

**UNIVERSITE MONTPELLIER II
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC**

THESE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE MONTPELLIER II

Discipline : Météorologie, océanographie physique et physique de l'environnement

Formation Doctorale : Sciences de l'Eau dans l'Environnement Continental

Ecole Doctorale : Sciences de la Terre et de l'Eau

Présentée et soutenue publiquement

par

Vincent FAVIER

Le 29 novembre 2004

Titre :

Etude du bilan d'énergie de surface et de la production des écoulements de fonte d'un glacier des Andes d'Equateur ; relation glacier - climat en zone tropicale

JURY

M. Michel DESBORDES, Professeur, Université de Montpellier II
M. Michiel VAN DEN BROEKE, Professeur assistant, Utrecht
M. Michel FILY, Professeur, Université Joseph Fourier, Grenoble
Mme Anne COUDRAIN, Directeur de Recherche, IRD, Montpellier
Mme Agnès DUCHARNE, Chargée de Recherche, CNRS, Paris
M. Patrick WAGNON, Chargé de Recherche, IRD, Grenoble
M. Eric CADIER, Directeur de Recherche, IRD, Quito

Président
Rapporteur
Rapporteur
Directeur de Thèse
Examinatrice
Invité
Invité

*A mes parents, mes grands-parents,
à Laurent, Jeanne, Angèle et Mathilde,
à Estelle enfin.*

Remerciements

Les études réalisées sur les glaciers d'Equateur sont le résultat d'une longue coopération entretenue par l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) avec « el Insituto de NAcional de Meteorología e Hidrología del Ecuador » (INAMHI) et « la Empresa de Municipal de Alcantarillado y de Agua Potable de Quito » (EMAAP-Q). Les données récoltées depuis le début des mesures en 1994 par le programme Neige et Glaciers Tropicaux (NGT) de l'ORSTOM, devenu ensuite l'Unité de Recherche Great Ice de l'IRD, constituent la base de ce travail. Les acteurs Equatoriens des premiers jours sont pour la plupart encore présents sur le terrain pour décharger chaque mois les stations du réseau. Les acteurs français se sont succédés au rythme des affectations et des missions de longues durées. C'est grâce à leur travail, à leurs missions répétées, que cette thèse a vu le jour, alors qu'acteurs de l'ombre leur nom apparaît bien rarement sur les publications. Dans l'ombre se trouvent aussi mes amis et ma famille qui m'ont grandement soutenu et sans qui ce projet n'aurait sûrement jamais été mené jusqu'à son terme.

Tout d'abord, je remercie l'UR Great Ice et ses directeurs successifs (Pierre Ribstein puis Bernard Pouyaud) pour avoir soutenu mes projets de recherche et m'avoir offert le cadre idéal pour que cette thèse se réalise. Cette attention a aussi été celle d'Anne Coudrain qui a beaucoup œuvré pour le bon déroulement de ma thèse et qui, avec Eric Cadier, a su co-encadrer parfaitement mes travaux malgré mes cheminements parfois tortueux. Un grand merci à chacun d'eux pour leurs relectures de mes travaux et leurs nombreux conseils.

Je dois beaucoup à Partick Wagnon avec qui j'ai appris à travailler avec plus de rigueur, à mener un travail de recherche du protocole jusqu'à l'article. Malgré ses nombreux déplacements, impressionnant d'efficacité, il a toujours été d'une très grande disponibilité et ses précieux conseils ont toujours mis une plus-value sur la qualité de mon travail. Avoir pu grimper avec lui et Bernard au sommet de l'Antizana, a été un honneur pour l'humble montagnard que je suis.

Je remercie sincèrement les membres du jury et notamment Michiel Van den Broeke et Michel Fily pour avoir accepté de juger ce travail, malgré leurs nombreuses obligations, et les

délais trop courts que je leur ai laissés pour cette analyse en raison de mon retard. Je tiens aussi à remercier aussi Henri Laurent, Mathias Vuille pour leur relecture et leurs remarques concernant le Chapitre 3 ; Yves Arnaud pour ses nombreux conseils sur les aspects de télédétection du Chapitre 5.

J'ai beaucoup apprécié l'accueil qui m'a été fait à Montpellier, à la MSE, dont j'ai visité de nombreux bureaux. Merci à Pierre Ribstein de m'avoir permis de partager le sien, car nos discussions resteront parmi les très bons souvenirs de ma thèse. Parmi les bons souvenirs, il y a aussi ceux passés avec Sylvain, Bernard et Paulina, les mousquetaires de la cantine, « Valen un Potosi ! ». Merci à Christine, pour son attention et sa gentillesse, du chocolat lors de la rédaction à son aide systématique pour mes posters, billets et autres paperasses. Merci aussi à ceux qui ont accompagné mon monitorat Luc, Benoît, François-Noël et tout particulièrement Vincent Guinot, avec qui j'ai eu la chance d'encadrer les TP d'hydraulique de l'ISIM car son recul sur cette discipline m'a permis d'apprendre énormément.

Je repars rapidement en Equateur, pour rappeler tout le mérite de Luis, Bolivar, Ramon et Marcos. Déjà présents en 1999 pour m'accueillir à mon arrivée en coopération, ils continuent d'équiper et d'étudier les glaciers d'Equateur : la Glaciologie n'est peut-être pas une passion comme elle peut l'être pour nous, et pourtant, ils n'hésitent pas à monter au sommet de l'Antizana ou du Chimborazo pour y rassembler des données précieuses. Cette mention spéciale s'adresse aussi aux stagiaires et volontaires internationaux : Pierre, Rodolphe, Martin compagnons de galères et de franches rigolades sur le terrain avec qui s'est forgée une amitié qui m'est chère. Merci aussi à Jean Denis Taupin, Bernard Francou, Vincent Jomelli, Eric Cadier, aux employés de l'EMAAP-Q et de l'INAMHI pour leur aide importante sur le terrain. Enfin, le terrain reste le domaine de prédilection de Jean-Philippe Chazarin, inventeur de génie, capable de transformer une balle de ping-pong en anémomètre, sans qui aucune mesure ne verrait le jour sur les glaciers étudiés d'Equateur jusqu'en Bolivie.

Je ne pourrais terminer cette longue liste sans parler de ma famille et de mes amis, de ceux qui m'ont accompagné bien avant le début de cette thèse. Je compte parmi eux mes cousins, et mes « potes » du Queyras, ou d'Equateur ; ceux qui m'ont appris à compter, à aimer les sciences : Martine, Marie-thé, Jean-Claude, et Marc sans qui je n'aurais pas passé le stade des bancs du lycée Thiers.

Enfin, je remercie tout particulièrement mes parents, mes grands-parents, Estelle, Laurent, Jeanne, Angèle et Mathilde, qui m'ont accompagné tous les jours bien au delà de mon travail, et à qui je dédie cette thèse. Je remercie tout spécialement Estelle. Elle est le lien entre l'Equateur et la France, entre travail et les loisirs. Merci pour sa patience, son acharnement dans tout ce qu'elle entreprend, merci pour son aide depuis ses mesures, ses corrections de ma thèse et sa présence à mes côtés. Merci d'avoir supporté mes humeurs.

Ce mémoire clôture pour moi cinq années de travail entre la France et l'Equateur. C'est presque avec regret que je termine cette thèse alors qu'il reste encore tant à analyser et comprendre sur ce glacier. J'espère que ce travail donnera envie au lecteur d'aller admirer les formes étranges des amoncellements de givres accumulés sur toute surface en contact avec l'air, magnifiques choux fleurs de glace caractéristiques des Andes d'Equateur.

Table des matières

Notations	vii
Chapitre 1 : Cadre scientifique - Organisation du document	1
1.1. Les glaciers de montagne - indicateurs climatiques et environnementaux	1
1.1.1. Consensus sur le changement climatique	1
1.1.2. Intérêt des glaciers de montagne pour l'étude de l'évolution du climat	2
1.1.3. Influences humaines et incertitudes sur l'évolution future	3
1.1.4. Un changement climatique sujet à polémique.....	3
1.2. Hydrologie glaciaire	4
1.2.1. Place de la neige et de la glace en hydrologie	4
1.2.2. Modélisation hydrologique de fonte – Fonction de production	6
1.2.3. Fonction de transfert des écoulements glaciaires	6
1.3. Spécificité de la zone tropicale.....	7
1.3.1. Rôle clé et limites climatiques de la zone tropicale dans le climat global	7
1.3.2. Les glaciers des Andes tropicales, des indicateurs climatiques particulièrement intéressants	8
1.3.3. Glaciers d'Equateur et ressource en eau	9
1.3.4. Glacier d'Equateur et variabilité climatique ENSO – Relation glacier-climat	10
1.4. Objectif et structure de l'étude	11
Chapitre 2 : Bassin versant et équipements.....	15
2.1. Position géographique – Le Glacier 15 de l'Antizana	15
2.2. Equipements installés sur le bassin versant.....	18
2.3. Mesures météorologiques.....	19
2.3.1. Station de référence ou AWS	19
2.3.2. Station météorologique mobile : la SAMA.....	23
2.3.3. Qualité des données utilisées pour cette étude	25
2.3.3.1. Qualité des mesures avant le 14 mars 2002	25
2.3.3.2. Qualité des mesures du 14 mars 2002 au 14 mars 2003 et au delà	25
2.3.3.3. Comparaison des enregistrements des différents capteurs installés sur le terrain	27

2.3.3.3.1. Mesure de rayonnement net toutes longueurs d'onde : CNR1, Q7 et NR-Lite	27
2.3.3.3.2. Vaisala et psychromètres.....	28
2.3.3.3.3. Vitesse du vent	31
2.3.4. Mât de vent (TOTEM)	32
2.3.5. Peigne de température	35
2.4. Constitution d'un jeu de données à partir des réanalyses ¹ , NCEP-NCAR.....	35
2.4.1. Nature et intérêt des données réanalysées	35
2.4.2. Température de l'air	36
2.4.3. Humidité spécifique	37
2.4.4. Activité convective et nébulosité	37
2.4.5. Vitesse du vent	38
2.5. Appareil photographique automatique	38
2.6. Mesures pluviométriques	39
2.6.1. Réseau pluviométrique et pluviographique.....	39
2.6.2. Comparaison des mesures pluviométriques - Evolution spatiale.....	40
2.6.3. Comparaison entre pluviographes et pluviomètres en un point	43
2.7. Mesures glaciologiques - Bilan de masse	44
2.8. Mesures hydrologiques	47
2.8.1. Station hydrologique Limni 15	47
2.8.2. Stations hydrologiques Limni 15a et Limni 15b.....	53
2.9. Présentation des données utilisées au cours de cette thèse.....	54
2.9.1. De janvier 1995 à décembre 2003.....	54
2.9.2. Cycle 2002-03	55
Chapitre 3 : Conditions climatiques du site du Glacier 15 de l'Antizana	57
3.1. Introduction	57
3.2. Notions de circulation générale.....	57
3.2.1. Importance des régions tropicales dans la mise en place de la circulation atmosphérique générale.....	57
3.2.2. Circulation atmosphérique du Pacifique Equatorial et El Niño Southern Oscillation (ENSO).....	60
3.3. Conditions climatiques locales.....	64
3.3.1. Représentativité du cycle 2002-03	64

3.3.2. Séparation du cycle 2002-03 en deux périodes clés.....	65
3.3.3. Conditions climatiques moyennes.....	66
3.3.3.1. Température et humidité	66
3.3.3.2. Précipitations et nébulosité.....	67
3.3.3.3. Circulation générale et vents dominants	71
3.4. Conclusion.....	72
Chapitre 4 : Bilan d'énergie de surface en un point.....	73
4.1. Introduction	73
4.2. Méthode.....	74
4.2.1. Equation du bilan d'énergie	74
4.2.2. Bilan radiatif.....	75
4.2.2.1. Rayonnement de courtes longueurs d'onde	77
4.2.2.1.1. Rayonnement de courtes longueurs d'onde incident.....	79
4.2.2.1.2. Estimation du rayonnement de courtes longueurs d'onde incident reçu par la zone d'ablation	85
4.2.2.1.3. Influence de la nébulosité sur le rayonnement de courtes longueurs d'onde incident.....	87
4.2.2.1.4. Notions de réflectance bidirectionnelle et d'albédo.....	89
4.2.2.2. Rayonnement de grandes longueurs d'onde.....	97
4.2.2.2.1. Rayonnement émis par la surface - Correction initiale des mesures de rayonnement de grandes longueurs d'onde.....	98
4.2.2.2.2. Rayonnement de grandes longueurs d'onde incident.....	100
4.2.2.2.3. Estimation de la nébulosité à partir des valeurs de L_1	102
4.2.2.3. Rayonnement net toutes longueurs d'onde	105
4.2.2.3.1. Albédo et rayonnement net	105
4.2.2.3.2. Influence de la nébulosité sur le rayonnement net.....	105
4.2.3. Flux turbulents de chaleur	109
4.2.3.1. Introduction - La couche limite atmosphérique	109
4.2.3.2. Définitions.....	110
4.2.3.3. Equations gouvernant l'écoulement	111
4.2.3.4. Approximation de la couche limite - Equations générales de l'ABL	112
4.2.3.5. Schéma de fermeture du premier ordre	113
4.2.3.5.1. Théorie des diffusivité turbulentes.....	113

4.2.3.5.2. Echelles caractéristiques de l'écoulement turbulent	114
4.2.3.6. Théorie des similitudes de Monin-Obukhov	115
4.2.3.6.1. Notions de stabilité.....	115
4.2.3.6.2. Profil de vent (cas neutre)	117
4.2.3.6.3. Méthode des profils – Relations flux/gradients.....	118
4.2.3.6.4. Méthode des profils – Forme intégrale des équations.....	119
4.2.3.6.5. Méthode bulk.....	120
4.2.3.7. Limites de validité de la méthode des profils et de la méthode bulk – Vents catabatiques et couches chaudes	128
4.2.3.7.1. Généralités théoriques - terme de forçage catabatique.....	129
4.2.3.7.2. Estimation de l'erreur commise lors du calcul des flux turbulents de surface à l'aide de la méthode bulk – Approche empirique	130
4.2.3.7.3. Occurrence de couches chaudes.....	136
4.2.3.7.4. Comparaison des calculs réalisés à partir des mesures réalisées à 1.8m est à 0.3m.....	139
4.2.3.7.5. Discussion et conclusions sur la qualité des calculs réalisés	141
4.3. Processus d'ablation en un point au cours du cycle 02-03.....	142
4.3.1. Introduction	142
4.3.2. Analyse de la qualité des calculs d'ablation.....	144
4.3.2.1. Comparaison entre fonte journalière calculée et mesurée.....	144
4.3.2.2. Comparaison des valeurs mensuelles d'ablation calculée et mesurée	145
4.3.3. Résultats : d'après Favier et al. [2004a].....	147
4.4. Conclusion.....	160
 Chapitre 5 : Apport du bilan d'énergie de surface et de l'approche glaciologique à l'analyse hydrologique du bassin versant.....	 163
5.1. Etude hydrologique initiale - Comparaison entre bilan hydrologique et bilan glaciologique	163
5.2. Transfert des débits du front du glacier à l'exutoire (Limni 15).....	168
5.2.1. Problème posé par la moraine sur la mesure aval	169
5.2.2. Protocole et précision des mesures.....	171
5.2.2.1. Principe du traçage	171
5.2.2.2. Approches successives	172
5.2.2.3. Approche théorique préliminaire - Modèle de mélange [e.g. Collins, 1979]	172

5.2.3. Etude des écoulements rapides (d'après Praderio [2003]).....	173
5.2.4. Etude des écoulements lents.....	176
5.2.4.1. Conceptualisation du système étudié	176
5.2.4.2. Analyse initiale : mesures directes dans le lac et à la station 15.....	178
5.2.4.3. Analyse des données mesurées à la station Limni15	179
5.2.4.4. Résultats	179
5.2.4.5. Résultats finaux - conclusions.....	182
5.2.4.6. Conclusion des essais de traçage.....	184
5.3. Modélisation distribuée de la fonte à l'aide du bilan d'énergie de surface.....	184
5.3.1. Objectifs pour l'étude des fuites.....	184
5.3.2. Spatialisation	184
5.3.2.1. Albédo - Traitement des photographies (d'après Corripio [2003]).....	184
5.3.2.1.1. Géoréférencement des photographies - Changement de référentiel.....	184
5.3.2.1.2. De la réflectance à l'albédo	187
5.3.2.1.3. Incertitudes des valeurs d'albédo	188
5.3.2.2. Spatialisation des flux d'énergie	189
5.3.2.2.1. Rayonnement net.....	189
5.3.2.2.2. Spatialisation simple des flux turbulents.....	189
5.3.2.2.3. Energie disponible à la fonte	189
5.3.3. Modélisation de la fonte du 4/7/2003 au 6/7/2003.....	192
5.3.3.1. Choix de la photographie	192
5.3.4. Modélisation hydrologique : existence de fuites ?.....	192
5.3.5. Conclusion sur l'origine des fuites.....	193
5.3.6. Conclusions et perspectives offertes par la modélisation distribuée de fonte.....	194
Chapitre 6 : Apport du bilan d'énergie de surface à l'étude de la relation glacier-climat sous les tropiques.....	195
6.1. Variabilité climatique et ablation des glaciers des Andes d'Equateur	195
6.1.1. Analyse initiale du bilan de masse	195
6.1.2. Lien entre ablation et ENSO	198
6.1.3. Bilan d'énergie et ablation interannuelle	200
6.1.4. Discussion (d'après Francou et al. [2004])	211

6.2. Analyse comparée des bilans d'énergie de surface de glaciers des régions tropicales interne et externe – Apport à la compréhension de la relation climat-glacier dans les Andes tropicales	213
6.2.1. Introduction	213
6.2.2. Analyse préliminaire – représentativité des données utilisées	214
6.2.3. Glaciers of the outer and inner tropics : A different behaviour but a common response to climatic forcing	215
Chapitre 7 : Conclusion et perspectives	227
Références Bibliographiques.....	233

Notations

A_1 et A_2	Surfaces émettrices et réceptrices (calcul du facteur de vue)	m^2
A	Azimut solaire (par rapport au sud)	degré ou sr
A_s	Azimut de la pente (par rapport au sud)	degré ou sr
AWS	Station météorologique de référence (Automatic Weather Station)	
B_0	Base orthonormée directe de vecteurs directeur (x_0, y_0, z_0)	
B'	Base de vecteurs (x', y', z') , transformée de la base B_0 selon $B' = r_{z_0}(\omega) r_{y'}(\varphi) B_0$	
B	Base orthonormée indirecte de vecteurs directeurs (x, y, z)	
B_p	Base de vecteurs (x_p, y_p, z_p) , transformée de la base B , selon $B_p = r_z(A_s) r_{x_p}(\beta) B$	
B_n	Bilan de masse spécifique annuel	mm eq.e
C	Minéralisation	mol l^{-1}
C_0	Minéralisation nulle	mg l^{-1}
C_1, C_2	Minéralisations des écoulements 1 et 2 (modèle de mélange)	mg L^{-1}
C_{am}	Minéralisation amont	mg L^{-1}
C_L	Minéralisation de la lagune	mg L^{-1}
C_{lent}	Minéralisation des écoulements lents	mg L^{-1}
C_{Li}	Minéralisation initiale de la lagune au moment de l'injection	mg L^{-1}
C_r	Minéralisation relative à un écoulement rapide	mg L^{-1}
C_p	Chaleur spécifique de l'air humide à pression constante	J $kg^{-1} K^{-1}$
C_{pd}	Chaleur spécifique de l'air sec à pression constante (1005 J $kg^{-1} K^{-1}$)	J $kg^{-1} K^{-1}$
D	Numéro du jour julien considéré	
D_a	Rayonnements de courtes longueurs d'onde diffus en provenance de l'atmosphère	W m^{-2}
D_r	Rayonnements de courtes longueurs d'onde diffus issus de la réflexion sur les reliefs environnants	W m^{-2}
D_{ah}	Eclairement de courtes longueurs d'onde atmosphérique diffus reçu par une surface horizontale	W m^{-2}
D_{rh}	Rayonnements diffus de courtes longueurs d'onde issus de la réflexion sur les reliefs environnant, reçus par une surface horizontale	W m^{-2}
D_n	Déficit d'écoulement	m
ELA	Altitude de la ligne d'équilibre (Equilibrium Line Altitude)	m
ELA ₀	Altitude de la ligne d'équilibre pour un bilan de masse équilibré	m
ENSO	El Niño Southern Oscillation	
F	Flux radiatif incident	W m^{-2}
F_{21}, F_{12}	Flux radiatif issu de A_1 , interceptée par A_2 (et réciproquement)	W m^{-2}
F_r	Flux radiatif diffus émis (ou réfléchi) par une surface	W m^{-2}
G	Flux de conduction dans la neige/glace	W m^{-2}
F_h	Flux turbulent calculé à partir des données mesurées à une hauteur h	W m^{-2}
H	Flux turbulent de chaleur sensible	W m^{-2}
H_j	Flux turbulent de chaleur sensible (selon l'axe x_j)	W m^{-2}
H_0	Flux turbulent de chaleur sensible de surface	W m^{-2}

Hobo2,4,G	Pluviographes à augets à proximité des pluviomètres totalisateurs P2, P4, PG	
HoboP,M	Pluviographes à augets installés dans le páramo et sur le site de la Mica	
<i>I</i>	Luminance réfléchie	$W m^{-2} sr^{-1}$
ITCZ	Zone de convergence intertropicale (Inter-Tropical Convergence Zone)	
<i>I</i> ₀	Constante solaire (1368 $W m^{-2}$)	$W m^{-2}$
<i>J</i>	Valeur de la différence entre le jour julien considéré et le jour julien au 1 ^{er} janvier à midi de l'année considérée	
<i>K</i>	Constante de proportionnalité entre la minéralisation et la conductivité	
<i>K</i> _S	Diffusivité turbulente de la variable <i>s</i>	$m^2 s^{-1}$
<i>K</i> _H	Diffusivité thermique turbulente	$m^2 s^{-1}$
<i>K</i> _M	Viscosité turbulente	$m^2 s^{-1}$
<i>K</i> _W	Diffusivité turbulente de la vapeur d'eau	$m^2 s^{-1}$
<i>L</i>	Bilan radiatif net de grandes longueurs d'onde	$W m^{-2}$
<i>L</i> _u	Luminance émise par un corps	$W m^{-2} sr^{-1}$
<i>L</i> [*]	Longueur de Monin-Obukhov	m
<i>L</i> _↓	Rayonnement incident de grandes longueurs d'onde	$W m^{-2}$
<i>L</i> _↑	Rayonnement de grandes longueurs d'onde émis par la surface	$W m^{-2}$
<i>L</i> _a	Luminance atmosphérique de courtes longueurs d'onde	$W m^{-2} sr^{-1}$
<i>L</i> _{atm}	Rayonnement de grandes longueurs d'ondes émis par l'atmosphère	$W m^{-2}$
<i>L</i> _{atm, c}	Rayonnement de grandes longueurs d'onde émis par ciel clair	$W m^{-2}$
<i>L</i> _{atm, n}	Rayonnement de grandes longueurs d'onde émis par ciel nuageux	$W m^{-2}$
<i>L</i> _r	Luminance de courtes longueurs d'onde provenant de la réflexion du rayonnement solaire (par unité d'angle solide)	$W m^{-2} sr^{-1}$
<i>L</i> _s	Chaleur latente de sublimation de la neige ou de la glace	$J kg^{-1}$
<i>LE</i>	Flux turbulent de chaleur latente	$W m^{-2}$
<i>LE</i> _j	Flux turbulent de chaleur latente (selon l'axe <i>x</i> _j)	$W m^{-2}$
<i>LE</i> ₀	Flux turbulent de chaleur latente de surface	$W m^{-2}$
<i>LF</i> _n	Lame d'eau de fonte annuelle calculée à partir du bilan de masse	m eq.e
<i>LQ</i> _n	Lame d'eau écoulée (mesurée)	m eq.e
<i>M</i>	Origine du repère (<i>M</i> , <i>x</i> ' , <i>y</i> ' , <i>z</i> '), site de mesure sur le globe Attention : dans la section 4.3.3., <i>M</i> représente l'énergie disponible à la fonte	
<i>M</i> _d	Masse molaire moyenne de l'air sec	$g mol^{-1}$
OLR	Outgoing Long Radiation	
<i>P</i>	Flux d'énergie apporté par les précipitations	$W m^{-2}$
P1, P2, P3, P4	Pluviomètres totalisateurs 1, 2, 3 et 4	
Période P1	Période du 1 juin 2002 au 15 octobre 2002	
Période P2	Période du 14 Mars 2002 au 31 mai 2002 et du 16 octobre 2002 au 14 mars 2003	
<i>P</i> ₀	Pression de référence (570 hPa)	hPa
<i>P</i> _a	Pression atmosphérique à 4900 m (570 hPa)	hPa

P_n	Lame d'eau précipitée	m eq.e
P_r	Nombre de Prandtl	
Q	Débit moyen mesuré	$m^3 \cdot s^{-1}$
Q_0, Q_1, Q_2	Débit des écoulements 0, 1 et 2 du modèle de mélange	$L s^{-1}$ ou $m^3 s^{-1}$
Q_{15}	Débit à la station 15	$L s^{-1}$ ou $m^3 s^{-1}$
Q_{am}	Débit à l'amont de la moraine	$L s^{-1}$ ou $m^3 s^{-1}$
Q_{base}	Débit de base	$L s^{-1}$ ou $m^3 s^{-1}$
QDM	Quantité De Mouvement	
Q_{fuite}	Débit de fuite	$L s^{-1}$ ou $m^3 s^{-1}$
Q_L	Débit en provenance de la lagune	$L s^{-1}$ ou $m^3 s^{-1}$
Q_{lent}	Débit des circulations lentes	$L s^{-1}$ ou $m^3 s^{-1}$
Q_r	Débit des circulations rapides, parallèles au lac	$L s^{-1}$ ou $m^3 s^{-1}$
R	Rayonnement net toutes longueurs d'onde	$W m^{-2}$
R_{fb}	Réflectance bidirectionnelle	sr^{-1}
R_d	Constante spécifique de l'air sec	$J kg^{-1} K^{-1}$
R_e	Nombre de Reynolds	
Re^*	Nombre de Reynolds « de rugosité »	
R_f	Nombre de Richardson	
R_h	Humidité relative de l'air	%
Rh_{SAMA}	Humidité relative mesurée à la station mobile SAMA	%
Rh_{AWS}	Humidité relative mesurée à la station fixe AWS	%
R_f	Nombre de Richardson	
R_i	Nombre de Richardson gradient	
R_{ic}	Nombre de Richardson critique	
Ri_b	Nombre de Richardson Bulk	
Ri_{b0}	Nombre de Richardson Bulk « de surface » (à 30 cm)	
R_w	Constante spécifique de l'air humide	
S_0	Vecteur lié au flux radiatif solaire incident (rayonnement direct)	
S_0	Norme de S_0	$W m^{-2}$
S	Bilan radiatif net de courtes longueurs d'onde	$W m^{-2}$
S_{\downarrow}	Rayonnement incident de courtes longueurs d'onde	$W m^{-2}$
$S_{\downarrow}(0, \lambda)$	Flux radiatif incident rapporté à (ou projeté sur) la normale à la surface ($S_{\downarrow}(0, \lambda) = \mu_0 dF$)	$W m^{-2}$
S_{\uparrow}	Rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi par la surface	$W m^{-2}$
SAMA	Station météorologique automatique mobile	
$S_{0 B}, S_{0 B'}$	Vecteur relatif au flux radiatif solaire incident exprimé dans les bases B et B'	
$S_{0 B_p} S_{0 B_0}$	Idem, exprimé dans les bases B_0 et B_p	
S_d	Eclairement incident direct sur une surface quelconque	$W m^{-2}$
S_{dh}	Eclairement incident direct sur une surface horizontale	$W m^{-2}$
S_i	Rayonnement de courtes longueurs d'onde incident reçu par la zone d'ablation	$W m^{-2}$
S_n	Lame d'eau annuelle sublimée	mm eq.e
SEB	Surface Energy Balance	
SPCZ	Zone de Convergence du Pacifique Sud	
SSTA	Anomalies de température de surface de l'océan	
S_{TOA}	Rayonnement solaire direct reçu à l'extérieur de l'atmosphère (Top Of the Atmosphere irradiance)	$W m^{-2}$
T	Température de l'air	$^{\circ}C$ ou K

T_a	Température de l'atmosphère (dans notre cas : Température à proximité de la surface)	°C ou K
T_{SAMA}	Température mesurée à la station mobile SAMA	°C
T_{AWS}	Température mesurée à la station fixe AWS	°C
T_s	Température de la surface de neige/glace	°C ou K
T_v	Température virtuelle	°C ou K
$\overline{T_v}$	Composante moyenne de la température virtuelle	°C ou K
V_L	Volume de la lagune	m ³
X	Variable : $\Delta z / \Delta \ln z$	m
Y_S	Variable : $\Delta s / \Delta \ln z$	(unité de s)
Z	Zénith solaire	degré ou sr
a_s	Intégrale de la réflectance bidirectionnelle R sur l'ensemble des angles de réflexion pour une longueur d'onde donnée ou « Réflectance spectrale directionnelle hémisphérique »	
\bar{a}_s	Albédo moyen que l'on mesurerait si le rayonnement incident était purement direct	
b_T	Coefficient de correction de la conductivité en fonction de la température T	°C ⁻¹
b'_T	Coefficient de correction de la conductivité en fonction de la température T corrigé de Λ'_{25}	°C ⁻¹
cor	Valeur du terme S_{dh} / S_d	
d	Distance entre deux surfaces	m
d_0	Niveau de référence des hauteurs au dessus de la surface (par rapport du pied des éléments de rugosité)	m
e	Pression partielle de la vapeur d'eau	hPa ou mb
ec	Energie cinétique turbulente (par unité de masse)	m ² s ⁻²
e_a	Pression de vapeur de l'air	hPa ou mb
e_s	Equivalent en eau de la couche de neige de surface	mm eq.e
e_s^*	Constante de calage du modèle d'estimation de modèle d'albédo	mm eq.e
f	Paramètre de Coriolis	sr s ⁻¹
h_0	Hauteur moyenne des éléments rugueux	m ou cm
h_{max}	Hauteur du maximum de vent	m
f	facteur qui décrit la répartition de l'énergie disponible entre la fusion et la sublimation	
g	Accélération gravitationnelle (pesanteur)	m s ⁻²
k	Constante de <i>Von Karman</i> ($k = 0.4$)	
m_i	Masse de sel au temps i	kg
n	Nébulosité diurne (obtenue à partir de S_{\downarrow} et S_{TOA}) aussi appelé <i>cf</i> en anglais dans la section 6.1.3	
n_b	Nombre de couples de valeurs à partir de desquels le coefficient de corrélation r est calculé	
n_L	Nébulosité obtenue à partir du rayonnement de grandes longueurs d'onde incident	
n_j	Nombre de jours depuis la dernière chute de neige	
n_{max}	Nébulosité moyenne maximale diurne	
n^*	Constante de calage du modèle d'estimation de l'albédo	jours
p	Pression de l'air au point de mesure	Pa
p_r	Significativité du coefficient de corrélation r	

q	Humidité spécifique de l'air	$g\ kg^{-1}$
q'	Fluctuation aléatoire de l'humidité spécifique	$g\ kg^{-1}$
q^*	Echelle caractéristique d'humidité spécifique	$g\ kg^{-1}$
q_{AWS}	Humidité spécifique mesurée à la station fixe (AWS)	$g\ kg^{-1}$
q_{SAMA}	Humidité spécifique mesurée à la station mobile SAMA	$g\ kg^{-1}$
q_s	Humidité spécifique de l'air en surface	$g\ kg^{-1}$
r	Composante radiale en coordonnée polaire (ex. section 4.2.2.1.1.d)	
r	Coefficient de corrélation	
r^2	Coefficient de détermination	
$\Gamma_{x_i}, \Gamma_{x_p}, \Gamma_z$	Rotation autour de l'axe x_i , autour de l'axe x_p ou autour de l'axe z	
s	Variable u , θ , ou q	
\bar{s}	Composante moyenne de la variable s	
s_1, s_2	Valeur de s aux niveaux de mesure 1 et 2	
s_0	Valeur de s en surface	
s'	Fluctuation aléatoire de la variable s	
s^*	Echelle caractéristique de la variable s	
t	Heure solaire ramenée à l'intervalle de $[-1 ; 1]$ nulle au midi solaire	
t_i	Temps au moment de l'injection de traceur	s ou h
t_R	Temps de réponse	s ou h
t_M	Temps de montée	s ou h
u	Composante de la vitesse du vent selon l'axe x	$m\ s^{-1}$
u'	Variation aléatoire de u	$m\ s^{-1}$
$\overline{(u'w')}$	Flux turbulent de quantité de mouvement (par unité de masse)	$m^2\ s^{-2}$
$\overline{(u'w')_0}$	Flux turbulent de mouvement en surface (par unité de masse)	$m^2\ s^{-2}$
u_{max}	Vitesse maximale du vent le long des profils mesurés	$m\ s^{-1}$
u^* OU u_*	Vitesse de friction	$m\ s^{-1}$
u_r	Vecteur directeur normé des coordonnées sphériques dans la base B_p	
v	Composante de la vitesse du vent selon l'axe y	$m\ s^{-1}$
v'	Variation aléatoire de v	$m\ s^{-1}$
v_{AWS}	Vitesse du vent, mesure de la station fixe AWS	$m\ s^{-1}$
v_{SAMA}	Vitesse du vent, mesure de la station mobile SAMA	$m\ s^{-1}$
w	Vitesse du vent selon l'axe des z (verticale)	$m\ s^{-1}$
w'	Variation aléatoire de w	$m\ s^{-1}$
$\overline{w's'}$	Flux turbulent (de s) (par abus de langage)	
$\overline{w's'_0}$	Flux turbulent de s en surface (par abus de langage)	
$\overline{w'q'}$	Flux turbulent de chaleur latente (par abus de langage)	$W\ m^{-2}$
$\overline{w'q'_0}$	Flux turbulent de chaleur latente de surface (par abus de langage)	$W\ m^{-2}$
$\overline{w'\theta'}$	Flux turbulent de chaleur sensible (par abus de langage)	$W\ m^{-2}$
$\overline{w'\theta'_0}$	Flux turbulent de chaleur sensible de surface (par abus de langage)	$W\ m^{-2}$
x	Vecteur d'axe tangent à la surface de la terre, de direction Est-ouest et positif en direction de l'Est, dans la base B	

x_p et x'_p	Vecteurs d'axe tangent à la surface de la terre et à la pente locale orienté dans le sens de la pente (les vecteurs y_p, y'_p leur sont associés)	
x'	Vecteur normal à la surface de la terre dans la base B'	
x_0	Vecteur (normé) normal à l'équateur orienté vers le midi solaire local	
y	Vecteur d'axe tangent à la terre de direction nord-sud, positif dans la direction du Sud, dans la base B, B_p	
y'	Vecteur tangent à la surface de la terre dans la direction Ouest-Est orienté vers l'Est dans la base B'	
y_0	Vecteur tangent à l'équateur tel que (x_0, y_0, z_0) forme une base orthonormée directe	
z	Axe vertical, altitude	m
z_p	Vecteur d'axe qui suit le rayon de la terre qui passe par M , positif vers l'extérieur de la terre dans la base B_p	
z'	Vecteur tangent au méridien orienté en direction du Nord dans la base B'	
\ddot{z}	Accélération verticale moyenne d'une particule fluide déplacée selon un mouvement adiabatique réversible	$m\ s^{-2}$
z_0	Hauteur de rugosité de calage	m
$z_{0,0.3}, z_{0,1.8}$	Hauteurs de rugosité calées à partir des mesures des capteurs situés à 0.3m et 1.8m au dessus de la surface	m
z_{S0}	Hauteur de rugosité de la variable s	m
z_{0m}	Hauteur de rugosité de la quantité de mouvement (m),	m
z_T	Hauteur de rugosité de la température	m
z_q	hauteur de rugosité de l'humidité	m
ΔQ	Quantité d'énergie stockée dans un volume ou utilisée pour le processus de fonte	$W\ m^{-2}$
ΔQ_M	Variation de stock de chaleur latente due à la fonte et au regel	$W\ m^{-2}$
ΔQ_S	Convergence ou divergence nette des flux de chaleur sensible à l'intérieur d'un volume	$W\ m^{-2}$
Δs	Erreur systématique de mesure introduite sur la variable s	
Ω	Vitesse angulaire de la rotation de la terre	$sr\ s^{-1}$
Ψ_S	Fonctions primitives des fonctions Φ_S selon z	
Φ_S	Fonctions adimensionnelle de stabilité pour la variable s	
Φ_H	Fonction adimensionnelle de stabilité pour la chaleur	
Φ_M	Fonction adimensionnelle de stabilité pour la quantité de mouvement	
Φ_W	Fonction adimensionnelle de stabilité pour l'humidité	
Γ	Angle azimutal réfléchi	sr
Γ_0	Angle azimutal incident	sr
Γ_d	Gradient de température adiabatique sec	$K\ km^{-1}$
Λ	Conductivité moyenne de l'eau	$\mu S\ cm^{-1}$
Λ_T	Conductivité à T	$\mu S\ cm^{-1}$
Λ_{25}	Conductivité à 25°C	$\mu S\ cm^{-1}$
Λ'_{25}	Conductivité corrigée à 25°C	$\mu S\ cm^{-1}$
Θ_{def}	Déficit de température (ou perturbation de la température) par rapport à un air ambiant, non perturbé	°C ou K
Θ	Angle zénithal réfléchi	degré ou sr
Θ_{ref}	Température de l'air non perturbée	°C ou K

Θ_0	Angle zénithal incident	degré ou sr
α	Albédo de la surface de neige/glace	
$\alpha_{\text{glace}}, \alpha_{\text{neigefr}}$	Constante représentative de l'albédo de la glace sale (glace), et de la neige fraîche (neigefr)	
$\alpha_{\text{névé}}$	Constante représentative de l'albédo du névé	
α_c	Albédo critique	
α_j	Valeur moyenne d'albédo de la classe j telle que $\alpha = [\alpha_j - 0.025 ; \alpha_j + 0.025 [$	
α_i	Angle de rotation	degré ou sr
$\alpha_{\text{mesuré}}$	Albédo mesuré	
$\alpha_{\text{réel}}$	Albédo réel	
β	Pente d'une surface considérée (ex. sur le site de mesure)	m m^{-1}
β_H	Coefficient de chaleur sensible	$\text{MJ m}^{-2} \text{jour}^{-1}$
β_{sub}	Indice représentatif de la sublimation (section 6.1.3)	
δ	Déclinaison solaire	degré ou sr
ε	Facteur d'émission / émissivité	
ε_{atm}	Facteur d'émission de l'atmosphère	
ε_d	Taux dissipation d'énergie cinétique turbulente (par unité de masse)	$\text{m}^2 \text{s}^{-3}$
ε_s	Emissivité de surface	
γ_0	Gradient de température d'un air ambiant si celui-ci n'était pas perturbé par la présence du glacier	K km^{-1}
φ	Latitude du globe terrestre Attention, φ représente la composante angulaire en coordonnée polaire dans la section 4.2.2.1.1.d	degré ou sr
λ	Longueur d'onde	μm
μ_0	$\mu_0 = \cos\Theta_0$ (où Θ_0 est l'angle zénithal incident)	
μ'	$\mu' = \cos\Theta$ (où Θ est l'angle zénithal réfléchi)	
ν_c	Viscosité cinématique de l'air ($1.35 \cdot 10^{-5}$)	$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$
θ	Température potentielle mis à part dans les sections 4.2.2.1.1.c et d où θ représente la composante angulaire en coordonnée polaire	K
θ'	Fluctuation aléatoire de la température potentielle	K
$\bar{\theta}$	Composante moyenne de la température potentielle	K
θ_s	Température potentielle spécifique de la surface	K
θ_*	Echelle caractéristique de température potentielle	K
θ_v	Température potentielle virtuelle	K
$\bar{\theta}_v$	Composante moyenne de la température potentielle virtuelle	K
θ_{inc}	Angle d'incidence (entre le soleil et la normale à la pente)	degré ou sr
ρ	Masse volumique de l'air	kg m^{-3}
ρ_{glace}	Masse volumique de la glace	kg m^{-3}
$\rho_{\text{neige fraîche}}$	Masse volumique de la neige fraîche	kg m^{-3}
$\rho_{\text{névé}}$	Masse volumique de la neige	kg m^{-3}
σ	Ecart type	
σ	Constante de Stefan-Boltzmann ($5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$)	$\text{W m}^{-2} \text{K}^{-4}$
τ_0	Contrainte pariétale de cisaillement	$\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-2}$
τ_{ij}	Contrainte de Reynolds (par unité de masse)	$\text{m}^2 \text{s}^{-2}$
ω	Angle solaire ($\omega = \pi t$)(sens trigonométrique ou antihoraire)	sr s^{-1}

ω_{sun}	Angle azimutal solaire, nul lorsque le soleil est dans l'axe de la pente, vers le haut	degré ou sr
χ_s	Coefficient de stabilité de la variable s (en conditions stables)	
$\chi_u, \chi_\theta, \chi_q$	Coefficient de stabilité des profils de vitesse du vent (u), de température potentielle (T), d'humidité spécifique (q) (en conditions stables)	
χ	Coefficient de stabilité moyen $(\chi_u + \chi_\theta + \chi_q)/3$	
ψ_{12}, ψ_{21}	Facteur de vue de la surface A_2 depuis A_1 (et réciproquement)	
ψ_{ciel}	Facteur de vue atmosphérique	
ψ_{sol}	Facteur de vue des reliefs environnants	
$\Psi_S(\zeta)$	Primitives des fonctions de stabilité $\Phi_S(\zeta)$	
Ψ_M, Ψ_W, Ψ_H	Primitives des fonctions $\Phi_M(\zeta), \Phi_W(\zeta), \Phi_H(\zeta)$	
ξ	Facteur d'absorption d'une surface	
ζ	Variable z/L^* , où z est la hauteur du point considéré et L^* la longueur de Monin-Obukhov	

« Il vaut mieux une paire de crampons qui ne sert pas, que pas de crampons qui servent ».

D'après un article de Montagne Magazine.

Chapitre 1 : Cadre scientifique - Organisation du document

L'étude du changement climatique est essentielle dans les domaines des sciences de la Terre et l'Eau. Les glaciers de montagne sont de très bons indicateurs de ce changement. L'étude du recul des glaciers nous informe sur l'évolution du forçage d'entrée, mais aussi sur celle de la ressource en eau pour les applications humaines. Les variations qui s'opèrent dans la zone tropicale, zone clé de la dynamique climatique globale, suscitent un intérêt particulier. C'est pourquoi, nous avons réalisé l'étude d'un bassin versant englacé représentatif en zone tropicale à partir d'une analyse de la relation glacier-climat et d'une approche hydrologique. Dans ce premier chapitre nous rappelons rapidement quel type d'information les glaciers apportent à l'étude du climat. Nous regardons la place qu'ils jouent dans la ressource eau. Enfin, nous discutons de l'intérêt d'observer ces objets en zone tropicale, en décrivant rapidement en quoi cette région est fondamentale.

1.1. Les glaciers de montagne - indicateurs climatiques et environnementaux

1.1.1. Consensus sur le changement climatique

Un grand nombre d'observations fait état d'une variation importante du système climatique au cours du 20^{ème} siècle. La principale évolution s'est caractérisée par un réchauffement important à la surface du globe dont les conséquences sont visibles sur l'environnement. Ce réchauffement n'a vraisemblablement eu aucun précédent au cours du dernier millénaire [e.g. *IPCC*, 2001, pp.136 ; *Jones et al.*, 1998 ; *Mann et al.*, 1999 ; *Thompson*, 2000]. La température moyenne à la surface du globe a augmenté d'environ $0.6^{\circ}\text{C} \pm 0.2^{\circ}\text{C}$ au 20^{ème} siècle, principalement entre 1910 et 1945 et entre 1976 et 2000 [*IPCC*, 2001, pp.107]. Entre 1950 et 1993, les températures minimales nocturnes et maximales diurnes ont respectivement augmenté d'environ 0.2°C et 0.1°C par décennie [e.g. *Easterling et al.*, 1997], rallongeant ainsi la période sans gel pour de nombreuses régions des moyennes et hautes latitudes [e.g. *IPCC*, 2001, pp.2]. Cette évolution a eu de nombreuses conséquences sur l'état de la cryosphère, dont la liste exhaustive est longue. Nous nous contentons d'en donner quelques exemples. Dans l'hémisphère nord, la durée de couverture par la glace des lacs et des rivières s'est réduite d'environ 2 semaines entre 1846 et 1995 [*Magnuson et al.*, 2000]. *Lachenbruch et*

Marshall [1986] ont montré un réchauffement du pergélisol arctique d'Alaska de 2 à 4°C au cours du dernier siècle. Même si la tendance est variable à l'échelle régionale, de nombreuses études montrent que les pergélisols se réchauffent dans de nombreuses régions du monde [IPCC, 2001, pp. 127]. D'après l'observation satellitale, il semble que l'extension de la couverture de neige a diminué de 10% depuis 1966 [Robinson, 1997, 1999]. Dans l'hémisphère nord, l'extension des surfaces couvertes par de la glace de mer s'est réduite d'environ 10 à 15% au cours de la deuxième moitié du 20^{ème} siècle [Vinnikov et al., 1999], et certaines études ponctuelles concluent que son épaisseur pourrait avoir diminué jusqu'à hauteur de 40% [Rothrock et al., 1999 ; Wadhams et Davis, 2000]. Nous retiendrons plus particulièrement l'exemple du recul considérable de la grande majorité des glaciers de montagne des régions non polaires au cours du 20^{ème} siècle. Entre 1865 et 1990, la fonte des glaciers de montagne serait à l'origine d'une élévation du niveau des mers de 2.7 ± 0.9 cm, qui s'ajouterait à celle des glaces du Groenland (5.7 ± 1.5 cm [e.g. Zuo et Oerlemans, 1997]).

1.1.2. Intérêt des glaciers de montagne pour l'étude de l'évolution du climat

Les glaciers de montagne ont une faible inertie de réponse aux changements climatiques et le retrait glaciaire est reconnu pour être un excellent témoin de l'augmentation globale de la température observée depuis le 19^{ème} siècle [e.g. IPCC, 2001, pp.127]. L'étude de l'évolution du bilan de masse nous instruit sur les fluctuations à court terme des variables météorologiques. L'évolution de la géométrie des glaciers (position des fronts), brouillée par la dynamique d'écoulement du glacier, nous renseigne sur les répercussions de la variabilité climatique sur plusieurs années [e.g. Kuhn, 1981]. Cependant, la reconstruction du climat à partir de l'extension des glaciers seuls n'est pas aisée [e.g. Oerlemans, 1989 ; Hastenrath, 1991, pp. 407-408]. En effet, la réponse du glacier au climat fait intervenir des processus imbriqués, couplés et la distinction des forçages météorologiques déterminants sur le bilan de masse final demande une quantification précise des processus d'accumulation et d'ablation. Ainsi, malgré le réchauffement climatique, les glaciers de Nouvelle-Zélande et de Norvège se trouvent dans une phase d'avancée, conséquente de l'important accroissement des conditions d'humidité locales et des précipitations [IPCC, 2001, pp.129].

Un important effort scientifique a donc été réalisé afin de comprendre la relation entre l'évolution des glaciers et la variabilité climatique [e.g. Kuhn, 1981 ; Oerlemans, 2001 ; Kaser et Osmaston, 2002]. L'analyse précise du bilan d'énergie de surface du glacier est une étape indispensable si l'on veut établir le lien physique entre le glacier et le climat. Ce calcul

est aussi une étape primordiale de l'analyse du fonctionnement hydrologique des bassins versants englacés et de l'évaluation de la ressource en eau glaciaire future. Au regard des prévisions d'évolution climatique pour le 21^{ème} siècle, cette connaissance est un enjeu scientifique important.

