\left(-\frac{Mg}{RT}\,z\right)$$

$$p(z) = p_0 \exp\left(-\frac{Mg}{RT}\,z\right)$$

L'hypothèse T=constante (15 °C) étant peu réaliste, la formule barométrique ne peut être utilisée que pour de petites valeurs de z.

2. Modèle d'atmosphère standard avec gradient de température constant

Formule du nivellement barométrique

2.1 Hypothèse du gradient de température constant

La température diminue avec l'altitude.

Malheureusement, le gradient de température varie selon les conditions climatiques et météorologiques. Dans ce modèle, on considère que la température T décroît linéairement avec l'altitude z

$T(z) = T_0 - a.z$

et on choisit un gradient de température typique, par exemple

$a = 6.5\ 10^{-3}\ K.m^{-1}$

On décrit ainsi un état moyen de l'atmosphère, sans tenir compte de son état réel.

2.2 Intégration de l'équation différentielle

En substituant T dans l'équation différentielle avec condition initiale

$$\frac{dp}{dz} = -p\frac{Mg}{RT}$$

$$p(0) = p_0$$

on obtient :

$$\frac{dp}{dz} = -p\frac{Mg}{R(T_0 - a\,z)}$$

En séparant les variables

$$\int \frac{1}{p}\,dp = -\frac{Mg}{R}\,\frac{1}{T_0 - a.z}\,dz$$

Sous l'hypothèse p > 0,

$$ln\,(p) = -\frac{Mg}{R}\left(-\frac{1}{a}\ln(T_0 - a.z)\right) + k = \frac{Mg}{Ra}\ln(T_0 - a.z) + k$$

où la constante d'intégration k est déterminée par la condition initiale (pour z = 0, on a p = p_0)

$$\ln(p_0) = \frac{Mg}{Ra}\ln(T_0) + k$$

$$k = ln(p_0) - \frac{Mg}{Ra}\ln\,(T_0)$$

En substituant la valeur de k

$$\ln(p) = \frac{Mg}{Ra}\ln(T_0 - a.z) + \ln(p_0) - \frac{Mg}{Ra}\ln(T_0) = ln(p_0) + \frac{Mg}{Ra}\left(\ln(\mathrm{T}_0 - \mathrm{a.z}) - \ln(\mathrm{T}_0)\right)$$

$$\ln(p) = \ln(p_0) + \frac{Mg}{Ra}\ln\left(\frac{T_0 - a.z}{T_0}\right) = \ln(p_0) + \ln\left(\left(\frac{T_0 - a.z}{T_0}\right)^{\frac{Mg}{Ra}}\right)$$

$$p(z) = p_0\left(\frac{T_0 - a.z}{T_0}z\right)^{\frac{Mg}{Ra}}$$

$$p(z) = p_0 \left(1 - \frac{a}{T_0} z\right)^{\frac{Mg}{Ra}}$$

Cette dernière formule, appelée **Formule du nivellement barométrique**, peut être utilisée, avec prudence, jusque vers environ 12 000 m d'altitude.

Pour mieux tenir compte des conditions actuelles et locales, dans le cas où on connait la pression actuelle p_1 en un lieu proche d'altitude z_1, on utilise de préférence la formule

$$p(z) = p_1 \left(1 - \frac{a}{T_0}(z - z_1)\right)^{\frac{Mg}{Ra}}$$

2.3 Valeurs numériques des constantes et unités

p = pression en pascals

z = altitude en mètres

p_0 = 101 325 Pa;

a = 6,5 10-3 K.m^{-1}; T_0 = (15 + 273,15) K;

$\frac{a}{T_0} = 0{,}0000225577\ m$

M = 28,966.10^{-3} kg.mol^{-1}; g = 9,805 m.s^{-2};

R = 8,314510 J mol^{-1}K^{-1}

$\frac{Mg}{Ra} = 5.25516$

Numériquement,

$$p(z) = 101\,325\,(1 - 2.25577.10^{-5}\,z)^{5.255}$$

ANNEXE III

SCHÉMA DE FONCTIONNEMENT DES MODULES

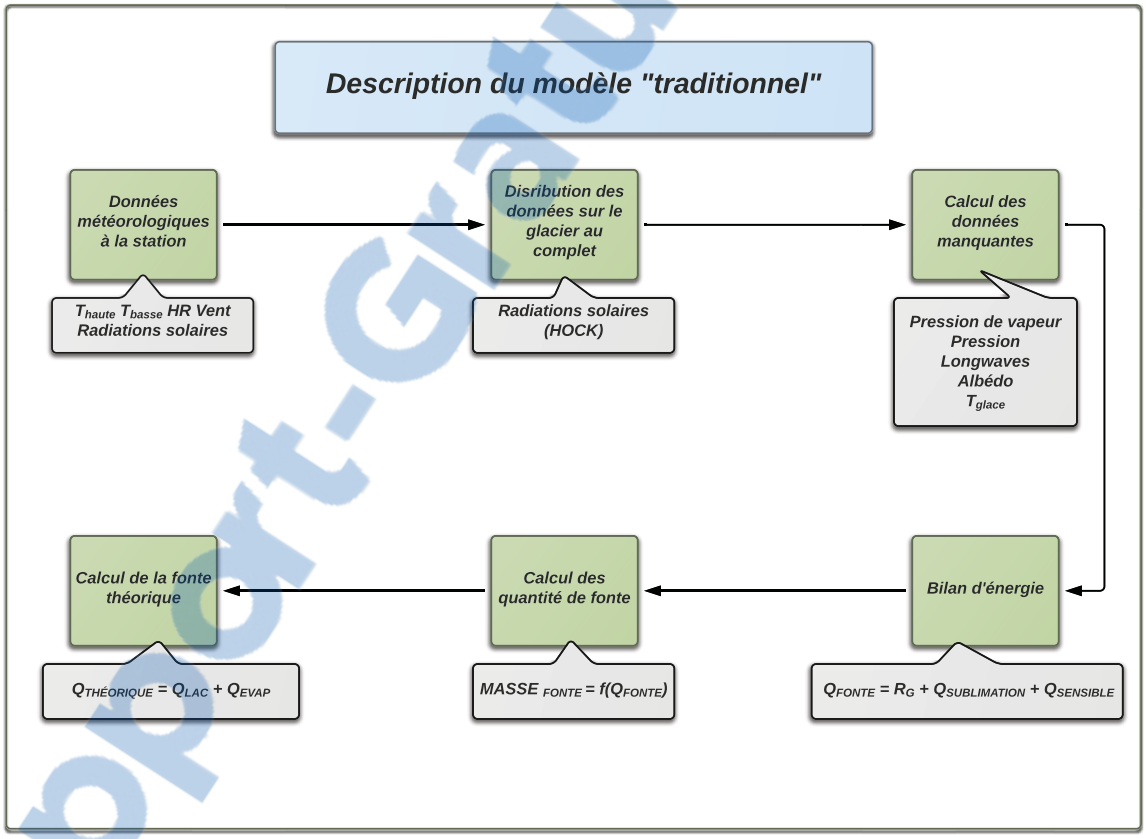


Figure-A III-1 Schéma de principe de la configuration « traditionnel »