1.1.3. Influences humaines et incertitudes sur l'évolution future

Bien que la polémique reste intense dans le milieu scientifique, l'*IPCC* [2001, pp.10] souligne qu'il existe de plus en plus d'arguments suggérant que l'augmentation de la température du globe n'est pas seulement due à des causes naturelles. La concentration en gaz à effet de serre a augmenté de 31% depuis 1750 et les taux de CO₂ et de CH₄ actuels sont sans précédent au cours des 420 000 dernières années [*Petit et al.*, 1999] (probablement au cours des derniers 20 millions d'années pour le CO₂ [*IPCC*, 2001, pp.7]). Au 20^{ème} siècle, les ¾ environ des émissions de CO₂ étaient issus de la combustion des hydrocarbures fossiles dont la consommation est en constante augmentation. Ainsi, des premières analyses des 740 000 ans d'archives contenues dans la carotte de glace Antarctique EDC prélevée à Dôme C (75,06'S, 123°21'E, 3,233 m d'altitude), l'équipe *EPICA* [2004] conclut que sans l'activité humaine, un climat similaire au climat actuel pourrait s'étendre durant plusieurs millénaires, mais l'augmentation de la concentration en gaz à effet de serre rend cette hypothèse improbable. De nombreux arguments permettent de penser que le réchauffement des 50 dernières années s'accroîtra encore au 21^{ème} siècle (de 1.5°C à 4.5°C de 1990 à 2100 [*Jouzel et Lorius*, 1999], de 1.4 à 5.8°C selon l'*IPCC* [2001, pp.13]), et que sa rapidité sera probablement sans précédent au regard des derniers 10 000 ans écoulés [*Jouzel et Lorius*, 1999]. En raison de la complexité des processus mis en jeu, il est important de prévoir et de quantifier les conséquences d'une telle évolution sur la cryosphère. Dans quelle mesure les surfaces glaciaires des régions de montagne et les ressources en eau des bassins versants englacés seront-elles affectées ?

1.1.4. Un changement climatique sujet à polémique

En raison des répercussions politiques importantes, l'étude, la modélisation et la prévision climatique sont aujourd'hui, plus que jamais, sujettes à d'importantes polémiques. Citons pour exemple l'intense controverse suscitée par l'évolution des températures moyennes de la basse et moyenne troposphère depuis 1979 [*Christy et al.*, 2000 ; *Wentz et Schabel*, 1998 ; *Wielicki et al.*, 2002 ; *Chen et al.*, 2002 ; *Trenberth et al.*, 2002 ; *Lindzen et Giannitsis*, 2002 ; *Mears et al.*, 2003 ; *Vinnikov et Grody*, 2003 ; *Christy et Norris*, 2004 ; *Fu et al.*, 2004]. Le refroidissement de la basse et moyenne troposphère, qui est paradoxal avec les conclusions

alarmistes de réchauffement développées dans le rapport de l'*IPCC* [2001], a ainsi provoqué des échanges vigoureux et la remise en cause successive des conclusions d'études publiées. Aussi, *Hartmann* [2002] observe que les problèmes entrant en jeu dans la modélisation des circulations atmosphériques nous montrent à quel point nous connaissons peu les mécanismes responsables des variations du climat. Aujourd'hui, des recherches plus avancées sont nécessaires afin d'améliorer la capacité à détecter et comprendre le changement climatique et ses conséquences sur l'environnement. La présente étude constitue un effort supplémentaire afin de suivre le bilan d'énergie des glaciers du globe sur de longues périodes de temps, comme cela a déjà été réalisé par exemple dans la Sierra Nevada (manteau neigeux) [*Marks et Dozier*, 1992], en Antarctique [*Bintanja et al.*, 1997], dans les Alpes [e.g. *Oerlemans et Klok*, 2002 ; *Klok et Oerlemans*, 2002 ; *Vincent*, 2002 ; *Vincent et al.*, 2004], dans la zone tropicale externe [*Wagnon et al.*, 1999]. La présente étude concerne le glacier 15 de l'Antizana [*Hastenrath*, 1981, pp. 86], situé dans la zone tropicale interne [*Kaser et Osmaston*, 2002]. Les eaux de fonte des glaciers de l'Antizana sont collectées pour l'alimentation en eau potable de la ville de Quito (capitale de l'Equateur) et la production d'énergie hydro-électrique. Il était donc intéressant de compléter cette étude par une approche hydrologique afin d'estimer les répercussions d'une disparition progressive des glaciers à court ou à long terme. Enfin, les experts de l'*IPCC* soulignent le grave problème lié à la diminution du réseau d'observation hydrométéorologique et suggèrent qu'il faudrait inverser cette tendance. Les glaciers peuvent compléter judicieusement les enregistrements météorologiques car ils se trouvent généralement dans des zones d'altitude élevées où l'on trouve peu de stations météorologiques [e.g. *IPCC*, 2001, pp.128]. Pour répondre à cette demande, l'Observatoire de Recherche en Environnement (ORE) « Glacioclim » et l'étude du glacier Antizana trouvent tout leur sens. Les mesures météorologiques réalisées à l'aide de stations météorologiques automatiques (AWS en anglais) constituent une base de données importante.

1.2. Hydrologie glaciaire

1.2.1. Place de la neige et de la glace en hydrologie

De manière générale, l'hydrologie est une science pluridisciplinaire, qui concerne la compréhension et l'évaluation des mécanismes du cycle de l'eau [e.g. *Singh et Singh*, 2001, pp.1]. L'eau évaporée vers l'atmosphère précipite sous forme de neige ou de pluie. Très schématiquement, la part des précipitations continentales qui provient des océans vient compenser les eaux qui retournent vers les océans, dans un cycle qui se répète continuellement. L'eau à l'état solide joue un rôle important dans le cycle hydrologique. En

hiver, la couverture de neige et de glace recouvre environ 10% des océans ($15 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ [e.g. *Chapman et Walsh*, 1993]) et la moitié des surfaces terrestres de l'hémisphère nord [e.g. *Singh et Singh*, 2001, pp.14]. La majorité de cette couverture saisonnière disparaît en été, jouant un rôle fondamental sur les écoulements continentaux. Lorsque la neige hivernale ne disparaît pas d'une année sur l'autre, elle s'accumule et il peut y avoir formation d'un glacier, c'est-à-dire d'une importante masse de glace en mouvement sous l'effet de son poids. La plupart des glaciologues attribuent le terme de glace, par opposition à la neige, à l'eau solide en masse compacte, qui est ou a été imperméable à l'eau liquide [*Lliboutry*, 1964, pp.18]. 10% de la surface du globe est couverte en permanence par la glace (calottes et glaciers). L'hydrologue fait lui aussi cette distinction car la réponse hydrologique de ces deux milieux diffère grandement. Même si seulement 1% des glaces terrestres se trouve en dehors de l'Antarctique et du Groenland [*Zuo et Oerlemans*, 1997], les glaciers constituent une importante ressource en eau des bassins versants des basses et moyennes latitudes [e.g. *Ribstein et al.*, 1995 ; *Kaser et al.*, 2003 ; *Hock*, 2004]. Les caractéristiques des écoulements issus des bassins versants englacés sont particulières. Les précipitations sont stockées sous forme de glace et leurs apports à l'écoulement sont ainsi retardés [e.g. *Fountain et Tangborn*, 1985 ; *Kaser et al.*, 2003]. Par opposition au régime pluvial, le régime des bassins versants à fort taux d'englacement se caractérise par une anticorrélation entre débits et précipitations [e.g. *Braithwaite et Olesen*, 1988 ; *Wagnon*, 1999, pp.39]. Pour des bassins d'englacement moyen, les glaciers régulent alors le régime des cours d'eau en soutenant les débits pendant les périodes de pluviométrie déficitaire [e.g. *Fountain et Tagborn*, 1985 ; *Ribstein et al.*, 1995 ; *Kaser et al.*, 2003]. Hormis lors de phases marquées d'avancée des glaciers, le coefficient d'écoulement¹ augmente avec le pourcentage d'englacement [e.g. *Pouyaud et al.*, 2004]. Au pas de temps annuel, les apports glaciaires influent sur le coefficient d'écoulement, qui, lors de phases d'ablation intense, peut même dépasser la valeur de 1. Mal interprétées, les valeurs des coefficients d'écoulements de bassins versant glaciaires ont parfois conduit au surdimensionnement d'ouvrages de production hydro-électrique.

L'approche hydrologique des bassins versants glaciaires est comparable à celle réalisée dans le cas de bassins versants à régime pluvial. Il est indispensable d'établir la fonction de production et la fonction de transfert des écoulements. Cependant, il est préférable de traiter séparément les écoulements glaciaires des écoulements en provenance des zones non

¹ Rapport de la lame d'eau écoulée sur la précipitation

englacées car les processus de production s'opposent. Dans le présent document, notre attention sera principalement portée sur la zone englacée du bassin versant.

1.2.2. Modélisation hydrologique de fonte – Fonction de production

Les eaux de fonte nivale et glaciaire constituent un apport considérable pour la production d'énergie hydro-électrique, l'irrigation et l'alimentation en eau potable. C'est pourquoi, l'étude et la modélisation des processus de production d'eau de fonte nivale ou glaciaire ont reçu une attention importante aussi bien de la part des glaciologues que des hydrologues. Les modélisations statistiques de type degré-jour [e.g. *Braithwaite*, 1995 ; *Woo et Fitzharris*, 1992 ; *Johanneson et al.*, 1995 ; *Hock*, 1998] et les modèles physiques de bilan d'énergie [e.g. *Obled et Rosse*, 1975 ; *Male et Granger*, 1981 ; *Dozier*, 1987 ; *Marks et Dozier*, 1992 ; *Brun et al.*, 1992 ; *Greuell et Konzelmann*, 1994 ; *Bintanja et al.*, 1997 ; *Hock*, 1998 ; *Wagon*, 1999, *Arck et Sherer*, 2002 ; *Klok et Oerlemans*, 2002 ; *Pomeroy et al.*, 2003] constituent les principales options de modélisation de la production d'écoulements issus des glaciers [e.g. *Hock*, 2004].

La première tire son succès de la grande quantité de données de température disponibles à l'échelle du globe. Cette variable, facile à mesurer, est souvent la meilleure variable explicative de la fusion car elle est très bien corrélée à la plupart des flux d'énergie au pas de temps journalier [e.g. *Kuhn*, 1993]. Mais, le modèle de type « degré-jour », qui donne pourtant de bons résultats de modélisation, ne nous instruit pas sur les processus physiques rencontrés lors de la fonte. Comme le dit *Sicart* [2002, pp.209], « la température de l'air est en fait plus une conséquence qu'une cause ».

La seconde demande l'analyse complète de l'ensemble des flux à la surface du glacier et permet de distinguer les principaux puits et sources d'énergie. Cette méthode nécessite de plus nombreuses données dont la mesure est lourde à mettre en place. En revanche, le calcul du bilan d'énergie de surface permet d'estimer les processus d'ablation prépondérants et les principales variables météorologiques mises en jeu. Aujourd'hui, la plus grande disponibilité de modèles numériques de terrain et l'amélioration des techniques d'estimation spatiale d'albédo par photographie donne un intérêt supplémentaire aux modèles distribués de type « bilan d'énergie » [e.g. *Corripio*, 2003 & sous presse; *Corripio et Purves*, sous presse].

1.2.3. Fonction de transfert des écoulements glaciaires

Afin de reproduire les débits d'origine glaciaire, il faut aussi réaliser l'analyse des transferts de l'eau en surface et dans la masse du glacier [e.g. *Collins*, 1979 ; *Wagon et al.*, 1998]. Le système de drainage d'un glacier est complexe. La neige fraîche, le névé, sont assimilables à

des milieux poreux, au travers desquels l'eau circule par percolation [Colbeck, 1972]. Par contre, le drainage interne est assimilable à celui rencontré dans les milieux karstiques [Hock, 2004] (d'après [Ahlmann, 1935]). La répartition de ces systèmes de drainage évolue rapidement avec le temps selon l'apparition, la disparition, la transformation progressive en névé (appelé vieillissement ou névéification, [Lliboutry, 1964, pp.222]) de la neige [e.g. Hock, 1998, pp. 14]. Ces différents chemins de l'eau sont souvent modélisés séparément, en insérant des réservoirs de capacités de stockage très différentes. Bien que l'utilisation de concepts de réservoirs linéaires ne permettent pas de reproduire parfaitement les transferts réels, parfois fortement non linéaires (ex. : ruptures de poches d'eau), elle donne des résultats satisfaisants en pratique [e.g. Hock, 2004].

1.3. Spécificité de la zone tropicale

1.3.1. Rôle clé et limites climatiques de la zone tropicale dans le climat global

Les basses latitudes sont les régions de gain d'énergie du système atmosphère-lithosphère-hydrosphère [e.g. Hastenrath, 1991, pp.1]. Elles sont primordiales dans la circulation atmosphérique du globe. Selon Hastenrath [1991, pp.1], le fonctionnement du système climatique global ne peut être compris si nous ne sommes pas capables d'apprécier correctement les processus mis en jeu sous les tropiques. Les variations journalières particulièrement prononcées de l'insolation et de la couche limite atmosphérique induisent des circulations atmosphériques beaucoup plus vigoureuses que sous les autres latitudes. La circulation atmosphérique tropicale, à grande échelle, est dominée par les cellules méridionales de Hadley [Hastenrath, 1991, pp.114]. Pour les deux hémisphères, les portions descendantes de ces cellules et les situations anticycloniques subtropicales associées constituent une délimitation naturelle (météorologique) des tropiques en direction du pôle. Emanant des ceintures de haute pression subtropicales, les alizés de la basse troposphère convergent dans une bande dépressionnaire de température de surface élevée à proximité de l'équateur [Hastenrath, 1991, pp.3], et certains foyers convectifs intenses, tel que le bassin amazonien, restent actifs en quasi-permanence. Les conditions de nébulosité et de précipitations maximales de cette zone contrastent avec les faibles précipitations des régions de subsidence subtropicales [e.g. Hastenrath, 1991, pp.123]. Zone de transition entre ces deux extrêmes, la zone tropicale externe [Kaser, 1996], où le climat tropical humide alterne avec des conditions subtropicales arides selon les saisons, se distingue de la zone tropicale interne, qui connaît des conditions tropicales d'humidité élevée toute l'année.

1.3.2. Les glaciers des Andes tropicales, des indicateurs climatiques particulièrement intéressants

Entre les limites « astronomiques » du Tropique du Cancer (23°26'N) et du Tropique du Capricorne (23°26'S), on ne trouve aujourd'hui de glaciers qu'en 3 régions du monde : en Amérique Latine, principalement le long des Andes et sur certains hauts volcans du Mexique, en Afrique de l'Est et en Nouvelle-Guinée. L'attention des chercheurs du programme NGT (Neiges et Glaciers Tropicaux) puis de l'unité de recherche Great Ice de l'IRD s'est principalement axée sur les glaciers rencontrés dans la cordillère des Andes, en Bolivie, Pérou et Equateur, où se trouvent 95% des surfaces englacées de la zone tropicale [Kaser, 1996]. La position des fronts glaciaires évolue grandement entre la zone tropicale interne et la zone subtropicale : relativement basse au sein de la zone tropicale interne, leur altitude augmente progressivement avec la latitude [e.g. Schwerdtfeger, 1976, pp. 8 ; Kuhn, 1981 ; Hastenrath, 1991, pp. 401], et atteint un extremum au sein de la zone subtropicale où l'absence de glaciers au dessus de 6700 m démontre l'extrême aridité du climat [Vuille et Ammann, 1997 ; Vuille, 1999]. Sur cette tendance se superpose un important gradient zonal, en particulier dans la zone équatoriale où les flux d'Est de la basse et moyenne troposphère fournissent plus d'humidité sur les sommets à proximité de l'Amazonie. Ainsi, la position du front des glaciers, à 4800 m sur les flancs ouest du volcan Antizana [Hastenrath, 1981, pp.45], se situe à 4200 m sur le versant nord-Est du Volcan [Hastenrath, 1981, pp. 57]). De même, en Equateur, la ligne d'équilibre des glaciers est plus basse sur la Cordillère Orientale que sur la Cordillère Occidentale.

Les glaciers tropicaux sont considérés comme d'excellents indicateurs climatiques [Hastenrath, 1981, pp. 1 ; Hastenrath, 1991, pp. 399], extrêmement sensibles aux effets du réchauffement global [e.g. Hastenrath et Kruss, 1992], des événements de types El Niño [e.g. Kaser et al., 1990 ; Wagnon et al., 2001] aussi bien qu'aux variations du régime d'humidité [Mölg et al., 2003] et des précipitations [Francou et al., 2003]. Aussi, la disparition rapide des glaciers Andins suscite l'intérêt des chercheurs. Thompson [2000] rappelle que les glaciers de montagne constituent des archives uniques, en danger imminent de disparition si le réchauffement climatique persiste. De nombreux carottages Andins réalisés sous des latitudes et climats distincts (Quelccaya [e.g. Thompson et al., 1985], Huascarán [e.g. Thompson et al., 1995], Sajama [e.g. Thompson et al., 1998], Illimani [e.g. Ramirez et al., 2003 ; Hoffmann et al., 2003 ; Hoffmann, 2003], Chimborazo ou Coropuna) ont d'ores et déjà donné de nombreuses informations climatiques de haute résolution depuis le dernier maximum glaciaire

[e.g. *Thompson et al.*, 2000 ; *Ramirez et al.*, 2003]. Le signal isotopique enregistré, qui semble grandement contrôlé par la variabilité des précipitations sur le bassin amazonien [e.g. *Hoffmann et al.*, 2003] et les variations de l'ENSO (El Niño Southern Oscillation) [e.g. *Thompson et al.*, 1984], reste cependant encore d'interprétation délicate et de nombreuses questions restent ouvertes [e.g. *Thompson*, 2000 ; *Hoffmann et al.*, 2003]. Par ailleurs, l'analyse des processus d'ablation et leur mise en relation avec le climat a elle aussi apporté d'importants résultats dans les Andes tropicales, mais ces études concernent principalement la zone tropicale externe et plus particulièrement les glaciers du Zongo [e.g. *Ribstein et al.*, 1995, *Franco et al.*, 1995 ; *Wagnon et al.*, 1999, 2001 ; *Sicart et al.*, 2003], de Chacaltaya [*Ramirez et al.*, 2001 ; *Franco et al.*, 2003] et de l'Illimani [*Wagnon et al.*, 2003] (Cordillère Royale (16°S, 68° O), Bolivie). Le nombre d'études se réduit lorsqu'on se rapproche de l'Equateur. Dans les Andes Péruviennes, l'analyse des processus physiques d'ablation est en cours depuis 2004. Les études antérieures menées dans la région étaient basées sur des périodes trop courtes [*Hastenrath*, 1978 ; *Hastenrath et Ames*, 1995] ce qui limite leur interprétation. Dans les Andes d'Equateur, lorsque le programme NGT de l'IRD décide en 1994 de compléter son réseau de mesure des glaciers tropicaux en implantant un réseau de balises d'ablation sur le glacier 15 de l'Antizana (0°S, 78°O, Cordillère Orientale d'Equateur), les glaciers de la zone tropicale interne des Andes n'ont pratiquement jamais été étudiés précisément, et seul l'inventaire des glaciers d'Equateur réalisé par *Hastenrath* [1981] sert de référence.

1.3.3. Glaciers d'Equateur et ressource en eau

Les glaciers des basses latitudes, possèdent un régime hydrologique très différent de ceux des latitudes moyennes et hautes. Il n'existe pas de saison durant laquelle l'ablation et les écoulements liés à la fonte cessent totalement [e.g. *Kaser*, 1996]. Ainsi, en Cordillère Blanche les bassins fortement englacés sont ceux de moindre contraste saisonnier des écoulements [*Kaser et al.*, 2003]. De plus, la fonte plus intense des glaces lors des périodes de précipitations déficitaires, permet de diminuer le contraste interannuel des écoulements [*Ribstein et al.*, 1995]. C'est pourquoi, les eaux provenant des glaciers sont grandement utilisées pour l'irrigation, l'alimentation en eau potable et la production hydroélectrique. C'est le cas dans la vallée du Zongo près de La Paz (Bolivie) [e.g. *Caballero*, 2001] ou en Cordillère Blanche (Cañon del Pato - Callejon de Huaylas) [*Kaser et al.*, 2003 ; *Pouyaud et al.*, 2004]. C'est aussi le cas en Equateur, où d'importants projets de collecte des eaux des zones de haute altitude sont prévus (ex. : Proyecto Ríos Orientales : prévu pour l'alimentation

en eau potable de la ville de Quito et de la vallée inter-andine (débit moyen d'exploitation² de 20.45 m³ s⁻¹) et la production hydro-électrique (172 MW) [EMAAP-Q, pp.7]) venant compléter le réseau d'exploitation déjà existant (ex. Represa de La MICA (2.05 m³ s⁻¹ et 9.5 MW) [EMAAP-Q, 2002, pp.7]).

Ainsi, bien que les glaciers de la zone tropicale interne n'occupent qu'une superficie totale de 112,8 km², soit 4% des surfaces glaciaires tropicales [Kaser, 1999], leur étude est d'un grand intérêt économique et scientifique. Identifier les causes des variations du bilan de masse du glacier 15 et de l'accélération notable de sa fonte au cours des 20 dernières années intéresse particulièrement les gestionnaires et utilisateurs de l'eau en Equateur [Franco et al., 2000]. Au premier abord, pour Vuille et Bradley [2000], le retrait des glaciers tropicaux est en accord avec l'augmentation importante des températures de surface (0.10–0.11°C décade⁻¹ sur la période 1939 et 1998, avec une intensification de ce réchauffement au cours des 25 dernières années (0.32–0.34°C décade⁻¹ entre 1974 et 1998)). Cependant, ce constat ne peut suffire à résoudre la problématique complexe de la relation climat/glacier car un lien physique direct de cause à effet, entre température et ablation n'a jamais été mis clairement en évidence dans les Andes d'Equateur.

1.3.4. Glacier d'Equateur et variabilité climatique ENSO – Relation glacier-climat

Dans ses phases négatives extrêmes, l'ENSO a des conséquences parfois catastrophiques sur une grande partie des régions tropicales. En particulier, des précipitations extrêmes sont enregistrées sur les régions côtières du Pérou et d'Equateur [e.g. Rossel, 1997] accompagnées d'inondations et de glissements de terrain. Là sécheresse sévit en Australie et en Indonésie. Les températures élevées sur les côtes Equatoriennes et Péruviennes, induisent une pénurie de poissons, et la rupture de la chaîne écologique, à la base d'une forte mortalité des populations d'oiseaux. La pêche, la récolte du guano sur les côtes péruviennes et l'agriculture connaissent de grandes difficultés. Ainsi, d'après Gastambide [2000] les conséquences désastreuses en Equateur de l'événement El Niño de 1997-98 seraient l'une des causes de la crise économique qui frappa le pays par la suite. Plus de 75% des 6 milliards d'individus de la planète vivent entre les latitudes 30°N et 30°S et sont directement affectés par les variations du climat tropical [e.g. Thompson, 2000] et la plupart des pays de cette zone font partie des pays émergents. Les événements de type El Niño se sont faits plus fréquents et plus intenses

²débit minimum d'exploitation de 17 m³/s (mobilisable 95% du temps). Sans barrages le projet pourra fournir 8.18 m³ s⁻¹.

depuis le milieu des années 70 comparativement aux 100 ans précédents [IPCC, 2001, pp. 5], mais l'évolution future de la fréquence et de l'amplitude des événements de type El Niño reste mal connue. Mieux comprendre la dynamique climatique tropicale, les causes et l'impact des événements de type El Niño est une question scientifique cruciale pour un pays comme l'Equateur. La fin du siècle a été marquée par des événements extrêmement vigoureux (1982-83 et 1997-98) ou longs (1990-95) [Trenberth et Hoar, 1996; Fedorov et Philander, 2000], dont l'occurrence fut synchrone avec les phases de retrait du glacier 15 de l'Antizana [Francou et al., 2000]. De par sa proximité avec la source Pacifique de la variabilité climatique ENSO et en raison de sa grande réactivité, le glacier 15 de l'Antizana est un site particulièrement intéressant pour l'étude de l'ENSO. Les variations de son bilan de masse, intégrateur du forçage climatique, peuvent révéler d'importantes informations sur l'influence des circulations atmosphériques à grande échelle et sur l'impact de l'ENSO dans la variabilité de la fonte [Francou et al., 2003]. Comprendre la relation glacier-climat en Equateur est donc fondamental.

1.4. Objectif et structure de l'étude

Cette thèse concerne le glacier 15 de l'Antizana (0°S, 78°O, Cordillère Orientale d'Equateur). Il s'agit d'une contribution supplémentaire à l'étude de la relation glacier-climat à l'échelle du globe, et plus précisément dans les Andes tropicales. Une étude similaire a déjà été grandement développée sur le glacier du Zongo en Bolivie, où une importante base technique et théorique a été élaborée, validée [Wagnon, 1999 ; Sicart, 2002], et dont la présente étude s'est fortement inspirée. Nous analysons d'abord les processus de fonte en un point et mettons en évidence les principales causes de la fonte, ce qui permet de mieux comprendre le lien entre les bilans de masse et la dynamique climatique locale et régionale. Puis, afin de juger au mieux du fonctionnement hydrologique du bassin versant et de l'importance du glacier dans la ressource en eau en Equateur, nous réalisons étude couplée des approches hydrologique (à partir des débits et des précipitations), glaciologique (à partir du bilan de masse du glacier) et du bilan d'énergie de surface du glacier.

Le chapitre 2 rend compte des matériels installés sur le bassin versant, de la base de données constituée et de la qualité des données utilisées. Nous vérifierons dans quelle mesure les hypothèses appliquées sur le glacier du Zongo restent valables dans le cas du glacier 15 de l'Antizana. Lorsque les hypothèses de calcul sont différentes, nous en tenons compte dans le calcul du bilan d'énergie final.

Dans le Chapitre 3, nous montrons le rôle clé de la zone tropicale dans la dynamique climatique globale, puis analysons les conditions climatiques locales. Les mesures de terrain sont complétées par l'étude des réanalyses-1 (NCEP-NCAR) et d'OLR (NOAA) pour la zone d'étude et confrontées aux connaissances déjà rapportées dans la littérature.

Dans le chapitre 4, nous abordons l'étude des processus d'ablation du glacier. Cette étude passe par l'analyse du bilan d'énergie de surface. Nous analysons les principaux termes (flux) du bilan d'énergie de surface et faisons ressortir les hypothèses et les corrections appliquées lors de nos calculs. En raison du rôle prépondérant du rayonnement solaire sous les tropiques et de l'influence de la pente sur l'ablation de l'ensemble du glacier, nous analysons précisément les flux radiatifs en surface. De plus, de par l'occurrence de vent catabatique sur les glaciers, nous contrôlons que les hypothèses de la théorie des similitudes de Monin-Obukhov sont bien vérifiées. Pour ce faire, une étude spécifique des profils de vents, de température et d'humidité est menée afin de caractériser précisément la structure de la couche limite de surface. Cette étude se justifie grandement car, l'une des surprises de l'étude du bilan d'énergie de surface en Equateur est la mise en évidence de l'occurrence d'une sublimation importante en raison du vent soutenu (au delà de 10 m s^{-1} en valeurs journalières) qui souffle au cours de l'été boréal. Après avoir évalué l'incertitude réalisée sur les flux de surface, nous établissons le bilan de surface au cours du cycle 2002-03 et analysons les variables principales qui entrent en jeu dans le processus d'ablation. Nous montrons le rôle clé joué par les précipitations solides, et indirectement par la température, dans le processus d'ablation du glacier.

Afin d'évaluer la ressource en eau disponible représentée par le glacier 15, nous réalisons l'étude hydrologique du bassin versant dans le Chapitre 5. Une analyse comparative d'approches hydrologique, glaciologique et du bilan d'énergie de surface distribué à l'échelle du glacier, met en évidence l'existence de fuite vers l'extérieur du bassin versant. A l'aide de traçages des écoulements avec de la saumure, nous étudions les écoulements en aval du front du glacier et recherchons la zone à l'origine de la fuite d'écoulements vers l'extérieur du bassin versant. La spatialisation du bilan d'énergie permet, entre autre, de vérifier qu'une part importante des débits de fonte ne transite pas à l'exutoire du bassin versant et que les fuites se produisent vraisemblablement sous le glacier. L'originalité de l'étape de spatialisation du bilan d'énergie de surface vient de l'utilisation de photographies terrestres afin d'estimer les valeurs d'albédo à l'échelle du glacier. L'albédo étant central dans les processus de l'ablation sous les tropiques, cette modélisation distribuée de fonte est un outil important de l'analyse des processus de d'ablation à l'échelle du glacier.

Enfin, la signification de l'ablation du glacier est analysée sur de plus grandes échelles spatiales et temporelles (Chapitre 6). Tout d'abord, nous tentons de comprendre le lien entre l'ablation et la dynamique climatique régionale et de grande échelle. Nous montrons de nouveau le rôle central joué par la variabilité des températures et les cumuls de neige précipités à la surface du glacier dans celle de l'ablation. Enfin, les cas du Glacier du Zongo (en Bolivie) et du Glacier 15 de l'Antizana sont comparés. Nous montrons que ces glaciers ont une réponse comparable aux événements de type El Niño, bien que l'origine de la relation avec l'ENSO soit différente.

Plusieurs chapitres ont donné lieu à des publications scientifiques. Les parties importantes des articles [Favier *et al.*, 2004a & b] et [Franco *et al.*, 2004] figurent au fil de la lecture. Les articles complets n'ont pas été insérés tels qu'ils ont été publiés afin de limiter les répétitions et d'alléger la lecture du document.

Chapitre 2 : Bassin versant et équipements

2.1. Position géographique – Le Glacier 15 de l'Antizana

Les Andes d'Equateur (Figure 2.1) sont comprimées dans une fine bande entre le bouclier Brésilien et la plaque Pacifique [Hastenrath, 1981, pp. 6]. Trois régions physiographiques principales se distinguent sur les zones continentales d'Equateur : les plaines côtières à l'ouest (La Costa), la région montagneuse Andine (La Sierra) et la descente vers les basses terres d'Amazonie à l'Est (El Oriente). La Sierra est elle-même divisée en trois zones parallèles d'orientation méridionale : la Cordillère Occidentale, la dépression inter-Andine et la Cordillère Orientale [Hastenrath, 1981, pp. 6]. Le long de ces deux Cordillères se distinguent ponctuellement d'imposants massifs ; « leurs cimes se perdent dans les nues, et presque toutes sont couvertes de masses énormes d'une neige aussi ancienne que le monde. De plusieurs de ces sommets, en partie écroulés, on voit sortir encore des tourbillons de fumée et de flamme au sein même de la glace » [De La Condamine, 1751]. Les principaux ensembles glaciaires recouvrent les pentes de volcans, actifs pour la plupart, qui s'alignent principalement le long de grandes lignes de failles situées dans l'axe des deux Cordillères [Hastenrath, 1981, pp. 7]. En l'absence de ces volcans, l'altitude trop faible de ces deux Cordillères ne permettrait pas aux glaciers de persister. La combinaison des glaciers et du volcanisme est la cause d'importants risques glaciaires. Le sinistre de 1739 dont fut témoin *La Condamine* suite à l'éruption du Cotopaxi (5897 m) est un exemple célèbre de l'activité de ces volcans et des terribles catastrophes occasionnées en Equateur par les lahars, qui sont la conséquence de la fonte soudaine des glaces [Trystram, 1979, pp.164]. Pourtant, malgré les risques, les populations indigènes se sont installées sur les flancs des volcans englacés, qu'ils vénèrent pour l'eau « providentielle » qu'ils apportent aux cultures. Le plus grand d'entre eux est le «Taita » (père) Chimborazo qui culmine à 6268 m.

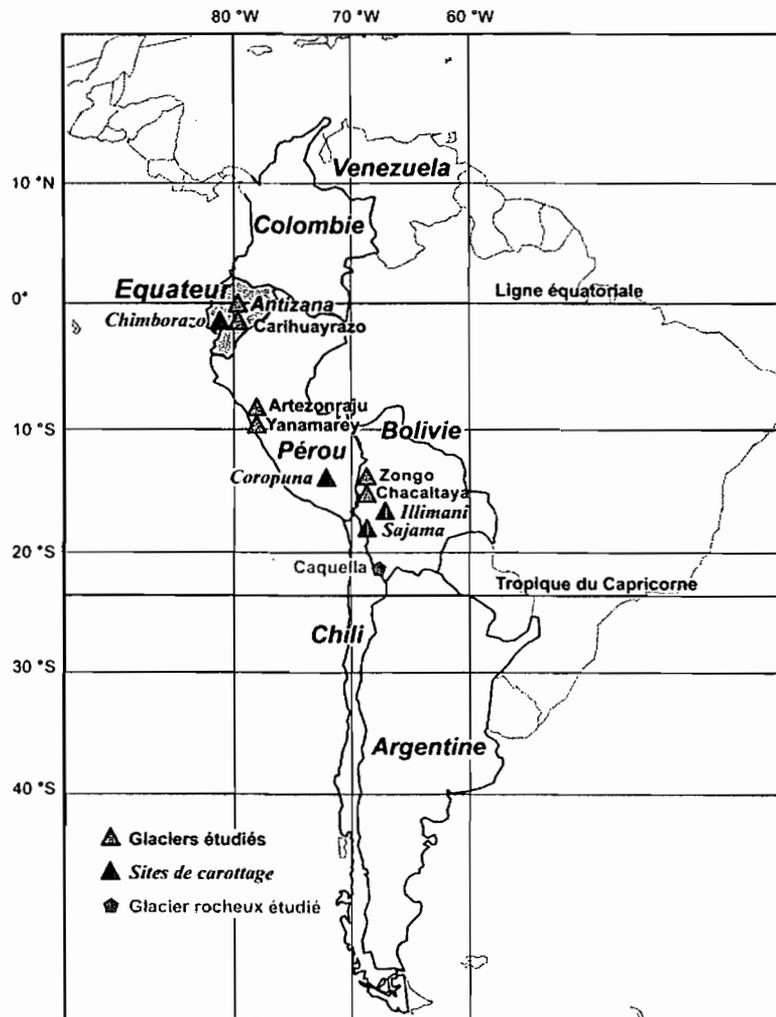


Figure 2.1 : Position géographique des glaciers étudiés et localisation des sites de carottage profond réalisés par l'unité de Recherche Great-Ice de l'IRD.

A 40 kilomètres à l'Est de Quito (capitale de l'Equateur) se trouve l'un des principaux massifs volcaniques de la Cordillère Orientale d'Equateur (Figure 2.2) : l'Antizana ($0^{\circ}28'S$, $78^{\circ}09'W$). Le sommet principal du massif, qui culmine à 5760 m, est le quatrième plus haut sommet d'Equateur. Sur les pentes du volcan, où il n'est pas rare de sentir une forte odeur de soufre attestant de son activité, Hastenrath [1981, pp. 86] dénombre dix-sept ensembles glaciaires. L'Antizana est soumis aux flux d'air provenant de l'Amazonie qu'il surplombe [Francou et al., 2000], c'est pourquoi, les glaces sont présentes à de plus basses altitudes sur les flancs orientés vers l'Amazonie où les apports d'humidité sont plus importants [Hastenrath, 1981, pp. 53]. En raison de la forme globalement conique de la montagne, les zones frontières entre les glaciers sont parfois difficiles à établir. Le glacier 15 (0.71 km^2) fut choisi pour la lecture relativement aisée de ses limites. Constitué de deux langues accolées d'orientation similaire (glaciers 15α et 15β (Figure 2.2 et Figure 2.3)), le glacier 15 s'écoule de 5760 m à 4840 m sur le versant nord-ouest du volcan Antizana.

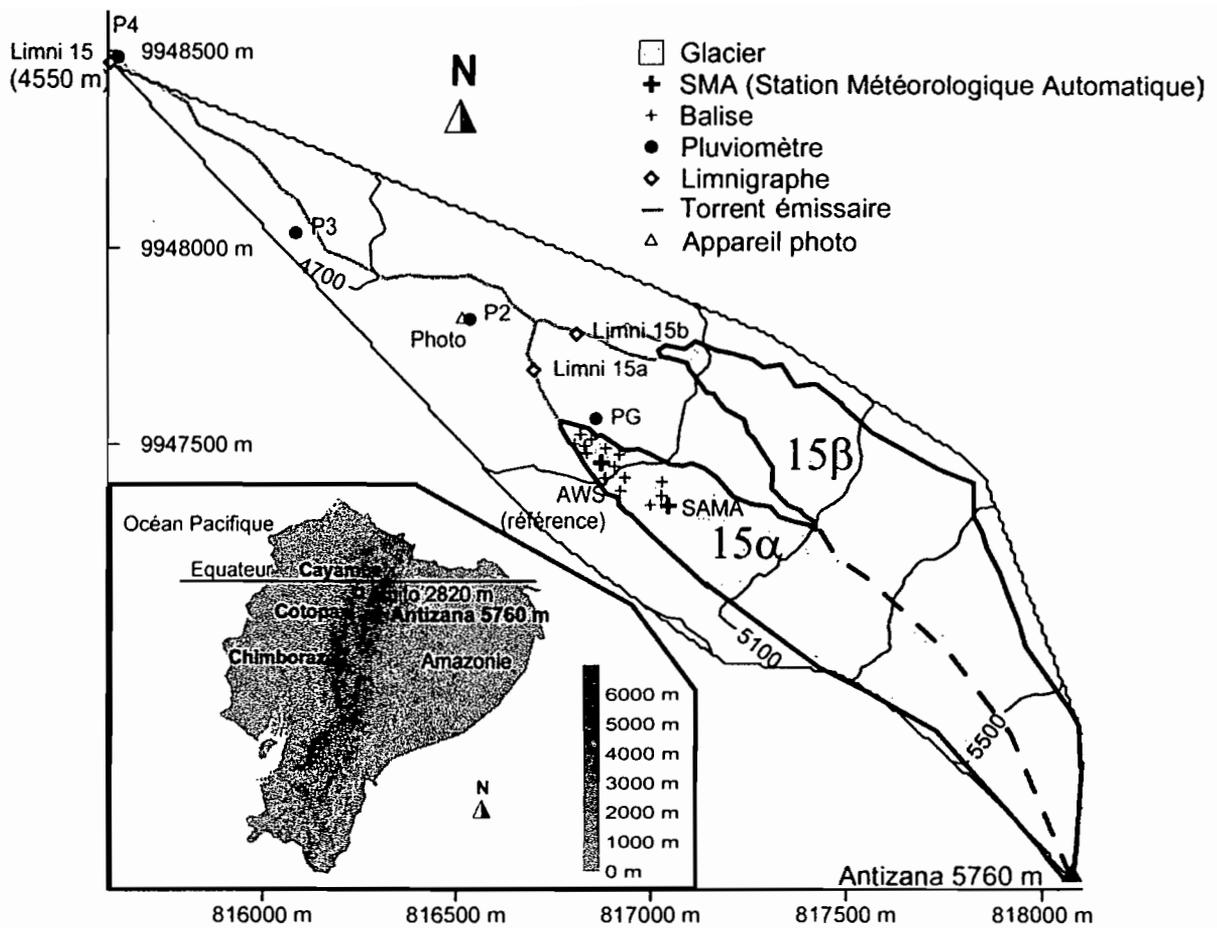


Figure 2.2 : Position géographique de l'Antizana et équipements installés sur le bassin versant étudié. Le volcan Antizana est localisé sur la carte de l'Equateur (en bas à gauche). La projection est réalisée sur la zone UTM 17.



Figure 2.3 : Photographie des langues glaciaires 15α et 15β.

2.2. Equipements installés sur le bassin versant

Les recherches effectuées par le programme NGT de l'IRD sur le site de l'Antizana ont débuté en juin 1994 avec l'installation d'un réseau de balises d'ablation et de pluviomètres totalisateurs. Le suivi hydrologique du bassin versant est initié en décembre 1995 [Fournier, 1996] avec la construction d'une station hydrologique (Limni 15) à 4550 m d'altitude. Un limnigraphe y enregistre les variations de hauteur d'eau dans un bief aménagé, qui récolte les écoulements de surface rencontrés en aval de la moraine frontale (moraine datant des années cinquante environ [Francou et al., 2004])). Au niveau de cet exutoire, le bassin versant, qui couvre une surface de 1.37 km², est glaciaire à 52%. En septembre 1997, une station météorologique automatique fixe (appelée AWS = Automatic Weather Station) équipée de capteurs de la marque Campbell (Royaume-Uni) est installée sur le glacier 15 α , à une altitude de 5100 m [Bontron et al., 1999, pp. 77]. Deux avalanches successives emporteront l'AWS en septembre 1997 puis juillet 1998, et très peu de mesures de qualité seront obtenues avant l'implantation de la station plus en aval. Depuis septembre 1998, l'AWS, réinstallée à 4890 m (environ) dans la partie basse de la zone d'ablation du glacier 15 α , permet de calculer le bilan d'énergie de surface du glacier. En février 2000, une seconde station météorologique automatique mobile (appelée la SAMA) est, dans un premier temps, installée à proximité de l'AWS, pour en critiquer les mesures. Plus tard, la SAMA sera déplacée sur le Glacier 15 afin de spatialiser les données de l'AWS.

Depuis août 1999, un réseau de pluviographes vient compléter le réseau de pluviomètres installés en 1994 autour du volcan. A chaque pluviographe est associé un dispositif de collecte d'échantillons des eaux précipitées en vue d'analyses isotopiques.

En 2001, les différences entre débits modélisés et mesurés renforcent nos doutes sur le cheminement des écoulements entre le front des glaciers et la station hydrologique Limni 15. Ceci laisse supposer l'existence de pertes par infiltration lors du cheminement des eaux au travers de la moraine frontale [Favier, 2001, pp.54]. C'est pourquoi, deux nouvelles stations hydrologiques provisoires sont construites en avril/mai 2002, afin de contrôler, en amont de la moraine, le débit des écoulements de surface en provenance directe des fronts des langues glaciaires 15 α (limnigraphe : Limni 15a) et 15 β (limnigraphe : Limni 15b).

Le 18 février 2003, un appareil photographique est installé à 4785 m d'altitude sur la moraine frontale. Le dispositif permet de réaliser des clichés automatiques des langues 15 α et 15 β . Les photographies réalisées sont complétées par des clichés manuels.

Enfin, en d'avril 2002 un mât de 5 m est installé à proximité de l'AWS, sur lequel 7 anémomètres permettent la mesure du profil de vitesse du vent. En revanche, les profils de température et d'humidité ne sont pas mesurés sur le mât : nous nous intéressons seulement au profil de température pour le premier mètre de l'atmosphère que nous étudions à l'aide d'un « peigne de températures » (6 mesures de température). Ces données nous permettent de réaliser une étude initiale de l'état de la couche limite de surface. Les résultats encourageants de cette étude conduisent à la mise en place, en avril 2004, d'un nouveau mât de 5 m plus adapté à une l'étude précise de la couche de surface. Ce nouveau mât est équipé d'anémomètres et d'hygro-thermomètres ventilés échelonnés sur 8 niveaux.

Le travail de terrain a constitué une part non négligeable de ce travail de thèse. Aux mesures de routine, qui exigent des visites fréquentes des installations (tous les 15 jours environ), se sont ajoutées des mesures complémentaires lourdes. Lors de chaque mission, le travail réalisé a demandé la présence de 2 à 3 personnes sur le terrain. L'ensemble de ces données n'aurait pu être obtenu sans le personnel IRD affecté à Quito (chercheurs, technicien, coopérants, stagiaires) et le partenariat étroit entretenu par l'UR Great Ice avec « el Insituto de NAcional de Meteorología e Hidrología del Ecuador » (INAMHI) et avec « la Empresa de Municipal de Alcantarillado y de Agua Potable de Quito » (EMAAP-Q). Cette coopération entre dans le cadre de la formation d'une équipe locale, destinée à assurer la continuité de mesures pérennes lorsque l'équipe française sera amenée à se retirer.

L'ensemble des stations de mesures, les spécificités des capteurs, les incertitudes de mesure et la base de données constituée sont décrites dans la suite de ce chapitre.

2.3. Mesures météorologiques

2.3.1. Station de référence ou AWS

L'AWS est la station de référence. En vue de comparaisons, les équipements de la station ont toujours été conformes à ceux de la station de référence installée en Bolivie, sur le glacier du Zongo, où deux générations de stations, ou plus précisément de capteurs, ont été installées. Les mises à jour de l'AWS ont toujours été réalisées avec le décalage nécessaire à la validation des nouvelles spécificités sur la station du Glacier du Zongo.

Les études ont débuté à partir de stations équipées de psychromètres ventilés (humidité, température) de pyranomètres (rayonnements de courtes longueurs d'onde et albédo), d'un radiomètre (bilan radiatif net toutes longueurs d'onde), d'une sonde à ultrasons (niveau de la surface). L'AWS de première génération (Tableau 2.1) a été tout d'abord installée à 5103 m

d'altitude, mais la position trop élevée de la station rend les mesures peu représentatives de la zone d'ablation (la ligne d'équilibre moyenne se trouve à une altitude de 5030 m environ [Cáceres *et al.*, 2003, Chapitre 2, pp.24]). De plus, la station est détruite deux fois par des avalanches provenant d'un petit « couloir » en amont. Elle est donc déplacée le 3 septembre 1998 et implantée plus en aval, à 4870 m d'altitude environ (Tableau 2.2). Tous les ans, la station est réinstallée une dizaine de mètres plus haut afin de compenser la dénivelée perdue au cours de l'année en raison de l'écoulement du glacier. L'AWS est donc restée approximativement à une altitude de 4870 m jusqu'au 14 octobre 2001. Le 14 mars 2002, elle est installée légèrement plus haut, à 4890 m (Tableau 2.2). L'AWS est placée à proximité de l'axe central du glacier sur une surface plane et horizontale. A cet emplacement, la station est représentative de l'état de surface de la moitié basse de la zone d'ablation. Le glacier est de petite taille et la fusion au niveau de la station est un bon indicateur des conditions de fonte de l'ensemble de la zone d'ablation.

Tableau 2.1 : Liste et caractéristiques des capteurs de l'AWS (station de référence installée à environ 4870 m d'altitude sur le glacier 15α) du 18 novembre 1997 au 18 décembre 2001.

Variable ¹	Type de capteur	Hauteur de mesure ² , cm	Précision des mesures ³
Température de l'air, °C	Thermocouple Cu-Cst ⁴ , ventilé ⁵	30 et 180	±0.3°C
Humidité spécifique, hPa	Psychromètre, ventilé ⁵	30 et 180	±0.3 hPa ⁶
Vitesse du vent, m s ⁻¹	Young 05103	30 et 180	±1.5 %
Direction du vent, degré	Young 05103	30 et 180	±3 degrés
Rayonnement incident de courtes longueurs d'onde, W m ⁻²	Skye SP1100, 0.35<λ<1.1 μm	85	±3 %
Rayonnement réfléchi de courtes longueurs d'onde, W m ⁻²	Skye SP1100, 0.35<λ<1.1 μm	85	±3 %
Rayonnement net toutes longueurs d'onde, W m ⁻²	Campbell Q-7, 0.25<λ<60 μm	85	De ±3 % à ±10% ⁷
Niveau de la surface de neige/glace	Sonde SR 50 à ultrasons ⁸	Environ 150	± 1cm

¹Les données enregistrées sont les moyennes demi-heuraires de mesures réalisées toutes les 15 secondes, à l'exception de la vitesse et de la direction du vent (une mesure toutes les 30 minutes).

²Ces hauteurs sont variables mais connues avec une précision de l'ordre de ± 5 cm à l'aide de mesures directes tous les 10 jours environ.

³D'après le constructeur.

⁴Cu-Cst est le symbole pour Cuivre et Constantan.

⁵Afin de limiter les erreurs de mesure conséquentes de l'important rayonnement sur les capteurs, les psychromètres sont protégés à l'aide de dispositifs spéciaux et ventilés artificiellement.

⁶D'après [Wagnon, 1999, pp.13].

⁷selon l'horizontalité du capteur [Wagnon, 1999, pp.13]

⁸installée le 3 septembre 1998. Tombe en panne en février 1999. réinstallée le 31 août 1999. tombe de nouveau en panne le 30 novembre 2000.

La station météorologique effectue une mesure toutes les 15 secondes et enregistre la moyenne toutes les 30 minutes. Seule la direction du vent échappe à la règle, une mesure unique et un enregistrement étant réalisés toutes les 30 minutes. Des visites de routine sont réalisées tous les 10 jours environ pour vérifier le bon fonctionnement de la station. Toute l'année, le soleil atteint la station à 8h00 environ le matin et la station repasse à l'ombre à 18h00 environ le soir. Sur le site de mesure, les principaux reliefs se trouvent entre le NE et le SE formant un masque de 5%.