Rapport-Gratuit.com

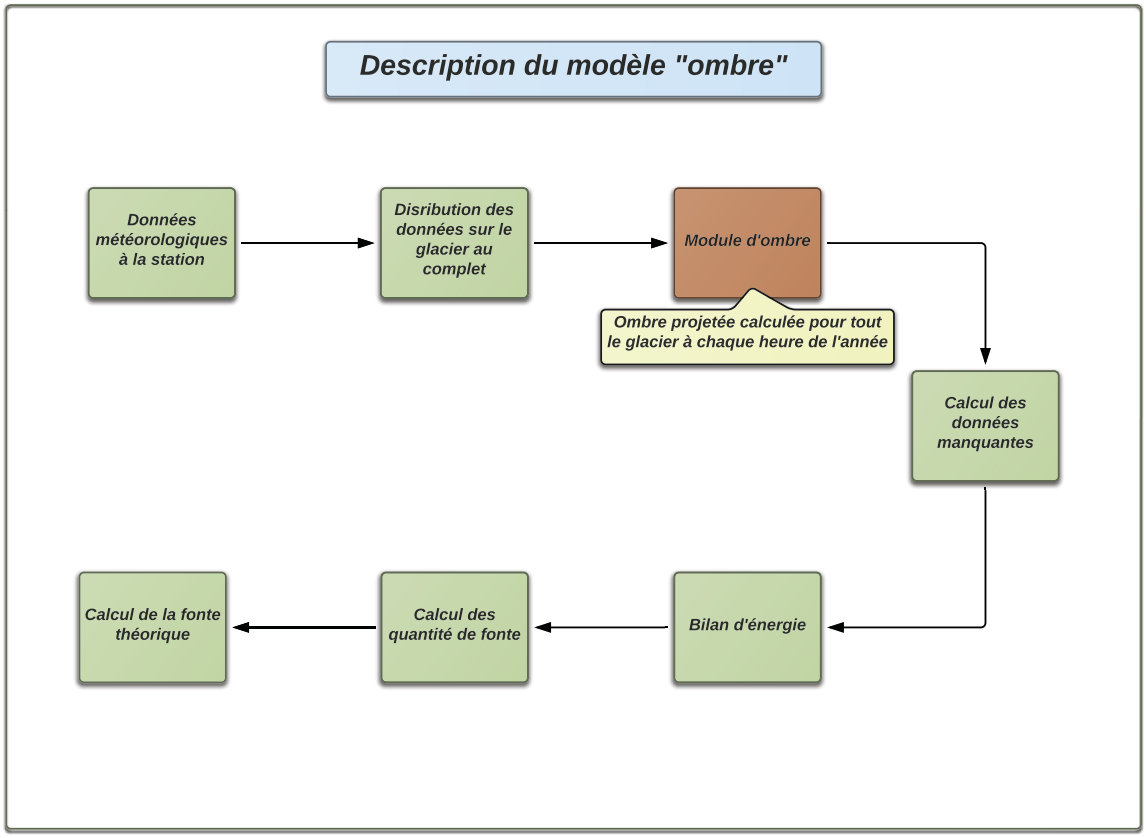


Figure-A III-2 Schéma de principe de la configuration « ombre »

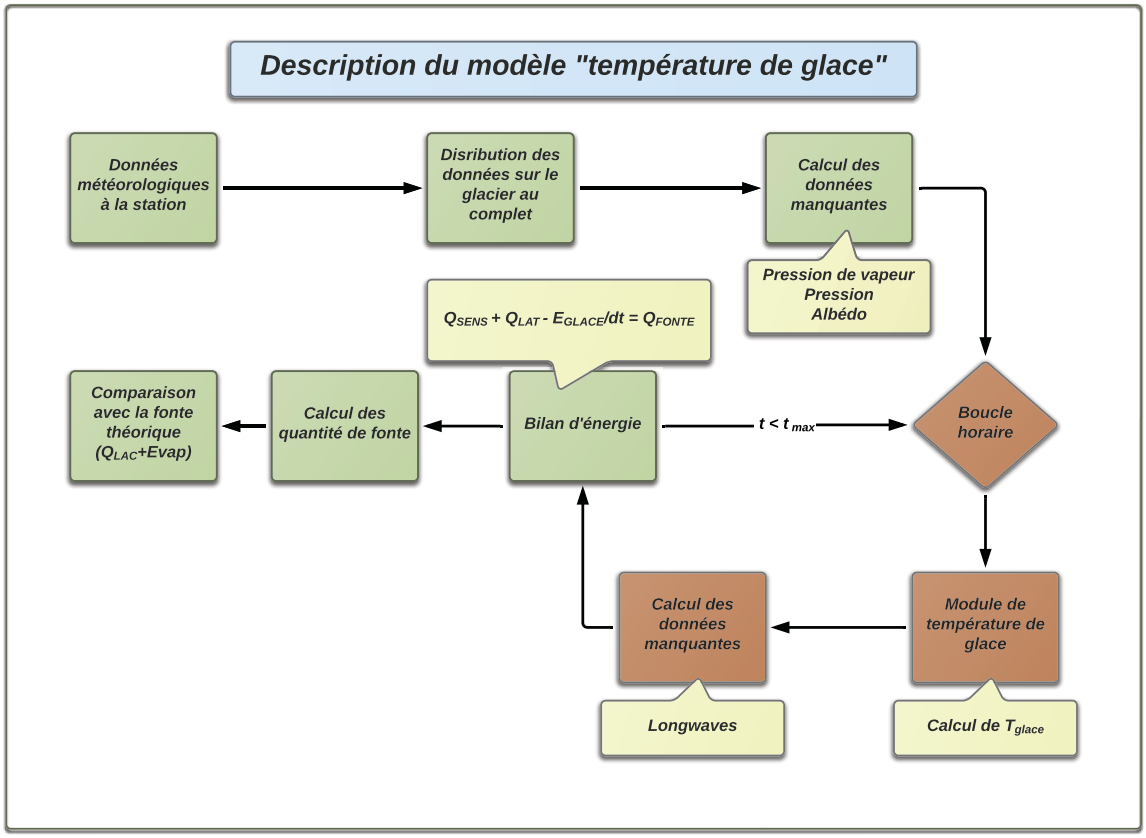


Figure-A III-3 Schéma de principe de la configuration « température de glace »

Rapport-gratuit.com
LE NUMERO 1 MONDIAL DU MÉMOIRES

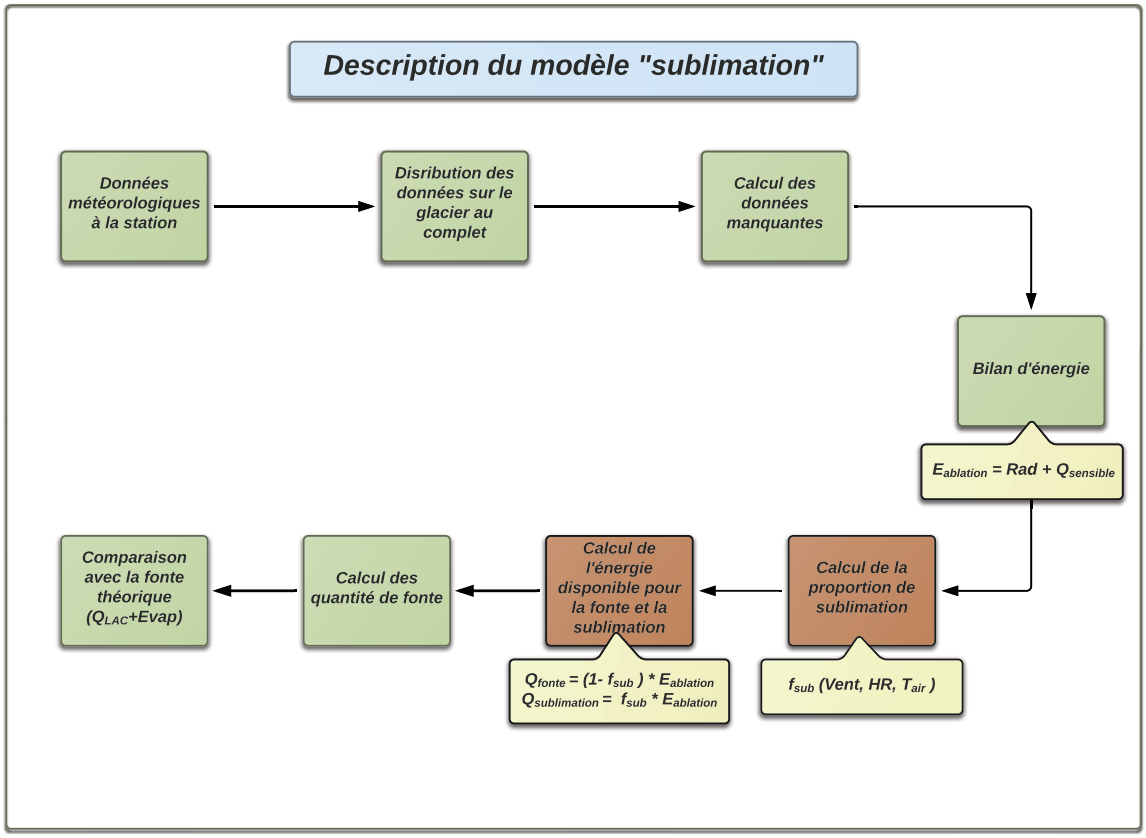


Figure-A III-4 Schéma de principe de la configuration « sublimation »