Tableau 2.2 : Position altitudinale de l'AWS et principales interventions réalisées.

Date	Observation	Position altitudinale
18/11/1997	Première installation (première génération)	5103 m
09/07/98	arrêt – destruction par une avalanche	
03/09/1998	Réinstallation	4873 m
26/01/2000	Mesure de la position	4865 m
02/03/2000	La station est déplacée	4882 m
15/01/2001	Mesure de la position	4871 m
18/10/2001	Déplacement de la station	4890 m
18/12/2001	Désinstallation de la l'AWS et changement des capteurs de mesures	
14/03/2002	Réinstallation de l'AWS (deuxième génération)	4890 m
28/05/2003	Déplacement de la station	4890 m

En Bolivie, en s'appuyant sur des études bibliographiques des observations de terrains, les capteurs de première génération avaient été jugés trop imprécis pour des analyses fines. Ils avaient donc été remplacés par des équipements de plus grande précision [Sicart, 2002]. Les principaux changements effectués concernent les mesures de température et d'humidité (installation de capteurs Vaisala HMP-45 ventilés) et l'insertion de mesures directes de rayonnements de grandes longueurs d'onde incident et en provenance du sol (Pyrgéomètres Kipp&Zonen CG3). Le 14 mars 2002, à 4890 m d'altitude, les premières mesures de l'AWS de seconde génération (Figure 2.4, Tableau 2.3) sont enregistrées sur le glacier.

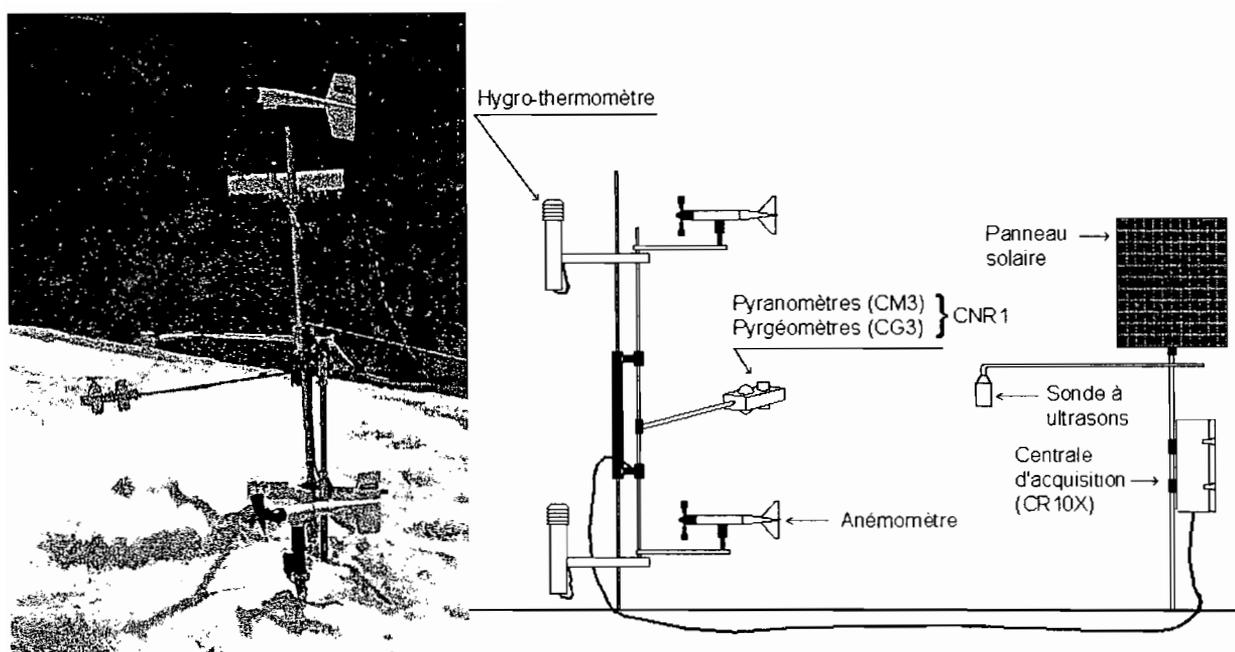


Figure 2.4 : Photographie et schéma de la station météorologique de référence (AWS) de deuxième génération, installée à 4890 m d'altitude (dessin de J.P.Chazarin).

Tableau 2.3 : Liste et caractéristiques des capteurs de l'AWS (station de référence installée à 4890 m d'altitude sur le glacier 15 α) après le 14 mars 2002.

Variable ¹	Type de capteur	Hauteur de mesure ² , cm	Précision des mesures ³
Température de l'air, °C	Vaisala HMP 45, ventilé ⁴	30 et 180	±0.2°C
Humidité relative, %	Vaisala HMP 45, ventilé ⁴	30 et 180	±2 % (0<Rh<90%) ±3% de (90<Rh<100%)
Vitesse du vent, m s ⁻¹	Young 05103	30 et 180	±1.5 %
Direction du vent, degré	Young 05103	30 et 180	±3 degrés
Rayonnement incident de courtes longueurs d'onde, W m ⁻²	Kipp&Zonen CM3, 0.305< λ <2.8 μ m	85	Entre ±2 et ±5 % ⁵
Rayonnement réfléchi de courtes longueurs d'onde, W m ⁻²	Kipp&Zonen CM3, 0.305< λ <2.8 μ m	85	Entre ±2 et ±5 % ⁵
Rayonnement incident de grandes longueurs d'onde, W m ⁻²	Kipp&Zonen CG3, 5< λ <50 μ m	85	±3 %
Rayonnement de grande longueurs d'onde en provenance de la surface, W m ⁻²	Kipp&Zonen CG3, 5< λ <50 μ m	85	±3 %
Niveau de la surface de neige/glace	Sonde SR 50 à ultrasons ⁶	Environ 150	± 1cm

¹Les données enregistrées sont les moyennes demi-horaires de mesures réalisées toutes les 15 secondes, à l'exception de la vitesse et de la direction du vent (une mesure toutes les 30 minutes).

²Ces hauteurs sont variables mais connues avec une précision de l'ordre de ± 5 cm à l'aide de mesures directes tous les 10 jours environ.

³D'après le constructeur.

⁴Afin de limiter les erreurs de mesure conséquentes de l'important rayonnement sur les capteurs, les hygro-thermomètres Vaisala sont protégés à l'aide de dispositifs spéciaux et ventilés artificiellement.

⁵précision attendue pour des cumuls journaliers : ±10%.

⁶Réinstallée le 9 juillet 2003

2.3.2. Station météorologique mobile : la SAMA

L'objectif, lors de l'installation de la SAMA (Figure 2.5), était de réaliser une base de données permettant de confronter les mesures de la station de référence et de spatialiser le calcul du bilan d'énergie. La station devait être mobile et légère de manière à la placer successivement à côté de l'AWS, ou plus à l'amont. Parmi les enregistrements de la SAMA, les données de température et d'humidité sont d'un grand intérêt en terme de spatialisation du bilan d'énergie. Comme pour l'AWS, deux générations de capteurs ont été utilisées et l'utilisation de psychromètres avant le 28 février 2002 limite les possibilités d'utilisation des enregistrements d'humidité. Par contre, les données ultérieures sont de meilleure qualité et nous intéressent plus particulièrement. Le Tableau 2.4 rend compte des caractéristiques des capteurs de la SAMA de deuxième génération installée le 28 février 2002. Le Tableau 2.5 rend compte des divers emplacements de la SAMA au cours du temps.

Tableau 2.4 : Liste des capteurs de la SAMA (station mobile) et de leurs spécificités à partir du 28 février 2002.

Variable ¹	Type de capteur	Hauteur de mesure ² , cm	Précision des mesures d'après le constructeur
Température de l'air, °C	Vaisala HMP 45, ventilé ³	160	±0.2°C
Humidité relative, %	Vaisala HMP 45, ventilé ³	160	±2 % (0<Rh<90%) ±3 % (90<Rh<100%)
Vitesse du vent, m s ⁻¹	Young 05103	210	±1.5 %
Direction du vent, degré	Young 05103	210	±3 degrés
Rayonnement incident de courtes longueurs d'onde, W m ⁻²	Kipp&Zonen SP-Lite, 0.4<λ<1.1μm ⁴	85	±5 %
Rayonnement réfléchi de courtes longueurs d'onde, W m ⁻²	Kipp&Zonen SP-Lite, 0.4<λ<1.1μm ⁴	85	±5 %
Rayonnement net toutes longueurs d'onde, W m ⁻²	Kipp&Zonen NR-Lite, 0.2<λ<100μm	85	< 30 W m ⁻²

¹Les données enregistrées sont les moyennes demi-horaires de mesures réalisées toutes les 15 secondes, à l'exception de la vitesse et de la direction du vent (une mesure unique toutes les 30 minutes).

²Ces hauteurs sont variables mais connues avec une précision raisonnable (± 5 cm) à l'aide de mesures directes tous les 10 jours environ.

³Afin de limiter les erreurs de mesure conséquentes de l'important rayonnement sur les capteurs, les hygro-thermomètres Vaisala sont protégés à l'aide de dispositifs spéciaux et ventilés artificiellement. Avant le 28 février 2002, la station était équipée de psychromètres ventilés.

⁴Avant le 28 février 2002, la station était équipée de pyranomètres de type Skye SP1100 (0.35<λ<1.1μm).

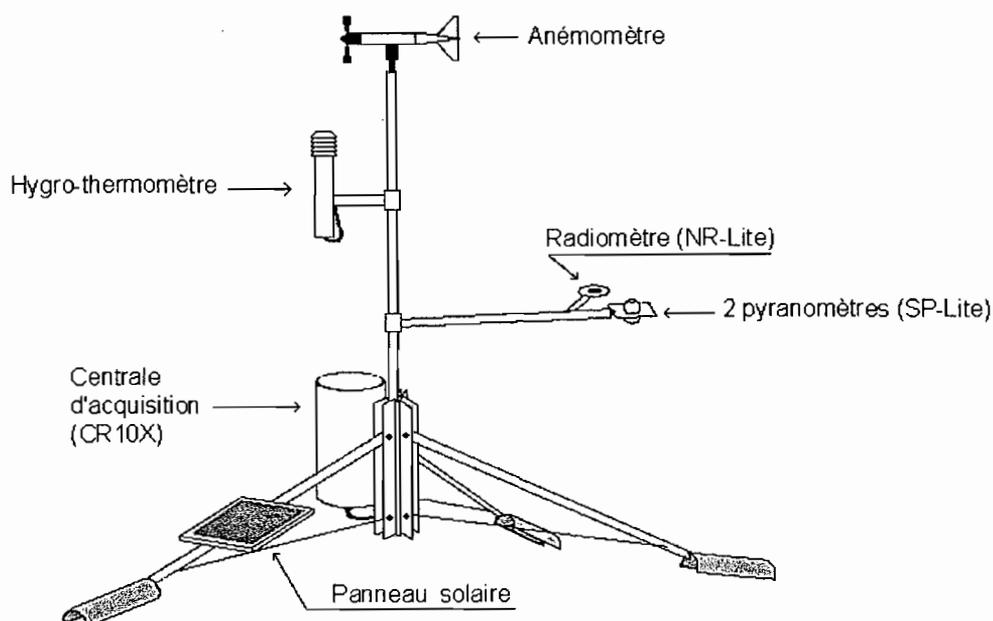


Figure 2.5 : Schéma de la station météorologique mobile (SAMA).

Tableau 2.5: Emplacements de la SAMA au cours du temps en surface du glacier 15 α .

Date	Observation	Position altitudinale
17 février 2000	Installation de la SAMA (première génération)	4900 m
4 avril 2000	Désinstallation et réparation à Quito en raison d'une grave panne	
27 avril 2000	Réinstallation de la SAMA	4900 m
7 octobre 2000	Désinstallation et transport de la station au sommet du Chimborazo (Carottage profond)	
4 janvier 2001	Réinstallation de la station	4980 m
31 octobre 2001	Désinstallation de la SAMA afin d'y installer les capteurs de deuxième génération	
28 février 2002	Installation de la SAMA de deuxième génération pour comparaisons avec l'AWS	4890 m
10 mai 2002	Implantation en amont de l'AWS en vue de spatialisation du bilan d'énergie de surface	4950 m
14 avril 2004	Déplacement de la SAMA	5000 m
20 avril 2004	Déplacement de la SAMA	4900 m

Les enregistrements réalisés à proximité de l'AWS entre le 28 février 2002 et le 10 mai 2002 permettent de comparer les capteurs des deux stations, et le cas échéant, de combler certaines lacunes de l'AWS. Ces mesures à proximité sont indispensables si nous voulons ensuite étudier l'évolution spatiale des variables météorologiques et du bilan d'énergie de surface.

2.3.3. Qualité des données utilisées pour cette étude

Les mesures météorologiques sont particulièrement difficiles à réaliser sur le site du Glacier 15 de l'Antizana. L'humidité élevée et les situations de gel/dégel quotidiennes abîment l'électronique des stations. L'ablation de la glace et l'écoulement du glacier déplacent la station et inclinent les capteurs. Les chutes de neige recouvrent les panneaux solaires et empêchent la recharge des batteries d'alimentation des centrales d'acquisition. Souvent, la neige recouvre aussi les capteurs et perturbe les mesures. Les avalanches et le vent très violent (plus particulièrement de Juin à Septembre) peuvent détruire certains éléments voire l'ensemble de la station. Le givre formé sur les capteurs perturbe les mesures. En particulier, le givre bloque les dispositifs de ventilation des hygro-thermomètres. Les stations ont connu de nombreuses pannes et des périodes continues de mesures n'ont été obtenues qu'au prix de visites régulières (tous les 10 jours environ). Les périodes au cours desquelles les mesures étaient suspectes, les périodes de lacune et les adaptations réalisées sur les stations ont été analysées à la fin de chaque cycle hydrologique. Les rapports de terrain [Sémiond *et al.*, 1997 ; Bontron *et al.*, 1999 ; Favier *et al.*, 2000, Cáceres *et al.*, 2001, Cáceres *et al.*, 2003] rendent compte de la qualité des mesures récoltées et des corrections réalisées lorsque les mesures étaient douteuses.

2.3.3.1. Qualité des mesures avant le 14 mars 2002

Nous utilisons les données de rayonnement, de température, de vitesse du vent et d'ablation (mesures de la sonde à ultrasons) de l'AWS. Les mesures d'humidité sont de qualité médiocre. La qualité des mesures des capteurs de rayonnement est vérifiée au préalable à partir de comparaisons avec celles du CNR1 (calibré juste avant son installation sur l'AWS, le 14 mars 2002).

2.3.3.2. Qualité des mesures du 14 mars 2002 au 14 mars 2003 et au delà

La période, qui s'étend du 14 mars 2002 au 14 mars 2003 sert de référence à l'étude des processus de fonte à la surface du glacier 15 de l'Antizana. Nous décrivons en détail la qualité des données récoltées. Au cours de cette période, l'AWS a connu deux périodes de lacunes en raison de la décharge de la batterie d'alimentation de la station. La première s'étend du 7 avril au 15 avril 2002 et la seconde du 2 mai au 8 mai 2002. Pour la première période, il est possible de reconstruire la plupart des données manquantes (température, humidité, vitesse et direction du vent) à l'aide des données de la SAMA qui se trouvait à une vingtaine de mètres de l'AWS. Cependant, la SAMA est équipée de deux pyranomètres Kipp and Zonen SP-Lite et d'un radiomètre Kipp and Zonen NR-Lite : nous ne pouvons donc pas reconstituer les

données de rayonnements de grandes longueurs d'onde incident et en provenance de la surface au cours de cette période de lacunes. Lors de missions de terrain de longue durée (5 à 10 jours), des observations des conditions météorologiques (vitesse et direction du vent, type de temps, nébulosité, type de nuages) et de l'état de surface (état de la neige/glace, rugosité, horaire de dégel et de l'arrêt de la fonte) ont été réalisées afin de critiquer au mieux les mesures de stations météorologiques. Le Tableau 2.6 rend compte des missions de « longue durée » réalisées entre du 14 mars 2002 au 14 mars 2003 (et au delà).

Au cours de ces périodes, il a été possible de réaliser des mesures directes de sublimation à l'aide de « lysimètres », ou plus précisément à l'aide de boîtes de plastique translucides remplies d'un mélange de neige/glace et insérées dans la neige de manière à reproduire au mieux les conditions de surface du glacier [Hastenrath, 1978]. La masse des boîtes était contrôlée à intervalle régulier avec une balance de précision (± 1 g), permettant d'obtenir une estimation précise des flux de sublimation/évaporation (environ ± 1 W m⁻²). Nous avons pris garde à ne jamais considérer les mesures lorsqu'elles étaient perturbées par les précipitations dans les boîtes.

Tableau 2.6 : Liste des missions de terrain de « longue durée » réalisées depuis le mars 2002.

Mission	Début	Fin	Durée
1	14/03/2002	19/03/2002	5 jours
2	26/04/2002	02/05/2002	6 jours
3	21/05/2002	25/05/2002	4 jours
4	23/07/2002	31/07/2002	8 jours
5	22/08/2002	26/08/2002	4 jours
6	26/09/2002	30/09/2002	4 jours
7	30/11/2002	04/12/2002	4 jours
8	29/01/2003	03/02/2003	5 jours
9	20/05/2003	25/05/2003	5 jours
10	09/06/2003	12/06/2003	3 jours
11	31/03/2004	04/04/2004	4 jours
12	10/04/2004	14/04/2004	4 jours
13	20/04/2004	24/04/2004	4 jours



Figure 2.6 : Schéma d'une boîte à fusion.

Au cours de ces missions de terrain, la fonte journalière était évaluée à l'aide de boîtes à fusion similaires à celles utilisées par *Wagnon et al.* [1999] (Figure 2.6).

2.3.3.3. Comparaison des enregistrements des différents capteurs installés sur le terrain

Dans ce chapitre nous analysons la qualité des données récoltées sur le terrain et cherchons dans quelle mesure nous pouvons comparer les enregistrements des deux stations.

2.3.3.3.1. Mesure de rayonnement net toutes longueurs d'onde : CNR1, Q7 et NR-Lite

Nous comparons ici la qualité des mesures de rayonnement net réalisées à l'aide des différents équipements installés sur le glacier. Les mesures du CNR1 (AWS de deuxième génération) sont prises comme référence d'étude [*Sicart, 2002, pp. 89*]. Du 14 mars 2002 au 2 avril 2002, le radiomètre Q7 et les deux pyranomètres Skye SP 1100 ($0,35 < \lambda < 1,1 \mu\text{m}$) (équipements de l'AWS de première génération) ont été installés sur le support du CNR1. Parallèlement, du 14 mars 2002 au 10 mai 2002, la SAMA a été installée à proximité de l'AWS afin de comparer les mesures de rayonnement du NR-Lite avec celle du CNR1. Malgré la proximité des sites de mesure, de faibles différences d'albédo de surface sont constatées (nous avons mesuré l'albédo de surface sous le NR-Lite et sous le Q7 avec des pyranomètres). Pour se ramener à des conditions de mesure analogues à celle du CNR1, le biais introduit dans la mesure des capteurs Q7 et NR-Lite est corrigé : nous rapportons les valeurs au même albédo. La Figure 2.7.a et la Figure 2.7.b rendent compte des résultats des comparaisons réalisées.

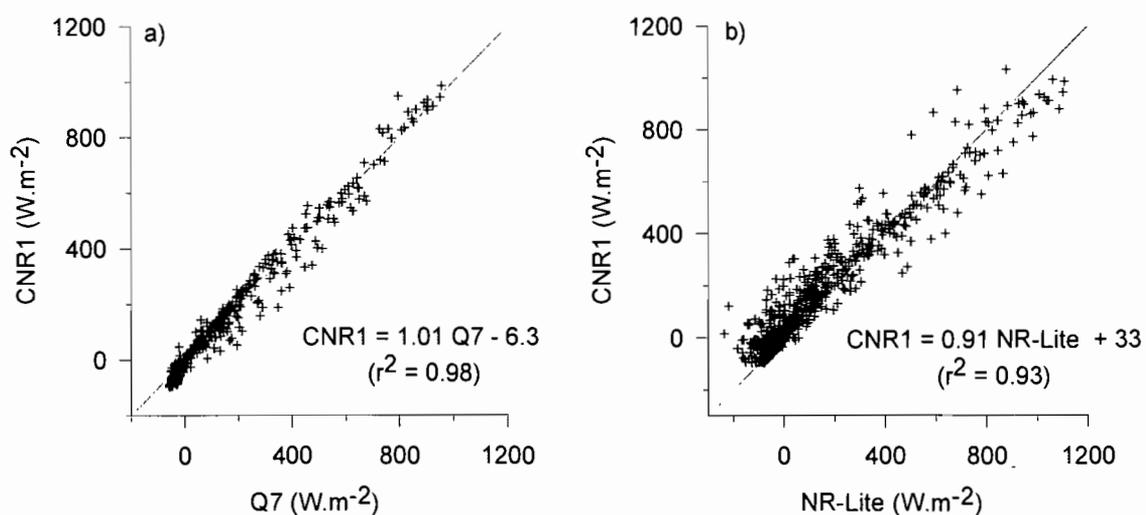


Figure 2.7 : Analyse de la qualité des capteurs de rayonnement net toutes longueurs d'onde. Les valeurs représentées sont des données demi-horaires. a) rend compte des comparaisons entre Q7 et CNR1. b) rend compte des comparaisons entre NR-Lite et CNR1. Dans les deux cas, la première bissectrice est représentée.

La relation obtenue entre le Q7 et le CNR1 est de bonne qualité (Figure 2.7.a). Les deux capteurs sont installés sur le même mât et les corrections conséquentes de la différence d'albédo sous les capteurs sont très faibles. Les écarts entre les mesures du Q7 et la valeur de référence du CNR1 sont inférieurs à l'incertitude de mesure des capteurs. Ainsi, les mesures de rayonnement net toutes longueurs d'onde de l'AWS antérieures au 14 mars 2002, effectuées à l'aide du Q7, sont de bonne qualité.

En revanche, la relation entre le NR-Lite et le CNR1 fait apparaître une différence notable entre les deux capteurs (Figure 2.7.b). Une dérive du zéro importante du NR-Lite induit une sous-estimation des faibles valeurs de rayonnement (ordonnée à l'origine de 33 W m^{-2}) et la fidélité de l'appareil est plus mauvaise (forte dispersion). D'après les observations réalisées sur le terrain, en raison de l'absence de globe de protection sur le capteur, la présence de quelques gouttes de pluie (ou flocons de neige) perturbe grandement les mesures de rayonnement du NR-Lite (importante sous-estimation). A l'inverse, le NR-Lite surestime les fortes valeurs de rayonnement (pente de la droite de régression de 0.91 (Figure 2.7.b).

La surestimation des forts rayonnements compense en partie la sous-estimation des faibles valeurs. Aussi, nous avons utilisé les mesures NR-Lite pour combler une lacune du CNR1 du 7 au 15 avril 2002. Cependant, les mesures du NR-Lite sont de qualité moyenne, et nous avons évité, si possible, d'utiliser ces mesures.

2.3.3.3.2. Vaisala et psychromètres

Nous comparons ici les données mesurées entre le 14 mars 2002 et le 30 avril 2002 à l'aide des hygro-thermomètres de la SAMA et de l'AWS. Durant cette période de comparaison, l'hygro-thermomètre de l'AWS, habituellement situé à une élévation de 180 cm au dessus de la surface du sol, a été placé à la hauteur du capteur de la SAMA. Les Figure 2.8.a, b & c rendent compte des résultats des comparaisons obtenues en terme de température, humidité relative et humidité spécifique.

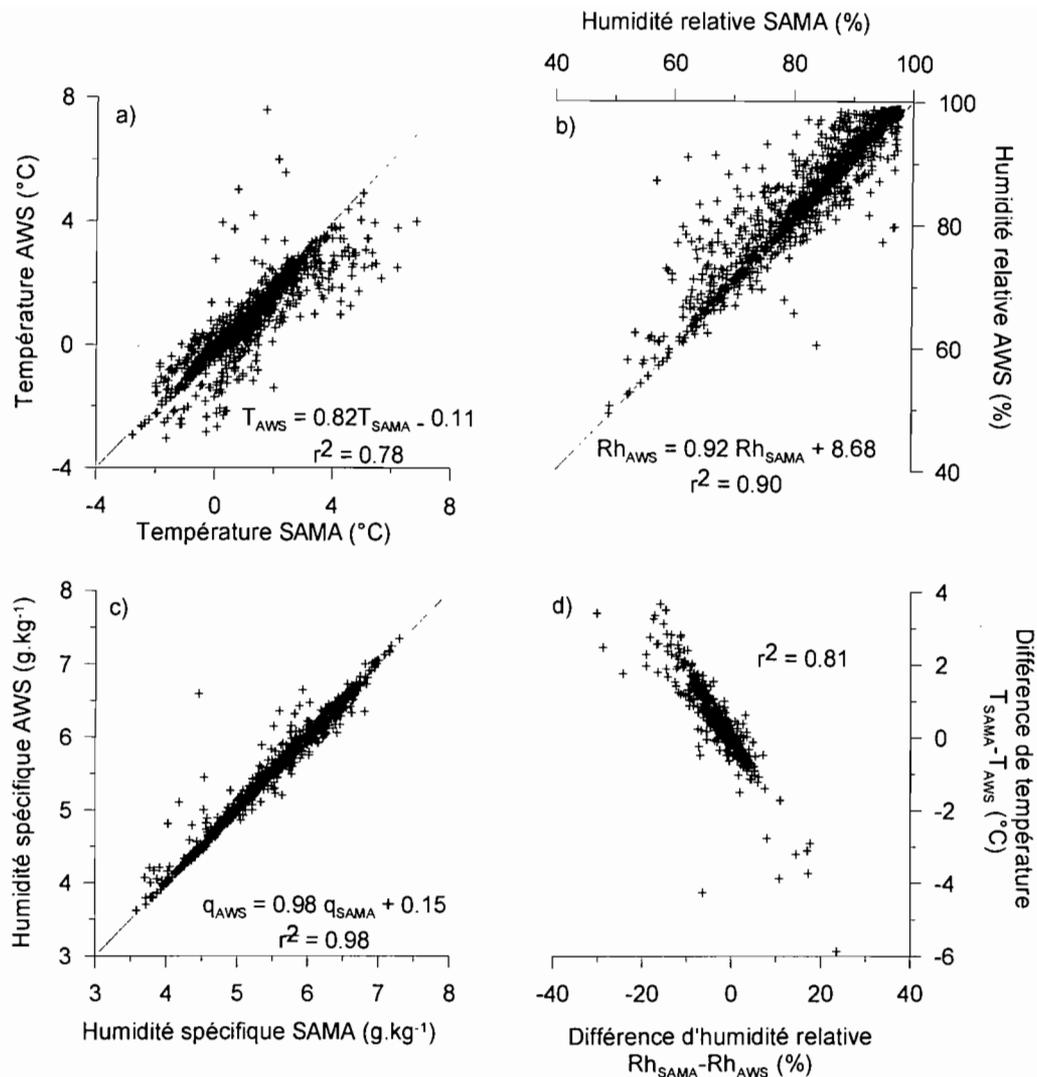


Figure 2.8 : Comparaison entre mesures des hygro-thermomètres ventilés (Vaisala HMP45) de l’AWS et de la SAMA. Les valeurs présentées sont des données demi-horaires a) température b) Humidité relative c) Humidité spécifique. d) relation entre différences de mesures d’humidité relative ($Rh_{SAMA} - Rh_{AWS}$) et de température ($T_{SAMA} - T_{AWS}$). Pour les figures a), b), c) la première bissectrice est représentée.

La relation entre mesures de températures (Figure 2.8.a) n’est pas de bonne qualité. Les températures mesurées avec la SAMA sont légèrement plus élevées que celles mesurées avec l’AWS (+0.21°C sur 1716 valeurs). Les valeurs d’humidité relative mesurées avec la SAMA sont légèrement plus faibles que celles obtenues à l’aide de l’AWS (écart de -2 %). Par contre, les valeurs d’humidité spécifique sont quasiment égales, la SAMA donnant en moyenne une valeur très légèrement plus faible que l’AWS (écart de -0.02 g kg⁻¹). Le lien entre mesures d’humidité relative (Figure 2.8.b) est de qualité médiocre. Par contre, la relation obtenue pour les mesures d’humidité spécifique (Figure 2.8.c) est de très bonne qualité. Les valeurs d’humidité de l’AWS (respectivement de la SAMA) ne dépassent jamais 99% (resp. 98%).

Pourtant, nous avons observé sur le terrain que l'air est fréquemment saturé. Les capteurs sont plus imprécis à proximité de la saturation.

Il apparaît que les écarts de température et ceux d'humidité relative sont très bien corrélés (Figure 2.8.d). Cette bonne corrélation permet sûrement de justifier en partie que l'on observe une relation de meilleure qualité entre capteur lorsque l'on compare les valeurs d'humidité spécifique. En effet, on peut imaginer, mais il ne s'agit que d'une hypothèse, que si l'enceinte de protection (Figure 2.2 et Figure 2.4) s'échauffe trop dans la journée en raison d'un arrêt momentané de la ventilation, cela fait augmenter la température de l'air autour du capteur et diminuer par là même sa teneur en humidité relative. De même, dans les mêmes conditions, la nuit, l'air de l'atmosphère se refroidirait vite, alors que l'air à l'intérieur du capteur, n'étant pas renouvelé en raison de l'arrêt de la ventilation, garderait une température quasi-constante du fait de la bonne isolation du dispositif de protection du capteur. Les différences sont plus marquées entre 9h00 et 12h00, au moment où le rayonnement est maximum (échauffement maximal) et où les batteries sont le plus fortement déchargées (après la nuit) (Figure 2.9). Enfin, un léger extremum d'occurrence apparaît entre 3h00 et 6h00, vraisemblablement conséquent d'un arrêt de la ventilation de la SAMA la nuit du 19 avril 2002. La Figure 2.8.a permet de constater que les deux capteurs connaissent parfois un échauffement anormal pouvant atteindre $\pm 4^{\circ}\text{C}$. Le phénomène est beaucoup plus fréquent pour le capteur de la SAMA, dont l'arrêt de la ventilation (probable) serait la cause de 75% des écarts importants de température constatés. En effet, le panneau solaire permettant la recharge de la batterie d'alimentation de la ventilation de la SAMA est plus faiblement incliné que celui de l'AWS et permet une accumulation de neige en surface, qui limite la recharge de la batterie. Nous avons observé sur le terrain que le ventilateur de la SAMA était parfois arrêté (ex. observations du 16, du 17 mars 2002, ou l'année suivante : le 5 juin 2003)

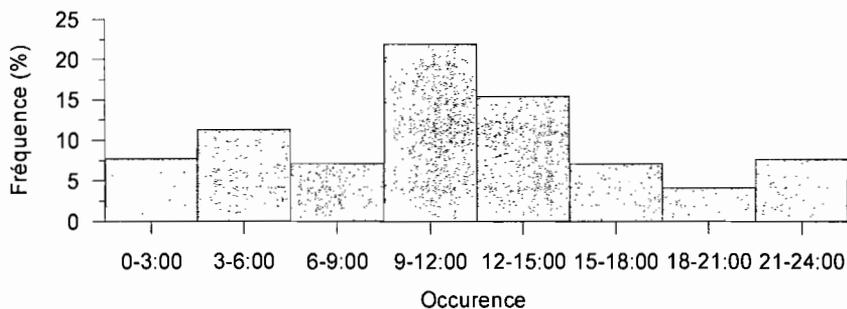


Figure 2.9 : Fréquence d'occurrence d'écarts de mesure de température entre l'AWS et la SAMA supérieurs à 1°C (en valeur absolue), au cours de la journée. Les données correspondent à la période qui s'étend du 14 mars 2002 au 30 avril 2002.

Il apparaît que les données de la SAMA semblent parfois affectées par le rayonnement solaire. Les données de température de la SAMA sont donc de qualité médiocre et seules les valeurs d'humidité spécifique semblent fiables. Ces mesures sont à prendre avec précautions, mais nous sommes amenés parfois à les utiliser. C'est le cas des mesures de la SAMA du 7 au 15 avril qui ont été prises en compte pour combler la lacune de température et d'humidité. Cependant, ne disposant pas de la température de surface, nous n'avons pas calculé de valeurs des flux turbulents de chaleur pour cette période.

2.3.3.3. Vitesse du vent

Nous comparons maintenant les mesures de vitesse obtenues à partir de l'anémomètre de l'AWS positionné à 180 cm au dessus de la surface du sol avec celle de l'anémomètre de la SAMA situé à environ 220. Afin de ramener les mesures à une élévation comparable par rapport à la surface du sol, nous considérons que les profils de vitesse de vent sont semi-logarithmiques, en conditions neutres et que la hauteur de rugosité de surface est de 2.9 mm [Favier et al., 2004a].

La Figure 2.10 rend compte de la très bonne qualité de la relation obtenue. Les deux capteurs ont des caractéristiques similaires. Cependant, pour des vitesses de vent inférieures à 4 m s^{-1} , l'un des deux capteurs reste parfois bloqué et indique une vitesse erronée ($v = 0 \text{ m s}^{-1}$). Du givre a vraisemblablement bloqué l'hélice d'un des deux anémomètres (ex. observation du 21 juin 2002).

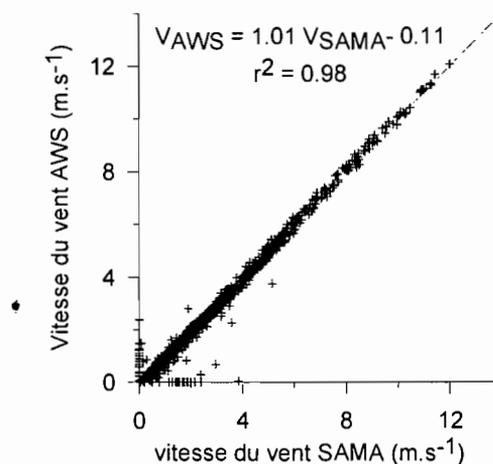


Figure 2.10 : Comparaison entre mesures de vitesse du vent de l'AWS et de la SAMA.

2.3.4. Mât de vent (TOTEM)

Nous réalisons une étude précise de la couche limite de surface pour vérifier les hypothèses faites lors du calcul des flux turbulents de chaleur. Pour cette étude, il est nécessaire d'obtenir une mesure précise des profils de vitesse du vent, de température et d'humidité jusqu'à une élévation « maximale ». En raison du vent violent et de l'importante ablation en surface, il est difficilement envisageable d'effectuer des mesures au delà de 5 mètres au dessus de la surface de neige/glace. Le dispositif de mesure et les données récoltées sont longuement développés dans des rapports [Menegoz, 2003 & 2004]. Nous avons construit deux mâts de vent. Nous ne décrivons dans le détail que le second mât (Figure 2.11, Tableau 2.7), qui est une amélioration du premier (ajout de profils de température et d'humidité). Nous utilisons des anémomètres (Figure 2.12), les hygromètres ventilés et les thermomètres ventilés (Figure 2.13) conçus et construits par Chazarin [2002 & 2004]. Nous devons réaliser un étalonnage de ces capteurs avant, au cours et après la mission de terrain, afin d'obtenir une précision de mesure équivalente à celle de capteurs du marché. Nous étalonnons les hygromètres et thermomètres à Quito à l'intérieur d'une enceinte hermétique dans laquelle nous faisons évoluer la température et la teneur en humidité relative durant plusieurs jours. Un capteur Vaisala HMP 45 récemment étalonné (neuf) sert de référence. Nous étalonnons les anémomètres sur le terrain à l'aide d'un anémomètre de référence que nous plaçons successivement à proximité de chaque anémomètre du mât pendant une journée. Nous plaçons le capteur de référence de manière à ne pas perturber les mesures des autres capteurs du mât. Il est facile de remplir cette exigence car le vent vient principalement d'Est-Nord-Est. le mât est fermement haubané à la surface du glacier. Nous installons la caisse de la centrale d'acquisition des données et le dispositif d'alimentation en énergie des hygro-thermomètres ventilés (panneau solaire et batterie de voiture 12V/45A) à une dizaine de mètres de la station pour éviter de perturber les mesures. Enfin, la température de référence des capteurs est prise dans un bain de glace en fusion.

Tableau 2.7 : Liste des capteurs du TOTEM et de leurs spécificités.

Variable ¹	Type de capteur	Hauteur de mesure ² , m	Précision des mesures
Température de l'air, °C	Thermocouple Cu-Cst ³ , ventilé ⁴	0.3, 0.6, 1.0, 1.5, 2.0, 3.0, 4.0	±0.5°C ⁶
Température de référence, °C	Sonde Campbell PT100	Bain eau/glace	<0.1°C à 0°C ⁵
Humidité relative, %	Honeywell HIH3610-001, ventilé ⁴	0.3, 0.6, 1.0, 1.5, 2.0, 3.0, 4.0	±2 % (0%<Rh<100%) ⁵ ±5 % (30%<Rh<90%) ⁶
Humidité et température (référence fixe)	Vaisala HMP 45, ventilé ⁴	0.6 (capteur mobile), 5.0	±2 % (0<Rh<90%) ⁵ ±3 % (90<Rh<100%) ⁵
Vitesse du vent, m s ⁻¹	Anémomètres « maison »	0.3, 0.6, 1.0, 1.5, 2.0, 3.0, 4.0	±0.5 ⁶ m s ⁻¹
Vitesse du vent, référence, m s ⁻¹	WEATHERtronics, model 2032	5.0	±1% ⁵
Direction du vent (degré)	Girouette	5.1	±3 degrés ⁵
Vitesse du vent (référence), m s ⁻¹	VECTOR-A100R	Mobile	±1% ⁵

¹Les données enregistrées sont les moyennes sur 3 minutes de mesures réalisées toutes les 10 secondes, à l'exception de la vitesse et de la direction du vent (une mesure unique toutes les 3 minutes).

²Ces hauteurs sont variables mais connues avec une précision raisonnable (± 1 cm) à l'aide de mesures directes tous les jours.

³Cu-Cst est le symbole pour Cuivre et Constantan.

⁴Afin de limiter les erreurs de mesure conséquentes de l'important rayonnement sur les capteurs, les hygro-thermomètres Vaisala sont protégés à l'aide de dispositifs spéciaux et ventilés artificiellement.

⁵Précision de capteurs de référence donnée par le constructeur.

⁶Précision des capteurs « maison » estimée lors des calages [Menegoz, 2004, pp.29-30].

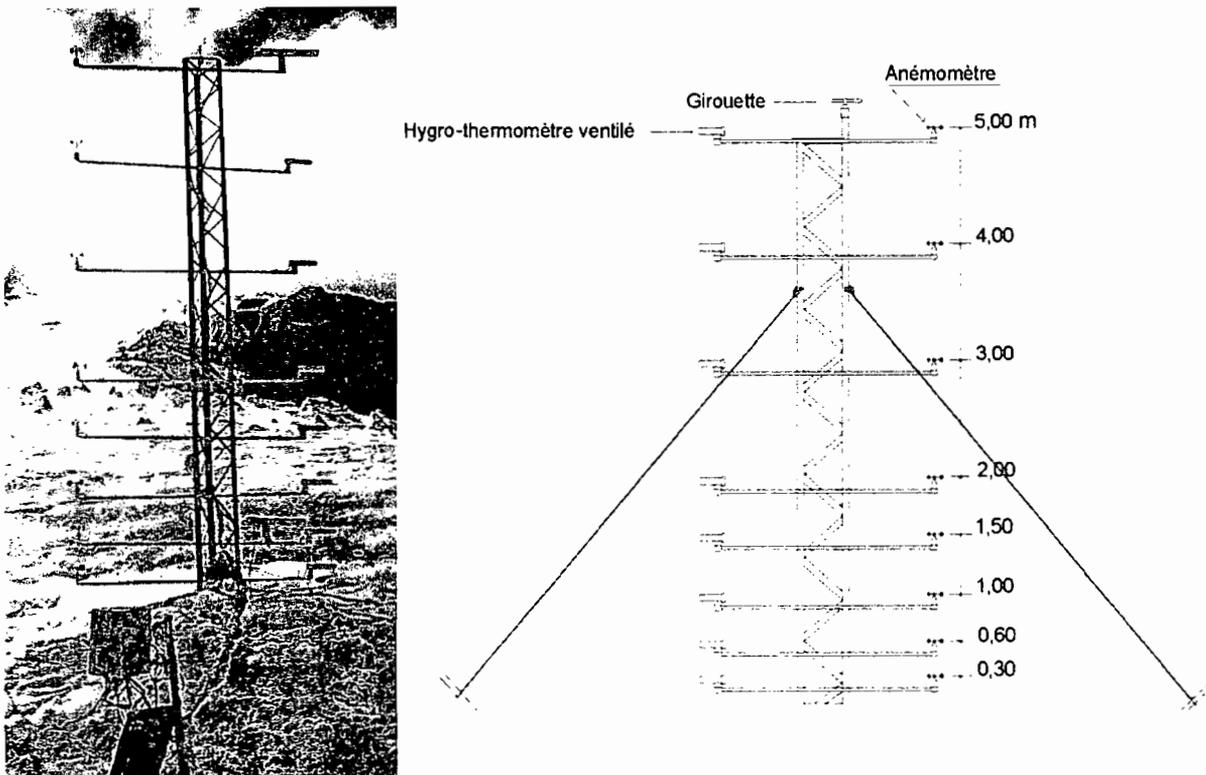


Figure 2.11 : Photographie et schéma du mât de vent (TOTEM, dessin J.P. Chazarin)

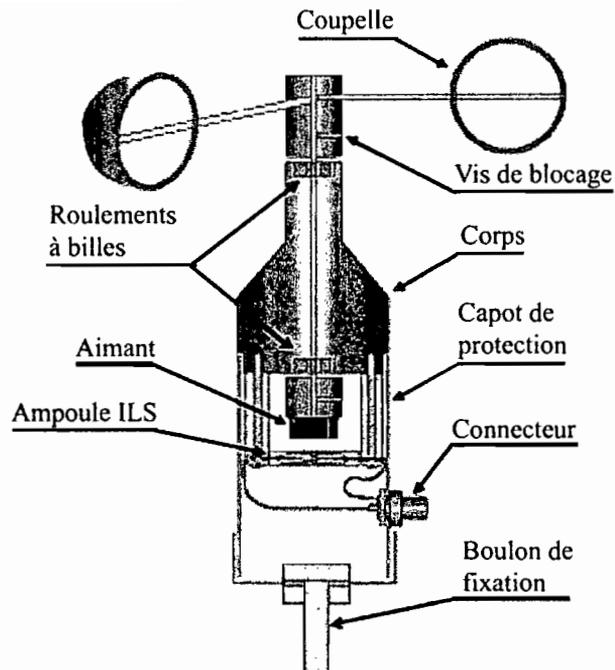


Figure 2.12 : Schéma d'un anémomètre « maison » [Chazarin, 2004].

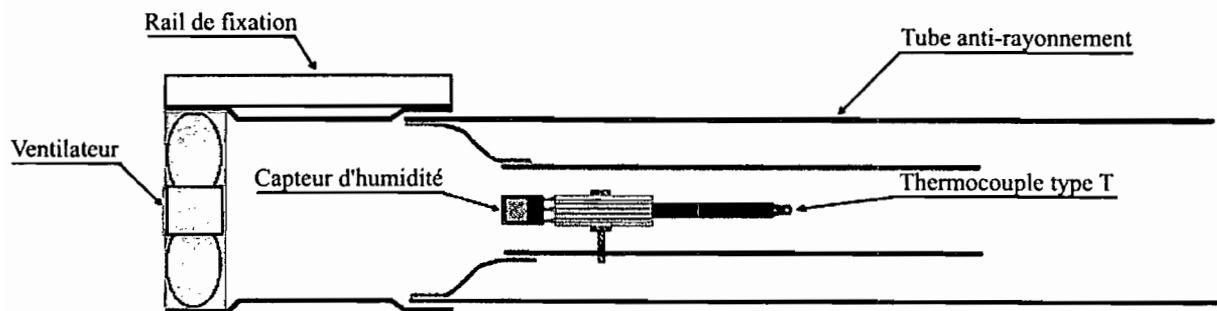


Figure 2.13 : Schéma de principe d'un thermomètre et hygromètre ventilé « maison » [Chazarin, 2004].

Le mât a fonctionné en continu du 26 mars 2004 au 1^{er} juin 2004. Au cours des missions de longue durée réalisées pendant cette période (Tableau 2.6), la hauteur des capteurs par rapport à la surface était mesurée quotidiennement. Cette mesure était complétée par une analyse précise de la microtopographie de surface autour du mât (et de l'AWS) afin de repérer précisément l'origine (« zéro ») des hauteurs. Les journées du 5 au 7 avril 2004 ont été marquées par des vents violents. Les profils mesurés le 6 avril 2004 sont de qualité suffisante pour effectuer une analyse de la couche limite de surface de qualité. Nous n'avons pas pu exploiter les autres profils (profils de température de mauvaise qualité).

2.3.5. Peigne de température

Sur le site de mesure du Glacier du Zongo, au sein du premier mètre de l'atmosphère en contact avec le glacier, *Wagnon* [1999, pp.86] avait mis en évidence l'existence de profils anormaux de température. Ce phénomène étrange, appelé « couche chaude » [*Male et Granger*, 1981], avait déjà été mis en évidence au dessus de surfaces de glace en fusion [e.g. De la Casinière, 1974 ; *Halberstam et Schieldge*, 1981 ; *Meesters et al.*, 1997]. En surface du Glacier 15 de l'Antizana, le 14 mars 2002, nous avons installé un peigne de température afin de repérer l'occurrence des « couches chaudes ». Il s'agit d'un petit mât de 1 m de hauteur sur lequel sont disposés 6 thermocouples ventilés (en surface puis à 10, 20, 30, 50 et 100 cm au dessus de la surface du sol). Nous devons fournir une source importante d'énergie afin d'assurer une ventilation suffisante des capteurs. La ventilation est indispensable pour empêcher l'échauffement des capteurs par le rayonnement solaire. La température de référence des capteurs est prise dans un bain de glace en fusion. En raison de ces deux particularités de l'appareil, nous devons contrôler quotidiennement le peigne de températures ce qui limite les périodes de mesure de bonne qualité.

2.4. Constitution d'un jeu de données à partir des réanalyses¹, NCEP-NCAR

2.4.1. Nature et intérêt des données réanalysées

Avant septembre 1998, nous ne disposons pas de mesures météorologiques de qualité sur le site du Glacier 15 de l'Antizana. Pourtant, l'étude de l'évolution interannuelle du forçage climatique nous intéresse tout particulièrement. C'est pourquoi, nous étudions les données réanalysées (réanalyses¹, NCEP-NCAR) et les données interpolées d'OLR (Outgoing Longwave Radiation, NOAA) pour la période allant de janvier 1995 à août 2003. La cellule de données la plus proche³ du site du glacier 15 de l'Antizana correspond au noeud de coordonnées (77.5°O, 0°S) à 500 hPa (altitude théorique équivalente : 5572 m).

Les réanalyses sont le résultat de l'assimilation par un modèle de données observées (mesures satellites et au sol) et ne peuvent être considérées comme des observations au sens strict. Pour une région donnée, la qualité des réanalyses dépend étroitement de la densité des données observées fournies au modèle. Dans certaines régions reculées, par exemple en Amérique du

³La résolution spatiale des réanalyses 1 et des données d'OLR est de 2.5° x 2.5°. Le point considéré se trouve à environ 60 km à l'est du site de l'Antizana.

Sud où la couverture est assez médiocre, les différences entre réanalyses et observations peuvent être assez grandes [Aceituno et Montecinos, 2000]. La représentation très approximative du relief des régions andines lors des calculs du modèle explique en partie les écarts constatés avec les observations. Par exemple, pour les calculs des réanalyses, les Andes d'Equateur culminent à 1220 m, soit 5000 m en dessous de la réalité. Le biais conséquent de la modification des instruments d'observation (satellite), de la méthode d'assimilation et de l'évolution du modèle peut aussi introduire des discontinuités importantes dans les séries de données réanalysées [e.g. Trenberth et al., 2001]. Pourtant, en raison de l'augmentation de la quantité de données assimilées par les modèles, les réanalyses donnent un portrait réaliste des conditions synoptiques, saisonnières et interannuelles, même dans des régions où les observations conventionnelles sont éparées [e.g. Garreaud et Aceituno, 2001].

Afin de nous assurer de la qualité des réanalyses dans la région de l'Antizana, le jeu de données est tout d'abord comparé avec les mesures de l'AWS (à 4890 m d'altitude, soit à 570 hPa environ). En effet, la couche limite de surface dans laquelle sont placés les capteurs de l'AWS est influencée par le glacier. La glace constitue une importante source d'humidité (l'air « en contact » avec la glace est saturé) et sa température ne peut dépasser 0°C. Le glacier influence donc grandement la température, l'humidité et la vitesse du vent en surface (vent catabatique).

2.4.2. Température de l'air

Nous comparons les données de température des Ré-analyses¹ à 500hPa avec les température de l'AWS mesurée à 180 cm pour la période septembre 1998 - août 2003. Les deux jeux de données sont ramenés à une valeur moyenne identique en augmentant les températures réanalysées de 5.3°C (décalage en partie lié à l'écart d'altitude entre les deux niveaux, mais aussi de l'origine différente des données). L'intervalle de variation des températures est faible. Bien que la corrélation ne soit pas exceptionnelle ($r = 0.69$, pour 55 mois de données (significatif à $p_r = 0.01$), dont 43 mois complets de données ($r = 0.72$, significatif à $p_r = 0.01$)), les températures des réanalyses reflètent correctement les variations de température mesurées sur le glacier (Figure 2.14). En définitive, nous utiliserons les données de température des réanalyses, en les décalant de 5.3°C.

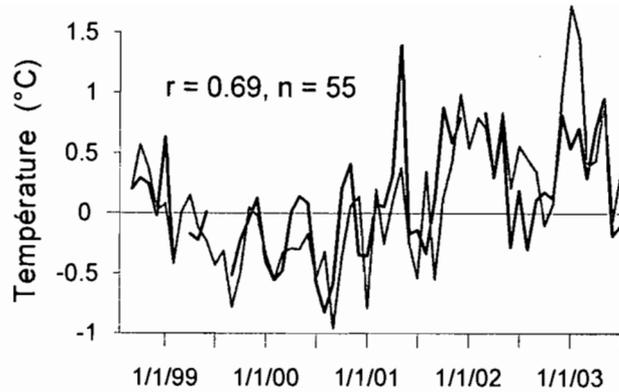


Figure 2.14 : Comparaison entre températures mensuelles reconstituées (en gris) et mesurées par l’AWS (en noir) pour la période septembre 1998 - août 2003. Les températures reconstituées correspondent aux données des Ré-analyses1 (NCEP-NCAR) au nœud de coordonnées (77.5°O, 0°S) à 500hPa, décalées de 5.3°C afin d’éliminer la différence moyenne constatée entre les données NCEP-NCAR et celles de l’AWS.

2.4.3. Humidité spécifique

Certaines analyses [e.g. *Allan et al.*, 2002] montrent d’excellentes correspondances entre les réanalyses NCEP/NCAR d’humidité et des observations satellites et par radiosondages conventionnels [*Wentz et Francis*, 1992 ; *Colton et Poe*, 1999]. Néanmoins, nous devons considérer les données d’humidité avec prudence. La corrélation n’est pas significative ($r = 0.18$, $n_b = 18$). En effet, les conditions d’humidité en surface du Glacier 15 de l’Antizana, sont légèrement affectées par la subsidence de l’air s’écoulant depuis le sommet (effet foehn) (cf. 2.7.2.). De plus, le glacier influence la couche limite de surface. Nous considérons que les réanalyses ne permettent pas de reconstituer les valeurs l’humidité spécifique à la surface du glacier. Aussi, nous n’utilisons et ne représentons pas les données d’humidité des réanalyses.

2.4.4. Activité convective et nébulosité

Les données interpolées d’OLR [*Liebmann et Smith*, 1996] sont couramment utilisées comme indicateur de l’activité convective et des précipitations sous les tropiques [*Liebmann et al.*, 1998]. La corrélation entre la nébulosité observée (cf. 3.3.3.2, équation (3.1)) sur le terrain et celle de l’OLR est de bonne qualité ($r = -0.63$, $n_b = 45$, significatif à $p_r = 0.01$), et plus particulièrement depuis mars 2002 (installation du CNR1) ($r = -0.76$, $n_b = 18$, significatif à $p_r = 0.01$). Nous considérons que les données d’OLR sont aussi représentatives des apports incidents d’énergie par rayonnement de courtes longueurs d’onde (cf. 4.2.2.1.3) ($r = -0.71$, $n_b = 18$, significatif à $p_r = 0.01$), mais aussi de grande longueur d’onde (cf. 4.2.2.2.3) ($r = 0.82$, $n_b = 18$, significatif à $p_r = 0.01$).

2.4.5. Vitesse du vent

La vitesse du vent est fortement liée aux conditions orographiques, en particulier à l'orientation des vallées. Pourtant, la corrélation entre observation de terrain et réanalyses à 500 hPa est significative ($r = 0.51$, $n_b = 47$, significatif à $p_r = 0.01$), mais est plus élevée lorsque l'on s'intéresse aux valeurs des réanalyses disponibles à 600 hPa ($r = 0.71$, Figure 2.15). A partir des données réanalysées, nous surestimons les vitesses minimales observées sur le terrain, peut-être en raison de l'effet d'écran créé par le volcan. Enfin, les vitesses de vent des réanalyses montrent en moyenne, pour les données étudiées, une diminution progressive étrange depuis 1995. Nous utiliserons ces données car elle reflètent correctement la saisonnalité du vent, mais notons qu'elles n'offrent qu'une valeur qualitative du vent de surface observé sur glacier.

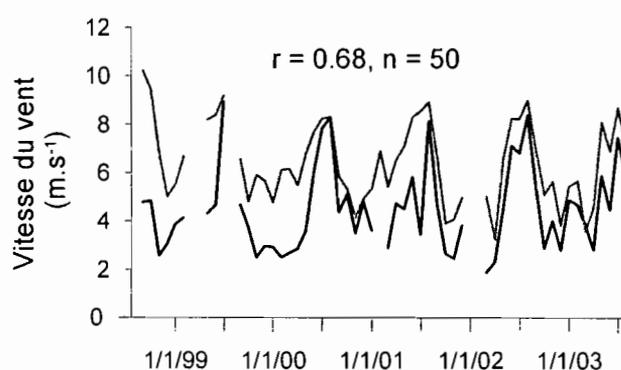


Figure 2.15 : Comparaison entre vitesses mensuelles du vent réanalysées (en gris) et mesurées par l'AWS (en noir) pour la période janvier 1995 - août 2003. Les données de vitesse du vent réanalysées correspondent aux données des Ré-analyses1 (NCEP-NCAR) au nœud de coordonnées (77.5°O , 0°S) à 600 hPa.

2.5. Appareil photographique automatique

L'albédo de surface est une variable fondamentale du bilan d'énergie de surface. Afin de spatialiser la fonte calculée ponctuellement au niveau de l'AWS, il est indispensable d'évaluer avec précision les valeurs d'albédo à l'échelle du glacier. Pour ce faire, l'utilisation de photographies terrestres est un outil de télédétection flexible et peu onéreux [Corripio, 2003]. Le 18 février 2003, nous avons installé un appareil photographique numérique automatique 4785 m d'altitude (Figure 2.16). L'appareil photographique est de type Fujifilm FinePix 1400, dont la résolution est assez faible (1.31 million de pixels) mais suffisante pour nos essais. L'optique est de type Fujinon 3xZoom F3.5/F8.7, de focale équivalente 38-114 mm. Les clichés sont réalisés en « butée » c'est-à-dire avec une focale de 38 mm (environ) [Chazarin, 2003].

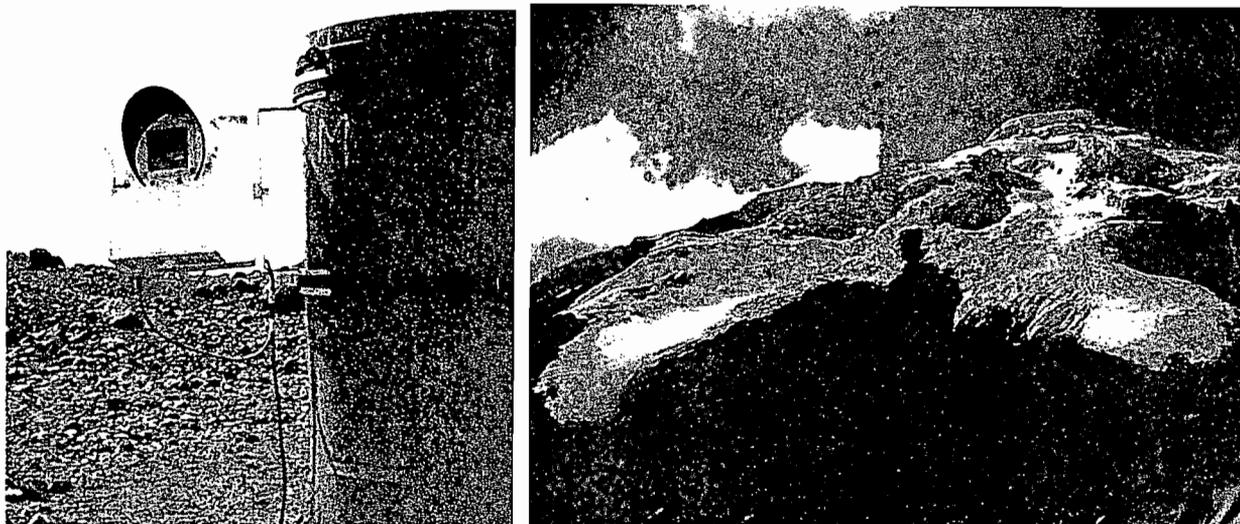


Figure 2.16 : appareil photographique automatique (image de gauche) et exemple de cliché réalisé (image de droite)

La mise au point de l'appareil a été délicate en raison des mauvaises conditions climatiques. Le vent, qui provient de la direction vers laquelle les clichés sont réalisés, plaque la neige et provoque la formation de givre sur le hublot. De plus, en raison du contraste de température et d'humidité entre l'intérieur et l'extérieur de la caisse de protection, les parois et plus particulièrement le hublot, constituent des zones de condensation privilégiées. Aussi, nous disposons de peu de photographies automatiques exploitables. Nous avons donc doublé les clichés automatiques avec des clichés manuels pris lors des sorties sur le terrain (une photo exploitable par mois). Nous n'utiliserons dans ce document qu'un seul cliché automatique pris le 14 juillet 2003.

2.6. Mesures pluviométriques

2.6.1. Réseau pluviométrique et pluviographique

Sur le bassin versant du Glacier 15 de l'Antizana, un réseau de pluviomètres totalisateurs est entretenu depuis novembre 1994. Il s'agit de réservoirs cylindriques de 150 cm de haut, de surface réceptrice de 2000 cm². A l'intérieur du pluviomètre, 1 cm d'huile recouvre l'eau récoltée afin d'en limiter l'évaporation. Nous contrôlons la lame d'eau accumulée à l'intérieur chaque mois par mesure manuelle. Quatre pluviomètres sont actuellement installés sur le bassin versant. (Tableau 2.8, Figure 2.2). En juin 1999, nous installons un pluviographe de la marque Hobo au niveau de l'exutoire du bassin versant (Tableau 2.8, Figure 2.2), à proximité de la station hydrologique Limni 15 (appelé Hobo4). Le 15 janvier 2002, nous installons deux

nouveaux pluviographes, à proximité du glacier, près des pluviomètres PG, P2 (appelés HoboG et Hobo2).

Tableau 2.8 : Récapitulatif des pluviomètres et pluviographes installés sur le bassin versant.

Élément	Type de capteurs	Altitude	Caractéristiques et précision des mesures ¹
Précipitation mensuelle	Mesures manuelles	P4 : 4550 m	Ouverture : 2000 cm ²
		P3 : 4650 m	Hauteur : 150 cm
		P2 : 4785 m	± 5 mm
		PG : 4860 m	
Précipitation instantanée	Pluviographe automatique de type Hobo ²	Hobo4 : 4550 m	Ouverture : 200 cm ²
		Hobo2 : 4785 m	Hauteur : 100 cm
		HoboG : 4860 m	

¹estimations

²Pluviographe à augets basculeurs, une bascule correspond à 0.21 mm de pluie.

Le pluviographe de type Hobo n'est pas un matériel très robuste et il est indispensable de critiquer ses mesures. Nous avons toujours comparé la lame mensuelle mesurée avec celle récoltée par le pluviomètre totalisateur installé à proximité. En particulier, l'électronique du matériel est fragile, et nous avons parfois constaté que de petits courts circuits créaient des enregistrements erronés (plusieurs bascules au cours de la même seconde) [Cáceres *et al.*, 2003, chapitre 4, pp. 7]. Nous avons adapté le dispositif Hobo afin d'éliminer ce problème de mesure (le 27 septembre 2002, ajout d'une résistance). Avant cette adaptation nous corrigeons les mesures afin de pouvoir les utiliser. Après correction, la différence « résiduelle » avec les précipitations mesurées à l'aide des pluviomètres totalisateurs est faible.

2.6.2. Comparaison des mesures pluviométriques - Evolution spatiale

Le réseau de pluviomètres et de pluviographes a été installé de manière à étudier la répartition spatiale des précipitations à l'intérieur du bassin versant. En fait, les précipitations sur le site d'étude ont une forte variabilité spatiale. Sur le bassin versant étudié, pour la période commune de mesures, nous observons que la précipitation diminue lorsque l'on passe du P4 (4550 m) au P3 (4650 m), puis au P2 (4785), mais qu'elle augmente de nouveau lorsque l'on passe au PG (4860 m) (Tableau 2.10). Bien qu'il existe certainement un gradient de précipitation avec l'altitude, il nous est impossible d'en évaluer la valeur car les précipitations dépendent grandement du versant du volcan considéré et de conditions locales. Cette

hétérogénéité des précipitations s'accroît lorsque l'on s'éloigne du bassin versant étudié. L'effet d'écran créé par le volcan, important obstacle entravant le flux d'humidité en provenance d'Amazonie (à l'Est), « protège » les pluviographes situés sous le vent (« turbulence de sillage », effet foehn). Lorsque l'on compare les mesures réalisées sur le site du glacier 15 avec les données d'autres pluviographes installés autour de volcan, nous observons que les deux pluviographes situés à l'ouest (Pluviographe HoboM-La Mica (à 4000 m d'altitude) et HoboP (Páramo, à 4430 m d'altitude) [Favier *et al.*, 2000, Chapitre 4, pp. 19]) reçoivent des cumuls de 20 à 25 % plus faibles que les pluviographes installés sur le bassin versant du Limni 15 (Figure 2.9). De plus, à mesure que l'on s'éloigne du glacier, on observe une rapide diminution des corrélations entre les précipitations journalières mesurées au pluviographe HoboG et les précipitations enregistrées par les autres pluviographes. Seules les données du Hobo2 (très proche du Hobo G) sont très bien corrélées. Cette rapide diminution du coefficient de corrélation n'est pas seulement due à la variation spatiale des précipitations. En effet, à 4000m d'altitude (HoboM-La Mica), les précipitations neigeuses sont rares. A l'inverse, à proximité du glacier, une partie des précipitations tombe sous forme de neige et fond avec un léger retard à l'intérieur du pluviographe. Nous utiliserons avec intérêt les données du Hobo4 car elles seront moins affectées par les effets de la fonte retardée des chutes de neige dans l'appareil que les données des autres pluviographes installés à l'intérieur du bassin versant étudié.

Tableau 2.9 : Comparaison entre les précipitations cumulées des pluviographes installés autour du volcan Antizana avec celles mesurées par le pluviographe HoboG installé à proximité du glacier (près du pluviomètre PG) (Figure 2.2, Tableau 2.8). Les données concernent l'année 2002-03.

Pluviographe – Localisation	Hobo2 – Près du P2	Hobo4 – près du P4	HoboP – páramo	HoboM – La Mica
Altitude – Versant du volcan	4785 m –versant NO	4550 m – versant NO	4430m – versant O	4000 m – versant SO
Rapport de la précipitation cumulée du pluviographe sur celle du HoboG	0,99 ¹ (0,94 ²)	1,21 ¹ (1,27 ²)	0,81 ¹ (0,64 ²)	0,77
Corrélations avec HoboG	$r^2 = 0,90^2$	$r^2 = 0,60^2$	$r^2 = 0,15^2$	$r^2 = 0,06^1$

¹Les cumuls ne prennent en compte que les périodes où l'ensemble des pluviographes fonctionnait, soit 180 journées.

² Les cumuls ne prennent en compte que les périodes où les pluviographes HoboG, Hobo2, Hobo 4 et HoboP fonctionnaient, soit 314 journées.

En raison de l'hétérogénéité des valeurs, il est nécessaire de définir un pluviomètre de référence. En effet, les mesures du pluviomètre PG, le plus proche du glacier, sont supposées être les plus représentatives des précipitations sur le glacier, mais la faible durée des mesures nous limite dans l'interprétation de la qualité des données récoltées. Les séries les plus longues sont celles des pluviomètres P2, P3 et P4. Situé à l'exutoire du bassin versant, le pluviomètre P4 est moins affecté par l'effet d'écran du sommet et reçoit des apports plus importants. Ce pluviomètre est peu représentatif de l'ensemble du bassin versant. La comparaison des précipitations cumulées (Figure 2.17) permet de constater que la relation entre P3 et P2 est linéaire (Figure 2.17.a) contrairement à celle entre P2 et P4 (Figure 2.17.b). De plus, le pluviomètre P3 est bien corrélé avec les précipitations sur le glacier (comme le P2 et le Hobo2). Cependant, le P2 présente les plus faibles cumuls mesurés des 4 pluviomètres, et les valeurs mesurées au P2 entraînent une sous-estimation des cumuls sur le glacier : le P2 est implanté sur la moraine, et les précipitations qu'il récolte sont affectées par le vent violent en limitant les « capacités d'interception » du pluviomètre. Les données du P3 nous semblent de meilleure qualité et sont donc utilisées pour estimer les précipitations sur l'ensemble du bassin versant et en particulier sur le glacier. Nous considérons donc que les précipitations mensuelles mesurées au pluviomètre P3 servent de référence.

Tableau 2.10 : Précipitation mesurée aux différents pluviomètres (en mm). Les valeurs entre parenthèses et en italiques représentent l'écart type pour l'ensemble des années de mesures disponibles.

Pluviomètre	Début des mesures	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002 ¹	moyenne inter-annuelle
P4 (4550 m)	Janvier 1997	-	-	1535	1009	1480	1462	1260	1360	1351 (194)
P3 (4650 m)	Janvier 1995	725	965	930	1374	1335	1215	910	985	1055 (228)
P2 (4785 m)	Janvier 1995	750	882	985	1140	1215	1025	750	1035	973 (169)
PG (4860 m)	Janvier 2002	-	-	-	-	-	-	-	1155	1155

¹période commune

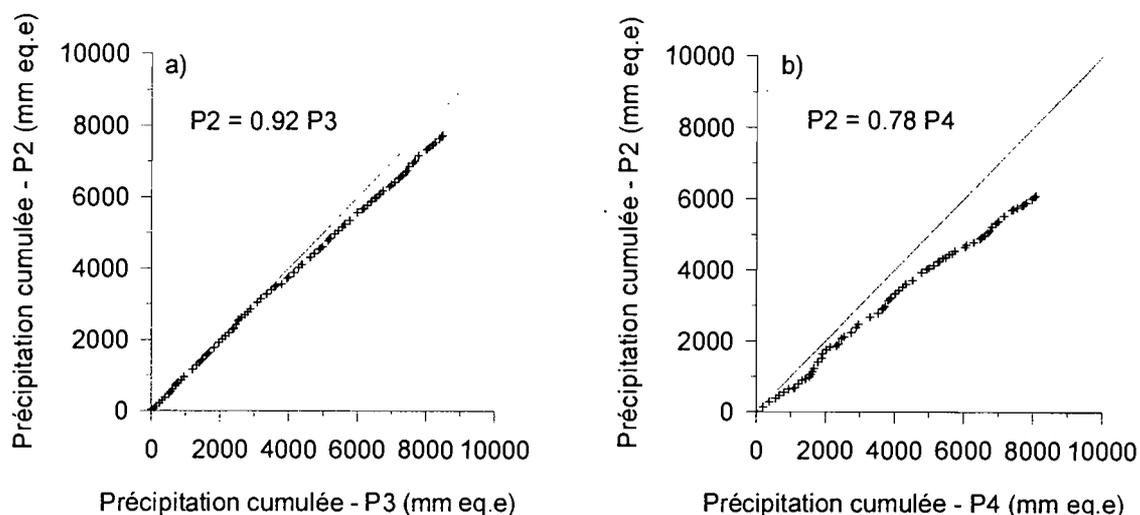


Figure 2.17 : Comparaison des précipitations cumulées relevées à différents pluviomètres. a) Pluviomètres P3 et P2. b) Pluviomètres P4 et P2.

2.6.3. Comparaison entre pluviographes et pluviomètres en un point

Nous comparons ici les mesures du pluviographe Hobo4 avec celles des pluviomètres P4 et P3 (Figure 2.18), pour la période allant de janvier 2002 à avril 2003.

Malgré nos doutes initiaux sur la fiabilité du dispositif Hobo, les valeurs du P4 et du Hobo4 sont bien corrélées (pente de 0.97). Cette comparaison permet de dire que les enregistrements du pluviographe Hobo4 sont de qualité suffisante pour donner une valeur qualitative, voire quantitative des précipitations instantanées et journalières. Nous avons vu que les mesures du P4 entraînaient une surestimation des précipitations sur le bassin. De la même manière, les cumuls mensuels du Hobo4 sont supérieurs aux précipitations mesurées au niveau du P3 (Figure 2.18.b), avec un excès d'environ 20% sur le cumul des 14 mois étudiés (17% pour la période allant du 14 mars 2002 au 14 mars 2003). Cependant, la corrélation obtenue entre les capteurs est de bonne qualité malgré la différence de site. Seule la valeur du mois de février 2002 est assez mal reproduite et fait chuter la qualité de la corrélation. En conséquence, nous considérons que les mesures instantanées du Hobo-4, réduites de 20%, sont représentatives des précipitations sur l'ensemble du bassin versant et en particulier à la surface du glacier.

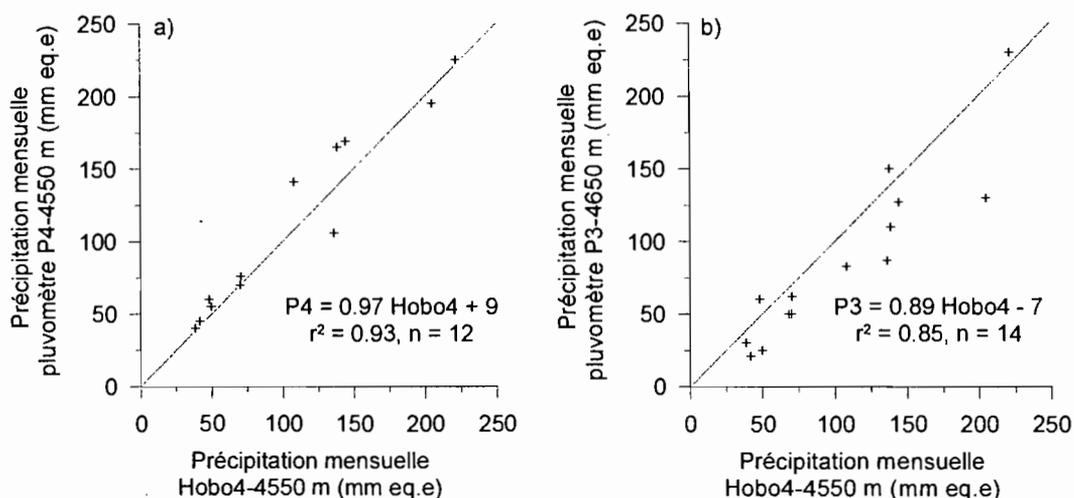


Figure 2.18 : Comparaison des valeurs de précipitations mensuelles mesurées à 4550 m par le Hobo4 avec les mesures des pluviomètres P4 (Figure 2.18.a) et P3 (Figure 2.18.b).

2.7. Mesures glaciologiques - Bilan de masse

Sur un glacier, on distingue la zone d'accumulation (zone de gain ou de bilan hydrique positif sur l'année) et la zone d'ablation (zone de perte ou de bilan hydrique négatif). La limite, qui sépare ces deux zones est appelée ligne d'équilibre annuelle. Le « bilan de masse » annuel correspond au bilan des apports au sein de la zone d'accumulation et des pertes au sein de la zone d'ablation. Intégrés par la dynamique du glacier, les bilans de masse se répercutent sur l'avancée ou le recul de son front.

Il est possible de suivre l'évolution de la surface d'un glacier à l'aide de perches implantées dans la glace, appelées balises. Le déplacement d'une balise indique la vitesse de la glace en surface. La différence d'émergence d'une balise entre deux dates reflète la perte de neige/glace ou l'apport de neige. Lorsqu'il y a augmentation de l'émergence d'une balise, il est important de distinguer si la perte d'eau correspond à de la neige ou à de la glace car la densité de ces deux milieux est différente. De plus, la densité de la neige est très variable⁴ et il est nécessaire de mesurer sa densité. Nous devons donc compléter le relevé de l'émergence des balises par des mesures d'épaisseur et de densité du manteau neigeux. Enfin, la variabilité

⁴ La densité de la neige fraîche peut varier énormément en fonction des conditions météorologiques au moment de la chute (température, vitesse du vent [e.g. Lliboutry, 1964, pp. 213]). Sicart et al. [2002] présentent un tableau récapitulatif de valeurs disponibles dans la littérature : la densité de la neige fraîche varie selon les études d'environ 45 kg m⁻³ [Gray et al., 1970] jusqu'à 250 kg m⁻³ ± 50 kg m⁻³ [Sicart et al., 2002]. Les métamorphoses de la neige conduisent ensuite à sa densification. C'est le cas, en particulier, des situations de fonte et de regel répétées, appelées vieillissement ou névification [e.g. Lliboutry, 1964, pp.222]. La densité critique du névé est d'environ 550 kg m⁻³ [e.g. Anderson et Benson, 1963], au delà, la densification se fait par frittage [e.g. Stauffer, 2003, pp.1]. Le névé devient imperméable à l'eau lorsque sa densité dépasse 770 kg m⁻³ environ [e.g. Lliboutry, 1964, pp.223].

de la densité du manteau neigeux impose de porter une attention particulière aux mesures réalisées au dessus de la ligne d'équilibre. Au sein de la zone d'accumulation, les couches de neige de densité différente s'empilent les unes sur les autres. Une interface claire entre la neige et la glace ne peut plus être facilement mise en évidence. Pour réaliser des mesures de qualité de l'équivalent en eau des précipitations accumulées sur une période, il faut donc être capable, en fin de période, de retrouver avec précision la position de la surface du début de période. Nous pouvons dans ce cas mesurer l'épaisseur et la densité de la neige accumulée. Les mesures d'accumulation sont obtenues en creusant des puits dans la neige ou en réalisant des carottages courts.

En juin 1994, 14 balises ont été implantées dans la zone d'ablation du Glacier 15 de l'Antizana. Au début de chaque année hydrologique (début janvier), de nouvelles balises sont implantées : il s'agit de maintenir un réseau d'une vingtaine de balises au sein de la zone d'ablation du glacier (Figure 2.2). La zone d'ablation est découpée par tranches d'altitudes de 30 à 50 m, où l'ablation moyenne est évaluée à partir 4 à 5 balises représentatives. Des tests d'homogénéité sont réalisés entre balises, et les valeurs erronées sont écartées. L'émergence des balises d'ablation et l'épaisseur de la couche de neige autour des balises sont mesurées tous les mois.

La zone d'accumulation est étudiée à partir de mesures d'accumulation réalisées une fois par an (en fin de cycle hydrologique) le long d'un transect qui va de la ligne d'équilibre jusqu'au sommet. La fin de l'année (novembre-décembre) est généralement marquée par une diminution des précipitations et par l'apparition d'une fine couche de glace qui facilite la recherche du niveau de la surface de l'année précédente. Depuis l'année 2003, la mise en place de pastilles Recco⁵ en début d'année permet, en fin d'année, de retrouver plus précisément le niveau de la surface.

Nous pouvons ainsi établir, à la fin de chaque cycle hydrologique, le bilan de masse annuel du glacier 15 de l'Antizana (Tableau 2.11). Le bilan est calculé par tranche d'altitude et pondéré par la surface sur laquelle il est représentatif :

- Au sein de la zone d'ablation, le bilan est calculé à partir des mesures d'émergence des balises et d'épaisseur de neige du 31 décembre de l'année et du 31 décembre de

⁵ Le système RECCO® est un système électronique utilisé pour la localisation des victimes d'avalanche, qui se compose de deux éléments : le détecteur et le réflecteur (pastille recco).

l'année antérieure. Dans la zone d'ablation, la densité de la glace est d'environ $\rho_{\text{glace}} \approx 900 \text{ kg m}^{-3}$. Nous avons de plus vérifié par des mesures, que nous pouvions y négliger les variations de densité de la neige⁶ et réaliser nos calculs à l'aide d'une valeur moyenne de densité de $\rho_{\text{névé}} \approx 400 \text{ kg m}^{-3}$. Cette simplification n'introduit qu'une faible erreur dans le calcul du bilan annuel⁷.

- Le bilan au delà de la ligne d'équilibre est estimé à partir des mesures d'accumulation (puits ou carottages) réalisées en fin de cycle hydrologique.

Enfin, depuis 1995, en fin de cycle hydrologique, nous réalisons un relevé topographique de la position des balises et du front du glacier. Ces mesures permettent d'étudier le flux de glace et d'estimer le recul/avancée du front de glace au cours de l'année (Tableau 2.11). La restitution photogramétrique de clichés aériens du volcan Antizana réalisés en 1956, 1965, 1993 et 1997 permet de compléter les valeurs de l'évolution de la position du front du glacier et celles de son bilan de masse mesurées depuis 1995.

Tableau 2.11 : Bilan de masse du glacier au cours du temps [Cáceres et al., 2003].

Période	1956-65 ¹	1965-93 ¹	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003 ²	1995-2003
Bilan spécifique moyen, mm eq.e.an ⁻¹	-251 ³	-146 ³	-1830	-428	-612	-845	515	393	-598	-769	-1362	-615
ELA ⁴ , m	-	-	5245	5115	5110	5100	4960	4980	5085	5145	5225	5030 ⁵
Recul du front, m	-42	-90	-	-54 ⁶	-60	-26	16	27	-27	-15	-55	-194 ⁷

¹A partir de photos aériennes, d'après [Cáceres et al., 2001].

²D'après [Cáceres et al., sous presse].

³D'après [Francou et al., 2000].

⁴Equilibrium Line Altitude.

⁵ELA₀ = altitude de la ligne d'équilibre lorsque le bilan de masse est équilibré (cf. Chapitre 6, Figure 6.1.b).

⁶Entre 1993 et 1996.

⁷Depuis 1993.

⁶ Dans les régions tropicales, en raison des températures élevées au cours des précipitations, la densité de la neige fraîche est élevée ($\rho_{\text{neige fraîche}} \approx 250 \text{ kg m}^{-3}$ [Sicart et al., 2002]), et augmente rapidement avec la névification du manteau en raison de l'importante fonte quotidienne.

⁷ La neige de la zone d'ablation disparaît d'une année sur l'autre, et n'est pratiquement jamais présente dans cette zone en fin de cycle hydrologique : en l'absence de neige, nous pourrions donc considérer un valeur quelconque de densité sans introduire d'erreur. Au delà de la ligne d'équilibre, par contre, des mesures de densité sont indispensables.

2.8. Mesures hydrologiques

2.8.1. Station hydrologique Limni 15

L'écoulement est collecté dans un bief aménagé entre deux gros bloc. Le dispositif de mesure a subi de nombreuses adaptations en raison des problèmes posés par la gestion de l'important transport solide [Bontron *et al.*, 1999, pp.73]. A cela s'ajoute le besoin d'estimer avec précision des débits variant de 2 L s^{-1} à plus de 300 L s^{-1} . Le temps de scrutation doit être suffisamment faible pour permettre de mesurer correctement les variations des débits, qui passent chaque jour des plus faibles aux plus fortes valeurs. Au cours de cette thèse, l'amélioration des mesures de débit et la critique des données obtenues ont constitué une charge importante de travail et d'analyse. Les principales étapes de l'amélioration de la qualité des mesures sont décrites ci-après.

La station initiale, construite en décembre 1995, était constituée d'un canal très court (30 cm de large sur 2 m de long environ), de très faible pente, débouchant sur une chute d'eau. Un bassin de tranquillisation en amont du canal permettait à la lame d'eau de se stabiliser. La hauteur d'eau dans le canal était mesurée à l'aide d'une centrale Chloe (de la marque Elsyde) équipée d'une sonde de pression de résolution centimétrique de type SPI. La station de mesure était de bonne qualité, mais le dépôt de quelques centimètres de sédiments après chaque étiage nocturne induisait une surestimation importante des faibles débits [Sémiond *et al.*, 1997, pp.81].

En novembre 1996, nous avons rallongé le canal et augmenté légèrement sa pente afin d'accélérer l'écoulement et éviter le dépôt de sédiments (Figure 2.20). En sortie du canal, nous avons construit un dispositif de répartition des débits (deux vannes guillotines) afin d'orienter l'écoulement vers un bassin jaugé de 1.5 m^3 . L'estimation du temps de remplissage du bassin permet depuis de réaliser des jaugeages volumétriques précis de la station hydrologique (erreur de 5% environ pour les débits les plus forts). Nous avons déplacé la sonde piézométrique dans un compartiment sur le bord du canal. La communication hydraulique avec l'écoulement était réalisée à travers une porte métallique percée. Nous établissions la courbe de tarage à l'aide de la formule de Manning-Strickler, en calant au mieux les valeurs de rugosité [e.g. Bontron *et al.*, 1999, pp.58 ; Favier, 2001, pp.19].



Figure 2.19 : Photographies de la station Limni15 (à gauche) et du dispositif de jaugeage (à droite). Le dispositif de répartition du débit à l'aide de vannes guillotines est photographié au cours d'un jaugeage (en haut à droite). Le bassin de jaugeage (en bas à droite) est photographié au cours du jaugeage d'un débit très faible. Sur la photo en haut à droite, l'eau qui s'écoule vers la (rive) droite tombe dans le bassin de jaugeage, et l'eau qui s'écoule vers la (rive) gauche retourne dans le lit du torrent. Sur cette photographie, nous observons qu'il existe quelques fuites, qui étaient systématiquement contrôlées à l'aide d'un bidon de 70 l.

Si le dispositif de jaugeage a été une réussite, l'adaptation du canal a causé plus de problèmes qu'elle n'a offert de solution à la difficulté posée par le transport solide. En effet, la réalisation d'un canal de pente plus forte, faisant passer l'écoulement en régime torrentiel, a induit une réduction de l'amplitude des variations de hauteur d'eau dans le canal et a augmenté la vitesse de l'écoulement donc de la turbulence. La résolution du dispositif de mesure était réduite et la lecture centimétrique à l'échelle était pratiquement impossible. En raison du transport solide important et des fortes vitesses, le fond du canal en béton était progressivement érodé et la courbe de tarage évoluait rapidement. Les sédiments entraient à

l'intérieur du compartiment de mesure, en relation quasi-directe avec le canal, et nous devons réaliser un nettoyage de la sonde toutes les 3 semaines. Les déplacements du SPI introduisaient des doutes sur le niveau d'origine (zéro) des mesures de hauteur d'eau. Enfin, *Bontron et al.* [1999, pp. 60] ont constaté l'existence d'antidunes, c'est-à-dire de petites dunes de sable remontant le cours de l'eau, dont la présence affectait le niveau de la ligne d'eau de plusieurs centimètres en produisant des sortes de petits ressauts hydrauliques qui remontaient lentement le courant. Nous avons résolu ce problème le 21 août 1998, en construisant un petit seuil à l'entrée du canal [*Bontron et al.*, 1999, pp.]. La disparition des antidunes a permis une diminution appréciable de l'incertitude de mesures et de la lourdeur du traitement des données (correction des données en cas d'antidunes). De plus, le 21 août 1998, l'installation d'une plaque de métal au fond du canal a permis l'arrêt de l'érosion du canal. Le dispositif semblait permettre une estimation correcte des débits, mais l'erreur maximale envisageable des débits calculés restait trop forte (estimée⁸ à +90% et -60% (Figure 2.21)) [*Favier*, 2001, pp. 54]. La faible résolution du dispositif nous a imposé de revoir de nouveau le dispositif de mesure.

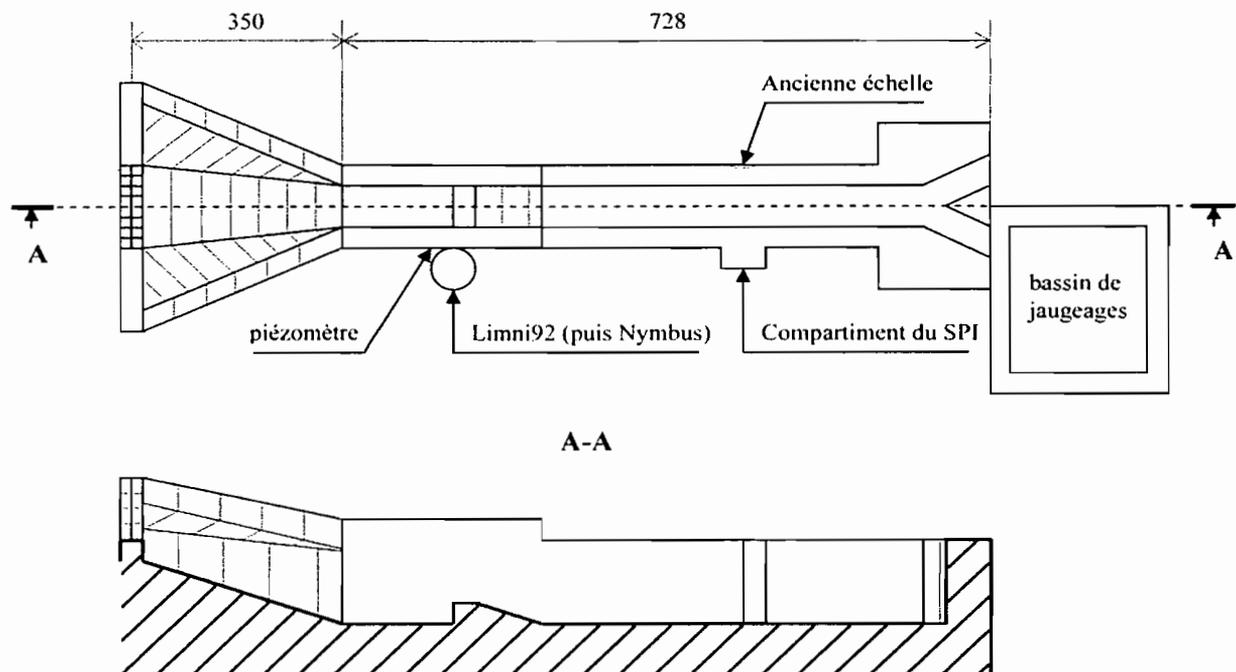


Figure 2.20 : Plan de la station hydrologique Limni 15 suite aux adaptations réalisées le 21 août 1998. Les proportions ne sont pas tout à fait respectées sur ce plan afin de le rendre plus lisible. Sur la vue de dessus, on distingue le répartiteur de débit à l'aval permettant d'orienter l'écoulement vers le bassin de jaugeages. La coupe A-A permet de distinguer le seuil en amont duquel la prise de pression du limni92, puis du Nimbus, sera réalisée le 27 mars 2002 à l'aide d'un dispositif de siphon traversant le mur du canal.

⁸ Nous calculons les débits en considérant trois courbes de tarage : la courbe moyenne et les deux courbes enveloppes. Puis nous comparons les débits moyens obtenus pour chaque courbe de tarage. Nous reproduisons cette méthode de manière systématique pour toutes les courbes de tarage.

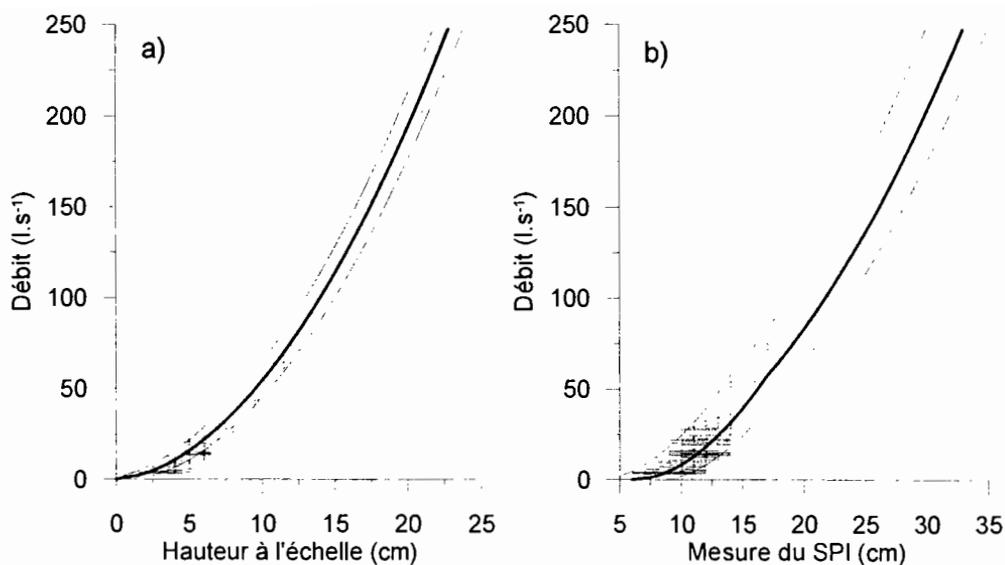


Figure 2.21 : Courbe de tarage (figure a)) et relation entre mesures de la sonde centimétrique (SPI) et débits (figure b)) entre le 21 août 1998 et le 27 mars 2002. Les fonctions continues représentent les courbes de tarage correspondant à un intervalle de confiance à 95% (trait fin) et la courbe calée (trait épais). L'incertitude sur les débits jaugés est de $\pm 5\%$. L'incertitude de lecture à l'échelle est de $\pm 0,5$ cm pour une hauteur d'eau dans le canal inférieure à 15cm, puis de ± 1 cm au delà. L'incertitude maximale de lecture du SPI est de ± 2 cm.

Il était indispensable de réaliser les mesures limnimétriques en régime fluvial. En amont du petit seuil construit à l'entrée du canal, l'écoulement présente cette caractéristique. Le seuil permet une rupture hydraulique, point de contrôle très intéressant pour le calcul de la ligne d'eau juste en amont. De plus, l'installation devait permettre la mesure du niveau d'eau en limitant au maximum l'entrée de sédiments dans le compartiment de mesure. La solution élaborée s'inspire de la mesure de pression à l'aide de piézomètres classiques. Un tube traverse le mur du canal (que nous appellerons siphon, par abus de langage) et assure la transmission de la pression hydrostatique entre l'écoulement et le compartiment de la sonde de pression [Chazarin, 2002] (Figure 2.23.a). La prise de pression est réalisée en charge (et non à surface libre) ce qui limite l'entrée des sédiments, mais impose l'absence totale de fuites [Chazarin, 2002]. Enfin, nous avons remplacé la centrale Chloe centimétrique par une centrale de type Limni 92 afin de remplacer la sonde centimétrique par une sonde millimétrique.

Le 27 mars 2002, nous installons une première version du dispositif de mesures avec siphon. L'ancien système de mesure est conservé afin d'estimer la qualité des mesures aval (critiques

des mesures antérieures) et de limiter les lacunes en cas de panne ou de réadaptation du nouveau dispositif de mesures.



Figure 2.22 : Exemple de transport solide observé au niveau de la station Limni15a (photographie de gauche), et dispositif de mesure installé sur la station Limni15. Ce dispositif permet une mesure de pression hydrostatique en charge et limite contact entre la sonde et le sédiment (cf. schéma du dispositif (Figure 2.23.a)).

Le système de prise de pression et l'installation de la sonde dans une zone d'écoulement subcritique donnent immédiatement des résultats très prometteurs. Cependant, deux nouveaux problèmes apparaissent. Le siphon du dispositif de mesure se bouche à plusieurs reprises. Le relevé systématique à chaque sortie de terrain (tous les 10 jours maximum) du niveau d'eau directement dans le canal et la comparaison avec la pression au niveau de la sonde (indiquée par un piézomètre) permet de constater d'éventuels bouchons dans le siphon. Le siphon est immédiatement nettoyé. Les lacunes sont donc limitées à quelques journées. Malgré tout, le dispositif doit être réaménagé en raison de l'existence d'une courbe de tarage complexe, non univoque (Figure 2.23.b) : la courbe de tarage au cours de la montée de crue est différente de la courbe lors de la décrue. En effet, lors des étiages nocturnes, un dépôt de sable s'accumule et change la hauteur de pelle en amont du seuil, mais ce dépôt est emporté par le courant dès que les débits sont suffisants pour l'arracher du fond du canal. Nous corrigeons ce point le 4 novembre 2002 et reconstruisons le compartiment de la sonde en rapprochant au maximum la prise de pression du seuil où l'accélération de l'écoulement limite le dépôt de sable. Cette adaptation permet depuis d'obtenir des mesures de meilleure qualité.

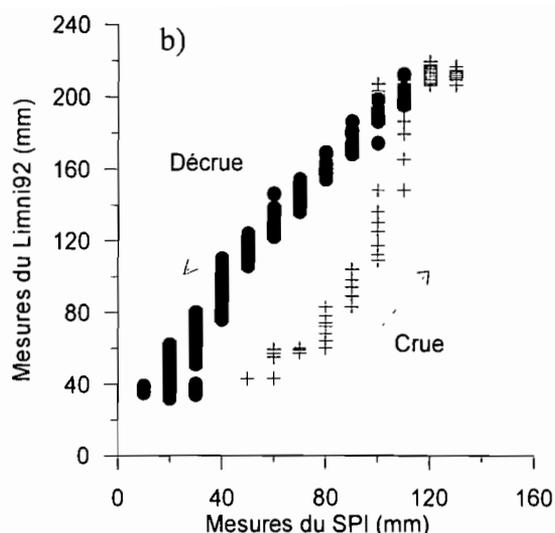
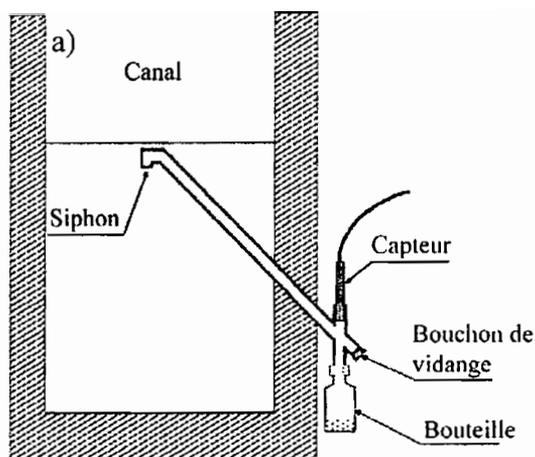


Figure 2.23.a : Schéma du dispositif de mesure avec siphon installé juste en amont du petit seuil dans le canal (d'après [Chazarin, 2002]). b) Relation entre mesures du SPI (canal) et Limni92 (mesure par siphon en amont du petit seuil) pour la journée du 11/5/2002. Les points représentés illustrent la non-univocité de la courbe de tarage avant l'adaptation de la station hydrologique (le 4 novembre 2002). La montée de crue a duré 3 heures mais l'erreur de mesure concerne seulement la période comprise entre 13h00 et 14h10.