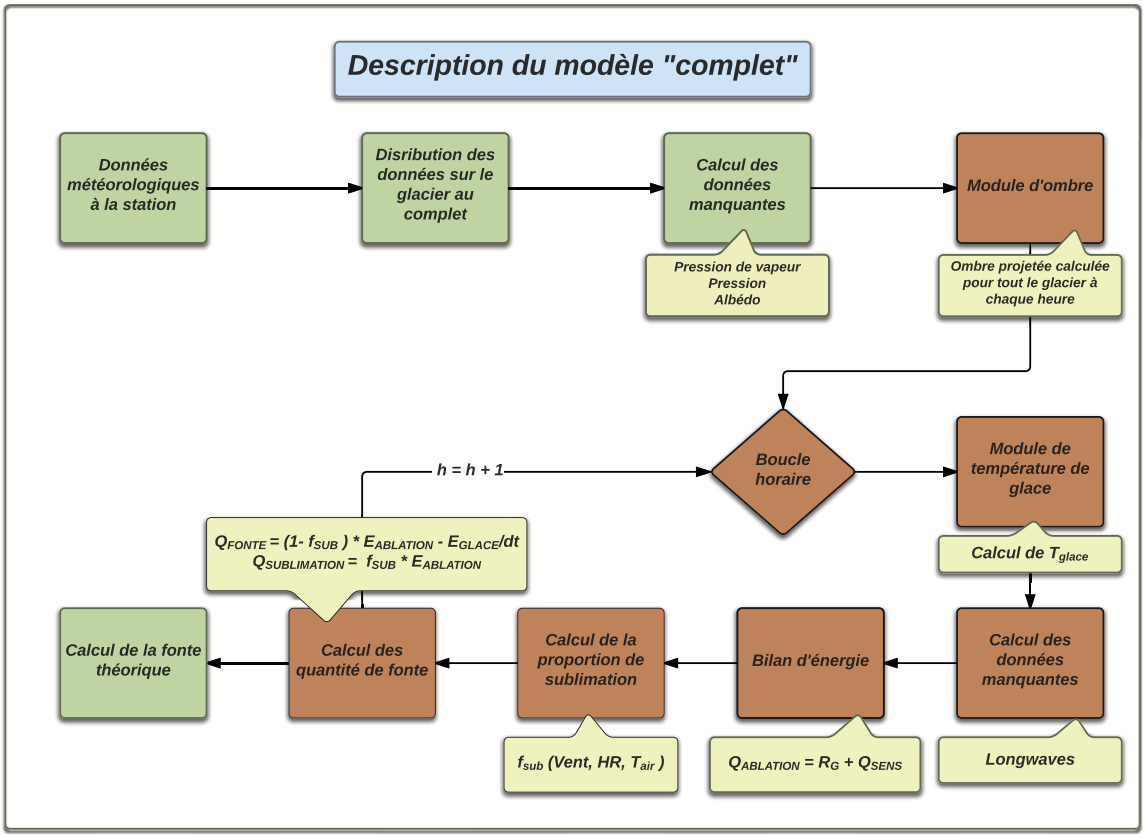


Figure-A III-5 Schéma de principe de la configuration « complet »

ANNEXE IV

TABLEAU RÉCAPITULATIF DES ÉQUATIONS UTILISÉES

Tableau-A IV-1 Tableau des équations de fonte

		Équation	Source
Bilan d'énergie		$R_{net} + E_{sensible} + E_{sublimation} = E_{fonte}$	Sicart (2005)
Énergie Radiative	Bilan radiatif	$R_{net} = (1-a)R_g + R_{atm} - R_{sol}$	Rigaudière (1995)
	Courtes longueurs d'ondes	$R_g = \frac{I_{station}}{I_{station,calculé}} * I_c$	Hock (2005)
		$I_c = I_0 * \left(\frac{R_m}{R}\right)^2 \psi_a^{\frac{P}{P_0 cos(z)}} cos(\theta)$	Hock (2005)
		$cos(\theta) = cos(\beta)\, cos(Z) + sin(\beta)\, sin(Z)\, cos(\varphi_{sun} - \varphi_{slope})$	Hock (2005)
	Rayonnement atmosphérique	$R_{atm} = \epsilon_c\, \sigma\, T_{haut}^4$	Hock (2005)
		$\epsilon_c = 1.24 * \left(\frac{e_a}{T_{haut}}\right)^{1/7}$	Brutsaert (1975)
	Rayonnement du sol	$R_{sol} = \epsilon_s\, \sigma\, T_{bas}^4 + (1-\epsilon_s) * R_{atm}$	Hock (2005)
Énergie sensible		$Q_{sensible} = \rho\, C_p k^2 * Stab * V * \frac{(T_{haut} - T_{bas})}{\left(log\left(\frac{Z_{haut}}{Z_{bas}}\right)\right)^2}$	Rigaudière (1995)
Énergie de sublimation		$Q_{sublimation} = \rho\, L_v\, k^2 * \frac{Stab}{2} * \frac{(V_{haut} - V_{bas}) * (e_{haut} - e_{bas})}{\left(\log\left(\frac{Z_{haut}}{Z_{bas}}\right)\right)^2}$	Rigaudière (1995)

Tableau-A IV-2 Tableau des équations de fonte (suite)

Calcul du coefficient de stabilité « Stab »	Coefficient de Stabilité	$Si\ R_i > 0 : Stab = (1 + 7 * R_i)^{-0,1}$ $Si\ R_i < 0 : Stab = (1 - 58 * R_i)^{0,25}$	Kustas et al (1994)
	Nombre de Richardson	$\mathrm{R_i} = \frac{\mathrm{g(T_{haut} - T_{bas})} * \mathrm{z_{haut} - z_{bas}}}{T_{haut} * (V_{haut} - V_{bas})^2}$	Mahong et al. (1992)

Tableau-A IV-3 Tableau des équations de calcul du positionnement du soleil

	Équation
Local Standard Time Meridian (LSTM)	$LSTM = 15° * \Delta T_{GMT}$
Equation of Time (EoT)	$EoT = 9.87 * sin(2B) - 7.53 * cos(B) - 1,5 * \sin(B)$
	$B = \frac{360}{365} * (d - 81)$
Time correction factor	$TC = 4 * (longitude - LSTM) + EoT$
Local Solar Time	$LST = LT + \frac{TC}{60}$
Hour angle	$HRA = 15°(LST - 12)$
Declination	$\delta = sin^{-1}\left(\sin(23,45°)\sin\left(\frac{360}{365}(d - 81)\right)\right)$
Elevation	$\alpha = sin^{-1}(\sin(\delta)\sin(\varphi) + \cos(\delta)\cos(\varphi)\cos(HRA))$
Zenith	$Z = 90° - \alpha$
Azimuth	$Azimuth = cos^{-1}\left(\frac{\sin(\delta)\cos(\theta) - \cos(\delta)\sin(\theta)\cos(HRA)}{\cos(\alpha)}\right)$
	$Azimuth = \begin{cases} Azimuth & si\ LST < 12\ ou\ HRA < 0 \\ 360° - Azi & si\ LST > 12\ ou\ HRA > 0 \end{cases}$

Tableau-A IV-4 Tableau récapitulatif des coefficients et des constantes

Signe	Nom	Valeur	Unité	Source
ρ	masse volumique de l'air	1,29	kg/m3	
C_p	Chaleur spécifique de l'air à pression constante	1005	J/kg/K	
k	Constante de Von Karman	0,350	SU	
ϵ_s	Émissivité de la surface («neige »)	0,985	SU	Kustas et al. 1994
σ	Constante de Stefan-Boltzmann	$5{,}67*10^{-8}$	$W/m^2/K^{-4}$	
ϵ_c	Émissivité ciel dégagé (« clear-sky emissivity »)	Cf équation (2.15)	SU	
I_0	Constante solaire	1368	W/m^2	Fröhlich 1993
R	Distance Terre-Soleil au jour considéré		SU	cf. Landsat 7 Handbook NASA.
ψ_a	Transmissivité atmosphérique à ciel dégagé	0,75		Oke (1987)
R_m	Distance Terre-Soleil moyenne	1	SU	cf. Landsat 7 Handbook NASA.
β	Pente de la cellule		degrés	
Z	Zénith		degrés	
φ_{slope}	Orientation de la surface considérée		degrés	
φ_{sun}	Orientation du soleil		degrés	
z_{haut}	Altitude des mesures hautes	1,32	m	
z_{bas}	Altitude des mesures basses	0,22	m	
g	Accélération gravitationnelle	9,81	m/s^2	
T_{haut}	Température à 1,32 m de la surface		°C	
T_{bas}	Température à 0,22 m de la surface		°C	
V_{haut}	Vent à 1,32 m de la surface		m/s	
V_{bas}	Vent à 0,22 m de la surface		m/s	

ANNEXE V

SCHÉMA DE PRINCIPE DU MODULE DE TEMPÉRATURE DE GLACE

Figure-A V-1 Schéma de principe du module de température de glace

Rapport-Gratuit.com

ANNEXE VI

TABLEAU DE CALCUL DE LA PROPORTION DE SUBLIMATION

Tableau-A VI-1 Tableau récapitulatif des données de l'étude de Winkler *et al.* (2009) et introduction de notre module de sublimation.

month	apr 04	may 04	jun 04	jul 04	aug 04	sep 04	oct 04	nov 04	dec 04	jan 05	feb 05	mar 05
fitgg	0,68	0,85	0,83	0,85	0,85	0,72	0,33	0,35	0,35	0,11		0,1
fitgg ws	0,4	0,45	0,8	0,65	0,91	0,53	0,2	0,17	0,17	0,06	0,2	0,05
fp+	0,3	0,38	0,85	0,9	0,82	0,6	0,35	0,22	0,27	0,25	0,22	0,2
fp-	0,15	0,17	0,56	0,62	0,58	0,3	0,17	0,09	0,12	0,11	0,1	0,09
v	3	2,8	4,7	4	5,5	3,8	3	2,3	2,5	2,2	3	1,6
rh	60	55	46	45	45	50	50	52	60	62	65	62
precipitation	45	11	2	6	10	20	48	75	120	155	130	110
fitgg	0,66	0,84	0,89	0,87	0,85	0,79	0,64	0,50	0,26	0,07	0,21	0,31
fitgg ws	0,40	0,47	0,84	0,69	0,93	0,60	0,39	0,23	0,13	0,03	0,12	0,10
fmodélisé	0,0910048	0,1663923	0,7690909	0,7173206	0,9863158	0,4145455	0,3272727	0,1995388	0,0758373	0,0538105	0,0654545	0,0391349

Tableau-A VI-2 Tableau récapitulatif des données de l'étude de Winkler *et al.* (2009) et introduction de notre module de sublimation (suite)

month	aug 05	sep 05	oct 05	nov 05	dec 05
fitgg	0,9	0,8	0,75	0,8	0,4
fitgg ws	0,7	0,51	0,31	0,34	0,12
fp+	0,72	0,49	0,3	0,24	0,21
fp-	0,48	0,24	0,14	0,11	0,1
v	3,8	3,2	2	2	1,3
rh	45	50	50	52	60
precipitation	10	20	48	75	120
fitgg	0,85	0,79	0,64	0,50	0,26
fitgg ws	0,64	0,51	0,26	0,20	0,07
fmodélisé	0,6523636	0,3245933	0,2028708	0,158201	0,0294833

Rapport-gratuit.com
LE NUMERO 1 MONDIAL DU MÉMOIRES

ANNEXE VII

CODE

Code du module de fonte

```
% Ce code rassemble les outils permettant le calcul du volume de
fonte.
% Il permet aussi d'obtenir les quantités de fonte et du sublimation
en kilogrammes et en millimètre d'Equivalent en eau.

% Il est aussi possible de sortir les données météorologiques telles
% que le vent, l'humidité, la température et la pression répartie
% sur le glacier.
% D'autre part, il donne la répartition du bilan d'Energie sur
chaque cellule du glacier. Rayonnement direct, atmosphérique et issu
du sol, ainsi que les flux de chaleur latente et de chaleur
sensible.

%% Chargement des données requises
% Vent, températures hautes et basses, humidité relative et
radiations solaires. Le DEM est aussi chargé.

for tt=1:5 % cette boucle réalise l'ensemble des cinq configurations

clearvars -except tt
addpath('/Users/dorianzephir/Dropbox/Modele/2014/WATERBALANCE')
addpath('/Users/dorianzephir/Dropbox/Modele/functions')
addpath('/Users/dorianzephir/Dropbox/Modele/2014/Plot')
addpath('/Users/dorianzephir/Dropbox/Modele/DEM')
load Ombre1.mat
load datamelt2014
load data_region
load evaporation_rate2014
clear num5

% Débit de sortie du lac (m3/h)
LD=ones(1,60);
for i=1:60
    u=i*60;
    LD(:,i)=mean(num10(u-59:u));
% moyenne horaire des données à la minute
end
LD=LD*3600;

% volume en m3/h d'Evaporation obtenues par le module d'Evaporation
EV=EvaPh1;
```

```
%% Données de bases du modèle
    % Latitude et longitude
    long=min_degrees(77,21,7.17,'W');
    lat=min_degrees(9,24,41.18,'S');

    % Données sur la matrice du DEM du bassin versant
    m=112;
    n=216;
    % Durée de simulation
    h=400;
    % DOY (Day of the year) (23 juin = 174)
    d=174;
    % Heure de départ de la simulation
    hh=17;
    % Altitude de la station
    hstation=4821;
    % Emplacement de la cellule où se situe la station dans la
matrice
    m_cell=65;
    n_cell=126;

%% Discrétisation du bassin versant
    % Non glacier, glacier, lac
        % Zw est la matrice du sous bassin versant entier
        Zw=Zwatershed;Zw(isnan(Zw))=0;
        Zw=repmat(Zw,[1 1 h]);
        % Zg est la matrice du glacier uniquement
        Zg=Zglacier;
        Zg(isnan(Zg))=0;
        Zg=repmat(Zg,[1 1 h]);

%% Distribution des données climatiques
% Données pratiques pour le calcul
    AAA=ones(m,n);
    AAA(isnan(Zglacier))=NaN;
    MAT=AAA;
    MAT0=MAT-1;
    clear AAA
    MATA=repmat(MAT,[1,1,h]);
    LongWaves=MATA-1;
    Rnc=MATA-1;
    Qs=MATA-1;
    Ql=MATA-1;
    Eext=MATA-1;
    LWin=MATA-1;LWout=MATA-1;

% Températures (°C)
    % à 132 cm au dessus de la  surface (à la station)
    Tup=ones(h,1);
    for i=1:h
        u=i*60;
        Tup(i,1)=Tup(i,1)*mean(num3(u-59:u));
```

```
    end
    % à 22 cm au dessus de la surface (à la station)
    Tdown=ones(h,1);
    for i=1:h
        u=i*60;
        Tdown(i,1)=Tdown(i,1)*mean(num4(u-59:u));
    end
    % à 132 cm au dessus de la  surface (sur tout le glacier)
    Tglacier_up=ones(m,n,h);
    for i = 1:h
        Tglacier_up(:,:,i)=T_outM(Zglacier,hstation,Tup(i));
    end

    % à 22 cm au dessus de la surface (sur tout le glacier)
    Tglacier_down=ones(m,n,h);
    for i = 1:h
        Tglacier_down(:,:,i)=T_outM(Zglacier,hstation,Tdown(i));
    end
        clear Tdown Tup MATA num4 num3

    % Transfert des températures en Kelvin
    OO=repmat(MAT,[1,1,h]);
    Tglacier_d=Tglacier_down+273*OO;
    Tglacier_u=Tglacier_up+273*OO;

% Humidité relative (en %) et vent (en m/s)
    % à la station
    RH=ones(h,1);
    for i=1:h
        u=i*60;
        RH(i,1)=RH(i,1)*mean(num2(u-59:u));
    end
        clear num2
    V=ones(h,1);
    for i=1:h
        u=i*60;
        V(i,1)=V(i,1)*mean(num1(u-59:u));
    end
        clear num1

    % sur tout le glacier
    RHglacier=ones(m,n,h);
    Vglacier=ones(m,n,h);
    for i = 1:h
        RHglacier(:,:,i)=RH(i,1).*MAT;
        Vglacier(:,:,i)=V(i,1).*MAT;
    end
    % en cas de moyenne nulle on affecte la valeur 0.01 m/s
    Vglacier(Vglacier==0)=0.01;

% Pression de vapeur (mb ou hPa)
    VPglacier=ones(m,n,h);
```

```
    for i = 1:h
        VPglacier(:,:,i)=vpM(Tglacier_u(:,:,i),RHglacier(:,:,i));
    end

% Pression atmosphérique (Pa)
    Pression=ones(m,n,h);
    for i = 1:h
        Pression(:,:,i)=Pengine(Zglacier);
    end

% Paramétrisation de l'albédo en fonction des photos, la température
% est utilisée comme paramètre mais elle ne sert que dans ce dessein
% là.

% moyenne des températures sur la période
    Tmoyen=mean(Tglacier_u,3);
    ALB=Tmoyen;
    ALB(Tmoyen<=270)=0.9;
    ALB(find(Tmoyen>270 & Tmoyen<=271.5))=0.6;
    ALB(find(Tmoyen>271.5 & Tmoyen<=273))=0.4;
    ALB(Tmoyen>=273)=0.2;
    ALB(isnan(Zglacier)==1)=NaN;

% Distance Terre-Soleil exprimée comme un rapport de la distance au
% jour j par la distance moyenne
    Rm=1;
    R=num9(:,1); clear num9

% Rayonnement direct Rg (W/m2)
    Icm=ones(h,1); % rayonnement direct à la station
        for i=1:h
            u=i*60;
            Icm(i,1)=Icm(i,1)*mean(num7(u-59:u));
        end
        clear num7

    Ics=ones(h,1);% rayonnement calculé au niveau de la station
    Ic=ones(m,n,h);% rayonnement calculé sur tout le glacier

    for i=1:h;
        u=heure_journee(i,hh);
        dd=d+floor((i+hh)/24);
        Ics(i,1)=IC_HOCK(R(dd),Rm,Pengine(Zglacier(65,126)),...
            Pengine(0),dd,u,lat,long,0,0);
    end

    % Rapport entre le rayonnement mesuré et calculé à la station
    alpha=Icm./Ics;
    alpha(isnan(alpha)==1)=0;
    alpha(alpha>=2)=0;
    alpha(alpha>=1)=1;
```

```
    for i=1:h;
        u=heure_journee(i,hh);
        dd=d+floor((i+hh)/24);

Ic(:,:,i)=IC_HOCK(R(dd),Rm,Pression(:,:,i),Pengine(0),dd,u,lat,...
            long,Slope,Orientation);
        Ic(:,:,i)=(alpha(i)).*Ic(:,:,i);
    end

    %% Boucle des cinq configurations
    % Configuration "traditionnel"
    if tt==1
        modele_traditionnel2014
        % sortie des données nécessaires pour le calcul final
        Esc=Esub;
        Efc=Emelt;
        qtfc=Qtf;
        qtsc=Qts;
        QQtfc=Qtf;
        QQtsc=Qts;
        Qtfc=sqz(Qtf);
        Qtsc=sqz(Qts);
         save figure13 QQtfc QQtsc qtfc qtsc Qtfc Qtsc Efc Esc
    elseif tt==2
    % Configuration "ombre"
        modele_ombre2014
        % sortie des données nécessaires pour le calcul final
        Eso=Esub;
        Efo=Emelt;
        qtfo=Qtf;
        qtso=Qts;
        QQtfo=Qtf;
        QQtso=Qts;
        Qtfo=sqz(Qtf);
        Qtso=sqz(Qts);
         save figure13 Qtfo Qtso QQtfo QQtso Efo Eso qtfo qtso -
         append
    elseif tt==3
    % Configuration "température de glace"
        modele_tg2014
        % sortie des données nécessaires pour le calcul final
        Estg=Esub;
        Eftg=Emelt;
        qtftg=Qtf;
        qtstg=Qts;
        QQtftg=Qtf;
        QQtstg=Qts;
        Qtftg=sqz(Qtf);
        Qtstg=sqz(Qts);
         save figure13 Qtftg Qtstg QQtftg QQtstg Eftg Estg qtftg
         qtstg -append
```

```
    elseif tt==4
    % Configuration "sublimation"
        modele_sublimation2014
        % sortie des données nécessaires pour le calcul final
        Ess=Esub;
        Efs=Emelt;
        qtfs=Qtf;
        qtss=Qts;
        QQtfs=Qtf;
        QQtss=Qts;
        Qtfs=sqz(Qtf);
        Qtss=sqz(Qts);
         save figure13 Qtfs Qtss QQtfs QQtss Efs Ess qtfs qtss -
         append
    elseif tt==5
    % Configuration "complet"
        modele_complet2014
        % sortie des données nécessaires pour le calcul final
        Estot=Esub;
        Eftot=Emelt;
        qtftot=Qtf;
        qtstot=Qts;
        QQtftot=Qtf;
        QQtstot=Qts;
        Qtftot=sqz(Qtf);
        Qtstot=sqz(Qts);
         save figure13 Qtftot Qtstot QQtftot QQtstot qtftot qtstot
         Eftot Estot -append
    end
end
```