Outre les problèmes hydrauliques, les mesures hydrologiques ont souffert des nombreux dysfonctionnements des centrales d'acquisition en raison des conditions d'humidité élevée et du froid. Ainsi, nous avons dû faire réparer plusieurs fois (en France) la nouvelle centrale d'acquisition (Limni92). Le Limni 92 tombe définitivement en panne le 21 juillet 2003 et nous installons une nouvelle centrale de type Nimbus de la marque OTT le 23 octobre 2003. Le principe de mesure de la nouvelle sonde, à bullage, impose une légère adaptation du dispositif de siphon. Après cette dernière adaptation, le système de mesures donne rapidement des résultats satisfaisants.

Les mesures peuvent donc être séparées en quatre périodes principales :

1. avant le 27 mars 2002, la mesure est centimétrique et réalisée en régime torrentiel. Le manque de résolution du système, induit une erreur maximale très élevée (de -60% à +90%). Cependant, lors des nombreux jaugeages (plusieurs jaugeages tous les mois), l'adéquation obtenue entre débits calculés et débits mesurés a toujours été de meilleure qualité, et l'incertitude de mesure des débits journaliers est plutôt de l'ordre de -30% à +50%.

2. Du 27 mars 2002 au 4 novembre 2002, la mesure est millimétrique mais la courbe de tarage est non univoque. La précision des mesures est nettement améliorée. Le problème de non-univocité de la courbe de tarage représente une erreur importante au cours de la montée de crue (sous-estimation du débit réel d'environ 100%), mais ensuite devient faible (environ 15% en raison de la qualité des jaugeages volumétriques) permettant d'estimer les débits journaliers à $\pm 20\%$. La précision obtenue lors de la montée de crue est insuffisante pour les besoins de modélisation des écoulements au pas de temps demi-horaire.
3. Du 4 novembre 2002 au 21 juillet 2003, les mesures sont de bonne qualité mais l'occurrence de bouchages du siphon lors des étiages nocturnes induit une erreur notable sur les faibles débits et les débits nocturnes ont dû être en partie reconstitués. Les débits de pointe sont bien estimés ($\pm 15\%$). L'erreur sur les débits journaliers (reconstitués) est estimée de $\pm 25\%$.
4. A partir du 21 juillet 2003, suite à l'installation du Nimbus, les données sont de bonne qualité, mais il subsiste un batillage en raison du système de bullage. La précision est améliorée notablement ($\pm 15\%$) et les variations des débits sont maintenant bien reproduites.

La lame d'eau annuelle écoulée, ramenée à l'ensemble du bassin versant, (Tableau 2.12) est de 379 mm an^{-1} pour la période 1997-2002, ce qui correspond à un débit spécifique moyen de $12.0 \text{ L s}^{-1} \text{ km}^{-2}$.

Tableau 2.12 : Lame d'écoulement moyen annuel contrôlée par la station hydrologique Limni15.

Année	1997	1998	1999	2000	2001	2002	1997-2002
Lame d'écoulement annuel, mm an^{-1}	584	587	262	246	271	326	379
Débit spécifique, $\text{L s}^{-1} \text{ km}^{-2}$	18.5	18.6	8.3	7.8	8.6	10.3	12.0

2.8.2. Stations hydrologiques Limni 15a et Limni 15b

Les stations Limni 15a et Limni 15b sont des stations hydrologiques temporaires, de conception similaire, permettant de suivre la hauteur d'eau en provenance des exutoires de glaciers 15 α et 15 β . Nous présentons ces stations, qui font partie du réseau, même si nous

n'avons pas utilisé leurs enregistrements dans cette thèse. Ces stations permettent de mesurer les débits résultant de la fusion des deux langues glaciaires avec un retard minimum. En amont d'une petite chute d'eau artificiellement créée, nous avons construit un petit canal en pierre. A l'aval du bief construit, nous avons placé un déversoir en V afin d'obtenir une plus grande sensibilité des mesures lors des faibles débits. Sur le déversoir nous pouvons installer une petite gouttière permettant un jaugeage volumétrique précis des débits (5% de 0 à 40 L s⁻¹ et 10% jusqu'à 70 L s⁻¹). Le transport solide au niveau de ces deux stations est très important, et des petites laves torrentielles sont fréquemment observées. Nous avons donc choisi d'installer un dispositif de prise de pression à l'aide de siphon pour chaque station. Deux limnigraphes à flotteur, qui seront ensuite remplacés par des limnigraphes de type Nimbus, permettent l'enregistrement des hauteurs d'eau mesurées. L'erreur de mesure, très importante ($\pm 100\%$), est principalement liée à l'incertitude provoquée par des situations de gel/dégel et des dépôts de sédiments répétés qui font évoluer la relation sonde/échelle. Aussi nous prendrons garde à ne pas tirer de conclusions trop hâtives à partir des débits mesurés lorsque nous n'étions pas sur le terrain. Par contre, lors des missions de longue durée (*Tableau 2.6*) de très nombreux jaugeages ont été réalisés (10 par jours environ) permettant de recalibrer et de contrôler correctement les débits. Pour les journées concernées, l'erreur diminue grandement et peut être estimée à environ $\pm 30\%$.

En raison du transport solide (*Figure 2.22*), les siphons se sont fréquemment bouchés, induisant de nombreuses lacunes.

2.9. Présentation des données utilisées au cours de cette thèse

2.9.1. De janvier 1995 à décembre 2003

Les données que nous utiliserons par la suite proviennent :

- des mesures des bilans de masse et de l'ablation mensuelle, de janvier 1995 à décembre 2003.
- Des données mensuelles de l'AWS récoltées de septembre 1998 à août 2003. Ces données permettent d'étudier les variables à l'origine de l'ablation du glacier. Suite à la réinstallation de l'AWS le 14 mars 2002 (cf. 2.3.1), les capteurs ont été changés. Nous avons écarté les données antérieures à cette date pour les variables dont le changement de capteur a introduit artificiellement une différence de mesure importante (mauvaise corrélation entre les capteurs). Nous avons conservé les données de température, de rayonnement net toutes longueurs d'onde et d'albédo de surface.

- Des cumuls de précipitation récoltés au niveau du pluviomètre P3. Nous ne disposons (au moment de l'étude) que des données mesurées entre janvier 1995 et mars 2003.
- Des précipitations journalières enregistrées par le Hobo-4 (à l'exutoire du bassin versant) de juin 1999 (date de son installation) à mars 2003.
- Des débits de la station Limni15 mesurées de décembre 1996 (début des mesures) à mars 2003. Au delà de cette date, seuls les débits des journées du 3 au 6 juillet 2003 seront utilisées (lors de traçages à la saumure).
- Des données de température et de vitesse du vent des réanalyses¹ NCEP-NCAR et des données interpolées d'OLR (outgoing longwave radiation) de la NOAA [*Liebmann et Smith, 1996*] de la période 1995 à 2002. Les données utilisées sont celles obtenues pour le nœud de la grille de coordonnées (77.5°W, 0°S) au niveau de 500 hPa.
- Des données du mât de vent mesurées en avril 2004. Au cours de cette période, les vents mesurés étaient faibles. Nous observons des vents importants au cours des journées du 5 à 7 avril. Au cours des journées du 5 et du 7 avril, les gradients de température sont faibles et ne permettent pas, au vu des erreurs de mesure, de réaliser une étude de qualité. En revanche, le 6 avril, les profils de vitesse du vent, de température et d'humidité étaient tous trois de qualité et permettent une étude détaillée de la couche limite atmosphérique de surface.

2.9.2. Cycle 2002-03

La qualité des données récoltées entre 14 mars 2002 et le 14 mars 2003, a été analysée dans le détail à partir de nombreuses observations de terrain. Cette période sert de référence à l'étude ponctuelle du bilan d'énergie de surface. Les données utilisées sont :

- Les cumuls journaliers de précipitations mesurées à l'aide d'un pluviographe instantané situé à 4550 m (appelé Hobo4),
- Les données demi-horaires de la station météorologique automatique Campbell (UK) située à 4890 m (appelée AWS),
- Les mesures mensuelles de 15 balises d'ablation,
- Des mesures ponctuelles de fonte et de sublimation journalière.

Afin de contrôler la représentativité du cycle considéré, nous comparons rapidement ces données avec celles récoltées de janvier 1995 à décembre 2003 (dans la limite des données disponibles (cf. 2.9.1)).

Chapitre 3 : Conditions climatiques du site du Glacier 15 de l'Antizana

3.1. Introduction

La zone tropicale est fondamentale dans l'instauration de la circulation générale. De plus, elle est le lieu de phénomènes climatiques d'impact global tel que l'ENSO (El Niño Southern Oscillation). Comprendre l'évolution du climat tropical est donc d'intérêt global. Dans cette quête, l'étude des glaciers tropicaux peut apporter une information importante, car bilan de masse et bilan d'énergie en surface du glacier sont le reflet de conditions climatiques régionales influencées par une circulation d'échelle bien supérieure. Ainsi, *Franco et al.* [2003] mettent en évidence le lien important du retrait du glacier de Chacaltaya (16°S, zone tropicale externe, Bolivie) avec l'évolution de la dynamique atmosphérique de grande échelle reliée à l'ENSO. Dans le cadre de cette thèse, une analyse similaire a été menée sur le site du Glacier 15 de l'Antizana, a donné lieu à une publication dont nous rappellerons, en particulier, quelques résultats dans ce chapitre.

Dans la section 3.2. nous rappelons quelques généralités relatives à la notion de circulation générale et d'ENSO. L'analyse plus précise des conditions climatiques locales est développée dans la section 3.3.

3.2. Notions de circulation générale

3.2.1. Importance des régions tropicales dans la mise en place de la circulation atmosphérique générale

L'existence et la structure de la circulation générale s'expliquent en premier lieu par les différences de rayonnement solaire à la surface de la terre (un gain de chaleur sous les tropiques et une perte sous les plus hautes latitudes [*Hastenrath*, 1991, pp.116]) et la rotation du globe (accélération de Coriolis) [e.g. *Lamb*, 1972, pp.75]. La température, pratiquement uniforme au sein des tropiques, diminue en direction des pôles sous les moyennes latitudes [*Hastenrath*, 1991, pp.25]. Une large ceinture d'importante convection à l'équateur traduit l'ascension d'air chaud et humide constituant la branche ascendante des cellules convectives de *Hadley* [1735] (Figure 3.1).

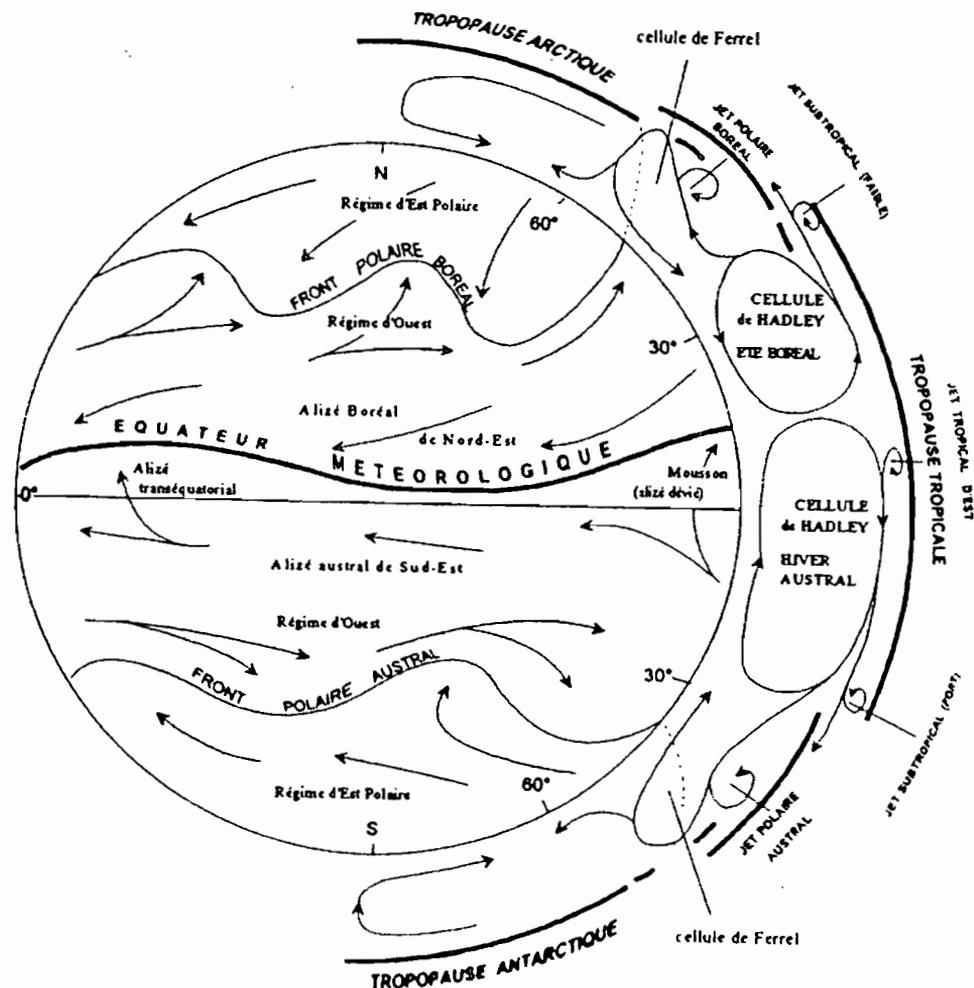


Figure 3.1 : Schéma de circulation générale (d'après [Rossel, 1997, pp.48]) de Palmen [1951], pendant l'hiver austral avec un climat de type mousson [Beltrando et Chémery, 1995]. Les courants Jets de moyenne et haute altitude y apparaissent, ainsi que les régimes de vents d'ouest des moyennes latitudes. Les jets polaires (subtropicaux) désignent en fait les positions les plus septentrionales (méridionales) du courant jet. Cependant, Joly [1995] argue que la notion de front polaire est un concept dépassé qui a la vie dure.

Une fois parvenus au niveau de la tropopause, l'air et l'énergie qu'il contient ne peuvent monter plus haut et s'orientent en direction des pôles, pour suivre la diminution de l'altitude géopotentielle en direction du pôle [e.g. Lamb, 1972, pp.75]. Dans les couches supérieures de la troposphère, dans les deux hémisphères, l'air s'oriente peu à peu vers l'Est (accélération de Coriolis) jusqu'à se mélanger, en bordure des zones subtropicales, avec la circulation générale d'ouest qui accompagne les grandes dépressions spécifiques des régions tempérées. Cependant, une importante partie du flux de haute altitude est prise dans les subsidences générées par les centres d'action anticycloniques subtropicaux, et redescend vers le sol, pour alimenter les alizés, qui représentent la portion des cellules de Hadley de la basse troposphère

[Hastenrath, 1991, pp. 204]. Les alizés sont au départ secs et le restent s'ils soufflent au dessus de régions continentales arides (ex. Harmattan en Afrique). Par contre, sur les zones océaniques tropicales, ils emmagasinent la chaleur latente (humidité) et la chaleur sensible indispensables à l'accomplissement du cycle des cellules de Hadley (ex. cas de la mousson indienne). L'air accumule cette énergie dans les basses couches (sous la zone d'inversion des alizés) et l'emmène à l'intérieur de la zone dépressionnaire équatoriale, où les précipitations et la libération de chaleur latente sont concentrées [Hastenrath, 1991, pp.204]. La zone de convergence des alizés de Nord-Est, dans l'hémisphère boréal, et de sud-Est, dans l'hémisphère austral, constitue la zone de convergence intertropicale (ITCZ en Anglais), parfois appelée équateur météorologique. La zone de dépression équatoriale et les cellules de Hadley qui lui sont associées sont contrôlées, dans leur développement et dans leur migration latitudinale, par le réchauffement des masses d'air à basses altitudes [Hastenrath, 1991, pp. 204]. Aussi, les déplacements nord/sud des zones de convergence entraînent des modifications importantes de l'état atmosphérique local. Les déplacements, relativement faibles sur le Pacifique, sont plus importants sur les Amériques (zones continentales). Au sein de cette bande (quasi-continue), certains centres d'intense convection quasi-permanente ressortent, tel que le bassin Amazonien [Hastenrath, 1991, pp.123]. Les centres convectifs au dessus de l'Amérique du Sud sont beaucoup plus intenses au cours de l'été austral lorsque l'ITCZ est localisé au sud de l'équateur [Hastenrath, 1991, pp.123].

La circulation zonale, plus intense que la circulation méridienne, est marquée par différents courants « Jets » développés à différentes périodes de l'année. Le Jet tropical d'Est de la haute troposphère qui s'étend à travers l'océan Indien et en Afrique est limité à l'été boréal [Hastenrath, 1991, pp.129]. En revanche, dans les régions tempérées (entre 35° et 65° de latitude), au niveau de la tropopause, se trouvent les deux importants courants Jets planétaires d'ouest. Ceux-ci forment des ceintures qui fluctuent et ondulent modérément entre des successions de centres d'action anticycloniques et dépressionnaires. Les reliefs et les variations de température de surface influent sur leur position et leur intensité. La circulation est plus intense lors des hivers respectifs à chaque hémisphère. Elle est continue sur les océans de l'hémisphère sud où des vents violents sont maintenus toute l'année. Siège d'instabilités baroclines, le jet joue un rôle majeur dans la cyclogénèse et le transport de tourbillons (rail des perturbations). Dans l'hémisphère nord, il alimente en particulier les séries de dépressions océaniques qui frappent les côtes européennes en hiver. Ces « tourbillons » permettent à l'air tropical piégé dans le courant tempéré d'ouest (donc devenu

incapable d'apporter de la chaleur sensible et latente vers les pôles) de parvenir à transférer de l'énergie en « larguant » de tels tourbillons en direction de l'air polaire. Ainsi, au sein de la zone tropicale, les cellules de Hadley réalisent la plus grande part du transport vers les moyennes latitudes [e.g. *Hastenrath*, 1991, pp.2], tandis qu'en bordure des tropiques les mécanismes turbulents jouent un rôle prépondérant [e.g. *Hastenrath*, 1991, pp.36].

Outre la conservation de la quantité de mouvement, la circulation générale garantit le respect de plusieurs équilibres globaux fondamentaux. Elle assure aux couples exercés sur la terre et son atmosphère de rester constants (le cisaillement des vents d'Est doit égaler exactement celui des vents d'ouest). Cette condition est remplie lorsque les zones de hautes pressions subtropicales se trouvent en moyenne à 30° de latitude. Les surfaces balayées par les alizés, ajoutées aux surfaces (plus petites) des régions polaires, sont alors équivalentes à celles balayées par des vents d'ouest sous les moyennes latitudes [e.g. *Lamb*, 1972, pp.115]. En termes de conservation de la chaleur et d'eau l'atmosphère et l'hydrosphère coopèrent dans l'exportation de chaleur vers les autres parties du globe. Les océans assurent la moitié du transport de chaleur [*Hastenrath*, 1991, pp.110]. Dans l'atmosphère, en raison de la chaleur latente engagée dans le changement de phase, l'équation de conservation de l'eau est directement reliée à celle de l'énergie. Le transport de vapeur d'eau et de chaleur latente est directement relié à la configuration des précipitations et de l'évaporation depuis la surface, toutes deux très importantes sous les basses latitudes. Plus précisément, les précipitations sont maximales dans une zone juste au nord de l'Equateur et minimales dans les régions subtropicales, alors que l'évaporation présente un léger minimum dans la zone de précipitations maximales [*Hastenrath*, 1991, pp.109].

3.2.2. Circulation atmosphérique du Pacifique Equatorial et El Niño Southern Oscillation (ENSO)

Les alizés sont établis toute l'année sur les parties centrales et Est de l'océan Pacifique. Leur vitesse est maximale entre 10° et 15°N et entre l'équateur et 15°S. L'ITCZ s'étend sur une bande de 5° de latitude et quasiment tout l'océan Pacifique. Parallèlement, dans l'hémisphère sud, les alizés Sud-Est du Pacifique sud aboutissent à la zone de convergence du Pacifique Sud (SPCZ en anglais) [e.g. *Rossel*, 1997, pp.50]. Les régions côtières de Colombie et d'Equateur vivent au rythme des migrations saisonnières de l'ITCZ qui suivent le mouvement apparent du soleil.

Les circulations zonales le long de l'Equateur sont causées par les différences Est-Ouest de températures de surface et de la troposphère [*Hastenrath*, 1991, pp. 208]. La circulation de « Walker du Pacifique », et les cellules centrées sur l'océan Atlantique et Indien sont les plus développées, alors que l'existence de cellules entre continents et océans adjacents demeure hypothétique [*Hastenrath*, 1991, pp. 208]. La circulation de Walker du Pacifique joue un rôle majeur dans le déclenchement des événements de type El Niño [e.g. *Bjerknes*, 1969 ; *Rossel*, 1997, pp.58]. L'ENSO apparaît comme l'oscillation d'un système couplé océan-atmosphère autour d'un équilibre instable ([e.g. *Rossel*, 1997, pp.65], d'après [*Dandin*, 1993]), dont l'origine est complexe et l'explication mal connue [*Barnston et al.*, 1994]. Selon *Menard et Delcroix* [1996], les explications du déclenchement d'un événement de type El Niño de *Bjerknes* et *Wyrki* sont, malgré leur ancienneté, parmi les plus satisfaisantes [*Rossel*, 1997, pp. 57]. Après une période marquée par des alizés forts, suite à l'affaiblissement de ces vents d'Est sur le Pacifique, l'eau accumulée entre la Nouvelle-Guinée, les Samoa et la Nouvelle Calédonie n'est plus retenue par le frottement du vent en surface et elle retourne vers le Pacifique Est. Ceci provoque une élévation du niveau de la mer et un abaissement du niveau de la thermocline le long des côtes sud-américaines [*Wyrki*, 1975].

Au cours des phases chaudes de l'ENSO, des précipitations anormalement élevées provoquent, en particulier, de graves crues des fleuves sur les côtes péruviennes et équatoriennes. Ces conditions sont la conséquence des températures de surface de l'océan (SST en anglais) anormalement élevées le long des côtes et de l'expansion et l'intensification de l'ITCZ sur le Pacifique Est. A l'inverse, au cours des phases froides (La Niña) de l'oscillation australe, une inversion des basses couches très stables (i.e. l'air froid se trouve bloqué sous l'air chaud) emprisonne l'humidité le long des côtes [e.g. *Vuille et al.*, 2000b], tandis que sur le bassin amazonien, des conditions de convection accrue et de mouvement ascendant sont observées au sein de la moyenne troposphère [*Kousky et Kayano*, 1994 ; *Franco et al.*, 2004]. Enfin, les anomalies de températures de la troposphère tropicale sont connues pour suivre celles des températures de surface de l'océan Pacifique, avec un retard de 1 à 3 mois [e.g. *Kumar et Hoerling*, 2003].

La variabilité climatique interannuelle le long des Andes Equatoriennes est expliquée en grande partie par les variations de l'ENSO [e.g. *Vuille et al.*, 2000b ; *Franco et al.*, 2004]. Pourtant, peu d'études renseignent sur la portée du signal en direction des Andes. La configuration des précipitations dans la région Andine est complexe. Les Andes représentent une barrière pour les flux de basse troposphère [*Hastenrath*, 1981, pp.12]. En conséquence,

les zones côtières et le flancs à l'ouest des Andes sont principalement influencées par des masses d'air originaires du Pacifique, tandis qu'à l'Est de l'Equateur (le pays), l'apport d'humidité est réalisé par les alizés continentaux originaires de l'Atlantique tropical et du bassin amazonien [Hastenrath, 1981, pp. 16; Vuille et al., 2000b]. La région inter-andine, entre les Cordillères Occidentale et Orientale, reçoit pour sa part des influences variables depuis les masses d'air océaniques et continentales [e.g. Vuille et al., 2000b]. Ainsi, malgré la proximité de l'océan Pacifique, la seule région des Andes d'Equateur qui connaisse une augmentation des précipitations durant les événements de type El Niño se confine dans une fine bande (entre 1°S à 3°S) sur les pentes à l'ouest des Andes, à proximité de l'océan Pacifique [e.g. Vuille et al., 2000b]. L'influence de l'ENSO sur le régime des précipitations est variable selon la région et la saison étudiée. Elle est plus importante dans les régions du Nord-Ouest des Andes d'Equateur (entre décembre et février) et sur la Cordillère Orientale (entre juin et août) avec dans les deux cas une diminution des précipitations constatée lors des phases chaudes de l'ENSO (événements de type El Niño) [Vuille et al., 2000b]. Enfin, la variabilité des précipitations dans les Andes d'Equateur n'est pas seulement reliée aux anomalies de température de surface de l'océan Pacifique (Sea Surface Temperature Anomalies (SSTA) en anglais). Ainsi, les variations des précipitations des Andes orientales, sont aussi corrélées à l'état de l'océan Atlantique tropical [Vuille et al., 2000b].

La variabilité des températures atmosphériques des régions tropicales est largement expliquée par les anomalies de température de surface de l'océan Pacifique. Le long des Andes d'Equateur, les températures suivent de près les variations de températures observées dans les domaines Niño-3 et Niño-3+4⁹ avec approximativement un mois de retard (selon Vuille et al. [2000b], 3 mois avec Niño-4 selon Francou et al. [2004]). Il n'en demeure pas moins que d'autres forçages peuvent aussi contribuer de manière significative à ses variations [Vuille et al., 2000b]. Ainsi, les températures de la région la plus au nord des Andes d'Equateur (au

⁹ Pour rappel, l'index Niño-4, correspond aux valeurs de SSTA pour le bloc du Pacifique (5°N-5°S, 160°E-150°O). Le bloc Niño-3 correspond à la zone (5°N-5°S, 150°O-90°O). Les températures des Andes centrales (Altiplano nord Bolivien et sud péruvien), suivent aussi celles des anomalies de SST observées pour les blocs Niño-3+4 avec un retard de 1 à 2 mois [Vuille et al., 2000a]. Bien que ces SSTA concernent une zone très éloignée des Andes, les anomalies de température leur sont mieux corrélées qu'à celles de la zone Niño-1+2 (0°S-10°S, 90°O-80°O), proche des côtes Equatoriennes et Péruviennes [e.g. Vuille et al., 2000b]. En effet, les SSTA de la région Niño-4 du Pacifique équatorial (central) concernent une zone vaste et ont beaucoup d'influence sur les changements de circulation atmosphérique de grande échelle. La zone Niño-1+2, très localisée, est plus importante pour la zone côtière ou à proximité [e.g. Rossel, 1997], où l'élévation de la température de la mer favorise l'activité convective et augmente la probabilité des précipitations [Vuille, communication personnelle].

nord de 0.5°N) sont corrélées de manière significative avec les SSTA de l’océan Atlantique nord [Vuille *et al.*, 2000b].

Dans la suite du document, lors de l’analyse de l’influence de l’ENSO sur les conditions climatiques rencontrées sur le site de l’Antizana, nous analyserons les données selon 3 catégories : les conditions de type El Niño, de type La Niña et neutres. La séparation est réalisée à partir de la « typologie » définie par *Trenberth* [1997], basée sur l’index Niño-4 : une période est décrite comme affectée par un événement de type El Niño (La Niña) lorsque la moyenne mobile sur 5 mois des anomalies de température de surface de l’océan (SSTA) moyennes du domaine 5°N-5°S / 160°E-150°O est inférieure (supérieure) à -0.4°C (0.4°C) durant plus de 6 mois consécutifs (Tableau 3.1). Sachant que les Andes d’Equateur voient apparaître les conséquences de l’ENSO (en terme de température) avec 3 mois de retard sur le signal observé au niveau du bloc Niño-4, nous avons choisi de décaler cette typologie de 3 mois [Francou *et al.*, 2004]. Dans l’article de [Francou *et al.*, 2004], nous montrons que l’augmentation des précipitations observée sur le site de l’Antizana au cours de La Niña (Chapitre 6) résulterait de l’augmentation de la convection sur l’ensemble du bassin amazonien. Cette zone de convection se déploie alors vers l’ouest sur les Andes tropicales et subtropicales. Au cours de La Niña, la circulation de la haute troposphère au dessus des Andes équatoriales est caractérisée par des conditions plus fraîches et des vents d’Est plus violents. A l’Est des Andes, le renforcement du flux d’Est, la convection accrue sur le bassin amazonien et la diminution significative des températures (0.8 à 1.0°C inférieures comparativement au Niño) induisent une augmentation significative de l’humidité relative dans la troposphère moyenne près des Andes.

Tableau 3.1 : Classification des situations neutre, de type El Niño et de type La Niña entre janvier 1995 et décembre 2002, selon *Trenberth* [1997], basée sur l’index Niño-4. Lors de l’analyse des conditions climatiques rencontrées dans la région de l’Antizana, ces périodes sont décalées de 3 mois afin de prendre en compte le temps de transfert du signal jusque dans les Andes (d’après *Francou et al.* [2004]).

	Neutre	El Niño	La Niña
Période	6/95 – 1/97	1/95 – 5/95	8/98-6/00
	4/98 – 7/98	2/97 – 3/98	
	7/00 – 7/01	8/01 – 12/02	
Nombre total de mois	37	36	23

3.3. Conditions climatiques locales

Les conditions climatiques sont analysées à partir des mesures météorologiques de l’AWS réalisées depuis 1998. En raison des nombreuses visites sur le terrain réalisées entre le 14 mars 2002 et le 14 mars 2003, garantes de données de qualité et de l’obtention de nombreuses observations météorologiques, cette période est considérée comme période de référence, et est nommée cycle 2002-03 dans la suite du texte. De plus, nous utilisons les données des réanalyses¹ (données NCEP-NCAR à 500 hPa (600 hPa, pour la vitesse du vent)) et les données interpolées d’OLR (Outgoing Longwave Radiation, NOAA) disponibles au noeud de coordonnées (77.5°O, 0°S) pour la période allant de janvier 1995 à août 2003 afin confronter et replacer nos observations de terrain sur une période d’étude plus longue. Enfin, les conditions pluviométriques sont documentées par des mesures réalisées depuis 1995.

3.3.1. Représentativité du cycle 2002-03

Les caractéristiques du cycle 2002-03 sont proches des caractéristiques moyennes observées depuis 1995 (Tableau 3.2). Pour l’année 2002, le cumul de précipitations relevé au pluviomètre P3 (4650 m) est de 985 mm (970 m pour le cycle mars 2002-mars 2003), ce qui est légèrement inférieur à la moyenne enregistrée depuis 1995 (1055 mm pour 8 années mesurées, écart type de 228 mm). Les précipitations maximales au cours du cycle 2002-03 ont été enregistrées au cours du mois de mai, soit avec un léger retard par rapport aux conditions moyennes pour la période 1995-2002 (maximum en avril). Le cycle de précipitations montre trois minima : juin 2002, septembre 2002 et janvier 2003. La température moyenne (0.3°C) est légèrement plus élevée que la valeur moyenne observée de septembre 1998 à août 2003 (0.1°C, écart type des moyennes journalières de 0.8°C, pour 1348 jours complets). Notons que la température moyenne mesurée est en bon accord avec les altitudes de l’isotherme 0°C publiées antérieurement (4950 m [*Schwerdtfeger*, 1976, pp. 176], 4900 m avec une variation annuelle de l’ordre de 100 m [*Hastenrath*, 1981, pp.16]).

Tableau 3.2 : Cumuls de précipitation (P3), températures moyennes et bilans de masse du cycle 2002-03 et depuis l’origine des mesures en 1995. Les données températures proviennent des enregistrements de l’AWS dont les mesures sont de qualité depuis Septembre 1998. Les valeurs entre parenthèses représentent les écarts types des précipitations annuelles, des bilans de masse annuels et des températures journalières.

Période	Précipitation (P3 - mm)	Température (°C)	Bilan de masse (mm eq.e)
Cycle 2002-03	970	0.3	-769 ¹
1998-2003 (AWS)		0.1 (0.8)	
1995-2003	1055 (228)		-619 (749)

¹Bilan de masse de l’année 2002

Ainsi, bien que les conditions climatiques soient légèrement influencées par l'occurrence d'une phase chaude de l'ENSO, donnant lieu à un événement de type El Niño de faible intensité, le cycle reste relativement proche des conditions climatiques moyennes rencontrées sur le terrain depuis septembre 1998. De plus, le bilan de masse du glacier (-769 mm eq.e) est représentatif de la moyenne constatée entre 1995 et 2003 (-619 mm eq.e) (Tableau 2.11). Le bilan mesuré est de 0.2 écart type (écart type des bilans de masse annuels depuis 1995), alors que les valeurs des bilans maximum (en 1999) et minimum (en 1995), représentent 1.5 écart type et -1.6 écart type respectivement.

3.3.2. Séparation du cycle 2002-03 en deux périodes clés

Sur le cycle 2002-03, nous constatons que l'été boréal est marqué par une augmentation importante de la vitesse du vent et par une diminution substantielle des valeurs d'humidité spécifique. C'est pourquoi, nous avons séparé le cycle en deux périodes principales. Les limites de ces deux périodes découlent de l'analyse de la Figure 3.2. Ces limites restent discutables en raison de la faiblesse des variations des variables météorologiques. Les caractéristiques des 2 périodes, pour le cycle 2002-03, sont résumées ci-dessous :

- première période (P1) : du 1er juin au 15 octobre.

Les valeurs moyennes de vitesse du vent, d'humidité spécifique, de nébulosité (cf. 3.3.3.2, équation (3.1)) et de température sont de 6.6 m s^{-1} , 5.0 g kg^{-1} , 0.37 et 0.0°C respectivement. P1 est une période de vent violent mais aussi, modérément sèche et froide. P1 correspond aussi à une « saison » de plus faibles précipitations.

- deuxième période (P2) : du 16 octobre au 31 mai.

Comparée à P1, la vitesse moyenne du vent est réduite de près de la moitié (3.6 m s^{-1}), la couverture nuageuse moyenne est beaucoup plus forte ($n = 0.59$), alors que la température et l'humidité sont légèrement plus élevées (0.5°C et 5.8 g kg^{-1}). Par conséquent, P2 est une période de vent faible, mais de forte couverture nuageuse et par conséquent de précipitations plus importantes.

L'analyse des cycles moyens de précipitations (cf. 3.3.3.2), de vitesse du vent (cf. 3.3.3.3), de température (cf. 3.3.3.1) et d'OLR (cf. 3.3.3.2) permet de penser que cette séparation est relativement bien reproduite d'une année à l'autre, même si les limites de P1 et P2 ne sont pas fixes (ni rigoureusement définies). Dans la suite du document, nous allons voir que ces faibles différences sur les conditions climatiques induisent pourtant une grande variabilité de l'ablation. Cette séparation en deux périodes sera importante lors de l'analyse des processus d'ablation à la surface du glacier.

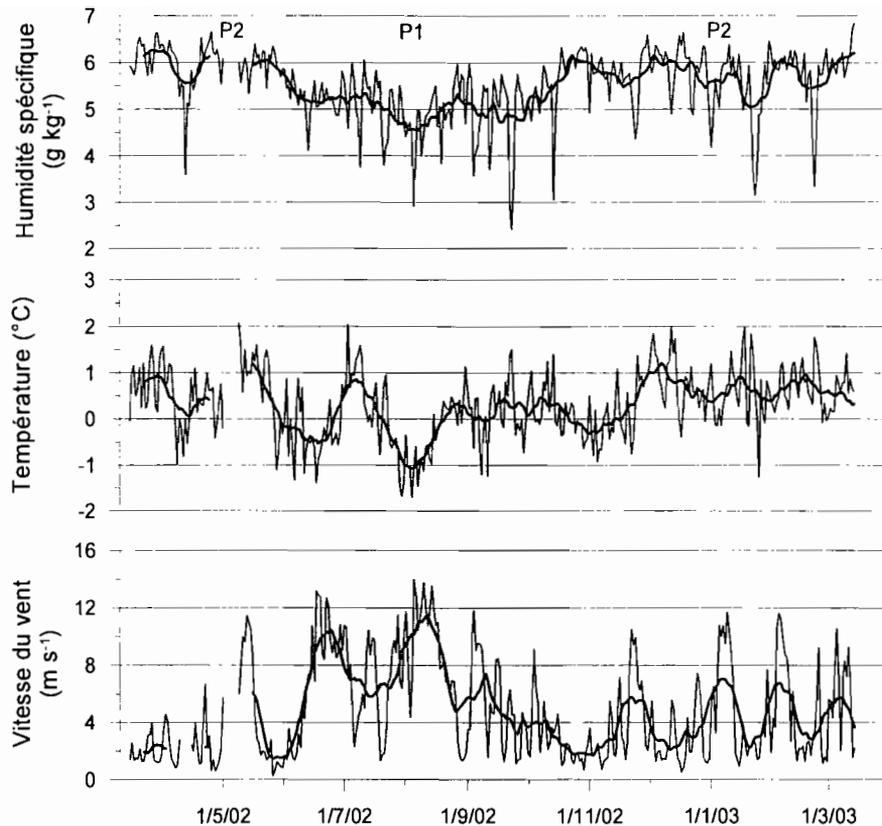


Figure 3.2 : Moyennes journalières de température (180 cm, ventilée) d'humidité spécifique (idem) et de vitesse du vent (180 cm) en surface du Glacier 15 de l'Antizana, à 4890 m d'altitude, entre le 14 mars 2002 et le 14 mars 2003. Les courbes en traits épais représentent les moyennes mobiles sur 15 jours. Les zones grise et blanche correspondent à deux périodes distinctes de l'année, P1 (du 1^{er} juin 2002 au 15 octobre 2002), et P2 (du 14 mars 2002 au 31 mai 2002 et du 16 octobre 2002 au 14 mars 2003).

3.3.3. Conditions climatiques moyennes

3.3.3.1. Température et humidité

Dans la zone tropicale le rayonnement total est plus important qu'aux plus hautes latitudes, alors que, l'intervalle entre valeurs maximales et minimales est plus faible. L'amplitude des variations journalières dépasse celles des variations mensuelles ou trimestrielles [Hastenrath, 1991, pp. 6]. En conséquence, l'amplitude des variations des températures mensuelles est faible, inférieure à celle des variations nycthémérales (cycle de 24 heures) [e.g. Hastenrath, 1991, pp.6 ; Kaser, 1996]. Sous les tropiques, les saisons se distinguent principalement en termes d'humidité [Garstang et Fitzjarrald, 1999]. Ainsi, au sein des tropiques, Kaser [2001] distingue la zone tropicale externe, marquée par une importante saisonnalité de l'humidité et des précipitations, de la zone tropicale interne où humidité et précipitations ne connaissent pas de saisonnalité marquée. La vallée inter-Andine d'Equateur et en particulier la région de

l'Antizana, se situent au sein de la zone tropicale interne [e.g. *Schwerdtfeger, 1976; Vuille et al., 2000b*]. Les données récoltées sur le site du Glacier 15 de l'Antizana confirment ce point.

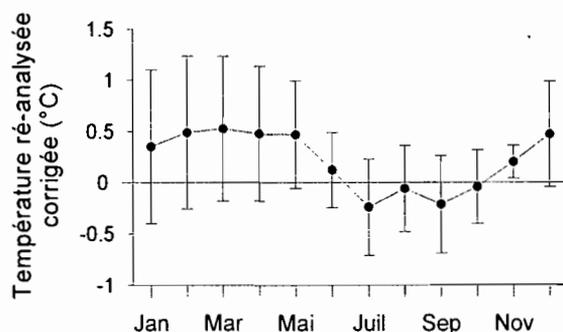


Figure 3.3 : Moyennes et écart types mensuels des températures reconstituées de janvier 1995 à décembre 2002. Les températures reconstituées correspondent aux données des Ré-analyses1 (NCEP-NCAR) au nœud de coordonnées (77.5°O, 0°S) à 500hPa, décalées de 5.3°C afin d'éliminer la différence moyenne constatée entre les températures des réanalyses1 NCEP-NCAR et celles de l'AWS de septembre 1998 à août 2003.

Depuis septembre 1998, au niveau de l'AWS, la température du mois le plus chaud a dépassé de seulement 2.5°C celle du mois le plus froid (Figure 2.14). Les températures ré-analysées, de janvier 1995 à décembre 2002, confirment cette tendance. Cependant, on observe que la période qui s'étale de juin à novembre (Figure 3.3), est légèrement plus froide. L'écart constaté entre le mois le plus chaud et le mois le plus froid du cycle moyen est faible, inférieur aux variations interannuelles de température pour un mois donné (Figure 3.3). Nous retrouvons cette caractéristique, au cours du cycle 2002-03. La température moyenne entre le 1^{er} juin et le 15 octobre était de 0.5°C plus faible que sur la période complémentaire du cycle (Figure 3.2). Enfin, bien que nous disposions seulement du cycle 2002-03 pour documenter les variations de l'humidité spécifique de l'air, les données récoltées confirment que cette variable évolue faiblement au cours de l'année (Figure 3.2) (valeur moyenne de 5.5 g kg⁻¹, écart type de 0.7 g kg⁻¹ sur les moyennes journalières). Cependant, nous constatons que la période qui s'étale du 1^{er} juin au 15 octobre, est aussi marquée par une diminution notable de l'humidité (valeur moyenne plus basse de 0.8 g kg⁻¹ (Figure 3.2) par rapport à la période complémentaire).

3.3.3.2. Précipitations et nébulosité

Le régime des précipitations à l'Antizana est complexe (Figure 3.4). Des précipitations notables sont observées tout au long de l'année avec un minima mensuel moyen de 56 mm

(en octobre, moyenne calculée sur la période 1995-2002). Si l'on considère les mesures réalisées entre 1995 et 2002, il existe toujours une période de précipitations plus marquées entre février et juin (Figure 3.4). Ce régime est typique des stations situées sur le flanc amazonien des Andes d'Equateur (par exemple, la station de Papallacta [Villacis, 2001]). Le début de cette saison de précipitations plus marquées est extrêmement variable. Généralement, un autre mois, entre septembre et novembre connaît des cumuls importants (i.e. novembre en 2002, au cours du cycle 2002-03). Ceci reflète la complexité du régime des précipitations sur le site de l'Antizana, situé en bordure du bassin amazonien et à la frontière avec le plateau inter-andin. Ainsi, sur le site de l'Antizana, le régime des précipitations des régions amazoniennes proches¹⁰ (un seul maximum entre juin et juillet, et un minimum en février [Schwerdtfeger, 1976, pp.155]) se mêle au régime de la vallée inter-andine (avec deux saisons humides en février-mai et octobre-novembre) [Vuille et al., 2000b].

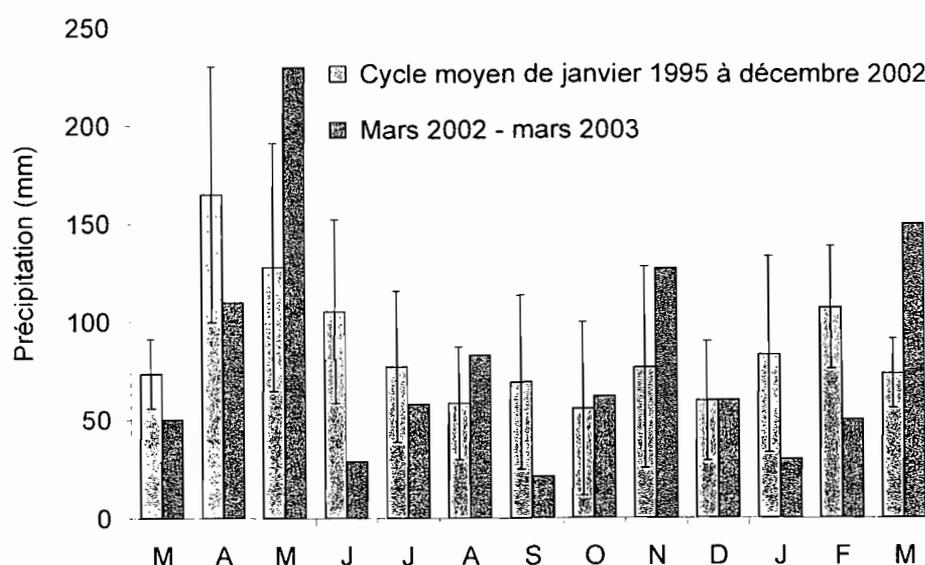


Figure 3.4 : Moyennes et écart types mensuels des précipitations sur le bassin versant du glacier 15 de l'Antizana de Janvier 1995 à décembre 2002, et précipitations enregistrées au cours du cycle 2002-03. Les valeurs prises en compte sont celles mesurées au pluviomètre P3, à 4650 m d'altitude.

¹⁰Le régime des précipitations varie beaucoup sur l'ensemble du bassin Amazonien [Dessay, en cours]. Le régime comportant un seul maximum entre juin et juillet, et un minimum en février, concerne les régions d'Amazonie Equatoriale à proximité des Andes (par exemple : la station de São Gabriel de Cachoiera) [Dessay, en cours].

L'apport radiatif extraterrestre (S_{TOA} dans la Figure 3.5) et la durée de l'éclairement solaire diurne présentent de faibles variations au cours de l'année. La nébulosité est donc un bon indicateur des apports radiatifs. De 6h30 à 18h30, les valeurs diurnes de nébulosité n (sans dimension), ou plus précisément celles d'un indice de nébulosité, peuvent être calculées à partir des mesures de rayonnement de courtes longueurs d'onde incident (S_{\downarrow} en $W m^{-2}$) et des valeurs du rayonnement solaire théorique avant de traverser l'atmosphère S_{TOA} (en $W m^{-2}$) selon la formule [Sicart, 2002, pp.253] :

$$n = 1.3 - 1.4 \frac{S_{\downarrow}}{S_{TOA}} \quad (3.1)$$

S_{TOA} est obtenu en considérant la constante solaire égale à $1368 W m^{-2}$ [e.g. Oerlemans, 2001]. Bourges [1985] donne accès aux valeurs de déclinaison solaire. Cette formule donne de bons résultats pour des calculs au pas de temps journalier ou demi-horaire.

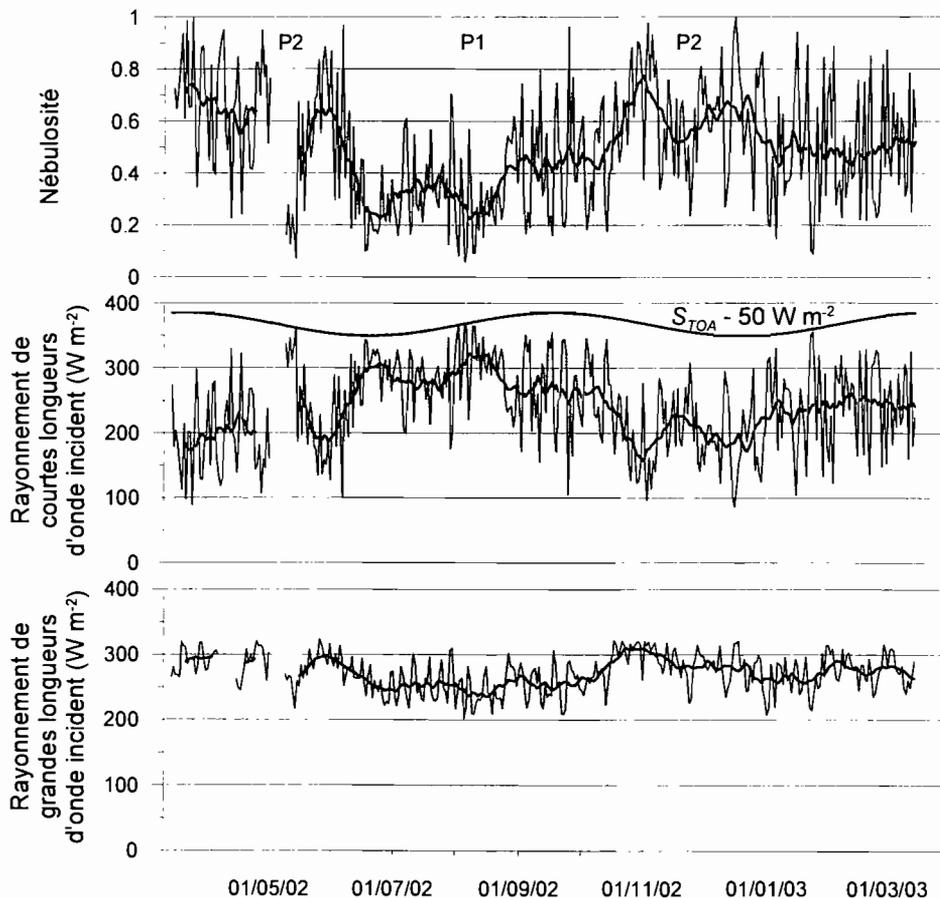


Figure 3.5 : Moyennes journalières de nébulosité, de rayonnement incident de courtes longueurs d'onde et de rayonnement incident de grandes longueurs d'onde en surface du Glacier 15 de l'Antizana, à 4890 m d'altitude, entre le 14 mars 2002 et le 14 mars 2003. La courbe de rayonnement théorique au sommet de l'atmosphère, diminuée de $50 W m^{-2}$, est représentée ($S_{TOA} - 50 W m^{-2}$). Les courbes en trait épais représentent les moyennes mobiles sur 15 jours. Les zones grise et blanche correspondent à deux périodes distinctes de l'année, P1 (du 1^{er} juin 2002 au 15 octobre 2002), et P2 (du 14 mars 2002 au 31 mai 2002 et du 16 octobre 2002 au 14 mars 2003).