Code du modèle complet

```
%% Module d'ombre
% Calcul de l'ombre projetée (matrice "OMBRE"). La matrice est
calculée à l'extérieur du module. Elle contient le calcul de
l'ombrage pour toutes les cellules du glacier à toutes les heures de
l'année. Elle vaut 1 si la cellule est éclairée et 0 sinon.

    Omb1=re_size(OMBRE);
    % remise au format de la matrice "OMBRE"
    Ombre=zeros(m,n,h);
    for i=1:h
        u=i+hh-1;
        aa=ceil(u/24);
        Ombre(:,:,i)=Omb1{d+aa-1}(:,:,u-24*(aa-1));
        O=Ombre(:,:,i);
        O(O<9)=1;
        O(O==10)=0;
        Ombre(:,:,i)=O;
    end
    clear Omb1
```

```
    clear O
    % Prise en compte de l'ombre dans le calcul du rayonnement
solaire
    Ic=Ic.*Ombre;

%% Module de température de glace
% Paramètres de la simulation
% Épaisseur des différentes couches de glace considères
    e=[0.05;0.10;0.15;0.25;0.5;0.5]; % en mètres
    se=size(e);

% On considère aussi la couche de base, c'est à dire celle qui est
en
% dessous de 1,5 m de profondeur
    n_couches=se(1)+1;

% Matrice des températures extérieures (K). Tmoyen représente la
% moyenne des températures sur l'ensemble de la période de mesure.
Tii
% représente la température interne des couches de glace à l'état
% initial.
    Tmoyen=mean(Tglacier_u,3);
    Tglace_base=Tmoyen;
    Tglace_base(Tglace_base>=273)=273;
    TGB=Tglace_base;
    Tglace_base=repmat(Tglace_base,[1,1,h]);
    Tii=repmat(Tglace_base,[1,1,1,n_couches]);
    Qin=repmat(MAT0,[1,1,h]);
% Il y a n couches étudiées mais seulement n-1 tranches dans
% l'épaisseur de 1,5 m la dernière couche a une épaisseur de 10 m et
% est à la température moyenne.
    n_tranche=n_couches-1;
% Calcul de l'énergie (J) des couches à l'état initial.
    Eglace_couche=repmat(MAT,[1,1,h,n_couches]);
    e1=repmat(MAT,[1,1,h,n_tranche]);

    for i=1:n_tranche
        e1(:,:,:,i)=e1(:,:,:,i)*e(i);
    end

    for i=1:n_tranche
        Eglace_couche(:,:,:,i)=dHD(e1(:,:,:,i),Tii(:,:,:,i),...
            Tii(:,:,:,i+1));
    end

% Tav représente la température moyenne de la couche étudiée
    Tav1=dT(e1(:,:,:,1),Eglace_couche(:,:,:,1));
    Tav2=dT(e1(:,:,:,2),Eglace_couche(:,:,:,2));
    Tav3=dT(e1(:,:,:,3),Eglace_couche(:,:,:,3));
    Tav4=dT(e1(:,:,:,4),Eglace_couche(:,:,:,4));
    Tav5=dT(e1(:,:,:,5),Eglace_couche(:,:,:,5));
    Tav6=dT(e1(:,:,:,6),Eglace_couche(:,:,:,6));
```

Rapport-Gratuit.com

```
% On considère que la dernière couche à une épaisseur de 10 m et
% qu'elle est à la température Tglace_base
    A=repmat(MAT,[1,1,h,n_couches]);

Eglace_couche(:,:,:,n_couches)=dHD(10*A(:,:,:,1),Tglace_base,Tglace_
base); clear A

% À l'état initial la glace est à l'équilibre donc on considère que
les
% températures de surface de la première couche sont égales à la
% température moyenne de la couche.
    Tgi=Tii(:,:,:,1:2);



% Création des matrices d'échange de chaleur entre les couches
    Q12=repmat(MAT0,[1,1,h]);
    Q23=repmat(MAT0,[1,1,h]);
    Q34=repmat(MAT0,[1,1,h]);
    Q45=repmat(MAT0,[1,1,h]);
    Q56=repmat(MAT0,[1,1,h]);

% À chaque heure, on estime qu'il y a un équilibre entre la
température
% de l'air (Tbas) et la température de la surface (Tgi1)
    TT=Tglacier_d;
    TT(TT>273)=273;
    Tgi(:,:,:,1)=TT;
    clear TT Tii
    E0=dHD(e(1),273,273);
    EE0=E0.*MAT;
for j=1:h
% Calcul Tglace inter 2 qui représente la température entre les
couches
% 1 et 2
    Tgi(:,:,j,2)=(Tav1(:,:,j).*e1(:,:,j,1)./2+...
    Tav2(:,:,j).*e1(:,:,j,2)./2)./(e1(:,:,j,1)./2+e1(:,:,j,2)./2);

% Transfert d'énergie de l'extérieur à la couche 1, représenté par
Qin

Qin(:,:,j)=dH_conductionM(e1(:,:,j,1),Tgi(:,:,j,1),Tgi(:,:,j,2));

% Calcul du nouveau niveau temporaire d'énergie dans la couche 1
    Eglace_couche(:,:,j,1)=Eglace_couche(:,:,j,1)+Qin(:,:,j);
% Variation de température due à Qin
    dTT=dT(e1(:,:,j,1),Qin(:,:,j));
% On ajuste temporairement Tav
    Tav1(:,:,j)=dTT+Tav1(:,:,j);
    clear dTT
```

```
%% répartition de l'énergie reçue entre les couches 1-2
  % cette répartition ne se fait pas entre les températures des
  % interfaces mais entre les températures moyenne Tav
    % calcul de la quantité de chaleur transférée
      Q12(:,:,j)=dH_conductionM((e1(:,:,j,1)+e1(:,:,j,2))/2,...
          Tav1(:,:,j),Tav2(:,:,j));
      % ajustement énergie couche 1
      Eglace_couche(:,:,j,1) = Eglace_couche(:,:,j,1)-Q12(:,:,j);
      % ajustement énergie couche 2
      Eglace_couche(:,:,j,2) = Eglace_couche(:,:,j,2)+Q12(:,:,j);
      % recalcul de la température inter 1 et 2
      TAV1=dT(e1(:,:,j,1),Eglace_couche(:,:,j,1));
      TAV2=dT(e1(:,:,j,2),Eglace_couche(:,:,j,2));
      Tav1(:,:,j)=TAV1;clear TAV1
      Tav2(:,:,j)=TAV2;clear TAV2

%% répartition de E entre les couches 2-3
    % calcul de la quantité de chaleur transférée
      Q23(:,:,j)=dH_conductionM((e1(:,:,j,2)+e1(:,:,j,3))/2,...
          Tav2(:,:,j),Tav3(:,:,j));
      % ajustement énergie couche 2
      Eglace_couche(:,:,j,2) = Eglace_couche(:,:,j,2)-Q23(:,:,j);
      % ajustement énergie couche 3
      Eglace_couche(:,:,j,3) = Eglace_couche(:,:,j,3)+Q23(:,:,j);
      % recalcul de la température moyenne des couches 2 et 3
      TAV2=dT(e1(:,:,j,2),Eglace_couche(:,:,j,2));
      TAV3=dT(e1(:,:,j,3),Eglace_couche(:,:,j,3));
      Tav2(:,:,j)=TAV2;clear TAV2
      Tav3(:,:,j)=TAV3;clear TAV3

 %% répartition de E entre les couches 3-4
    % calcul de la quantité de chaleur transférée
      Q34(:,:,j)=dH_conductionM((e1(:,:,j,3)+e1(:,:,j,4))/2,...
          Tav3(:,:,j),Tav4(:,:,j));
      % ajustement énergie couche 3
      Eglace_couche(:,:,j,3) = Eglace_couche(:,:,j,3)-Q34(:,:,j);
      % ajustement énergie couche 4
      Eglace_couche(:,:,j,4) = Eglace_couche(:,:,j,4)+Q34(:,:,j);
      % recalcul de la température inter 3 et 4
      TAV3=dT(e1(:,:,j,3),Eglace_couche(:,:,j,3));
      TAV4=dT(e1(:,:,j,4),Eglace_couche(:,:,j,4));
      Tav3(:,:,j)=TAV3;clear TAV3
      Tav4(:,:,j)=TAV4;clear TAV4



 %% répartition de E entre les couches 4-5
    % calcul de la quantité de chaleur transférée
      Q45(:,:,j)=dH_conductionM((e1(:,:,j,4)+e1(:,:,j,5))/2,...
          Tav4(:,:,j),Tav5(:,:,j));
      % ajustement énergie couche 4
```

Rapport-gratuit.com
LE NUMERO 1 MONDIAL DU MÉMOIRES

```
        Eglace_couche(:,:,j,4) = Eglace_couche(:,:,j,4)-Q45(:,:,j);
        % ajustement énergie couche 5
        Eglace_couche(:,:,j,5) = Eglace_couche(:,:,j,5)+Q45(:,:,j);
        % recalcul de la température inter 4 et 5
        TAV4=dT(e1(:,:,j,4),Eglace_couche(:,:,j,4));
        TAV5=dT(e1(:,:,j,5),Eglace_couche(:,:,j,5));
        Tav4(:,:,j)=TAV4;clear TAV4
        Tav5(:,:,j)=TAV5;clear TAV5

    %% répartition de E entre les couches 5-6
       % calcul de la quantité de chaleur transférée
        Q56(:,:,j)=dH_conductionM((e1(:,:,j,5)+e1(:,:,j,6))/2,...
            Tav5(:,:,j),Tav6(:,:,j));
        % ajustement énergie couche 5
        Eglace_couche(:,:,j,5) = Eglace_couche(:,:,j,5)-Q56(:,:,j);
        % ajustement énergie couche 6
        Eglace_couche(:,:,j,6) = Eglace_couche(:,:,j,6)+Q56(:,:,j);
        % recalcul de la température inter 5 et 6
        TAV5=dT(e1(:,:,j,5),Eglace_couche(:,:,j,5));
        TAV6=dT(e1(:,:,j,6),Eglace_couche(:,:,j,6));
        Tav5(:,:,j)=TAV5;clear TAV5
        Tav6(:,:,j)=TAV6;clear TAV6


    %% Calcul des données manquantes pour le calcul du bilan
d'énergie
        LWin(:,:,j)=longW_inG(Tglacier_d(:,:,j),VPglacier(:,:,j));
        LWout(:,:,j)=longW_outG(Tgi(:,:,j,1),LWin(:,:,j));
        LongWaves(:,:,j)=LWin(:,:,j)-LWout(:,:,j);

        % Bilan d'énergie
        Rnc(:,:,j)=Ic(:,:,j)-ALB.*Ic(:,:,j)+LongWaves(:,:,j);
        Qs(:,:,j)=Qsens2(Tglacier_d(:,:,j),Tgi(:,:,j,1),...
                  Vglacier(:,:,j));
        Ql(:,:,j)=Qlat(Vglacier(:,:,j),RHglacier(:,:,j),...
                  Tglacier_u(:,:,j),Tgi(:,:,j,1));
        Eext(:,:,j)=Rnc(:,:,j)+Qs(:,:,j);
        Fsub=fsub2(RHglacier(:,:,j),Vglacier(:,:,j),...
            Tglacier_u(:,:,j));

        % Séparation sublimation/fonte (W/m2) (module de
           sublimation)
           % fsub : coefficient de sublimation, proportion de
           % sublimation en comparaison de la fonte.
        Emelt(:,:,j)=(1-Fsub).*Eext(:,:,j);
        Esub(:,:,j)=Fsub.*Eext(:,:,j);
        EEXT=Emelt(:,:,j);


        % Le flux d'énergie Eext arrive sur la surface et transmet
           une énergie Er à la première couche
        Er=EEXT*3600;
```

```
        % Bilan d'énergie de la première couche
        Eg_suivant=Er+Eglace_couche(:,:,j,1);

        % L'énergie disponible pour l'ablation est la partie
           positive de Er
        Eabl=Eg_suivant;
        Eabl=Eabl-EE0;
        Eabl(Eabl<=0)=0;
        Eext(:,:,j)=(Eabl)./3600;

        % Le reste sert au réchauffement de la glace on sélectionne
           la partie négative de Er
        Eglace_froide=Eg_suivant;
        Eglace_froide(Eg_suivant>dHD(e(1),273,273))=0;

        Eglace_chaude=dHD(e(1),MAT.*273,MAT.*273);
        Eglace_chaude(Eg_suivant<=dHD(e(1),273,273))=0;

        % la partie ayant reçue plus d'énergie que l'énergie stockée
           va fondre et on remplace cette couche par une couche à
           T=273K en moyenne.
        EE=Eglace_chaude+Eglace_froide;
        Eglace_couche(:,:,j+1,1)=EE;
        TS=dT(e(1),Eglace_couche(:,:,j+1,1));

        Eglace_couche(:,:,j+1,1) = EE;
        Eglace_couche(:,:,j+1,2:n_couches)=
          Eglace_couche(:,:,j,2:n_couches);

        Tav1(:,:,j+1)= dT(e(1),Eglace_couche(:,:,j+1,1));
        Tav2(:,:,j+1)= Tav2(:,:,j);
        Tav3(:,:,j+1)= Tav3(:,:,j);
        Tav4(:,:,j+1)= Tav4(:,:,j);
        Tav5(:,:,j+1)= Tav5(:,:,j);
        Tav6(:,:,j+1)= Tav6(:,:,j);
end
% On crée la matrice Tglace_couche qui rassemble les températures
% moyennes de chaque couche.
Tglace_couche(:,:,:,1)=Tav1;
Tglace_couche(:,:,:,2)=Tav2;
Tglace_couche(:,:,:,3)=Tav3;
Tglace_couche(:,:,:,4)=Tav4;
Tglace_couche(:,:,:,5)=Tav5;
Tglace_couche(:,:,:,6)=Tav6;
clear Tav1 Tav2 Tav3 Tav4 Tav5 Tav6

% Quantité de fonte et de sublimation (kg/h/par cellule)
    % la valeur affectée à chaque cellule correspond à la quantité
    de glace fondue sur cette cellule. Idem pour la fonte

    Qtf=Qty_melt(Emelt,m,n,h);
```

```
    for i=1:h
        Qtf(:,:,i)=Tinfzero(Qtf(:,:,i));
    end

    Qts=Qty_sub(Esub,m,n,h);

    for i=1:h
        Qts(:,:,i)=Tinfzero(Qts(:,:,i));
    end

% Quantité de fonte et de sublimation (mmwe/h)
    Qtfm=Qte_fonte_mm(Emelt,m,n,h);
    for i=1:h
        Qtfm(:,:,i)=Tinfzero(Qtfm(:,:,i));
    end

    Qtsm=Qte_sub_mm(Esub,m,n,h);
    for i=1:h
        Qtsm(:,:,i)=Tinfzero(Qtsm(:,:,i));
    end

Emelt(Emelt<0)=0;
Esub(Esub<0)=0;
```