Les jours sans nuages, d'après la formule (3.1), l'atténuation atmosphérique correspond à environ 10% de S_{TOA} . Cette valeur est conforme à l'atténuation (journalière) de -50 W m^{-2} mesurée sur le terrain. De même, pour les jours de couverture nuageuse maximale, la formule (3.1) donne une atténuation d'environ 80%, qui est en accord avec l'atténuation maximale observée de -340 W m^{-2} (valeur journalière).

Les périodes de forte nébulosité induisent une diminution des apports incidents de courtes longueurs d'onde en partie compensée par l'augmentation du rayonnement de grandes longueurs d'ondes incident. Ce transfert joue sur la répartition nyctémérale des apports d'énergie. Ainsi, l'éclairement solaire reçu par les pentes orientées vers l'Est dépasse celui reçu par les pentes orientées vers l'Ouest, en raison de la nébulosité accrue de l'après-midi [Hastenrath, 1981, pp. 17].

Au cours du cycle 2002-03, la nébulosité est importante (supérieure à 0.6) au cours des deux principales périodes de précipitation et d'humidité (de mars à mai, puis novembre, Figure 3.5 et Figure 3.4). L'évolution interannuelle des moyennes mensuelles d'OLR permet de vérifier que cette tendance n'est pas propre au cycle 2002-03. En effet, les valeurs d'OLR sont en bon accord avec une nébulosité maximale en mars-avril et octobre-novembre, et minimale en juillet-août et décembre-janvier. Le minimum de nébulosité de juillet-août est plus marqué et plus régulier que le second. Ainsi, les périodes de rayonnement extraterrestre maximal sont celles d'éclairement solaire minimal à la surface du glacier. L'écart type des valeurs d'OLR (Figure 3.6) de mars à août est minimal, montrant que la diminution progressive de la nébulosité est bien reproduite d'une année à l'autre. Les écarts types des valeurs d'OLR des mois de janvier, février, septembre, octobre et novembre, indiquent que la nébulosité est alors très variable pouvant présenter, d'une année à l'autre, des valeurs extrêmes représentatives de conditions très humides ou très sèches.

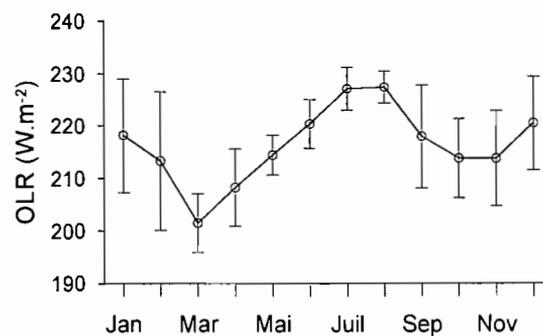


Figure 3.6 : Moyennes et écart types mensuels moyens d'OLR, pour la période janvier 1995-décembre 2002. Un faible valeur d'OLR correspond à une forte nébulosité.

3.3.3.3. Circulation générale et vents dominants

Aux hautes altitudes des Andes d'Equateur, les vents d'Est de la moyenne troposphère prédominent toute l'année [Hastenrath, 1981, pp.12], et s'intensifient au cours de l'été boréal : le vent à 500 mb est alors très violent et le temps est généralement dégagé [Hastenrath, 1981, pp.13]. Au cours du cycle 2002-03, des vents violents ont effectivement soufflé de juin à août ((Figure 3.2), vitesses moyennes journalières supérieures à 10 m s^{-1}). Les mesures réalisées depuis septembre 1998 sur le site du glacier 15 de l'Antizana et les données de vent réanalysées permettent de vérifier que cette observation n'est pas spécifique au cycle 2002-03 mais se répète avec régularité tous les ans (Figure 2.15 et Figure 3.7.a)). Du fait de l'orientation Est-Ouest du glacier 15, l'orientation principale des vents correspond à celle du forçage global mais aussi à celle des vents catabatiques (Figure 3.7.b)). La nuit, le refroidissement des surfaces d'altitude élevée est important et les vents catabatiques se renforcent [e.g., Martin, 1975; Van den Broeke, 1997; Oerlemans, 1998; Oerlemans & Grisogono, 2002]. Par contre, les vents thermiques diurnes [e.g. Van den Broeke, 1997; Oerlemans, 1998] sont faibles en raison du faible déficit thermique (altitude peu élevée de l'isotherme 0°C) et de la faible taille de la zone d'ablation ; ainsi les vents originaires de l'ouest sont plus fréquents entre 14h00 et 17h00 (phénomènes convectifs accrus sur les bords du glacier dans la journée).

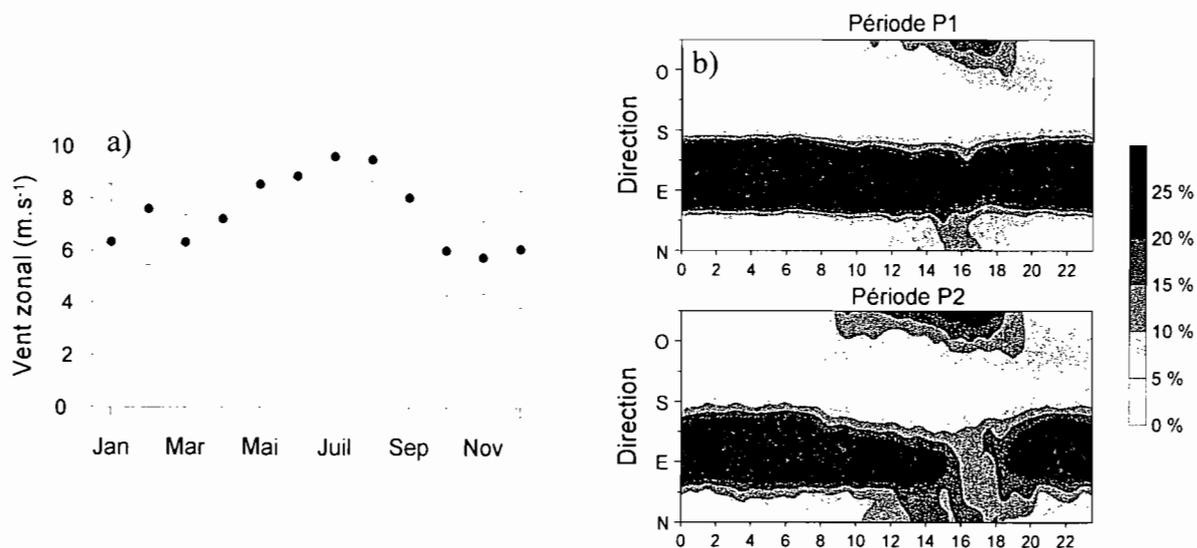


Figure 3.7.a) : Moyennes et écart types mensuels de la vitesse du vent réanalysée de janvier 1995 à décembre 2003. Les données de vitesse du vent réanalysées correspondent aux données des Ré-analyses1 (NCEP-NCAR) au nœud de coordonnées (77.5°O , 0°S) à 600 hPa. b) Distribution nyctémérale moyenne de la direction du vent des périodes P1 (du 1^{er} juin au 15 octobre 2002) et P2 (du 14 mars 2002 au 31 mai 2002, et du 16 octobre au 14 mars 2003).

Le vent joue un rôle central dans la climatologie locale. Sa vitesse est fortement corrélée avec la nébulosité (pour 354 couples de moyennes journalières, $r = -0.66$, $p_r = 0.001$). Le versant, généralement sous le vent, et la subsidence d'air depuis le sommet (effet foehn) limite les phénomènes de convection générateurs de nuages et de précipitations [e.g. *Barry*, 1992, pp.115]. En parallèle, les plus fortes précipitations se produisent au cours de périodes de vents faibles à modérés (vitesse moyenne journalière inférieure à 5 m s^{-1} lors des précipitations). La nébulosité et l'humidité spécifique sont aussi corrélées (pour 359 couples de moyennes journalières, $r = 0.60$, $p_r = 0.001$). En conséquence, faible humidité et vent fort étant les moteurs de la sublimation, les journées ventées sont propices à une importante sublimation. Enfin, l'observation des moyennes mobiles permet de constater une tendance au refroidissement lors des périodes de vent fort (Figure 3.2).

3.4. Conclusion

Le glacier est soumis à un cycle climatique annuel caractéristique de la zone tropicale interne. Les températures ne connaissent pas de saisonnalité marquée. Les précipitations peuvent être importantes tout au long de l'année, et le site ne connaît pas de saison sèche marquée. Un léger maximum de précipitations est néanmoins observé entre février et juin. Seule la vitesse du vent connaît une saisonnalité marquée et l'été boréal se caractérise par un renforcement important des flux d'Est. Ces vents coïncident avec une légère diminution de l'humidité de l'air et de la nébulosité. C'est pourquoi, nous séparons l'année en deux périodes P1 et P2 caractérisées par :

- P1 (de juin à octobre environ) : le vent est violent, l'humidité (humidité spécifique, nébulosité et précipitation) est plus modéré et la température est légèrement plus faible
- P2 (période complémentaire sur un cycle annuel) : le vent est plus modéré, l'humidité est plus forte (idem), et la température est légèrement plus élevées.

Cette séparation est relativement bien reproduite d'une année à l'autre, même si les limites de P1 et P2 ne sont pas fixes (ni rigoureusement définies). Enfin, la variabilité interannuelle du climat dans la région de l'Antizana est fortement influencée par les variations de l'ENSO.

Dans la suite du document, nous allons étudier la réponse du glacier à un tel forçage climatique.

Chapitre 4 : Bilan d'énergie de surface en un point

4.1. Introduction

Après sa chute, la neige est thermodynamiquement instable, et suit un métamorphisme continu jusqu'à ce qu'elle se sublime ou fonde [e.g. *Colbeck*, 1982 ; *Marks et Dozier*, 1992]. Les métamorphoses de la neige, la fonte de la glace (eau à l'état solide) et l'écoulement final de l'eau sont contrôlés par les apports d'énergie directement conséquents des conditions météorologiques locales [*Marks et al.*, 1992]. L'interface entre l'atmosphère et la surface de la glace est en permanence le siège d'importants échanges d'énergie. A la base de la couche limite atmosphérique, directement en contact avec le sol, on distingue la couche limite de surface dans laquelle se développe une importante turbulence de petite échelle engendrée par la rugosité de surface et la convection [e.g. *Oke*, 1987]. L'écoulement turbulent facilite les transferts de chaleur et de masse. Cette couche limite est aussi traversée par d'importants flux radiatifs principalement telluriques et solaires [e.g. *Sicart*, 2002, pp.80]. Pour évaluer apports et pertes d'énergie en surface, il est indispensable de réaliser un inventaire des flux qui arrivent à la surface et ceux qui en repartent. Ceci est exprimé par l'équation du bilan d'énergie de surface. Plus rigoureusement, le bilan d'énergie d'un volume de neige/glace de référence est la formulation de la conservation de l'énergie pour ce volume.

L'analyse énergétique nous renseigne sur les réactions du glacier en réponse aux modifications des flux d'énergie induits par les changements des variables météorologiques. Au sein d'une région clé pour la dynamique du climat global les glaciers tropicaux sont des indicateurs climatiques particulièrement intéressants [e.g. *Wagnon*, 1999, pp. 6]. Ces glaciers ont une réactivité élevée aux variations du forçage climatique. En Equateur, ils connaissent actuellement un retrait marqué et semblent fortement influencés par la variabilité climatique ENSO [*Franco et al.*, 2000 & 2004]. L'étude des processus de fonte des glaciers d'Equateur, encore mal connus, constituait une problématique intéressante. Sur une longue période (14 mars 2002 - 14 mars 2003), nous avons établi le bilan d'énergie de surface ponctuel au sein de la zone d'ablation du glacier 15 de l'Antizana afin de désigner les principales variables à l'origine de la fonte. Nous utilisons les méthodes et protocoles de mesure tirés des thèses de *Wagnon* [1999] et *Sicart* [2002]. Dans la section 4.2., nous traitons de la méthode de calcul. La théorie et les hypothèses de calcul sont développées afin de mettre en évidence ses limites d'application. Lorsque ces hypothèses ne sont que partiellement vérifiées, nous estimons l'incertitude sur les flux calculés. C'est particulièrement le cas lors de l'estimation des flux

turbulents, car les hypothèses de calcul relatives à la théorie des similitudes de Monin-Obukhov sont difficilement respectées, par exemple, en cas d'occurrence de vent catabatique. Enfin, la section 4.3 présente les résultats de l'étude du bilan d'énergie menée au cours du cycle 2002-03.

4.2. Méthode

4.2.1. Equation du bilan d'énergie

L'étude du bilan d'énergie de surface s'intéresse à la couche limite de surface, qui est aussi appelée couche à flux constants [e.g. *Plüss*, 1997, pp.20]. En effet, bien que d'une variabilité temporelle élevée, les flux verticaux, qui la traversent varient faiblement selon l'axe vertical (z). Leur mesure entre 0.1 et 3 m au-dessus de la surface est donc une bonne approximation du flux effectif de surface [*Wagnon*, 1999, pp. 80]. C'est pourquoi, les appareils de mesures sont installés en son sein.

Lorsque l'on néglige les transferts d'énergie horizontaux, l'équation du bilan d'énergie se ramène à l'étude d'un problème unidimensionnel. En considérant le volume compris entre la surface et une profondeur à partir de laquelle il n'existe plus de flux radiatifs significatifs, l'équation du bilan d'énergie du volume considéré s'écrit alors (les flux sont comptés positivement lorsqu'ils sont orientés en direction de la surface de la neige/glace) [e.g. *Oke*, 1987] :

$$R + H + LE + G + P = \Delta Q_M + \Delta Q_S = \Delta Q \quad [\text{W m}^{-2}] \quad (4.1)$$

Où R est le rayonnement net toutes longueurs d'onde, H est le flux turbulent de chaleur sensible, LE est le flux turbulent de chaleur latente. Le flux de conduction dans la neige/glace G peut être négligé dans le cas d'un glacier isotherme, ce qui est le cas dans la zone d'ablation du glacier 15 de l'Antizana [e.g. *Wagnon*, 1999, pp.96]. La quantité de chaleur apportée par les précipitations P est négligeable en comparaison des autres termes [e.g., *Wagnon*, 1999, pp. 96]. ΔQ_M est la variation de stock de chaleur latente due à la fonte et au regel. ΔQ_S est la convergence ou divergence nette des flux de chaleur sensible à l'intérieur du volume. ΔQ est donc la quantité d'énergie stockée dans le volume ou utilisée pour le processus de fonte et est obtenue comme résidu de l'équation (4.1). Si la température de la couche de surface est inférieure à 0°C, les changements dans le terme résiduel ΔQ traduisent un changement de température à l'intérieur du volume de neige/glace. Si sa température est de 0°C, du gain d'énergie net résultera la fonte.

Les sections suivantes traitent des hypothèses de calcul des termes radiatifs (4.2.2) et turbulents (4.2.3).

4.2.2. Bilan radiatif

Dans la section (4.2.2), nous étudions le terme (R) de l'équation (4.1).

Une radiation est une forme d'énergie due à de rapides oscillations d'un champ électromagnétique, transférée par des photons et caractérisée par sa longueur d'onde (λ) [e.g. *Oke*, 1987, pp. 8]. Tout corps possédant de l'énergie (i.e. dont la température n'est pas au zéro absolu) émet un peu dans toutes les longueurs d'onde [e.g. *Lliboutry*, 1964, pp. 316]. Pour une température donnée, l'énergie maximale émise par un corps est décrite par la loi de Planck. Un tel corps est appelé un corps noir, et son facteur d'émission est égal à l'unité. Les corps moins émetteurs ont un facteur d'émission compris entre 0 et 1. La loi de Planck décrit la distribution spectrale de l'existence radiative émise (existence spectrale (en $W\ m^{-2}\ \mu m^{-1}$). La représentation graphique donne une courbe en forme de cloche s'étalant plus vers les grandes longueurs d'ondes [e.g. *Oke*, 1987, pp. 10]. A un changement d'échelle près, les courbes de Planck des corps noirs de températures différentes se ramènent à une caractéristique unique. Cependant, plus la température du corps est élevée, plus l'énergie totale émise et la proportion de courtes longueurs d'onde augmentent [e.g. *Oke*, 1987, pp. 10]. Aussi, en raison de la grande différence de température entre le soleil (6000 K) et le système terre-atmosphère (300 K), les deux corps émettent dans des gammes de longueurs d'onde pratiquement distinctes. On différencie le domaine des courtes longueurs d'onde, qui correspond aux radiations solaires ($0.15\ \mu m < \lambda < 3\ \mu m$), du domaine des grandes longueurs d'onde, qui concerne les rayonnements telluriques ($3\ \mu m < \lambda < 100\ \mu m$ environ) [*Oke*, 1987, pp. 11]. 99% des rayonnements de chaque astre appartiennent à ces zones respectives. Les deux spectres se recoupent légèrement, aussi les limites des courtes et grandes longueurs d'onde varient légèrement dans la littérature [e.g. *Paltridge et Platt*, 1976, pp. 47 ; *Brutsaert*, 1982, p. 131 et p. 137 ; *Brugman*, 1991 ; *Duguay*, 1993], mais ces différences concernent des quantités d'énergie négligeables.

Le rayonnement net est le bilan des rayonnements incidents et réfléchis de courtes longueurs d'onde et des rayonnements de grandes longueurs d'onde incident et « partant »¹¹ de la surface de neige/glace (*Brutsaert*, [1982], pp.131) :

$$R = S - L = S_{\downarrow} - S_{\uparrow} + L_{\downarrow} - L_{\uparrow} = S_{\downarrow} (1 - \alpha) + L_{\downarrow} - L_{\uparrow} \quad [\text{W m}^{-2}] \quad (4.2)$$

Où S_{\downarrow} est le rayonnement incident de courtes longueurs d'onde, S_{\uparrow} est le rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi par la surface ($S = S_{\downarrow} - S_{\uparrow}$ est le bilan radiatif net de courtes longueurs d'onde), α est l'albédo de la surface de neige/glace, L_{\downarrow} est le rayonnement incident de grandes longueurs d'onde, et L_{\uparrow} et le rayonnement de grandes longueurs d'onde « partant » de la surface. Enfin, on note $L = L_{\downarrow} - L_{\uparrow}$ le bilan radiatif net de grandes longueurs d'onde.

Sur le glacier, les flux radiatifs sont mesurés à l'aide de capteurs hémisphériques (qui mesurent le rayonnement provenant de tout un hémisphère). Les quatre composantes du rayonnement en surface sont directement mesurées à l'aide d'un bilanmètre CNR1 de la marque Kipp & Zonen qui est composé de 2 pyranomètres CM3 (courtes longueurs d'onde : $0.305 \mu\text{m} < \lambda < 2.8 \mu\text{m}$) et de 2 pyrgéomètres CG3 (grandes longueurs d'onde : $5 \mu\text{m} < \lambda < 50 \mu\text{m}$). Les spécificités des capteurs peuvent être consultées dans le Tableau 2.3 (chapitre 2).

Les valeurs d'éclairement d'une surface dépendent grandement de son orientation et de sa pente. Le rayonnement de courtes longueurs d'onde incident et l'albédo de surface sont les variables les plus affectées en raison de la part importante jouée par le rayonnement solaire direct (anisotropie du rayonnement). De même, les mesures de rayonnement dépendent étroitement de l'orientation des capteurs (incidence du rayonnement sur le capteur et facteur de vue des reliefs environnants, des nuages, des zones de ciel clair) [e.g. *Grenfell et al.*, 1994 ; *Sicart et al.*, 2001]. Afin de rendre compte précisément du bilan en surface, il faut réaliser les mesures de rayonnement en plaçant les capteurs parallèles à la surface [e.g. *Sicart et al.*, 2001], ce qui est parfois difficile à réaliser en raison des précipitations, de l'ablation et du flux de glace. Pour nos mesures, qui s'étalent sur une longue durée, nous avons installé la station de référence sur un site de pente minimale au sein de la zone d'ablation et nous avons placé les capteurs selon un plan horizontal. L'horizontalité des appareils était vérifiée à chaque sortie sur le terrain, tous les 10 jours environ. Le bilan radiatif de la zone d'ablation,

¹¹ Nous appelons ici rayonnement « partant » de la surface la somme des rayonnements émis et réfléchis par la surface (cf. 4.2.2.2).

de pente et d'orientation moyenne connues, peut ensuite être évalué à partir de comparaisons géométriques simples. Les calculs correspondants sont décrits dans la suite du document.

4.2.2.1. Rayonnement de courtes longueurs d'onde

Dans la section (4.2.2.1), nous détaillons l'origine et les caractéristiques des termes de rayonnement de courtes longueurs d'onde (S_i , S_r , α et S) (équation 4.2), qui, particulièrement en zone tropicale, jouent un rôle fondamental sur le bilan d'énergie de surface (équation 4.1).

A son entrée dans l'atmosphère, le flux radiatif reçu par une surface normale aux rayons solaires, à la distance moyenne entre la terre et le soleil, définit la constante solaire ($I_0 = 1368 \pm 3 \text{ W m}^{-2}$ [e.g. *Oerlemans et Knap*, 1998]). Au cours de leur traversée de l'atmosphère, les radiations solaires rencontrent les nuages et autres constituants de l'atmosphère (aérosols). Une part de l'énergie est alors réfléchi (dispersée), une part est absorbée et le reste est transmis jusqu'au sol. La glace est partiellement transparente au rayonnement de courtes longueurs d'onde, et une part du flux incident pénètre le manteau où il est atténué de manière exponentielle avec la profondeur [e.g. *Warren*, 1982]. La part restante du rayonnement solaire est réfléchi par la surface. Le rapport entre le flux radiatif réfléchi et l'éclairement incident définit la notion d'albédo de surface.

Le rayonnement solaire qui atteint le sol n'est plus purement direct, c'est à dire en provenance du disque solaire [e.g. *Duguay*, 1993]. Une part du rayonnement solaire, dite diffuse, provient de la diffusion atmosphérique, de réflexions multiples entre la surface terrestre et l'atmosphère, et de réflexions depuis les surfaces environnantes. Le rayonnement solaire diffus est souvent considéré comme isotrope, bien que, plus rigoureusement, un rayonnement plus intense provienne du disque solaire et de zones proches de l'horizon [*Obled et Harder*, 1979 ; *Barry*, 1992, pp. 79].

Par ciel clair, l'atmosphère reste relativement transparente aux radiations de courtes longueur d'onde, même si l'absorption liée à la vapeur d'eau est de plus en plus effective au delà de $0.8 \mu\text{m}$ [e.g. *Oke*, 1987, pp. 13]. Avec l'installation du couvert nuageux, la nature et la quantité des apports radiatifs changent. D'une part, lorsque la nébulosité augmente, la part diffuse du rayonnement croît et le rayonnement solaire direct disparaît progressivement. D'autre part, les nuages exercent une influence sur la part des rayonnements telluriques et solaires. Le rayonnement incident de courtes longueurs d'onde est fortement réduit en raison de l'importante absorption et réflexion constatées au sommet des nuages. En cas de nébulosité maximale, les apports solaires sont de l'ordre de 10% de leur valeur observée par ciel clair.

En revanche, quasiment assimilables à des corps noirs, les nuages émettent un flux radiatif de grandes longueurs d'onde intense [Oke, 1987, pp. 26]. En cas de couverture nuageuse partielle (passages nuageux), les rayonnements incidents de courtes et de grandes longueurs d'onde ont une variabilité temporelle extrêmement élevée.

La séparation entre rayonnement direct et diffus est fondamentale lorsque l'on s'intéresse aux effets d'orientation et de pente des versants de montagne et à l'effet des saisons [e.g. Barry, 1992, pp. 76]. En effet, l'éclairement d'une surface par une radiation dépend de son angle d'incidence par rapport à la surface. Cette règle constitue « la loi cosinus d'illumination ». L'énergie reçue par une surface est alors maximale lorsque la radiation est normale à la surface [e.g. Oke, 1987, pp. 14]. Aussi, un rayonnement direct, assimilable à un ensemble de radiations parallèles, éclaire différemment des surfaces de pente et d'orientation distinctes. En revanche, l'apport d'un rayonnement diffus, en faisant l'hypothèse d'isotropie, ne dépend pas de l'orientation ni de la pente.

A l'aide de considérations géométriques simples, nous allons évaluer l'éclairement reçu par une surface de pente et d'orientation données. Il est important de distinguer la part de l'éclairement liée au rayonnement direct (S_d), la part liée au rayonnement atmosphérique diffus (D_a) de celle liée au rayonnement réfléchi par les surfaces environnantes (D_r). Par ciel clair et pour de faibles angles zénithaux, les effets des parts diffuses et réfléchies par les surfaces environnantes sont faibles par rapport à ceux du rayonnement direct.

Dans un premier temps, nous analyserons l'éclairement direct reçu par une surface horizontale (cf. 4.2.2.1.1.a). Cette valeur sera comparée à l'éclairement direct reçu par une surface de pente et d'orientation quelconques (cf. 4.2.2.1.1.b). Ensuite, nous analyserons les éclaircements respectifs issus du rayonnement réfléchi par les surfaces environnantes et du rayonnement atmosphérique diffus (cf. 4.2.2.1.1.c & d). Nous pourrions ainsi évaluer l'éclairement reçu par la zone d'ablation (cf. 4.2.2.1.2). Pour faciliter nos calculs, nous considérerons que la zone d'ablation est une surface infinie de pente et d'orientation constantes. Nous analyserons ensuite l'influence de la nébulosité sur les valeurs de flux radiatif incident (cf. 4.2.2.1.3). Nous porterons un intérêt particulier à définir le bilan radiatif de courtes longueurs d'onde et les notions de réflectance bidirectionnelle et d'albédo (4.2.2.1.4.a & b). Pour information, dans le cas d'une surface en pente, nous retrouverons les formules, qui permettent de corriger les valeurs d'albédo mesurées par des capteurs horizontaux afin de se ramener aux valeurs réelles correspondant à la surface (4.2.2.1.4.c & d). Dans la section 4.2.2.1.4.e nous décrirons les corrections que nous avons appliquées sur les mesures d'albédo. Enfin, nous discuterons de la qualité des modélisations classiques d'évolution des valeurs d'albédo en fonction du

vieillessement de la neige dans le cas du Glacier 15 de l'Antizana (4.2.2.1.4.f). Les relations permettant de calculer le rayonnement reçu par une surface en fonction de la pente et de l'orientation sont fondamentales lors de la spatialisation du rayonnement de courtes longueurs d'onde.

4.2.2.1.1. Rayonnement de courtes longueurs d'onde incident

En un point, le rayonnement de courtes longueurs d'onde incident théorique sera la somme de trois termes S_d , D_a et D_r , qui correspondront respectivement aux part directes et diffuses.

a) Part directe reçue par une surface horizontale

Les équations que nous présentons ici sont fréquemment données dans la littérature, mais les calculs sont souvent omis [e.g., *Lliboutry*, 1964, p. 324 ; *Oke*, 1987, p. 339-356, *Barry*, 1992, p. 78-79 ; *Duguay*, 1993 ; *Corripio*, 2003]. Les hypothèses et les calculs sont rappelés, mais pour une lecture plus facile et plus rapide, le lecteur est invité à se reporter aux équations fondamentales qui se distinguent par la présence d'une étoile à la suite du numéro de l'équation. Par abus de langage, nous confondrons les notions de vecteur directeur et d'axe. Les corrections finales appliquées aux rayonnements peuvent être directement consultées à la section 4.2.2.1.2.

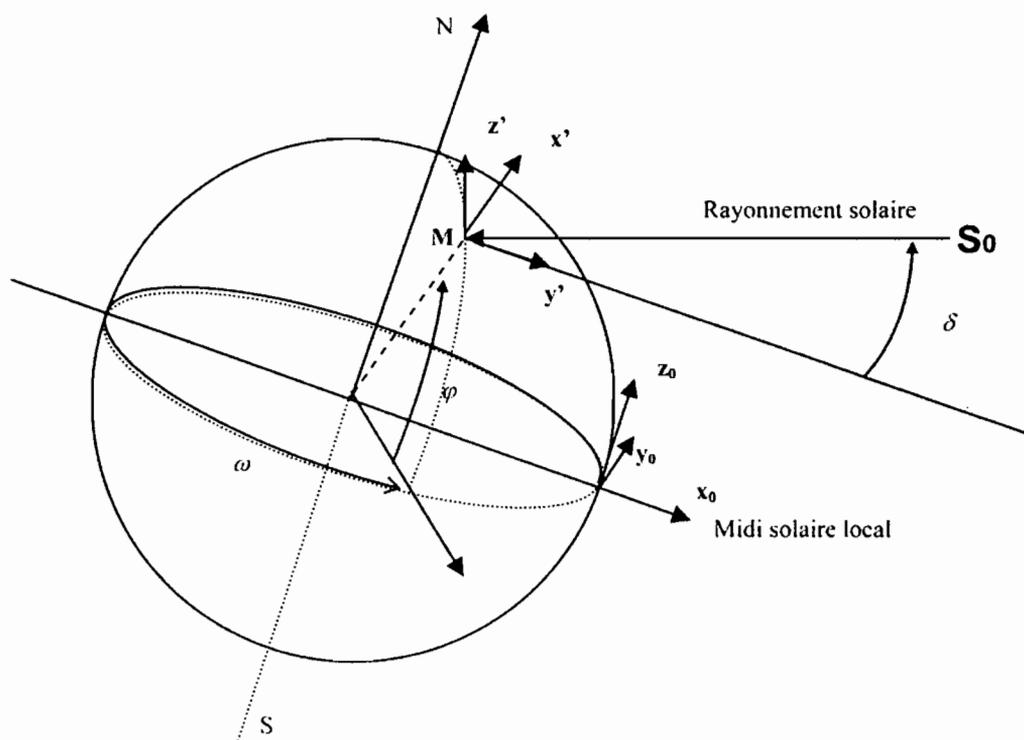


Figure 4.1: Caractéristiques géographiques au point M du globe, et caractéristiques géométriques du rayonnement solaire nécessaires au calcul de l'éclairement direct reçu en M.

Soit $B_0 (x_0, y_0, z_0)$ la base directe (Figure 4.1), telle que : x_0 est le vecteur (normé) normal à l'équateur orienté vers le midi solaire local, z_0 est le vecteur (normé) nord-sud positif en direction du nord, y_0 est le vecteur tangent à l'équateur tel que (x_0, y_0, z_0) forme une base orthonormée directe. Soit S_0 le vecteur lié au flux radiatif solaire incident (rayonnement direct). Dans B_0 , S_0 s'exprime sous la forme : $S_{0|B_0} = (S_0 \cos \delta, 0, S_0 \sin \delta)$ où δ (en stéradian [sr]) est la déclinaison solaire. Par hypothèse, il faut prendre $S_0 < 0$ afin d'obtenir un éclaircissement positif lorsque le flux est orienté vers la surface du sol. δ est donnée avec une précision variable selon les auteurs. Nous choisirons l'expression donnée par *Bourges* [1985] :

$$\begin{aligned} \delta = & 0.3723 + 23.2567 \sin D - 0.757 \cos D \\ & + 0.1149 \sin 2D + 0.3656 \cos 2D \\ & - 0.1712 \sin 3D + 0.0201 \cos 3D \end{aligned} \quad (4.3)$$

D est le numéro du jour considéré [e.g. *Corripio*, 2003] :

$$D = \frac{\pi}{365.25} (J - 79.346) \quad [\text{sr}] \quad (4.4)$$

où J est la valeur de la différence entre le jour julien considéré, et le jour julien au 1^{er} janvier à midi de l'année considérée.

Soit M un point du globe de latitude φ . Soit t l'heure solaire ramenée à l'intervalle de $[-1 ; 1]$, nulle au midi solaire. t peut être déterminée en fonction de l'heure locale en prenant en compte la longitude du point et le fuseau horaire auquel il appartient.

Nous cherchons à exprimer S_0 dans une nouvelle base, plus appropriée à la position du point de mesure. Soit (M, x', y', z') le repère lié au point de mesure tel que x' est la normale à la surface, y' est le vecteur tangent à la surface de la terre dans la direction ouest-Est orienté vers l'Est, et z' est le vecteur tangent au méridien orienté en direction du Nord. La base B' (x', y', z') est la transformée de la base B_0 selon :

$$B' = r_{z_0}(\omega) r_{y'}(\varphi) B_0 \quad (4.5)$$

$r_{x_i}(\alpha_i)$ représente la rotation d'angle α_i autours de l'axe x_i , et $\omega = \pi t$ (l'angle solaire est pris positif dans le sens trigonométrique, c'est à dire antihoraire).

Alors, dans B' , S_0 s'exprime,

$$S_{0|B'} = S_0 \begin{pmatrix} \cos \delta \cos \omega \cos \varphi + \sin \delta \sin \varphi \\ - \cos \delta \sin \omega \\ - \cos \delta \cos \omega \sin \varphi + \sin \delta \cos \varphi \end{pmatrix} \quad (4.6)$$

Afin de se ramener aux conventions normalement utilisées dans les études de rayonnement en rapport avec la position du soleil ([Corripio, 2003], d'après [Iqbal, 1983, p.15]), nous nous ramenons à la base $B = (x, y, z)$ suivante :

- l'axe des x est tangent à la surface de la terre, de direction Est-Ouest et positif en direction de l'Est : cet axe correspond à l'axe y' du repère associé à B' ,
- l'axe y est tangentiel à la terre de direction nord-sud, positif dans la direction du sud : il s'agit de l'axe de vecteur directeur $-z'$,
- l'axe z suit le rayon de la terre qui passe par M , positif vers l'extérieur de la terre : il s'agit de l'axe de vecteur directeur x' défini ci-dessus.
- Attention, la base (x, y, z) est indirecte.

Nous retrouvons ainsi l'expression classique de S_0 dans B :

$$S_{0|B} = S_0 \begin{pmatrix} -\sin \omega \cos \delta \\ \sin \varphi \cos \omega \cos \delta - \cos \varphi \sin \delta \\ \cos \varphi \cos \omega \cos \delta + \sin \varphi \sin \delta \end{pmatrix} \quad (4.7)$$

L'éclairement reçu par une surface horizontale, est alors donné par la relation :

$$S_{dh} = S_{0|B.z} = S_0 (\cos \varphi \cos \omega \cos \delta + \sin \varphi \sin \delta) \quad (4.8) *$$

Cette valeur correspond aussi à l'éclairement radiatif direct reçu par un capteur horizontal.

b) Part directe : éclairement direct d'une surface de pente et d'orientation quelconques

Considérons maintenant une surface de pente (β) et d'orientation (A_s) (azimut, par rapport au sud, dans sens antihoraire) (Figure 4.2). Avant tout, exprimons l'azimut A en fonction des caractéristiques géographiques de la surface et de la position du soleil. En se référant à la (Figure 4.2), on constate qu'il est possible de réécrire S_0 dans la base B :

$$S_{0|B} = S_0 \begin{pmatrix} \sin Z \sin A \\ \sin Z \cos A \\ \cos Z \end{pmatrix} \quad (4.9)$$

Ainsi, en comparant avec (4.8), il apparaît que :

$$S_{0|B.z} = S_0 \cos Z \quad \Rightarrow \quad \cos \delta \cos \omega = \frac{\cos Z - \sin \varphi \sin \delta}{\cos \varphi} \quad (4.10)$$

$$\sin A = \frac{-\cos \delta \sin \omega}{\sin Z} \quad (4.11) *$$

$$\cos A = \frac{\cos \delta \sin \varphi \cos \omega - \sin \delta \cos \varphi}{\sin Z} \quad (4.12)$$

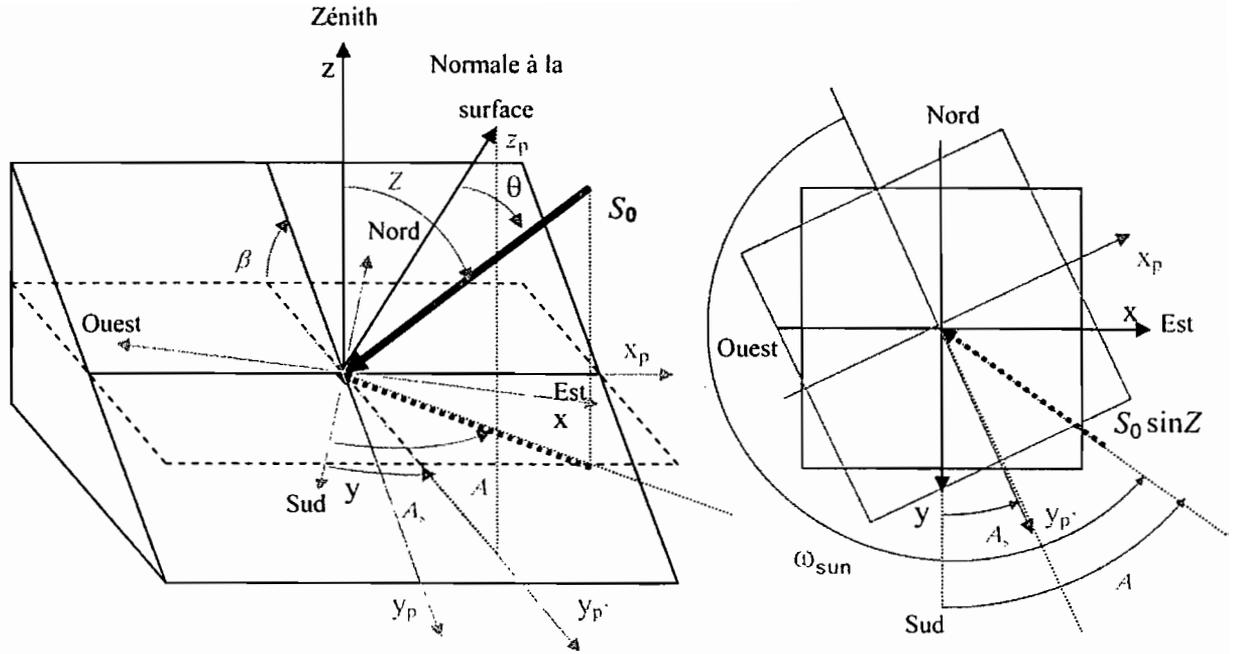


Figure 4.2 : Caractéristiques géographiques d'une surface quelconque d'orientation et de pente données. Z est le zénith solaire, θ_{inc} est l'angle d'incidence (entre le soleil et la normale à la pente), A est l'azimut solaire (par rapport au sud), ω_{sun} est l'angle azimutal solaire, nul lorsque le soleil est dans l'axe de la pente, vers le haut.

En insérant (4.10) dans (4.12), on obtient :

$$\cos A = \frac{\sin \varphi \cos Z - \sin \delta}{\sin Z \cos \varphi} \quad (4.13) *$$

Nous allons exprimer S_0 dans une base appropriée à la surface considérée. La base indirecte B_p (x_p, y_p, z_p) que nous allons considérer ici, est la transformée de B selon :

$$B_p = r_z(A_s) r_{xp}(\beta) B \quad (4.14)$$

le vecteur z_p de la base obtenue n'est autre que le vecteur normal à la surface. Ainsi, dans B_p , S_0 s'exprime de la façon suivante :

$$S_0|_{B_p} = S_0 \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos \beta & -\sin \beta \\ 0 & \sin \beta & \cos \beta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \cos A_s \sin A \sin Z - \sin A_s \cos A \sin Z \\ \sin A_s \sin A \sin Z + \cos A_s \cos A \sin Z \\ \cos Z \end{pmatrix} \quad (4.15)$$

et, $S_d = S_0|_{B_p} \cdot z_p = S_0 \cos \theta_{inc}$ correspond à la 3^{ème} composante de $S_0|_{B_p}$ (équation (4.15)).

En intégrant (4.11) et (4.13), on obtient finalement l'équation :

$$S_d = S_0 \left[\cos \beta (\sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \omega) + \sin \beta \left[\cos A_s \left(\frac{\sin \varphi \cos Z - \sin \delta}{\cos \varphi} \right) - \sin A_s (\cos \delta \sin \omega) \right] \right] \quad (4.16) *$$

Dans le cas particulier où l'éclairement radiatif se rapporte à une surface horizontale ($\beta = 0$), nous pouvons vérifier que l'équation (4.16) permet de retomber sur l'équation (4.8).

c) Part diffuse : notion de facteur de vue

Soit A_2 une surface recevant une luminance (Lu) [en $W m^{-2} sr^{-1}$] émise par une surface A_1 (Figure 4.3) située à une distance d . Nous rappelons que (Lu) est une mesure du flux radiatif émis dans une direction donnée, par unité d'angle solide, et par unité de « surface apparente » de la surface source depuis le point de vue de l'observateur (Figure 4.3).

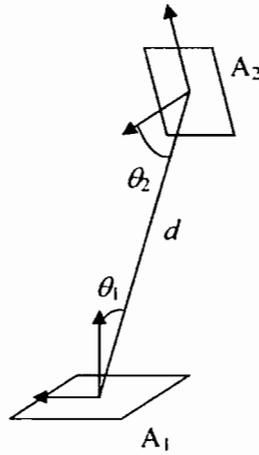


Figure 4.3 : Facteur de vue géométrique pour deux surfaces (d'après [Oke, 1987, pp.351]). Un observateur situé en A_2 , voit A_1 selon une « surface apparente » : $A_1 \cos \theta_1$

Oke [1987, pp. 350] rappelle que la luminance (Lu) émise par un corps noir est indépendante de la direction. Par exemple, pour la plupart des corps naturels, l'émission et la réflexion de radiations de grandes longueurs d'onde et la réflexion du rayonnement de courtes longueurs se rapprochent grandement de cette configuration. Bien que l'hypothèse d'isotropie ne soit pas rigoureusement vérifiée dans le cas du rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi par la surface [e.g. Warren et Wiscombe, 1980 ; Wiscombe et Warren, 1980 ; Warren, 1982], nous en négligerons ici l'anisotropie. Le flux radiatif émis (ou réfléchi) dans toutes les directions d'un l'hémisphère sera alors :

$$F_r = \pi Lu \quad [W m^{-2}] \quad (4.17) *$$

et le flux radiatif (F_{21} [$W m^{-2}$]) reçu par A_2 et issu de A_1 , c'est-à-dire la fraction du flux radiatif issu de A_1 qui est interceptée par A_2 , dépendra du facteur de vue (ψ_{21}) de A_2 pour A_1 :

$$F_{21} = \pi Lu \psi_{21} = Lu \frac{\cos \theta_1 A_2 \cos \theta_2}{r^2} \quad (4.18) *$$

En raison de la relation de réciprocité, les facteurs de vue ψ_{12} et ψ_{21} sont identiques. Lors du calcul distribué de la fonte, en chaque point du MNT, un calcul précis du facteur de vue des reliefs alentours doit être réalisé [e.g. *Corripio*, 2003]. Ici, par simplification, nous ne faisons le calcul que dans le cas décrit par la Figure 4.4.a, où les angles de vue au point d'observation sont limités par l'horizon et par la pente du lieu considéré (surface infinie de pente constante).

d) Part diffuse : rayonnement diffus incident reçu

Nous faisons l'hypothèse que le glacier représente une surface plane infinie, bien que cette hypothèse ne soit pas complètement vérifiée sur le terrain. Le glacier se trouve sur les pentes d'un volcan et la situation sur le terrain se rapproche de cette hypothèse. Nos calculs sont une première approximation du calcul complet que l'on doit réaliser en prenant en compte précisément le facteur de vue des reliefs environnants. Nous reprenons ici les notations et hypothèses des paragraphes précédents et traçons la Figure 4.4.b. La base (z, y_p', x_p) est une base directe. A partir de cette base, nous définissons les coordonnées sphériques (r, θ, φ) associées (Figure 4.4.b).

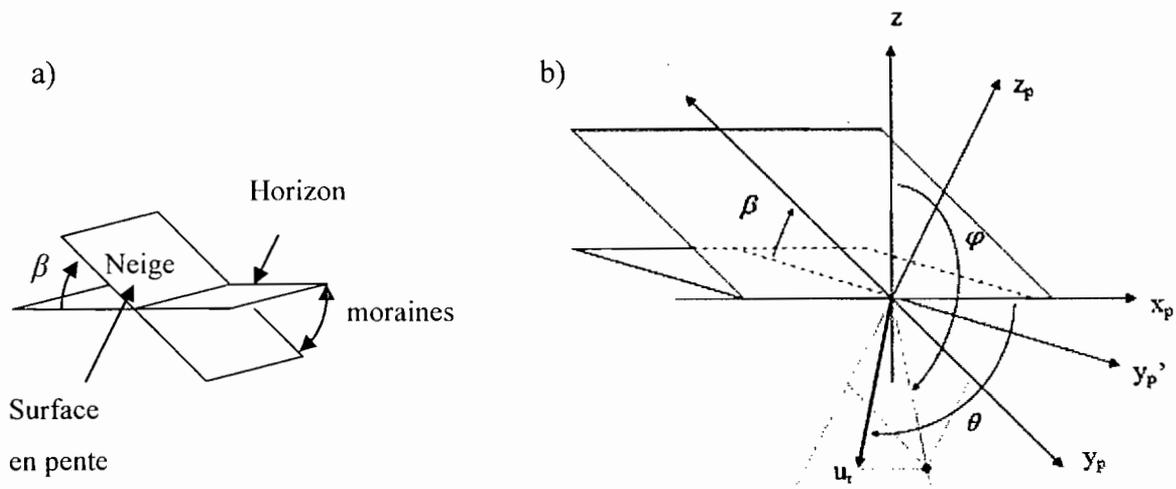


Figure 4.4 : a) Schéma simplifié des facteurs de vue de l'atmosphère, des surfaces de neige et des terrains morainiques dans le cas d'une surface de pente β (d'après [Oke, 1987, pp.352]). L'horizon représente aussi le plan de référence du site de mesure sur le terrain. b) Caractéristiques géométriques de la pente locale.

Dans B_p , le vecteur directeur normé u_r des coordonnées sphériques s'écrit :

$$u_r = (\cos\theta x_p + \sin\theta (\cos\varphi z_p + \sin\varphi y_p)) \quad (4.19)$$

Le flux radiatif atmosphérique reçu par une surface horizontale (Figure 4.4.a et Figure 4.4.b) provient des zones comprises dans l'angle solide $\varphi = -\pi/2 + \beta$ (pente) et $\varphi = \pi/2$ (horizon). Il est alors possible de définir le facteur de vue atmosphérique :

$$\begin{aligned}\psi_{ciel} &= \frac{1}{\pi} \left(\int_{\varphi=-\pi/2+\beta}^{\pi/2} \int_{\theta=0}^{\pi} (u_r \cdot z_p) \sin \theta d\theta d\varphi \right) \\ &= \frac{1}{\pi} \left(\int_{\varphi=-\pi/2+\beta}^{\pi/2} \cos \varphi d\varphi \int_{\theta=0}^{\pi} \sin^2 \theta d\theta \right) = \frac{1}{\pi} \left[\sin \varphi \right]_{-\pi/2+\beta}^{\pi/2} \left[\frac{\theta}{2} + \frac{\sin 2\theta}{4} \right]_0^{\pi} \\ \psi_{ciel} &= \cos^2 \left(\beta/2 \right)\end{aligned}\quad (4.20) *$$

Si la luminance atmosphérique de courtes longueurs d'onde (L_a) est isotrope, le rayonnement de courtes longueurs d'onde diffus provenant de l'atmosphère (D_a) vaut :

$$D_a = \pi L_a \psi_{ciel} \quad (4.21) *$$

Le rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi par les surfaces environnantes provient des zones de l'hémisphère complémentaire à ψ_{ciel} , et il est possible de calculer ψ_{sol} :

$$\psi_{sol} = 1 - \psi_{ciel} = \sin^2 \left(\beta/2 \right) \quad (4.22) *$$

En considérant le rayonnement réfléchi par les surfaces environnantes comme purement isotrope, le rayonnement de courtes longueurs d'onde diffus D_r provenant de la réflexion du rayonnement solaire vaut alors :

$$D_r = L_r \psi_{sol} \pi \quad (4.23) *$$

Lorsque l'on considère une surface horizontale, ψ_{sol} se rapporte aux surfaces enneigées situées à l'amont, et D_r n'est pas négligeable. Par contre, pour une surface en pente, L_r se rapportera à la luminance de courtes longueurs d'onde réfléchie par les terrains morainiques à l'aval et en l'absence de neige, D_r sera négligeable. Dans la suite du document, nous noterons S_{dh} , D_{ah} et D_{rh} , les termes qui se rapportent à une surface horizontale. Les termes S_d , D_a et D_r se rapportent à une surface en pente de la zone d'ablation.