LISTE DE RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Abtew, W., et A. Malesse. 2013. Evaporation and Evapotranspiration, Springer. New York, 206 p.

Anderson, E.A. 1972. « Techniques for predicting snow cover runoff. The role of snow and ice in hydrology. Proceedings of the Banff Symposium ». *Wallingford: IAHS Publication,* vol. 107, p. 840-63.

Angstrom, A. 1933. « On the dependence of ablation on air temperature, radiation and wind ». *Geografiska Annaler Series a-Physical Geography,* vol. 15, p. 264-271.

Aubry-Wake, C., M. Baraer, J.M. McKenzie, B.G. Mark, O. Wigmore et R. Hellstrom. 2014. « Investigating Glacier Surface Conditions using High-Definition Ground Based Infrared Imagery: Insight from the Cordillera Blanca, Peru ». In *American Geophysical Union (AGU) general assembly*. (San Francisco).

Baraer, M., B. G. Mark, J. M. McKenzie, T. Condom, J. Bury, K. Huh, C. Portocarrero, J. Gomez et S. Rathay. 2012. « Glacier recession and water resources in Peru's Cordillera Blanca ». *Journal of Glaciology,* vol. 58, n° 207, p. 134-150.

Barry, R., et T. Gan. 2011. *The Global Cryosphere, Past, Present and Future*. New York: Cambridge University Press, 472 p.

Benn, D., et D Evans. 1998. *Glaciers and glaciations,* . London: Arnold, London, 734 p.

Beven, Keith. 1989. « Changing ideas in hydrology — The case of physically-based models ». *Journal of Hydrology,* vol. 105, n° 1–2, p. 157-172.

Braun, L.N., et M. Aellen. 1990. « Modelling descharge of glacierized basins assisted by direct measurments of glacier mass balance ». *Hydrology in mountainous regions I - Hydrological mesurements ; the water cycle,* vol. 193, p. 99-106.

Braun, L.N., M. Weber et M. Schulz. 2000. « Consequences of climate change for runoff from Alpine regions ». *Annals of Glaciology,* vol. 31, p. 19-25.

Brutsaert, W. 1975. « On a derivable formula for longwave radiation from clear skies. ». *Water Resources Research*, n° 11, p. 742-44.

Cathles, L. M., D. S. Abbot et D. R. MacAyeal. 2014. « Intra-surface radiative transfer limits the geographic extent of snow penitents on horizontal snowfields ». *Journal of Glaciology,* vol. 60, n° 219, p. 147-154.

Chevallier, P., B. Pouyaud, W. Suarez et T. Condom. 2010. « Climate change threats to environment in the tropical Andes: glaciers and water resources ». *Regional Environmental Change*, p. 1-9.

Condom, T., M. Escobar, D. Purkey, J. C. Pouget, W. Suarez, C. Ramos, J. Apaestegui, M. Zapata, J. Gomez et W. Vergara. 2010. « Modelling the hydrologic role of glaciers within a Water Evaluation and Planning System (WEAP): A case study in the Rio Santa watershed (Peru) ». *Hydrology and Earth System Sciences Discussions,* vol. 8, n° 1, p. 869-916.

Dingman, S.L. (Ed). 2002. *Physical Hydrology*. Prentice-Hall, Inc., 646 p.

Escher-Vetter, H. 1985. « Energy balance calculations for the ablation period 1982 at Vernagtferner, Oetztal Alps ». *Annals of glaciology,* vol. 6, p. 158-160.

Favier, V., P. Wagnon et P. Ribstein. 2004. « Glaciers of the outer and inner tropics: A different behaviour but a common response to climatic forcing ». *Geophysical Research Letters,* vol. 31, n° 16.

Flowers, G. E. 2008. « Subglacial modulation of the hydrograph from glacierized basins ». In., p. 3903-3918. John Wiley & Sons Ltd.

Francou, B., P. Ribstein, R. Saravia et E. Tiriau. 1995. « Monthly balance and water discharge of an inter-tropical glacier : Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16°S ». *Journal of Glaciology,* vol. 41, n° 137, p. 61-67.

Gabbi, J., M. Carenzo, F. Pellicciotti, A. Bauder et M. Funk. 2014. « A comparison of empirical and physically based glacier surface melt models for long-term simulations of glacier response ». *Journal of Glaciology,* vol. 60, n° 224, p. 1140-1154.

Gonzalez J. 2011. Environmental Security of Abrupt Climate Change in Peru. Coll. « US DOE Environmental Security Brief ». Washington DC: DOE.

Gurgiser, W., B. Marzeion, L. Nicholson, M. Ortner et G. Kaser. 2013. « Modeling energy and mass balance of shallap glacier, Peru ». *Cryosphere,* vol. 7, n° 6, p. 1787-1802.

Hock, R. 1999. « A distributed temperature-index ice- and snowmelt model including potential direct solar radiation ». *Journal of Glaciology,* vol. 45, n° 149, p. 101-111.

Hock, R. 2005. « Glacier melt: A review of processes and their modelling ». *Progress in Physical Geography,* vol. 29, n° 3, p. 362-391.

Hock, R., et B. Holmgren. 1996. « Some aspects of energy balance and ablation of Storglaciären, Sweden ». *Geografiska Annaler Series a-Physical Geography,* vol. 78A, p. 121-31.

Hock, R., P. Jansson et L.N. Braun. 2005. « Modelling the response of mountain glacier discharge to climate warming ». In *Global Change and mountain Regions*, sous la dir. de al., U. M. Huber et. p. 243-252. Springer.

Hodgkins, R. 2001. « Seasonal evolution of meltwater generation, storage and discharge at a non-temperate glacier in Svalbard ». *Hydrological Processes,* vol. 15, n° 3, p. 441-460.

Juen, Irmgard, Georg Kaser et Christian Georges. 2007. « Modelling observed and future runoff from a glacierized tropical catchment (Cordillera Blanca, Peru) ». *Global and Planetary Change,* vol. 59, n° 1-4, p. 37-48.

Kaser, G. 2001. « Glacier-climate interaction at low latitudes ». *Journal of Glaciology,* vol. 47, n° 157, p. 195-204.