4.2.2.1.2. Estimation du rayonnement de courtes longueurs d'onde incident reçu par la zone d'ablation

Reprenons les notations des chapitres précédents. Nous appellerons S_{\downarrow} et S_{\uparrow} les flux radiatifs incident et réfléchi mesurés au niveau de la station de référence. Ces valeurs sont représentatives d'une surface horizontale. S_{\downarrow} se décompose en un terme direct (S_{dh}) et de termes diffus (atmosphérique (D_{ah}) et issu de réflexions sur les surfaces environnantes (D_{rh})) :

$$S_{\downarrow} = S_{dh} + D_{ah} + D_{rh} = cor \cdot S_d + (D_{ah} + D_{rh}) \quad (4.24)$$

$$\text{Avec} \quad cor = S_{dh} / S_d \quad \text{et} \quad D_{rh} \approx S_{\uparrow} \sin^2 \beta \quad (4.25)$$

L'apport par réflexion sur les surfaces environnantes peut-être important en présence de neige fraîche. Soit S_i la valeur reçue par la zone d'ablation (en considérant $D_r = 0$ (cf. 4.2.2.1.1d)), alors :

$$S_i = S_d + D_a = \frac{1}{\cos \beta} (S_{\downarrow} - D_{ah} - S_{\uparrow} \sin^2 \beta) + D_a \quad (4.26) *$$

Nous ne connaissons pas la distribution du rayonnement de courtes longueurs d'onde diffusé par l'atmosphère, et nous avons choisi de négliger la différence : $D_a - D_{ah}/\cos \beta$ dans l'équation (4.26). Cette hypothèse revient à considérer que le rayonnement atmosphérique diffus de courtes longueurs d'onde se comporte comme le rayonnement solaire direct et que les termes D_a et D_{ah} sont intégrés dans les termes correspondant au flux radiatif direct. Même s'il est observé que le rayonnement atmosphérique diffus provient principalement des zones proches du cercle solaire [e.g. Oke, 1987, pp.354-356 ; Barry, 1992, pp. 79], cette hypothèse est de moins en moins légitime à mesure que la nébulosité augmente, et que la part diffuse du rayonnement incident augmente. En effet, si nous considérons que le rayonnement atmosphérique diffus est purement isotrope, alors $D_a \approx D_{ah}$ (cf. 4.2.2.1.1d). Cependant, les périodes de faible nébulosité, qui demandent une correction importante, sont aussi celles d'apport d'énergie maximal et cette correction se justifie pleinement dans ce cas. Nous n'avons pas obtenu de mesures de qualité des parts diffus/direct du rayonnement, nous sommes donc contraints de réaliser cette approximation.

Les calculs sont réalisés pour une pente $\beta = 18^\circ$ correspondant à la pente moyenne de la zone d'ablation du glacier 15 (Figure 4.5 et Tableau 4.1). L'orientation (nord-ouest) du glacier est d'azimut $A_s = 225^\circ$ (0° en direction du sud, sens antihoraire). Ces calculs permettent de calculer l'ablation constatée dans la zone d'ablation.

Tableau 4.1 : Pentés moyennes caractéristiques du Glacier 15 α de l'Antizana.

	Glacier 15	Zone d'ablation	Site AWS
Pente moyenne	25°	18°	< 10°

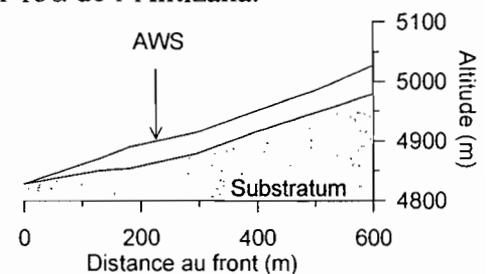


Figure 4.5 : Position altitudinale de la surface du glacier et du bedrock (substratum) en fonction de la distance relative au front du Glacier 15 α de l'Antizana. Les données proviennent de la campagne de mesures radar réalisée en surface du Glacier 15 α au premier septembre 2000 [Cáceres et al., 2001, Chapitre 3, pp.20].

Les calculs réalisés ($\beta = 18^\circ$ et $A_s = 225^\circ$, D_a négligé) constituent de toute évidence une correction maximale, mais ils permettent de rendre mieux compte de la saisonnalité du rayonnement reçu par l'ensemble de la zone d'ablation. L'éclairement incident direct pour une surface horizontale reste à peu près constant toute l'année. La Figure 4.6 rend compte de l'éclairement direct reçu à l'extérieur de l'atmosphère selon un plan horizontal (Top Of the Atmosphere irradiance : S_{TOA} , constante solaire : $I_0 = 1368 \text{ W m}^{-2}$) et selon un plan parallèle à la pente considérée sur le glacier ($\beta = 18^\circ$ et $A_s = 225^\circ$). Le rayonnement S_{TOA} évolue selon une légère oscillation qui suit la position latitudinale du soleil (maximum aux équinoxes et minimum aux solstices) (Figure 4.6). En raison de la déclinaison solaire, une surface en pente ($\beta = 18^\circ$ et $A_s = 225^\circ$, D_a négligé) reçoit par contre un apport direct plus élevé d'avril à août, et une valeur minimale est observée en décembre-janvier (Figure 4.6).

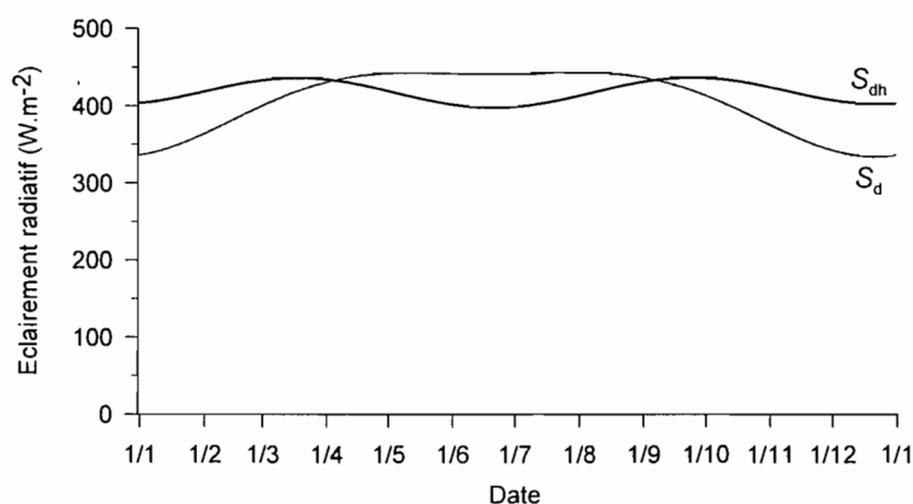


Figure 4.6 : Eclairement direct reçu par une surface horizontale S_{dh} (courbe noire) et par une surface en pente S_d correspondant à la zone d'ablation du Glacier 15 de l'Antizana ($\beta = 18^\circ$ et $A_s = 225^\circ$) (courbe grise).

La zone d'ablation reçoit globalement moins d'énergie (-13 W m^{-2} , soit 3%) que n'en reçoit une surface horizontale. Notons que pour $\beta = 9^\circ$, la zone d'ablation recevrait seulement 3 W m^{-2} (0.6%) de moins qu'une surface horizontale.

4.2.2.1.3. Influence de la nébulosité sur le rayonnement de courtes longueurs d'onde incident

La nébulosité est une variable importante agissant sur les valeurs finales du rayonnement net. Le rayonnement solaire incident diminue fortement avec la présence de nuages. Dans le même temps, le couvert nuageux induit une augmentation du rayonnement de grandes longueurs d'onde. Les nuages affectent la répartition diffus/direct du rayonnement de courtes

longueurs d'onde. La présence de nuages affecte la distribution spectrale du rayonnement solaire incident. L'augmentation de la part diffuse du rayonnement solaire et l'atténuation plus marquée du rayonnement dans le domaine du proche infra-rouge fait évoluer les valeurs d'albédo de la surface de neige/glace [e.g. Warren, 1982]. Aussi, évaluer la nébulosité est une étape importante de l'étude des processus de fonte et de modélisation spatialisée du bilan d'énergie. L'atténuation atmosphérique, généralement bien corrélée à la présence de nuage, est souvent utilisée afin d'estimer la nébulosité diurne. Cette méthode ne permet de juger ni du type de nuages présents ni de l'altitude du plafond nuageux, facteurs importants de l'émission atmosphérique de grandes longueurs d'onde, mais rend compte d'une nébulosité moyenne.

Nous comparons ici la nébulosité estimée à l'aide de la formule (3.1), qui relie S_{TOA} et S_I , avec la nébulosité estimée lors d'observations météorologiques de terrain (au pas de temps journalier et demi-horaire). Cette formule, calée sur le glacier du Zongo [Sicart, 2002, pp. 253], donne une estimation de bonne qualité de la nébulosité observée sur le site du glacier 15 de l'Antizana (Figure 4.7 et Figure 4.8).

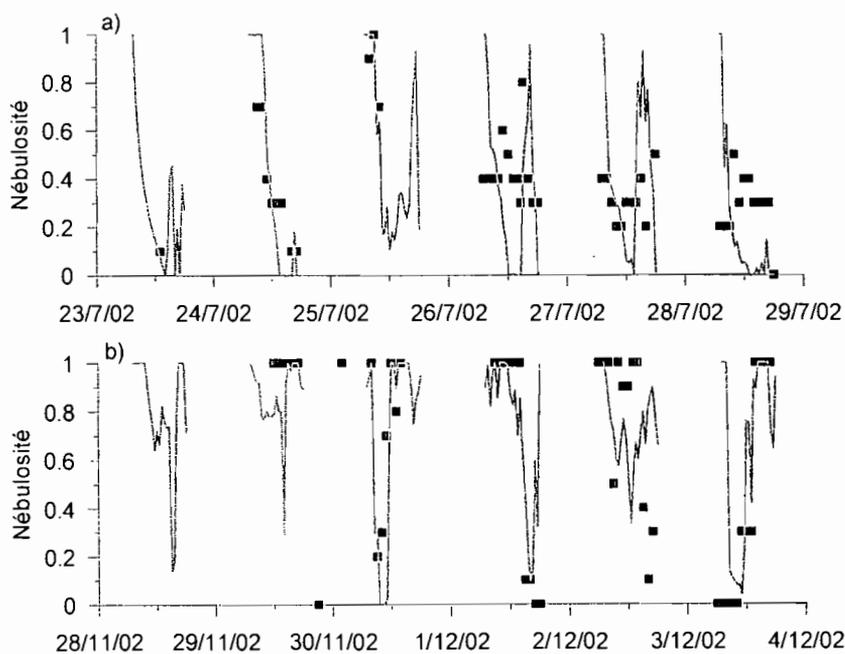


Figure 4.7 : Comparaison entre nébulosité diurne moyenne calculée (courbe grise) et nébulosité diurne moyenne observée (points noirs) du 23/7/02 au 29/7/02 (Figure 4.7 a) et du 28/11/02 au 3/12/02 (Figure 4.7 b). La nébulosité est ici calculée à partir des valeurs (en un point) de rayonnement de courtes longueurs d'onde incident S_I (équation (3.1)).

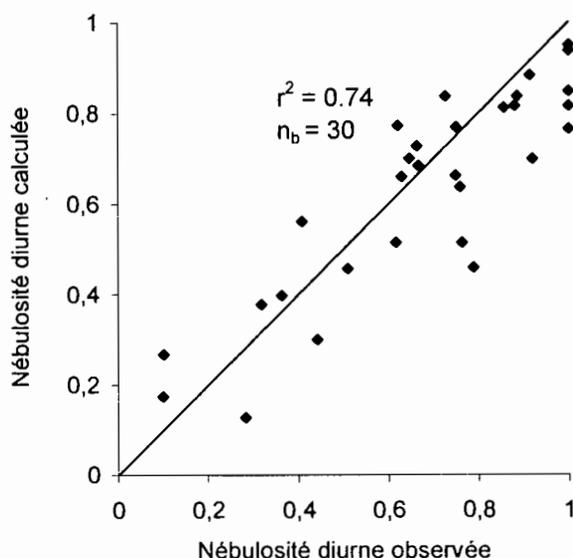


Figure 4.8 : Valeurs moyennes comparées de la nébulosité diurne calculée ($n = 1,3-1,4(S_1/S_{TOA})$) et de celles observées.

Par ciel clair, l'atténuation du rayonnement solaire est de l'ordre de 8% (environ -50 W m^{-2}). Néanmoins, au pas de temps horaire, cette formule peut donner des valeurs supérieures à 1. En effet, les parts diffuses sont loin d'être négligeables, et en cas de faible nébulosité (5 à 10%), de par les réflexions sur les côtés des cumulus [Oke, 1987, pp.26] et sur les surfaces environnantes [e.g. Oerlemans et Knap, 1998], de courtes périodes d'intensité très forte du rayonnement sont parfois constatées. Le rayonnement solaire peut alors dépasser les valeurs observées par ciel clair. Aussi, pour des pas de temps infra-journaliers, il est indispensable de majorer n par l'unité.

4.2.2.1.4. Notions de réflectance bidirectionnelle et d'albédo

Dans cette section nous décrivons la notion d'albédo α (équation 4.2). Nous verrons que l'albédo est la variable clé du bilan d'énergie de surface (équation 4.1), et de l'ablation.

a) La réflectance bidirectionnelle

L'albédo est l'une des principales variables du bilan d'énergie des surfaces de neige/glace. Extrêmement variable dans le temps et l'espace, il constitue une variable d'entrée fondamentale de la fonte des glaciers tropicaux [e.g. Wagnon et al., 1999, 2001]. Pourtant, bien que très commune, la notion d'albédo est une notion complexe. Le terme albédo peut représenter des valeurs moyennes diverses et il est important de savoir à quelle définition

exactement on se rapporte. Le terme est même parfois utilisé à tort, par abus de langage. Les difficultés d'interprétation des valeurs d'albédo lorsque la surface n'est pas parfaitement horizontale [e.g. *Grenfell et al.*, 1994 ; *Sicart et al.* 2001], reflètent la finesse qui est requise lors d'une étude rigoureuse des propriétés optiques de la neige/glace. Afin de mieux évaluer la sensibilité des estimations spatiales d'albédo à l'aide de photographies terrestres, nous allons analyser dans le détail la réflectance bidirectionnelle. Cette étape du travail nous permettra de retrouver les formules de correction données par *Grenfell et al.* [1994] évoquées précédemment.

Les radiations réfléchies par une surface de neige/glace ne sont pas purement isotropes mais sont inégalement distribuées selon les angles, selon la fonction de distribution de la réflectance bidirectionnelle R_{fb} [sr^{-1}] [e.g. *Warren*, 1982] :

$$R_{fb}(\Theta_0, \Theta, \Gamma, \lambda) = \frac{dI(\Theta, \Gamma, \lambda)}{\mu_0 dF(\Theta_0, \Gamma_0, \lambda)} \quad (4.27)$$

où (Θ_0, Γ_0) sont les angles zénithal et azimutal incidents ($\mu_0 = \cos\Theta_0$), (Θ, Γ) sont les angles zénithal et azimutal réfléchis ($\mu' = \cos\Theta$), λ est la longueur d'onde, F est le flux radiatif incident [W m^{-2}] et I la luminance réfléchie [$\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1}$].

b) Notion d'albédo

Pour une longueur d'onde donnée, l'albédo spectral $a_s(\Theta_0, \lambda)$ est la « réflectance spectrale directionnelle hémisphérique » [*Warren*, 1982], c'est-à-dire l'intégrale de R sur l'ensemble des angles de réflexion (appartenant à l'hémisphère situé au dessus de la surface). On obtient :

$$a_s(\Theta_0, \lambda) = \int_{\mu=0}^1 \mu d\mu \int_{\Gamma=0}^{2\pi} R_{fb}(\Theta_0, \Theta, \Gamma, \lambda) d\Gamma \quad (4.28)$$

Plus simplement, l'albédo spectral est le rapport du flux radiatif réfléchi divisé par le flux incident pour une longueur d'onde λ et une incidence Θ_0 données. En effet, lorsque l'on développe (4.25) il est possible d'écrire :

$$a_s(\Theta_0, \lambda) = \frac{\int_{\Gamma=0}^{2\pi} \int_{\Theta=0}^{\pi/2} (dI \cos\Theta) \sin\Theta d\Theta d\Gamma}{\mu_0 dF} \quad (4.29)$$

L'albédo que l'on mesure sur le terrain, valeur intégrale sur l'ensemble du spectre de sensibilité des pyranomètres, correspond alors à la moyenne de a_s pondérée par l'intensité du

rayonnement incident. Si le rayonnement incident était purement, la valeur $\bar{a}_s(\Theta_0)$ obtenue serait :

$$\bar{a}_s(\Theta_0) = \frac{\int a_s(\Theta_0, \lambda) S_{\downarrow}(0, \lambda) d\lambda}{\int S_{\downarrow}(0, \lambda) d\lambda} \quad (4.30)$$

$S_{\downarrow}(0, \lambda)$ est le flux radiatif incident rapporté à (projeté sur) la normale à la surface ($S_{\downarrow}(0, \lambda) = \mu_0 dF$). Lorsque l'on développe (4.30) au vu de (4.29), on obtient :

$$\bar{a}_s(\Theta_0) = \frac{\iiint S_{\uparrow}(0, \lambda) d\mu d\Gamma d\lambda}{\int S_{\downarrow}(0, \lambda) d\lambda} = \frac{S_{\uparrow}}{S_{\downarrow}(\Theta_0)} \quad (4.31)$$

Où S_{\uparrow} est le rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi et $S_{\downarrow}(\Theta_0)$ correspond au rayonnement incident mesuré par un capteur parallèle à la surface dans le cas d'un rayonnement incident direct d'angle zénithal Θ_0 . La valeur $\bar{a}_s(\Theta_0)$ dépend non seulement des propriétés de la neige et de l'angle d'incidence, mais aussi des conditions atmosphériques (nébulosité, épaisseur et type de nuages...) qui affectent la distribution spectrale et angulaire de la lumière solaire incidente.

De même, le résultat de la moyenne « pondérée » pour l'ensemble des angles d'incidence donne l'albédo α (c'est là sa définition).

$$\alpha = \frac{\int \bar{a}_s(\Theta_0) S_{\downarrow}(\Theta_0) d\mu_0}{\int S_{\downarrow}(\Theta_0) d\mu_0} = \frac{S_{\uparrow}}{S_{\downarrow}} \quad (4.32) *$$

Où S_{\downarrow} est le rayonnement de courtes longueurs d'onde incident mesuré par un capteur parallèle à la surface.

c) Erreur d'estimation de l'albédo lorsque les capteurs ne sont pas positionnés parallèlement à la pente.

Lorsque les capteurs ne sont pas installés parallèlement à la surface, la mesure ne prend pas en compte les radiations provenant et repartant dans l'ensemble de l'hémisphère au dessus de la surface. Plus encore, l'angle d'incidence du rayonnement direct par rapport à la surface de neige/glace diffère de celui par rapport au plan de référence du capteur. Les mesures comportent un fort biais, et le terme d'albédo est abusif. Nous allons préciser l'erreur qui est alors induite sur les mesures d'albédo et retrouver, dans le cas particulier de pentes faibles, la formule donnée par *Grenfell et al.* [1994] et réutilisée par *Sicart et al.* [2001].

Pour une surface de pente et d'orientation déterminées, l'éclairement incident S_{\downarrow} reçu par une surface en pente peut être décomposé en sa partie directe S_d (équation (4.16)) et sa partie diffuse ($D_a + D_r$) (équations (4.21) et (4.23) respectivement). Dans le cas d'une surface en

pente (infinie), nous avons vu que D_r était négligeable (rayonnement réfléchi par les terrains morainiques). Alors, si S_{\uparrow} est le flux radiatif réfléchi par la surface, $\alpha_{\text{réel}}$ vaut :

$$\alpha_{\text{réel}} = \frac{S_{\uparrow}}{S_{\downarrow}} = \frac{S_{\uparrow}}{S_d + D_a} \quad (4.33)$$

Lorsque les capteurs sont placés horizontalement, les mesures correspondent aux rayonnements que recevrait une surface horizontale (cf. 4.1.2.3.1.e). Nous noterons S_{dh} la part directe (équation (4.8)), D_{ah} et D_{rh} les parts diffuses atmosphérique (équations (4.21)) et issue des réflexions sur les surfaces environnantes (équation (4.23)). Nous considérons que la part diffuse atmosphérique est sensiblement inchangée et que $D_a \approx D_{\text{ah}}$.

La mesure du rayonnement réfléchi par la surface est elle aussi affectée par l'horizontalité des capteur, car l'angle solide correspondant aux surfaces de neige situées au dessus de l'horizontale n'est pas vu par le capteur de rayonnement. La mesure de rayonnement réfléchi est donc inférieure d'une valeur D_{rh} à la valeur réelle. L'albédo mesuré $\alpha_{\text{mesuré}}$ vaut alors :

$$\alpha_{\text{mesuré}} = \frac{S_{\uparrow} - D_{\text{rh}}}{S_{\text{dh}} + D_a + D_{\text{rh}}} \quad (4.34)$$

Le rapport des équations (4.30) et (4.31) permet d'estimer l'erreur réalisée sur les mesures d'albédo.

d) Simplification de la formule (formule de Grenfell et al. [1994])

Afin de simplifier la formule ci-dessus, considérons tout d'abord que la part diffuse du rayonnement incident est négligeable.

$$\frac{S_d}{S_{\text{dh}}} = \frac{\cos \beta \cos Z + \sin \beta \sin Z \cos(A - A_s)}{\cos Z} \quad (4.35)$$

$$\text{et} \quad \frac{S_{\uparrow} - D_{\text{rh}}}{S_{\uparrow}} = \cos^2\left(\frac{\beta}{2}\right) \quad (4.36)$$

Soit ω_{sun} , l'angle azimutal solaire, nul lorsque le soleil est dans l'axe de la pente, vers le haut (Figure 4.2). Alors : $A - A_s = \omega_{\text{sun}} - \pi$. En supposant que β est faible :

$$\sin \beta \cos \omega_{\text{sun}} = \beta \cos \omega_{\text{sun}} = \sin(\beta \cos \omega_{\text{sun}})$$

$$\text{et} \quad \cos \beta = \cos(\beta \cos \omega_{\text{sun}}) = 1$$

Ainsi :

$$\begin{aligned}
 \frac{S_d}{S_{dh}} &= \frac{\cos \beta \cos Z + \sin \beta \sin Z \cos(\omega_{\text{sun}} - \pi)}{\cos Z} \\
 &= \frac{\cos(\beta \cos \omega_{\text{sun}}) \cos Z - \sin(\beta \cos \omega_{\text{sun}}) \sin Z}{\cos Z} \\
 &= \frac{\cos(Z + \beta \cos \omega_{\text{sun}})}{\cos Z}
 \end{aligned} \tag{4.37}$$

et

$$\frac{S_{\uparrow} - D_{\text{th}}}{S_{\uparrow}} = \frac{1 + 1 - \beta}{2} = 1 - \frac{\beta}{2} \tag{4.38}$$

Le rapport entre l'albédo réel et l'albédo mesuré est alors donné par la formule suivante :

$$\alpha_{\text{mesuré}} = \alpha_{\text{réel}} \left(1 - \frac{\beta}{2} \right) \left(\frac{\cos(Z + \beta \cos \omega_{\text{sun}})}{\cos Z} \right) \tag{4.39} *$$

On retrouve ici la formule donnée par *Grenfell et al.* [1994], reprise par *Sicart et al.* [2001]. Cependant, il est important de noter que pour des pentes élevées cette formule devient rapidement incorrecte. Enfin, ce calcul ne prend pas en compte la part diffuse du rayonnement incident, et suppose l'isotropie du rayonnement réfléchi ce qui n'est pas le cas en réalité.

Pour la présente étude, nous n'avons pas réalisé de correction de ce type.

e) Corrections apportées aux valeurs d'albédo et de rayonnement incident

En raison de l'importante évolution de l'albédo au cours de la journée, les valeurs d'albédo ($\alpha = S_{\uparrow}/S_{\downarrow}$) sont calculées à partir des valeurs journalières de rayonnement.

Dans certaines conditions, les valeurs demi-horaires de S_{\uparrow} sont plus élevées que celles de S_{\downarrow} (lorsque le capteur est couvert de neige par exemple). Dans ce cas, une correction systématique des valeurs de S_{\downarrow} est réalisée en considérant un albédo maximum de 0.9 pour la neige [e.g. *Wagnon*, 1999 ; *Sicart*, 2002] : lorsque $\alpha > 0.9$, nous recalculons $S_{\downarrow} = S_{\uparrow}/0.9$. Bien que des valeurs supérieures à 0.9 puissent être observées pour de la neige fraîche [e.g. *Warren*, 1982], la dégradation rapide de la neige sous les tropiques permet de justifier ce choix. De plus, cette correction n'affecte que les données du matin et lors de fortes précipitations neigeuses. En conséquence, cette hypothèse a peu de d'influence sur les valeurs finales de S_{\downarrow} .

f) Modélisations classiques d'évolution de l'albédo

Sicart et al. [2003] ont montré l'importance d'une étude approfondie de l'albédo et porté un intérêt particulier à la modélisation des variations d'albédo, qui est fondamentale lors de la spatialisation de la fonte [*Sicart*, 2002]. Nous appliquons ici le même modèle que *Sicart*

[2002, pp. 238], qui permet de calculer l'albédo à partir du suivi des variations du niveau de la surface de la neige. Les variations du niveau de la surface reflètent l'occurrence de chutes de neige ou de l'ablation de la surface. Le modèle, inspiré de celui de *Oerlemans et Knap* [1998], simule la décroissance de l'albédo de la neige fraîche vers l'albédo de névé depuis la dernière chute de neige. Ensuite, la décroissance de l'albédo de la neige/névé vers celui de la glace tient compte de l'épaisseur de la couche de neige. En effet, la neige est partiellement transparente aux rayonnements solaires et il est important de prendre en compte l'influence des couches sous-jacentes dans les valeurs d'albédo de surface :

$$\alpha_{\text{neige}} = \alpha_{\text{névé}} + (\alpha_{\text{neigefr}} - \alpha_{\text{névé}}) e^{-\frac{n_j}{n^*}} \quad (4.40)$$

$$\alpha = \alpha_{\text{neige}} + (\alpha_{\text{glace}} - \alpha_{\text{neige}}) \left(1 + \frac{e_s}{e_s^*}\right) \quad (4.41)$$

Où α est l'albédo de surface, α_{neigefr} , $\alpha_{\text{névé}}$ et α_{glace} sont des constantes (difficiles à évaluer) représentatives de l'albédo de la neige fraîche, du névé et de la glace sale. Nous prenons en compte les valeurs utilisées par *Sicart* [2002, pp. 238] ($\alpha_{\text{neigefr}} = 0.9$, $\alpha_{\text{névé}} = 0.6$, $\alpha_{\text{glace}} = 0.35$). n_j correspond au nombre de jours depuis la dernière chute de neige et e_s est l'équivalent en eau de la couche de neige de surface déduite des mesures de sonde à ultrasons. e_s^* (en mm eq.e) et n^* sont les constantes de calage du modèle. L'équivalent en eau a été déduit en tenant compte de la densité de neige de 250 kg.m^{-3} [*Sicart et al.*, 2002]. L'épaisseur de la couche de neige et l'occurrence de chutes de neige sont évaluées à l'aide d'une sonde à ultrasons. Les conditions initiales d'épaisseur du manteau neigeux sont fixées à partir d'une valeur de référence mesurée manuellement le 16/03/2000. Le niveau de la surface est calculé à partir de la moyenne des mesures de la sonde à ultrasons réalisées entre 12h00 et 14h00. L'occurrence d'une chute de neige est considérée lorsque le niveau de la neige/glace augmente de plus de 5 mm. Nous comparons les résultats du modèle aux valeurs d'albédo calculées à l'aide des valeurs journalières de rayonnement. La sonde à ultrasons est de type Campbell SR50. L'albédo est calculé à l'aide d'albédomètres Skye SP1100. Les caractéristiques des appareils peuvent être consultées dans le tableau 2.1.

Le modèle a été calé du 16/03/2000 au 30/11/2000 (8 mois), la sonde à ultrasons est par la suite tombée en panne. A titre de comparaison, nous analysons l'occurrence des chutes de neige estimée à partir des données de la sonde à ultrasons avec les précipitations enregistrées par le pluviographe (Hobo4, Tableau 2.8). Les précipitations mesurées par le pluviographe

sont séparées en deux groupes, selon que la température moyenne journalière mesurée à 1.8 m au dessus de la surface du glacier dépasse ou non la valeur seuil de $T = 0.5^{\circ}\text{C}$.

Il est rassurant de constater que pour des températures inférieures à 0.5°C , les précipitations induisent pratiquement toutes une augmentation de l'albédo et une élévation du niveau de la surface (Figure 4.9). Ceci nous permet de penser qu'il s'agit de chutes de neige. En revanche, les rares événements de la période étudiée pour lesquels la température dépasse 0.5°C , ne sont pas associés systématiquement à une augmentation de l'épaisseur de neige, et l'albédo a même tendance à diminuer lors de ces événements. Même si la température de surface seule ne permet pas de juger avec rigueur de la phase des précipitations, c'est une variable déterminante de la différenciation des précipitations en neige ou en pluie. Ce point sera précisé dans la section (cf. 4.3.3).

Tableau 4.2 : Valeurs des paramètres de calage du modèle d'albédo pour le glacier du Zongo [Sicart, 2002, pp. 285] et pour le glacier 15 de l'Antizana.

<i>Paramètre</i>	<i>Glacier 15 de l'Antizana</i>	<i>Glacier du Zongo</i>
n^*	<i>6.05 jours</i>	<i>7.5 jours</i>
e_s^*	<i>25 mm eq.e</i>	<i>6 mm eq.e</i>

Les résultats de la modélisation sont présentés dans le (Tableau 4.2). Sur le Glacier 15 de l'Antizana, nous obtenons une valeur de n^* proches de celle observée sur le glacier du Zongo. Par contre, la valeur de e_s^* est plus élevée sur le site de l'Antizana [Sicart, 2002, pp.243]. Cependant, la valeur utilisée sur le glacier du Zongo était issue d'une étude bibliographique et non d'un calage. La qualité de la modélisation semble bonne au premier abord. Pourtant, lorsque l'on compare les valeurs calculées et mesurées, la corrélation reste faible (Figure 4.10). Nous avons tenté de caler les valeurs de $\alpha_{\text{neige fr}}$, $\alpha_{\text{névé}}$, α_{glace} , mais la qualité du calage reste médiocre.

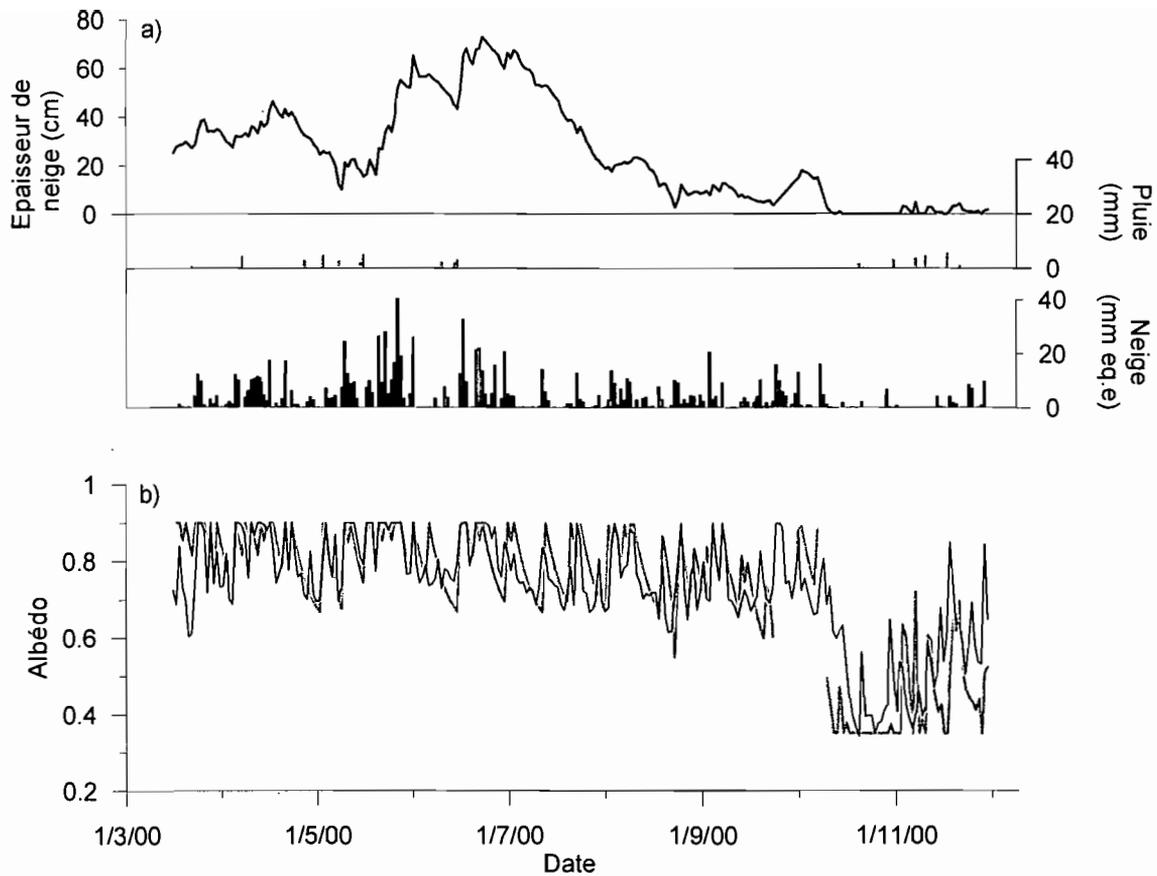


Figure 4.9 : Modélisation de l'albédo du 16/03/2000 au 30/11/2000 selon la formulation donnée par Sicart [2002]. a) La courbe représente la hauteur de neige au niveau de la station calculée à partir des mesures de la sonde à ultrasons. Les hiéogrammes noirs représentent les précipitations pour des températures journalière inférieures à 0.5°C, les gris représentent les précipitations pour des températures supérieures à 0.5°C. b) La courbe noire représente l'albédo mesuré, la courbe grise représente l'albédo calculé.

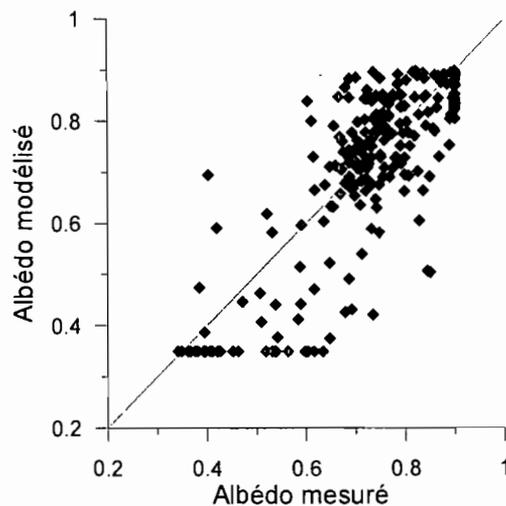


Figure 4.10 : Corrélation entre albédo mesuré et albédo modélisé (modèle donné par Sicart [2002, pp. 238]).

De plus, bien que ce calcul soit très simple, il ne peut être réalisé en l'absence de données de la sonde à ultrasons et cette donnée n'est pas connue à l'échelle du glacier. Ainsi, en raison de la qualité médiocre des résultats et du mauvais fonctionnement de la sonde à ultrasons sur le site du glacier 15 de l'Antizana, nous avons préféré réaliser une évaluation de l'albédo à partir de photographies terrestres (cf. Chapitre 5, section 5.3).

4.2.2.2. Rayonnement de grandes longueurs d'onde

Nous analysons ici les termes de rayonnement de grandes longueurs d'onde (L_{\downarrow} , L_{\uparrow} et L) (équation 4.2), afin de juger au mieux de leur importance dans l'équation du bilan d'énergie de surface (équation 4.1).

Les émissions radiatives des corps terrestres et atmosphériques appartiennent au domaine des grandes longueurs d'onde. Le flux radiatif total émis par un corps noir correspond à l'intégrale de la loi de Planck (cf. 4.2.2) pour l'ensemble des longueurs d'onde [e.g. *Oke*, 1987, pp. 11]. Le résultat de ce calcul est la base de la célèbre loi de Stefan-Boltzmann :

$$\text{Flux radiatif émis} = \sigma T^4 \quad [\text{W m}^{-2}] \quad (4.42)$$

où σ est la constante de Stefan-Boltzmann ($5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$) et T est la température du corps (en K). L'énergie totale émise par tout corps, proportionnelle à celle d'un corps noir, est fonction de son facteur d'émission (ou émissivité), ε (compris entre 0 et 1 (corps noir)). Pour un corps quelconque, l'équation (4.42) s'écrit alors :

$$\text{flux radiatif émis} = \varepsilon \sigma T^4 \quad [\text{W m}^{-2}] \quad (4.43)$$

L'éclairement de grandes longueurs d'onde incident à une surface résulte des rayonnements telluriques atmosphériques et provenant des surfaces environnantes. Dans l'atmosphère, l'eau, le dioxyde de carbone, et l'ozone sont les principaux gaz influençant les transferts de rayonnements thermiques. A tous niveaux, les divers constituants de l'atmosphère émettent à la fois vers le haut et vers le bas. Les processus d'absorption et de réémission se font de manière continue au sein de l'atmosphère, mais ces phénomènes sont plus intenses à proximité du sol, là où la concentration en vapeur d'eau et en CO_2 est la plus forte. Au sol, la luminance atmosphérique en provenance de l'horizon est plus forte que celle en provenance de la verticale du point considéré [e.g., *Oke*, 1987, pp. 16], mais par simplification, l'émission atmosphérique peut être assimilée à un rayonnement isotrope. Le rayonnement qui arrive au sol est en grande partie absorbé, à proportion du facteur d'absorption (ξ) de la surface. Selon la loi de Kirchhoff, les corps d'absorption élevée sont aussi de bons émetteurs, et $\xi = \varepsilon$ [e.g., *Oke*, 1987, pp. 13]. La plupart des corps terrestres se comportent quasiment comme des corps

noirs [Oke, 1987, pp.12]. Aussi, le rayonnement incident vient contrebalancer les pertes importantes d'énergie par émission de radiations de grandes longueurs d'onde. Une part du rayonnement de grandes longueurs d'onde incident (L_{\downarrow}) est réfléchi par le sol. Ainsi, si ε_s est l'émissivité de la surface, le rayonnement de grandes longueurs d'onde « partant » de la surface (L_{\uparrow}), mesuré sur le terrain, est la somme des rayonnements émis et réfléchi par la surface [e.g. Oke, 1987, pp. 22]:

$$L_{\uparrow} = \varepsilon_s \sigma T_s^4 + (1 - \varepsilon_s) L_{\downarrow} \quad (4.44)$$

Les valeurs du rayonnement émis par la surface sont souvent utilisées pour déterminer la température de surface. En raison de l'incertitude sur les valeurs de ε_s , et de celle des mesures des pyr géomètres (cf. tableau 2.3), cette méthode d'évaluation de la température de surface n'est pas d'une très grande précision. En raison du second terme de l'équation (4.44) et de la valeur élevée de l'émissivité de la neige ($\varepsilon_s \approx 0.99$), nous assimilerons la neige à un corps noir ($\varepsilon_s = 1$). L'émission d'une surface de neige en fusion sera donc prise de 315.6 W m^{-2} .

4.2.2.2.1. Rayonnement émis par la surface - Correction initiale des mesures de rayonnement de grandes longueurs d'onde

Les pyr géomètres utilisés sur le terrain s'échauffent lorsqu'ils sont exposés au rayonnement solaire. L'augmentation de température des capteurs fausse les mesures. *Obleitner et De Wolde* [1999] proposent d'introduire une correction systématique des mesures de grandes longueurs d'onde proportionnelle au rayonnement solaire incident (S_{\downarrow}). *Sicart* [2002] constate que le biais sur les mesures réalisées à la surface du glacier du Zongo est environ de $0.012 S_{\downarrow}$ (1.2%). Une telle correction est trop forte dans le cas du glacier 15 de l'Antizana. En effet, l'équation (4.44) donne accès aux valeurs de température de la surface (T_s) de neige/glace. Le matin, lorsque T_s atteint 0°C , nous pouvons considérer que la fonte commence. Cet horaire de dégel est comparé à l'horaire réel de dégel observé sur le terrain lors de missions de plusieurs jours.

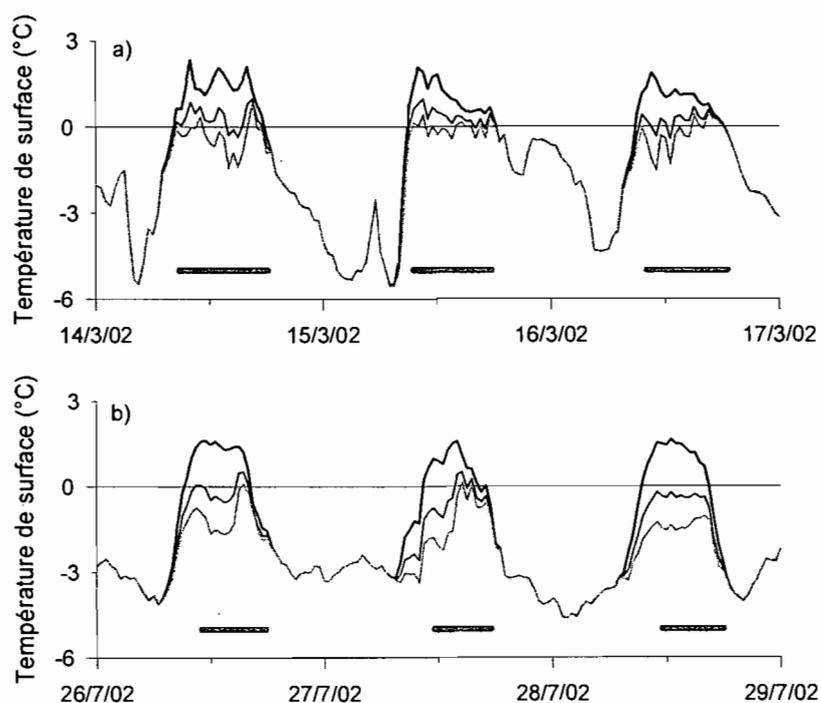


Figure 4.11 : Température de surface déduite des mesures de L_{\uparrow} du 14/3/2002 au 16/3/2002 (Figure 4.11.a)) et du 26/7/2002 au 28/7/2002 (Figure 4.11.b)). La température déduite des valeurs brutes de L_{\uparrow} (courbe noire) est comparée aux valeurs obtenues en insérant une correction de $0.75\% * S_{\downarrow}$ (gris foncé) et de $1.2\% * S_{\downarrow}$ (gris clair). Les valeurs positives sont représentées, bien qu'elles n'aient pas de sens physique. Les traits épais horizontaux (en gris) représentent les périodes de dégel observées sur le terrain.

Au cours du mois de mars 2002, l'introduction d'un facteur correctif de $0.0075S_{\downarrow}$ (0.75%) permet de se ramener à une température proche de 0°C dans la journée. Pourtant, même pour un coefficient correcteur aussi faible, des températures négatives seraient observées en milieu de journée (ex. : journée du 14/3/2002 à 14h-15h00 (Figure 4.11.a)), alors qu'une fonte superficielle importante a été constatée ce jour là sur le terrain. Ce point était encore plus marqué en juillet 2002 (Figure 4.11.b), où l'introduction d'une correction de 0.75% induit l'absence de dégel au cours de la journée du 28/7/2002, alors qu'une fonte superficielle a été constatée sur le terrain de 11h30 à 18h00. La veille, l'introduction d'une correction de 0.75% abaisse la température à -1°C jusqu'à 14h00, alors que la fonte était apparue dès 11h30. De manière générale, entre juin et septembre, l'introduction d'une correction implique une diminution notable de la température et induit des températures négatives de plusieurs dixièmes de degré en journée. L'important vent qui règne à la surface du glacier implique certainement une bonne ventilation des pyrgéomètres et il n'est pas nécessaire de corriger les éclaircissements radiatifs de grandes longueurs d'onde mesurés. En fixant une limite supérieure de température à 0°C , les valeurs de température de surface en journée sont mieux

reproduites. Ce point est fondamental si nous voulons garantir une bonne qualité d'estimation des flux turbulents de chaleur. A l'inverse, l'absence de correction n'affecte pas le bilan radiatif de grandes longueurs d'onde car les corrections, si elles étaient appliquées, entreraient à part égale dans les valeurs de L_{\downarrow} et L_{\uparrow} . Enfin, de nombreux biais entrent en jeu lorsque l'on cherche à établir la température de surface à partir des mesures de L_{\uparrow} . En particulier, le choix de la valeur d'émissivité de surface ($\epsilon_s = 1$) introduit une incertitude importante. Nous ne considérons pas non plus les émissions de la couche d'air située entre le capteur et le sol, par la caisse et les appareils de mesures, qui peuvent aussi introduire un biais non négligeable dans nos calculs. Aussi, nous avons décidé de ne pas appliquer de corrections aux valeurs brutes d'éclairement de grandes longueurs d'onde, et de systématiquement majorer T_s par 0°C .

4.2.2.2.2. Rayonnement de grandes longueurs d'onde incident

Dans les régions de montagne au relief prononcé, les radiations provenant des reliefs environnants jouent un rôle important dans le bilan d'énergie de surface. Pour la surface considérée, leur proportion en comparaison avec les apports atmosphériques dépend du rapport entre facteur de vue atmosphérique (ψ_{ciel}) et des reliefs environnants (ψ_{sol}) (cf. 4.2.2.1.1d). La luminance atmosphérique dépend de l'état de l'atmosphère, et plus particulièrement de la présence de nuages. Par ciel clair, le rayonnement atmosphérique est conséquent de l'ensemble des profils verticaux d'humidité et de température [e.g. *Brutsaert*, 1982, pp. 138]. Ces données sont rarement disponibles, et en cas de modélisation du rayonnement atmosphérique (L_{atm}), on préfère utiliser des formulations empiriques faisant appel à des valeurs mesurées au sol. L'émission atmosphérique provient essentiellement des premières centaines de mètres de l'atmosphère, et ces paramétrisations sont de bonnes estimations du rayonnement atmosphérique au sol. Nous considérerons ici la formule semi-empirique donnée par *Brutsaert* [1975] :

$$L_{\text{atm,c}} = 1.24 \left(\frac{e_a}{T_a} \right)^{1/7} \sigma T_a^4 \quad (4.45)$$

Où T_a et e_a sont la température et la pression de vapeur de l'air dans les premiers mètres au dessus de la surface. $L_{\text{atm,c}}$ est l'éclairement radiatif de grandes longueurs d'onde par ciel clair.