Kaser, G., J. G. Cogley, M. B. Dyurgerov, M. F. Meier et A. Ohmura. 2006. « Mass balance of glaciers and ice caps: Consensus estimates for 1961-2004 ». *Geophysical Research Letters,* vol. 33, n° 19, p. 5.

Kaser, G., S. Hastenrath et A. Ames. 1996. « Mass balance profiles on tropical glaciers ». *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.* , n° 32, p. 75-81.

Kaser, G., et H. Ostmaston. 2002. *Tropical Glaciers*. Coll. « International hydrology series ». Cambridge University press.

Konya, K., T. Matsumoto et R. Naruse. 2004. « Surface heat balance and spatially distributed ablation modelling at Koryto Glacier, Kamchatka peninsula, Russia. ». *Geografiska Annaler Series a-Physical Geography,* vol. 86A, p. 337-48.

Lafaysse, M., B. Hingray, P. Etchevers, E. Martin et C. Obled. 2011. « Influence of spatial discretization, underground water storage and glacier melt on a physically-based hydrological model of the Upper Durance River basin ». *Journal of Hydrology,* vol. 403, n° 1–2, p. 116-129.

Luo, Y., J. Arnold, S. Liu, X. Wang et X. Chen. 2013. « Inclusion of glacier processes for distributed hydrological modeling at basin scale with application to a watershed in Tianshan Mountains, northwest China ». *Journal of Hydrology,* vol. 477, p. 72-85.

MacDougall, Andrew H., et Gwenn E. Flowers. 2010. « Spatial and Temporal Transferability of a Distributed Energy-Balance Glacier Melt Model ». *Journal of Climate,* vol. 24, n° 5, p. 1480-1498.

Mark B., Baraer M., Fernanderz A., Immerzeel W., Moore R. et Weingartner R. 2015. « Glaciers as water resources ». In The High-mountain cryosphere: Environmental changes and human risks, sous la dir. de Huggel C., Carey M., Clague J. et Kääb A. Cambridge: Cambridge University Press.

Mark, B. G., et G. O. Seltzer. 2003. « Tropical glacier meltwater contribution to stream discharge: a case study in the Cordillera Blanca, Peru ». *Journal of Glaciology,* vol. 49, n° 165, p. 271-281.

Mölg, T., N. J. Cullen, D. R. Hardy, G. Kaser et L. Klok. 2008. « Mass balance of a slope glacier on Kilimanjaro and its sensitivity to climate ». *International Journal of Climatology,* vol. 28, n° 7, p. 881-892.

Mölg, T., et D. R. Hardy. 2004. « Ablation and associated energy balance of a horizontal glacier surface on Kilimanjaro ». *Journal of Geophysical Research D: Atmospheres,* vol. 109, n° 16, p. D16104 1-13.

Nicholson, L. I., R. Prinz, T. Mölg et G. Kaser. 2013. « Micrometeorological conditions and surface mass and energy fluxes on Lewis Glacier, Mt Kenya, in relation to other tropical glaciers ». *The Cryosphere,* vol. 7, n° 4, p. 1205-1225.

Oerlemans, J. 2001. *Glaciers and Climate Change*. Swets & Zeitlinger.

Oerlemans, Johannes. 2000. « Analysis of a 3-year meteorological record from the ablation zone of Moteratschgletsher, Switerland: energy and mass balance. ». *Journal of Glaciology,* vol. 38, p. 223-32.

Ohmura, A. 2001. « Physical basis for the temperature-based melt-index method ». *Journal of Applied Meteorology,* vol. 40, n° 4, p. 753-761.

Pellicciotti, F., M. Carenzo, J. Helbing, S. Rimkus et P. Burlando. 2009. « On the role of subsurface heat conduction in glacier energy-balance modelling ». *Annals of Glaciology,* vol. 50, p. 16-24.

Pellicciotti, Francesca, Ben Brock, Ulrich Strasser, Paolo Burlando, Martin Funk et Javier Corripio. 2005. « An enhanced temperature-index glacier melt model including the shortwave radiation balance: development and testing for Haut Glacier d'Arolla, Switzerland ». *Journal of Glaciology,* vol. 51, n° 175, p. 573-587.

Petersen, L., et F. Pellicciotti. 2011. « Spatial and temporal variability of air temperature on a melting glacier: Atmospheric controls, extrapolation methods and their effect on melt modeling, Juncal Norte Glacier, Chile ». *Journal of Geophysical Research: Atmospheres,* vol. 116, n° D23, p. D23109.

Pouyaud, B., M. Zapata, J. Yerren, J. Gomez, G. Rosas, W. Suarez et P. Ribstein. 2005. « On the future of the water resources from glacier melting in the Cordillera Blanca, Peru ». *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques,* vol. 50, n° 6, p. 999-1022.

Rabatel, A., B. Francou, A. Soruco, J. Gomez, B. Cáceres, J. L. Ceballos, R. Basantes, M. Vuille, J. E. Sicart, C. Huggel, M. Scheel, Y. Lejeune, Y. Arnaud, M. Collet, T. Condom, G. Consoli, V. Favier, V. Jomelli, R. Galarraga, P. Ginot, L. Maisincho, J. Mendoza, M. Ménégoz, E. Ramirez, P. Ribstein, W. Suarez, M. Villacis et P. Wagnon. 2013. « Current state of glaciers in the tropical Andes: A multi-century perspective on glacier evolution and climate change ». *Cryosphere,* vol. 7, n° 1, p. 81-102.

Ragettli, S., G. Cortés, J. McPhee et F. Pellicciotti. 2013. « An evaluation of approaches for modelling hydrological processes in high-elevation, glacierized Andean watersheds ». *Wiley Online Library*.

Ribstein, P., E. Tiriau, B. Francou et R. Saravia. 1995. « TROPICAL CLIMATE AND GLACIER HYDROLOGY - A CASE-STUDY IN BOLIVIA ». *Journal of Hydrology,* vol. 165, n° 1-4, p. 221-234.

Rigaudiere, P., P. Ribstein, B. Francou, B. Pouyaud et R. Saravia. 1995. *Un modèle hydrologique du glacier Zongo*. Coll. « INFORME ». La Paz, Bolivia: L'institut Francais de Recherhce Scientifique pour le Développement en Coopération, 90 p.

Sicart, J. E., R. Hock et D. Six. 2008. « Glacier melt, air temperature, and energy balance in different climates: The Bolivian Tropics, the French Alps, and northern Sweden ». *Journal of Geophysical Research-Atmospheres,* vol. 113.

Sicart, Jean Emmanuel, Patrick Wagnon et Pierre Ribstein. 2005. « Atmospheric controls of the heat balance of Zongo Glacier (16°S, Bolivia) ». *Journal of Geophysical Research: Atmospheres,* vol. 110, n° D12, p. D12106.

Suarez, W., P. Chevallier, B. Pouyaud et P. Lopez. 2008. « Modelling the water balance in the glacierized Paron Lake basin (White Cordillera, Peru) ». *Hydrological Sciences Journal,* vol. 53, n° 1, p. 266-277.

Troll, C. 1941. « Studien zur vergleichenden Geographie der Hochgerbirge der Erde, Bonner Mitteilungen, Bonn, Germany ».

Vincent, C., et D. Six. 2013. « Relative contribution of solar radiation and temperature in enhanced temperature-index melt models from a case study at Glacier de Saint-Sorlin, France ». *Annals of Glaciology,* vol. 54, n° 63, p. 11-17.

Vuille, M., G. Kaser et I. Juen. 2008. « Glacier mass balance variability in the Cordillera Blanca, Peru and its relationship with climate and the large-scale circulation ». *Global and Planetary Change,* vol. 62, n° 1-2, p. 14-28.

Wagnon, P., P. Ribstein, G. Kaser et P. Berton. 1999. « Energy balance and runoff seasonality of a bolivian glacier ». *Global and Planetary Change,* vol. 22, p. 49-58.

Walcher, J. 1773. « Nachrichten von den Eisbergen in Tyril. ». *Wein*, p. 99.

Winkler, M., I. Juen, T. Mölg, P. Wagnon, J. Gómez et G. Kaser. 2009. « Measured and modelled sublimation on the tropical Glaciar Artesonraju, Perú ». *The Cryosphere,* vol. 3, n° 1, p. 21-30.

Rapport-Gratuit.com

Xu, C.-Y. and Singh, V. P. 2000. « Evaluation and generalization of radiation-based methods for calculating evaporation ». Hydrological Processes, no 14, p. 339-349.

Rapport-gratuit.com
LE NUMERO 1 MONDIAL DU MÉMOIRES