Par ciel nuageux, le rayonnement atmosphérique dépend de la fraction du ciel couverte par les nuages et de la température à la base des nuages. L'augmentation de l'émission sera beaucoup plus importante en présence de cumulus (bas, relativement chaud) qu'en présence de cirrus

(hauts et froids) [e.g. Oke, 1987, pp.26]. Nous utiliserons la formulation de l'émission atmosphérique par ciel nuageux proposée par Brutsaert [1982, pp.143] :

$$L_{atm,n} = F(n) L_{atm,c} = (1 + an^b) L_{atm,c} \quad (4.46)$$

où n est la fraction du ciel couverte par les nuages (cf. équation (3.1)).

Cette formule, calée sur le glacier du Zongo en Bolivie, donnait des résultats optimaux pour $a = 0.4$ et $b = 1$. Nous comparons les valeurs de $L_{atm,n}$ du modèle avec les mesures de terrain de L_{\downarrow} .

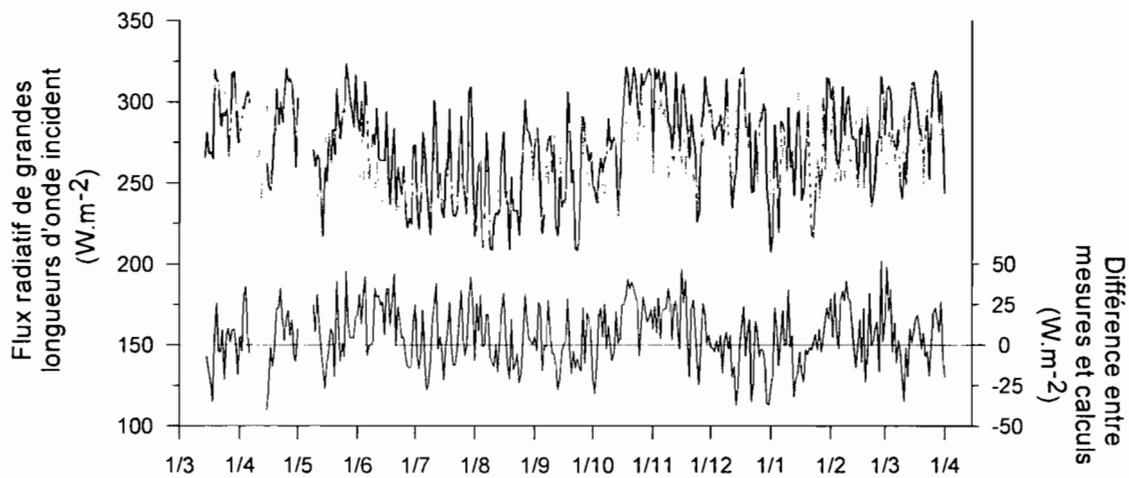


Figure 4.12 : comparaison au cours du temps des valeurs journalières d'éclairement de grandes longueurs d'onde incident mesuré (courbe noire) et calculé (courbe en gris clair : Equation (4.46)) du 14/3/2002 au 1/4/2003. La différence (mesuré – calculé) correspond à la courbe grise du bas.

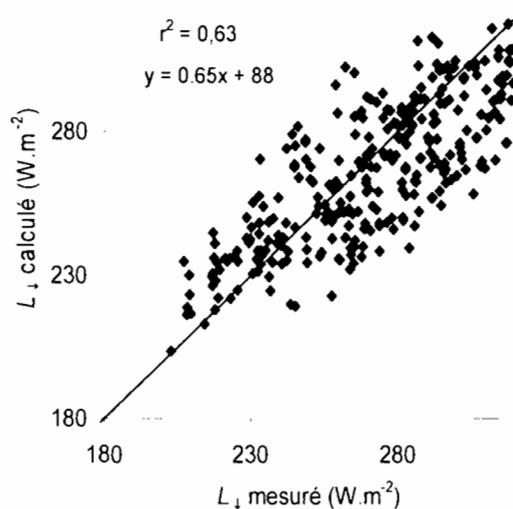


Figure 4.13 : comparaison des valeurs journalières d'éclairement de grandes longueurs d'onde incident calculé (Equation (4.46)) et mesuré du 14/3/2002 au 1/4/2003. La première bissectrice est aussi représentée.

Les Figure 4.12 et Figure 4.13 rendent compte des résultats de modélisation obtenus sur le glacier 15 de l'Antizana. Les variations sont assez bien reproduites ($r^2 = 0.63$, l'écart type de la différence (mesuré-calculé) vaut $\sigma = 18.3 \text{ W m}^{-2}$). Au vu des incertitudes, l'écart avec la modélisation reste modéré. La modélisation sous estime les valeurs mesurées de 5.6 W m^{-2} , mais cet écart est principalement conséquent de mesures très élevées en juin 2002, novembre 2002, février et mars 2003. Les mesures, proches de 315.6 W m^{-2} correspondent à la présence de neige sur le capteur après chaque précipitation, mais il est difficile d'affirmer qu'il s'agit d'erreurs de mesures car les journées concernées, pour lesquelles les précipitations étaient intenses (cf. Figure 12 du paragraphe 4.3.3), étaient aussi des journées de forte nébulosité. Nous ne prenons pas, non plus, en compte ici les apports des surfaces environnantes, censés augmenter les valeurs modélisées.

En conséquence, la différence importante (environ 25 W m^{-2}) constatée certains jours indique que les mesures de rayonnement de grandes longueurs d'onde des journées considérées, induisent une surestimation de la fonte. Cependant, une valeur modélisée ne peut être considérée comme une valeur de référence. Aussi, bien que la présence de neige sur les capteurs soit une source d'erreur, l'écart de 25 W m^{-2} que nous constatons ici (6.5 mm eq.e par jour, si on attribue toute cette énergie à la fonte) ne doit pas être considéré comme l'erreur réelle de nos estimation, mais comme l'erreur maximale envisageable.

En conclusion, nous retiendrons que les calages réalisés sur le glacier Zongo sont aussi applicables dans le cas du glacier 15 de l'Antizana. Cette modélisation peut être utilisée pour évaluer le rayonnement incident de grandes longueurs d'onde en l'absence de mesures directes (ce que nous n'avons pas réalisé au cours du cycle 2002-03). C'est aussi une façon d'appréhender la précision des pyrgéomètres.

4.2.2.2.3. Estimation de la nébulosité à partir des valeurs de L_1

La nébulosité est une variable fondamentale expliquant les valeurs d'émission atmosphérique. Réciproquement, si nous interprétons les formules (4.44) et (4.45) nous pouvons accéder à la fraction du ciel couverte par les nuages n_L :

$$n_L = \left(\left(\frac{L_{\downarrow \text{mesuré}}}{1.24 \left(\frac{e_a}{T_a} \right)^{1/7} \sigma T_a^4} - 1 \right) \frac{1}{a} \right)^{1/6} \quad (4.47)$$

De la même manière que nous l'avons fait au chapitre 4.2.2.1.3.a, nous avons comparé les valeurs de n_L avec la nébulosité réelle évaluée lors des observations météorologiques diurnes réalisées sur le terrain (Figure 4.14 et Figure 4.15), au cours des missions longues.

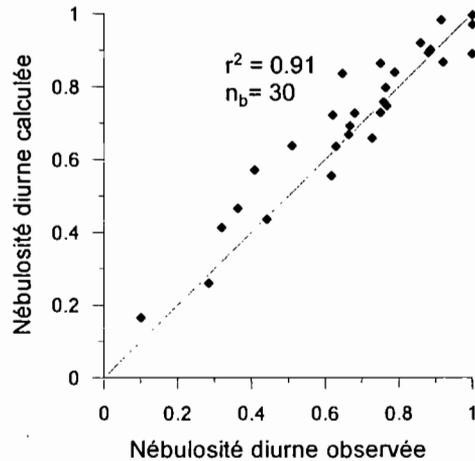


Figure 4.14 : Valeurs moyennes (de 6h30 à 18h30) comparées de la nébulosité diurne calculée (formule (4.47)) et de celle observée.

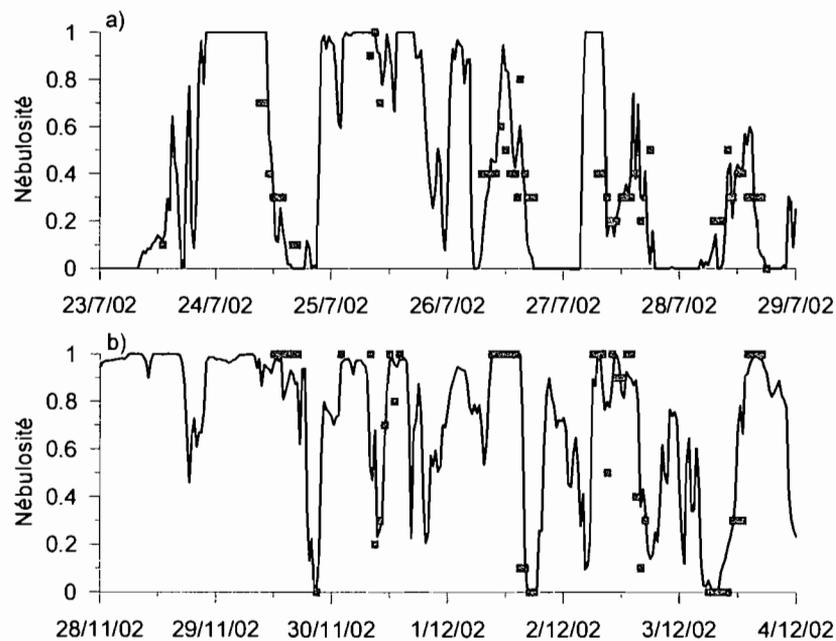


Figure 4.15 : Comparaison entre la nébulosité moyenne calculée (courbe noire) et la nébulosité diurne moyenne observée (points gris) du 23/7/02 au 29/7/02 (Figure 4.15.a) et du 28/11/02 au 3/12/02 (Figure 4.15.b). La nébulosité est ici calculée à partir des valeurs de l'éclairement de grandes longueurs d'onde incident L_{\downarrow} , assimilé à $L_{atm,n}$.

La corrélation entre nébulosité calculée et mesurée ($r^2 = 0.91$, $n_b = 29$, $p_r = 0.01$) est élevée, et la correspondance est de meilleure qualité que lorsque nous évaluons la nébulosité à partir des

valeurs de flux radiatif de courtes longueurs d'onde incident (Figure 4.8). La nébulosité est un excellent indicateur des apports radiatifs de grandes longueurs d'onde à la surface du Glacier 15 de l'Antizana, et réciproquement. Pourtant, les valeurs de nébulosité obtenues à partir des valeurs d'éclairement incident de courtes ou de grandes longueurs d'onde évoluent de manière différente au cours de la journée (Figure 4.16). Les valeurs de nébulosité obtenues à l'aide de l'éclairement incident de grandes longueurs d'onde reflètent particulièrement le cycle nyctéméral des températures. Une part du cycle journalier de n_L est certainement biaisée par le réchauffement du capteur en raison de l'éclairement solaire. Pourtant, le réchauffement du capteur n'explique probablement pas, à lui seul la grande différence de tendance, et les valeurs calculées semblent représentatives de la configuration particulière de la mise en place du couvert nuageux autour du volcan. Les observations météorologiques réalisées sur le terrain nous ont permis de constater les caractéristiques décrites ci-après. Au lever du jour, la nébulosité est minimale puis se développe rapidement en milieu de matinée. Les nuages ont tendance à se développer ponctuellement, en priorité sur le plateau interandin : la probabilité de ne pas trouver de nuage à la verticale du Glacier 15 est grande, malgré d'importants développements de cumulus, strato-cumulus et cumulonimbus au dessus de l'horizon. Il est donc concevable d'observer une augmentation de l'éclairement atmosphérique bien avant que le ciel au dessus du glacier ne s'obstrue, ce que nous observons généralement entre 11h00 et 14h00 : les deux calculs de nébulosité évoluent alors progressivement vers la même valeur. Lorsque l'ensemble du ciel est couvert par les nuages, les deux calculs deviennent représentatifs de la nébulosité réelle. Aux alentours de 17h00, le ciel se découvre rapidement dans son ensemble, laissant passer les rayons du soleil qui atteignent alors la surface du glacier.

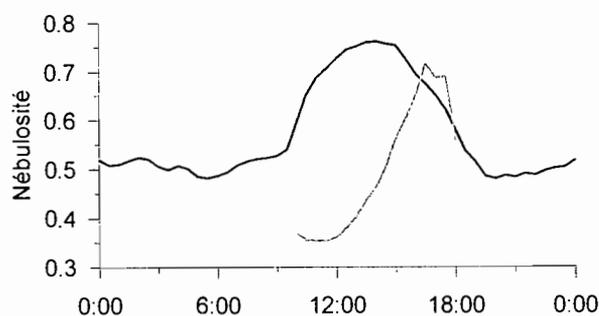


Figure 4.16 : Cycle nyctéméral moyen de la fraction de ciel couverte par les nuages (nébulosité) calculée à partir des valeurs de flux radiatif de courtes longueurs d'onde (courbe grise) et à l'aide des valeurs d'éclairement de grandes longueurs d'onde (courbe noire) au cours du cycle 2002-03.

En raison du rôle prépondérant du bilan radiatif de courtes longueurs d'onde dans le processus de fonte, nous utilisons en priorité le calcul de la nébulosité obtenu à partir des données de rayonnement de courtes longueurs d'onde, car ces valeurs permettent de juger plus judicieusement des périodes au cours desquelles la présence de nuages perturbe les apports solaires (distribution spectrale et flux total). Ces valeurs restent représentatives de l'état réel de l'atmosphère et offrent une précision suffisante pour reconstituer les valeurs journalières d'éclairement incident de grandes longueurs d'onde (cf. section 4.2.2.2.2, Figure 4.12).

4.2.2.3. Rayonnement net toutes longueurs d'onde

Après avoir étudié séparément les rayonnements de courtes et de grandes longueurs d'onde, nous analysons rapidement le rayonnement net toutes longueurs d'onde (R) (équations 4.1 et 4.2).

4.2.2.3.1. Albédo et rayonnement net

En raison de l'important flux radiatif incident de courtes longueurs d'onde (S_1), l'albédo de surface (α) contrôle les valeurs du bilan radiatif net toutes longueurs d'onde (R). R est principalement corrélé avec le bilan radiatif de courtes longueurs d'onde (S) en raison, principalement, d'une forte corrélation entre α et R (Tableau 4.3). L'albédo de surface apparaît comme la variable centrale du bilan radiatif.

Tableau 4.3 : Coefficients de corrélation (r) des valeurs journalières du bilan radiatif net (R) avec l'albédo (α), le bilan radiatif de courtes longueurs d'onde (S), le flux radiatif incident de courtes longueurs d'onde (S_1), la nébulosité (n) obtenue à partir des valeurs de S_1 , le flux radiatif solaire à l'entrée de l'atmosphère (S_{TOA}) pour 1441 journées complètes entre septembre 1998 et août 2003, et avec l'éclairement incident de grande longueur d'onde (L_1) et la nébulosité n_L obtenue à partir des valeurs de L_1 pour 514 jours complets du 14 mars 2002 au 31 août 2003.

	α	S	S_1	n	S_{TOA}	L_1	n_L
R	-0.85	0.90	0.45	-0.43	0.12	-0.23	-0.24

4.2.2.3.2. Influence de la nébulosité sur le rayonnement net

Nous étudions dans cette section l'évolution du bilan radiatif net (R) en fonction de la nébulosité pour différentes valeurs d'albédo de surface. Sicart [2002, pp.260] étudie cette évolution de manière théorique, en dérivant l'équation du bilan radiatif par rapport à la nébulosité n (4.2.2.1.3). L'exercice consiste à analyser les valeurs de la dérivée partielle

$\frac{\partial R}{\partial n}(n, \alpha)$. Cet exercice fait apparaître une valeur critique d'albédo α_c au delà (en deçà) de laquelle une augmentation de la nébulosité induit une augmentation (diminution) de R . Ce comportement est connu sous le nom de paradoxe radiatif [Ambach, 1974]. Nous faisons ici une étude similaire à partir de mesures de terrain.

Tout d'abord, nous choisissons de décrire la nébulosité à partir des valeurs d'atténuation du rayonnement solaire. En effet, la corrélation entre les valeurs des deux types de nébulosité définies précédemment est significative (n et n_L) ($r = 0.72$, $n_b = 514$, $p_r = 0.001$). Néanmoins, la relation entre ces deux variables est de qualité moyenne (Figure 4.17.a). Ces deux indices rendent compte différemment de l'état de l'atmosphère. R étant plus fortement relié à $S_{\downarrow}(n)$ qu'à L_{\downarrow} (respectivement n_L) (Tableau 4.3), nous décidons d'évaluer la nébulosité à partir des valeurs de rayonnement de courtes longueurs d'onde.

Théoriquement, les isovaleurs de $\frac{\partial R}{\partial n}(n, \alpha)$ évoluent selon des droites parallèles (Figure 4.17.c). Leur pente dépend de l'évolution de l'albédo avec la nébulosité : $\frac{\partial \alpha}{\partial n}(n, \alpha)$. Cette variation est liée à l'évolution spectrale du rayonnement lorsque la nébulosité augmente. En théorie, $\left(\frac{\partial R}{\partial n}\right)_{\alpha}(n)$ varie linéairement avec n . En conséquence, pour des valeurs constantes de α , $R(n)$ suit une parabole. La Figure 4.17.c, permet d'illustrer ce point lorsque $\frac{\partial \alpha}{\partial n}(n, \alpha) = 0.5$ [Sicart, 2002, pp.261].

A partir des données de rayonnements journaliers récoltées entre septembre 1998 et août 2003, nous recherchons les valeurs de $\frac{\partial R}{\partial n}(n, \alpha)$. Pour ce faire, nous trions les valeurs de $R(n)$ en les classant selon des classes de valeurs d'albédo : $[\alpha_j - 0.025 ; \alpha_j + 0.025 [$. Ainsi, une valeurs de R est représentative de la valeur moyenne d'albédo α_j de la classe à laquelle elle appartient. Pour chaque classe, nous pouvons alors rechercher la parabole $f(n)$ qui permet de représenter au mieux (moindres carrés) les mesures de $R(n)$:

$$f(n) = an^2 + bn + c \quad (4.48)$$

$$\left(\frac{\partial R}{\partial n}\right)_{\alpha}(n) \approx f'(n) = 2an + b \quad (4.49)$$

Pour une valeur de S_{TOA} moyenne de 420 W m^{-2} , et pour $n = 1$, l'Equation (3.1) (définition de n) permet d'évaluer un flux radiatif incident de courtes longueurs d'onde en surface à 90 W m^{-2} . Par ailleurs, si nous considérons que le bilan radiatif de grandes longueurs d'onde (L) s'annule lorsque le ciel est totalement obstrué par les nuages, on peut alors écrire une relation

simple entre les coefficients de calages a, b et c (équation (4.50)). Cette équation permet de diminuer le nombre de degrés de liberté lors du calage de l'équation (4.48) :

$$a + b + c = 90 (1 - \alpha_j) \quad (4.50)$$

La Figure 4.17 rend compte des résultats de cette étude.

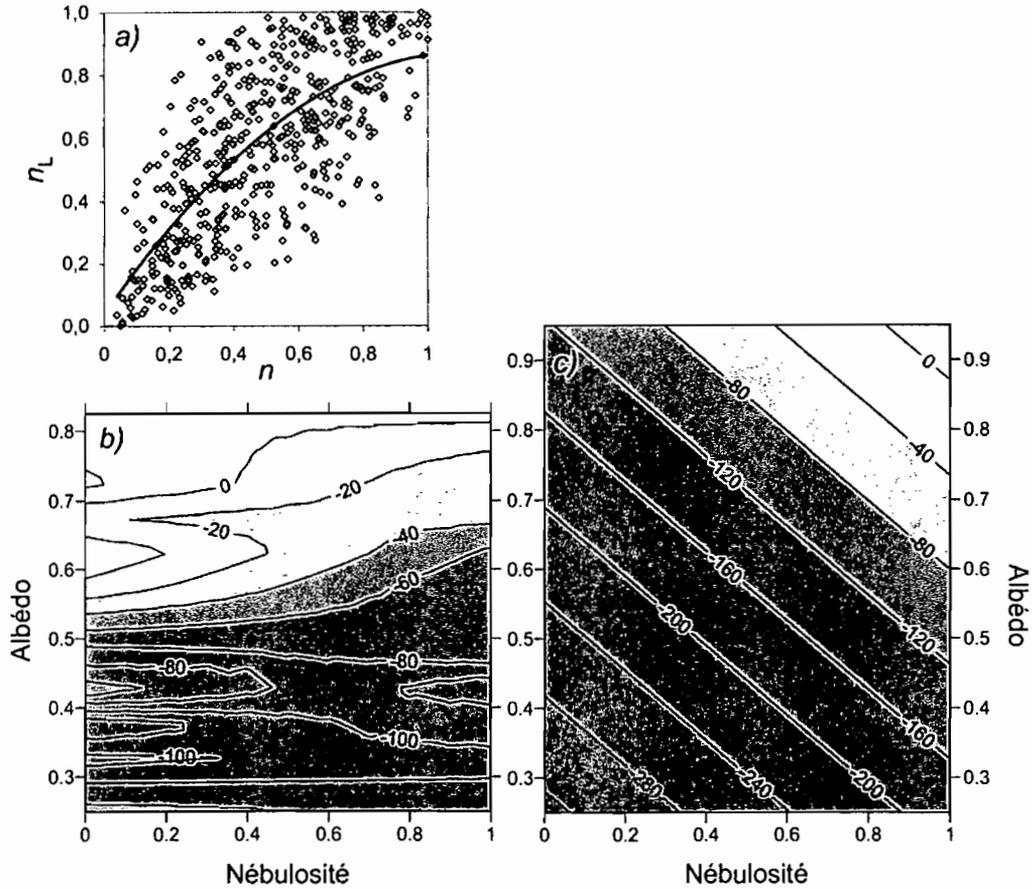


Figure 4.17 : a) Comparaison des valeurs de n et de n_L , la courbe en trait continu correspond au polynôme de degré 2 calé selon les moindres carrés. b) Evolution des valeurs expérimentales de $\frac{\partial R}{\partial n}$ (en $W m^{-2}$) en fonction de n et de α . c) Evolution théorique de $\frac{\partial R}{\partial n}$ (en $W m^{-2}$) en fonction de n et de α , avec $S_{TOA} = 420 W m^{-2}$, $\frac{\partial \alpha}{\partial n}(n, \alpha) = 0.5$ et $L_{atm,c} = \varepsilon_{a,c} \sigma T^4 = 200 W m^{-2}$ (d'après [Sicart, 2002, pp.260]).

Nous constatons une différence importante entre la forme des isovaleurs de $\frac{\partial R}{\partial n}(n, \alpha)$ réelles (Figure 4.17.b) et théoriques (Figure 4.17.c). D'après le comportement théorique (Figure 4.17.c), $\left(\frac{\partial R}{\partial n}\right)_\alpha(n)$ doit évoluer linéairement en fonction de n . Nos résultats sont différents :

- Pour de faibles valeurs d'albédo :

Le bilan radiatif de courtes longueurs d'onde (S) est prépondérant sur le bilan radiatif total (R). R diminue linéairement avec n (car n est proportionnel à S_1), sa dérivée est donc constante. En conséquence, lorsque n augmente, les mesures de terrain ne permettent pas de faire ressortir les effets de l'évolution de la distribution spectrale du rayonnement sur les valeurs de α (donc sur R).

- Pour les fortes valeurs d'albédo :

Lorsque la nébulosité est faible, nous constatons que R a tendance à augmenter rapidement avec n . L'analyse de la Figure 4.17.a permet de mieux comprendre les raisons d'un tel comportement. En effet, pour les faibles valeurs de n , les valeurs de n_L augmentent plus rapidement que celles de n . En d'autres termes, lorsque le ciel, initialement découvert, se couvre progressivement, l'augmentation initiale de L_1 est plus rapide que la diminution de S_1 . Quand l'albédo est élevé, le rôle joué par L dans le bilan radiatif toutes longueurs d'onde (R) est plus important : R augmente donc avec n . Ce comportement nous fait penser à celui examiné dans la section précédente (cf. 4.2.2.2.3., Figure 4.16).

En conclusion, cette différence entre dépendances théorique et réelle de R avec n et α permet de constater qu'il est difficile d'estimer, a priori, la valeur de l'albédo critique. Nous constatons qu'en dessous de la valeur $\alpha = 0.7$, une augmentation de nébulosité conduit toujours à une diminution de R , confirmant l'importance du rayonnement de courtes longueurs d'onde et de l'albédo dans le bilan d'énergie des surfaces englacées des basses latitudes.

Enfin, nous avons vu dans la section (2.5.3.1) que les valeurs d'OLR permettent d'estimer de manière convenable la nébulosité (n) « mesurée » sur le site du glacier 15 de l'Antizana. Cependant, nous vérifions ici que l'influence de la nébulosité sur le bilan radiatif est complexe, et dépend énormément du type et de la position des nuages vis-à-vis du glacier [e.g. Oke, 1987, pp.26]. Ainsi, nous pouvons nous interroger sur le rôle exact d'une augmentation de nébulosité moyenne à grande échelle sur le bilan radiatif à la surface du

glacier. Cette remarque s'applique plus encore aux valeurs d'OLR qui sont un indicateur de l'activité convective, et, indirectement seulement, des valeurs de nébulosité moyenne. Les valeurs de nébulosité, et plus particulièrement d'OLR, donnent une information qualitative intéressante, mais ne peuvent, a priori, pas suffire à une détermination précise du bilan radiatif de surface.

4.2.3. Flux turbulents de chaleur

Dans cette section, nous nous penchons sur les flux turbulents de chaleur latente LE et sensible H (équation 4.1). Nous allons tout d'abord étudier dans le détail les hypothèses de calcul des flux turbulents de chaleur, puis vérifier dans quelle mesure ces hypothèses sont respectées sur le terrain.

4.2.3.1. Introduction - La couche limite atmosphérique

Le terme de couche limite de surface a été introduit par *Prandtl* [1904], qui étudiait les propriétés d'écoulements fluides de faible viscosité à proximité d'une limite solide. Dans le contexte atmosphérique, la couche limite est la couche d'air directement en contact avec la surface de la terre, et au sein de laquelle les effets de la surface (frottement, réchauffement et refroidissement) sont ressentis sur des échelles de temps inférieures à la journée, et dans laquelle d'importants flux de quantité de mouvement, de chaleur et de matière sont entretenus par des mouvements turbulents. La nature turbulente de la couche limite atmosphérique (ABL en anglais) est une de ses caractéristiques importantes. La turbulence est associée à de la convection thermique et de la turbulence mécanique (i.e. influencée par le cisaillement du vent) [e.g. *Garratt*, 1992, pp.1]. De plus, la turbulence de la couche limite interagit avec l'écoulement moyen qui est influencé par la rotation de la terre. L'extension verticale de la couche limite atmosphérique varie en fonction du cycle solaire journalier, de plusieurs kilomètres la journée lorsque la terre est réchauffée par le soleil à moins de 100 m la nuit, lorsque l'air est refroidi par contact avec la surface [e.g. *Oke*, 1987, pp. 4]. Au sein de la couche limite atmosphérique, on distingue la couche limite de surface (Figure 4.18), aussi appelée sous couche à flux constants (cf. section 4.2.1), car les variations des flux selon z sont généralement considérées inférieures à 10%. A proximité de la surface les profils de vitesse du vent, température, et humidité sont connus pour être semi-logarithmiques (sous-couche dynamique). En atmosphère neutre, la sous-couche dynamique s'étend sur l'ensemble de la couche de surface. La sous-couche d'interface constitue la zone immédiatement adjacente à la surface, mais sous la sous-couche dynamique.

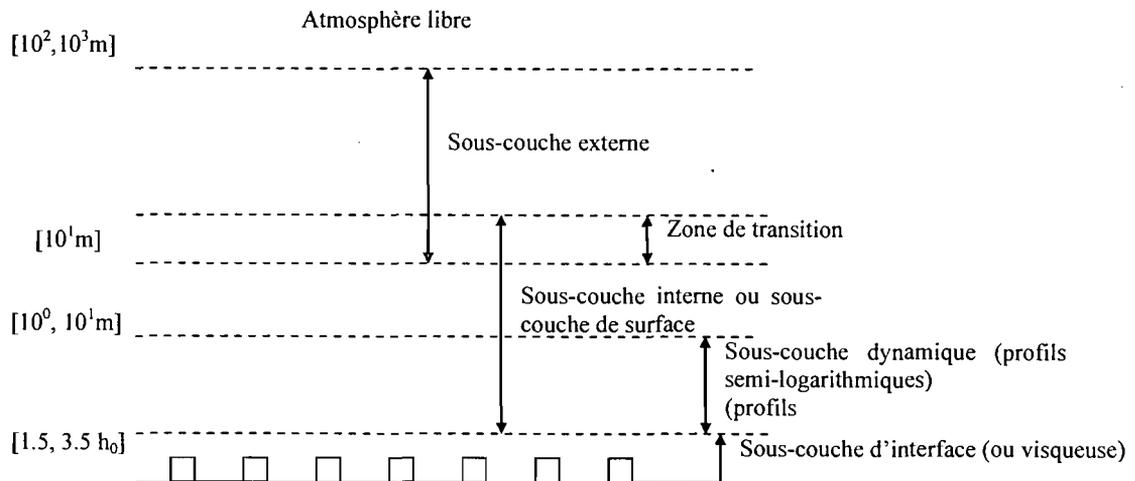


Figure 4.18 : Ordres de grandeur des différentes sous-couches constituant la couche limite atmosphérique (d'après [Brutsaert, 1982, pp.54]). h_0 représente la hauteur caractéristique de rugosité des obstacles.

Dans cette section, nous développons les hypothèses et la méthode utilisée lors du calcul des flux turbulents effectuée dans le cadre de l'étude du bilan d'énergie de surface du Glacier 15 de l'Antizana. Cette partie débute par une approche théorique des propriétés physiques et de la modélisation mathématique des caractéristiques de l'ABL [e.g. Brutsaert, 1982, Oke, 1987, Stull, 1988, Garratt, 1992] et des vents catabatiques [e.g. Martin et al., 1975 ; Oerlemans, 1998 ; Denby, 2001 ; Oerlemans et Grisogono, 2002]. Ces points sont largement développés dans de nombreux ouvrages. Aussi, pour une lecture rapide, le lecteur est invité à consulter les résultats développés dans les sections 4.2.3.6.5 et 4.2.3.7.

4.2.3.2. Définitions

Nous allons définir rapidement quelques constantes et variables fondamentales pour la compréhension de la suite du document (e.g. Brutsaert, 1982, pp.38).

P_a : Pression atmosphérique moyenne (570 hPa à 4900 m). Nous la considérons constante car nous ne disposons pas de baromètre sur le site de mesures (altitude élevée). Sous les tropiques, la pression est moins variable que sous les latitudes tempérées (par exemple).

ρ : La densité de l'air à 4900 m (0.72 kg m^{-3})

R_d : Constante spécifique de l'air sec ($287.05 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$).

R_w : Constante spécifique de l'air humide, très proche de $R_d(1 + 0.61q)$, où $q = (R_d/R_w) e/P_a = 0.622 e/P_a$ est l'humidité spécifique de l'air (où e représente la pression partielle de la vapeur d'eau (pression de vapeur en hPa)).

C_{pd} : Chaleur spécifique de l'air sec à pression constante, $C_{pd} = 1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$

C_p : Chaleur spécifique de l'air à pression constante, $C_p = C_{pd}(1 + 0.84q)$

L_s : Chaleur latente de sublimation de la neige ou de la glace ($L_s = 2.834 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$).

T_v : Température virtuelle, i.e. la température fictive d'un air sec de même masse volumique que l'air humide de caractéristiques T et q , définie par $T_v = T(1 + 0.61q)$.

θ : Température potentielle. D'après le premier principe de la thermodynamique, et l'équation d'état des gaz parfaits, il s'agit de la température que prendrait de l'air sec qui, à partir de T et P_a , serait amené à une pression fixe de P_0 selon une détente adiabatique réversible. θ est reliée à T par la formule $\theta = T (P_0/P_a)^{R_d(1 - 0.23q)/C_{pd}}$. P_0 est une pression de référence, généralement prise égale à 1000 hPa, mais parfois on préfère prendre en compte la pression à la surface du sol [e.g. *Stull*, 1988, pp.8]. Nous considérons ici que $P_0 = 570 \text{ hPa}$. Généralement, on néglige $0.23q$ devant 1. De même, on peut introduire θ_v , la température potentielle virtuelle :

$$\theta_v = T_v (P_0/P_a)^{R_d/C_{pd}} \quad (4.51)$$

Sachant que $0.61q$ est très petit devant 1, θ et θ_v sont souvent confondues dans la littérature.

f : Paramètre de Coriolis, défini comme $f = 2\Omega \sin\varphi$ (positif dans l'hémisphère nord) où Ω [steradian.s⁻¹] est la vitesse angulaire de la rotation de la terre, et φ est la latitude du point.

k : est la constante de *von Karman* [e.g. *Stull*, 1988, pp. 208 ; *Garratt*, 1992, pp. 40].

g (9.81 m s⁻²) : Accélération gravitationnelle.

ν_c : Viscosité cinématique de l'air ($1.35 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$)

p : Pression de l'air au point de mesure (hPa).

(x, y, z) : Base associée à la surface. Soit (u, v, w) les coordonnées du vecteur vitesse dans cette base.

t : Temps

4.2.3.3. Equations gouvernant l'écoulement

L'écoulement d'une masse d'air en contact avec une surface est connu en résolvant les équations de conservation de la mécanique des fluides et de la thermodynamique (e.g. *Brutsaert*, 1982, pp.37-56 ; *Garratt*, 1992, pp.15-25). La plupart des problématiques, au sein de la couche limite atmosphérique, peuvent être étudiées en simplifiant le jeu d'équations régissant l'écoulement (valeurs moyennes et fluctuations aléatoires) pour le ramener à un groupe d'équations dit de *Boussinesq* [*Garratt*, 1992, pp. 20-21].

Les mouvements des particules fluides dans l'atmosphère sont turbulents : il n'est possible de faire des prévisions que sur des moyennes. C'est pourquoi, *Reynolds* [1895] réécrit les équations qui gouvernent l'écoulement en séparant, comme dans la théorie cinétique des gaz, les grandeurs moyennes et fluctuantes. Ainsi, une variable x est réécrite sous la forme $x = \bar{x} + x'$, où \bar{x} est la composante moyenne et x' la fluctuation (aléatoire) ($\overline{x'} = 0$).

Les équations qui gouvernent l'écoulement sont :

- Equation de continuité : conservation de la masse (en particulier, les hypothèses de Boussinesq considèrent que l'écoulement moyen est incompressible).
- Les équations conservation de la quantité de mouvement : équations de Navier-Stokes.
- Equation d'état des gaz parfaits.
- Equation thermodynamique : conservation de l'enthalpie ($C_p\theta_v$).
- Equation de conservation de la vapeur d'eau.

4.2.3.4. Approximation de la couche limite - Equations générales de l'ABL

Dans le concept de couche limite, *Prandtl* [1904] fait l'hypothèse que le gradient horizontal des différentes variables est négligeable par rapport à leur gradient vertical (approximation des écoulements cisailés minces) [e.g. *Brutsaert*, 1982, pp.52]. Au sein de l'ABL, en dehors de la sous-couche visqueuse (les premiers centimètres), le régime est pleinement turbulent (nombre de Reynolds turbulent $R_e \approx 10^7$) et les termes turbulents des équations de conservation sont prépondérants devant les termes de diffusions moléculaires. On suppose, que la couche limite atmosphérique est horizontalement homogène (1-D). En supposant que l'axe des z est vertical, les équations moyennes s'écrivent sous la forme [e.g. *Brutsaert*, 1982, pp. 52 ; *Garratt*, 1992, pp.26] :

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x} + f \bar{v} - \frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z} \quad (4.52)$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial y} - f \bar{u} - \frac{\partial \overline{v'w'}}{\partial z} \quad (4.53)$$

$$\frac{\partial \bar{\theta}_v}{\partial t} = -\frac{1}{\rho C_p} \frac{\partial \bar{R}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{w'\theta'_v}}{\partial z} \quad (4.54)$$

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} = -\frac{\partial \overline{w'q'}}{\partial z} \quad (4.55)$$

R est le flux radiatif net au point considéré, de composante horizontales nulles. Dans la suite, nous considérons que R est uniforme au sein de la couche limite de surface. En régime permanent, les termes en $\frac{\partial}{\partial t}$ disparaissent des équations.

4.2.3.5. Schéma de fermeture du premier ordre

L'application de la décomposition de Reynolds dans les équations de conservation fait apparaître de nouveaux termes inconnus, des termes de divergence, qui représentent des termes sources agissant sur les variables moyennes [e.g. *Garratt*, 1992, pp.25]. Ces termes, sont les covariances $H_j(x_1, x_2, x_3) = -\rho C_p \overline{u_j' \theta_v'}$ et $LE_j(x_1, x_2, x_3) = -\rho L_s \overline{u_j' q'}$ (appelées flux turbulent de chaleur sensible et flux turbulent de chaleur latente (respectivement)) et les termes $\tau_{ij}(x_1, x_2, x_3) = -\rho \overline{u_i' u_j'}$ (qui représentent les flux turbulents de quantité de mouvement, encore appelées contraintes de Reynolds). Ces termes sont appelés « flux » par analogie avec la diffusion moléculaire. Ainsi, il n'existe plus suffisamment d'équations pour résoudre le système : le système n'est pas fermé. Pour fermer le système, il faut trouver des équations supplémentaires en nombre suffisant [*Brutsaert*, 1982, pp. 51].

Dans la suite du document, par abus de langage, nous confondons $(\overline{w'q'})$, $(\overline{w'\theta_v'})$, $(\overline{u'w'})$, et $(\overline{v'w'})$ à LE , H , τ_x et τ_y respectivement (i.e. aux composantes verticales des flux turbulents). En effet, ces valeurs sont proportionnelles. De même, nous confondons $(\overline{w'q'})_0$, $(\overline{w'\theta_v'})_0$, $(\overline{u'w'})_0$, et $(\overline{v'w'})_0$ à LE_0 , H_0 , τ_{x0} , τ_{y0} respectivement (flux turbulents de surface).

4.2.3.5.1. Théorie des diffusivité turbulentes

La turbulence produit un accroissement considérable des frottements, des transferts de chaleur et de masse. Les vitesses de mélange sont aussi beaucoup plus importantes. La description des échanges par simple diffusion moléculaire ne permet pas d'expliquer cette augmentation des transferts. *Boussinesq* [1877] introduit le premier la notion de diffusivités turbulentes K . Par analogie avec l'écoulement laminaire, les contraintes de Reynolds sont reliées au cisaillement moyen. Plus précisément, chaque flux turbulent est relié au gradient de la grandeur transportée. Ainsi, pour une quantité quelconque s , les covariances peuvent être réécrites sous la forme :

$$\overline{u_j' s'} = -K_S \frac{\partial \bar{s}}{\partial x_j} \quad (4.56)$$

s correspond aux variables u , q et θ_v auxquelles correspondent les diffusivité turbulentes K_M , K_W , K_H . L'approximation réalisée constitue un schéma de fermeture de premier ordre [e.g. Garratt, 1992, pp.28]. Un problème majeur de ce type de fermeture est la dépendance de K_S [$\text{m}^2.\text{s}^{-1}$] avec la structure de l'écoulement moyen, comme nous le verrons dans la suite du document. Le développement de la théorie des diffusivités turbulentes suppose que les flux turbulents sont constants [e.g. Brutsaert, 1982, pp.55]. En réalité, la constance des flux au sein de la couche de surface n'est pas totalement correcte, et dans de nombreuses situations, les flux ne peuvent être connus qu'avec une précision supérieure à 10 ou 20 % [e.g. Brutsaert, 1982, pp.55]. Ce type de fermeture fonctionne correctement dans le cas de structures turbulentes de petite taille neutres et stables, mais perd de sa qualité lorsque le flux turbulent est dominé par des tourbillons de grande taille (atmosphère fortement convective) [e.g. Garratt, 1992, pp.29 ; Stull, 1988, pp. 210] : on choisit alors des schémas de fermeture de degré supérieur faisant intervenir les équations d'ordre 2 telles que celle de l'énergie cinétique turbulente [e.g. Garratt, 1992, pp.29].

4.2.3.5.2. Echelles caractéristiques de l'écoulement turbulent

Dans le cas particulier d'un écoulement horizontalement homogène (1-D), réécrivons (4.52) en supposant que les termes turbulents sont prépondérant [e.g. Brutsaert, 1982, pp.54]. L'axe des x est pris dans la direction du vent moyen de façon à avoir $\bar{v} = 0$ et $\tau_{y0} = 0$. En intégrant selon z , nous pouvons écrire que :

$$\overline{u'w'} = cte \quad (4.57)$$

En surface, la valeur des flux turbulents effectifs (constante de l'équation (4.57)), permet de définir les échelles caractéristiques de l'écoulement :

$$u_*^2 = \sqrt{(\overline{u'w'})_0^2 + (\overline{v'w'})_0^2} = -(\overline{u'w'})_0 = \frac{\tau_0}{\rho} \quad (4.58)$$

$$\theta_* = \frac{H_0}{\rho C_p u_*} = -\frac{(\overline{\theta'w'})_0}{u_*} \quad (4.59)$$

$$q_* = \frac{LE_0}{\rho L_s u_*} = -\frac{(\overline{q'w'})_0}{u_*} \quad (4.60)$$

τ_0 est la contrainte pariétale de cisaillement. u_* , θ_* et q_* sont les échelles caractéristiques de vitesse (ou vitesse de friction), de température potentielle et d'humidité spécifique (respectivement). Les termes de la forme $\overline{s'w'}$ se rapportent aux flux turbulents effectifs. Les flux effectifs de surface sont souvent notés $\overline{s'w'}_0$. En désignant $\overline{s'w'}$ sous le nom de flux

turbulent effectif, nous considérons qu'il s'agit de la somme des termes moléculaires et turbulents [Stull, 1988, pp. 251]. Cette notion permet de simplifier ainsi les équations de la couche limite atmosphérique en ignorant les termes moléculaires [Stull, 1988, pp. 251]. Au delà des premiers centimètres de l'atmosphère, la notion de flux turbulent effectif perd de son intérêt, mais de cette manière, nous sous-entendons qu'à proximité de la surface, les effets visqueux ne peuvent être ignorés.

4.2.3.6. Théorie des similitudes de Monin-Obukhov

4.2.3.6.1. Notions de stabilité

a) Point de vue thermodynamique

La stabilité de l'atmosphère dépend de la valeur du gradient vertical de température virtuelle $\partial\theta_v/\partial z$, par rapport à la valeur du gradient de température adiabatique sec $\Gamma_d = g/C_{pd} = 9.8$ °C.km⁻¹. Lorsqu'une particule fluide est déplacée de façon adiabatique dans l'atmosphère (par des mouvements de convection, par exemple), l'accélération verticale moyenne \ddot{z} de la particule fluide dans son nouvel environnement s'écrit [Brutsaert, 1982, pp 44] :

$$\ddot{z} = \frac{gz}{T_v} \left(-\frac{\partial \overline{T_v}}{\partial z} - \Gamma_d \right) \quad (4.61)$$

De plus, en dérivant $\theta_v = T_v (P_0/P_a)^{R_d/C_{pd}}$ par rapport à z , on obtient [e.g. Garratt, 1992, pp.23 et 25] :

$$\frac{T_v}{\theta_v} \frac{\partial \overline{\theta_v}}{\partial z} = \frac{\partial \overline{T_v}}{\partial z} + \frac{g}{C_{pd}} \quad (4.62)$$

On distingue alors trois cas de figure :

- $\partial \overline{\theta_v} / \partial z < 0$ (donc par suite, $\partial \overline{T_v} / \partial z < -\Gamma_d$) : La particule fluide déplacée de sa position initiale se retrouve dans un milieu plus froid qu'elle. Elle a alors tendance à continuer son ascension ($\ddot{z} > 0$). **L'atmosphère est instable.**
- $\partial \overline{\theta_v} / \partial z = 0$: La particule fluide que l'on déplace se retrouve dans un milieu à la même température qu'elle (de même densité). Elle reste alors à sa nouvelle altitude. **L'atmosphère est dite neutre.**
- $\partial \overline{\theta_v} / \partial z > 0$ (donc par suite, $\partial \overline{T_v} / \partial z > -\Gamma_d$): La particule déplacée se retrouve dans un milieu plus chaud qu'elle. Elle a alors tendance à revenir à sa position initiale. **L'atmosphère est dite stable.** On distingue alors les conditions **très stables** lorsque $\partial \overline{T_v} / \partial z > 0$.

b) Point de vue énergétique

Parmi les équations des moments d'ordre deux, l'équation de l'énergie cinétique turbulente (par unité de masse) $\overline{ec} = \overline{u_i'^2}/2$ est particulièrement importante. Pour un écoulement atmosphérique horizontal homogène (e.g. *Garratt*, 1992, pp.33), en régime permanent, elle s'écrit (écriture en (1-D), l'axe des x est pris dans la direction du vent moyen de surface) :

$$0 = -\overline{u'w'} \frac{\partial \overline{u}}{\partial z} + \frac{g}{\theta_v} \overline{w'\theta_v'} - \frac{\partial \left(\overline{w'ec} + \overline{w'p'/\rho} \right)}{\partial z} - \varepsilon_d \quad (4.63)$$

où $\varepsilon_d \approx \nu \overline{\left(\frac{\partial u_i'}{\partial x_j} \right)^2}$ est le taux de dissipation d'énergie cinétique turbulente (par unité de masse)

[e.g. *Garratt*, 1992, pp.33] et conduit à une décroissance de l'énergie cinétique turbulente. C'est un paramètre atmosphérique fondamental car il est relié à la dissipation finale de l'énergie cinétique de tous les mouvements atmosphériques [e.g. *Garratt*, 1992, pp.33]. Le premier terme de cette équation, la production turbulente, résulte de l'interaction entre la turbulence et le cisaillement moyen. La production fait croître l'énergie cinétique turbulente. Le deuxième terme, la terme de « flottabilité », qui tient compte des forces d'Archimède dans la couche atmosphérique, peut être positif (production d'énergie cinétique turbulente) ou négatif (destruction). Le troisième terme caractérise le transport d'énergie cinétique turbulente. Ce terme est fondamental en cas de forçage catabatique.

Pour caractériser l'intensité de la turbulence, lorsque les termes de transport ne sont pas prépondérants, il est possible de considérer le rapport des deux premiers termes de l'équation (4.63). Ce rapport est appelé nombre de Richardson, R_f (équation (4.64)) [e.g. *Garratt*, 1992, pp. 37]. En raison de l'hypothèse de fermeture des diffusivités turbulentes (4.56), R_f est équivalent au nombre de Richardson gradient R_i :

$$R_f = \frac{\frac{g}{\theta_v} \overline{w'\theta_v'}}{\overline{u'w'} \frac{\partial \overline{u}}{\partial z}} = \frac{K_H}{K_M} \frac{\frac{g}{\theta_v} \frac{\partial \overline{\theta_v}}{\partial z}}{\left(\frac{\partial \overline{u}}{\partial z} \right)^2} = \frac{K_H}{K_M} R_i \quad (4.64)$$

Où K_H est la diffusivité thermique turbulente, K_M est la viscosité turbulente.

Ainsi, les situations thermodynamiquement instables ($\frac{\partial \overline{\theta_v}}{\partial z} < 0$), sont aussi celles pour lesquelles le second terme de l'équation de l'énergie cinétique turbulente est positif (terme source d'énergie cinétique turbulente), et se caractérisent par R_f et R_i négatifs. Les situations

stables correspondent aux situations opposées. La limite entre ces deux situations correspond à la situation neutre. L'état de stabilité d'un profil n'est pas fixe le long d'un profil et R_i varie avec la hauteur.

Lors d'études des flux turbulents de surface, l'utilisation de la longueur de Monin-Obukhov L^* est parfois préférée à celle du nombre de Richardson. L'influence de la flottabilité sur le bilan d'énergie cinétique turbulente est alors caractérisée en fonction des valeurs de la variable $\zeta = z/L^*$ où:

$$L^* = \frac{u_*^2}{k \frac{g}{\theta_v} \theta_{v*}} \approx \frac{u_*^2}{k \frac{g}{T} (\theta_* + 0.61 q_* T)} \quad (4.65)$$

Il est équivalent de représenter la stabilité en fonction de R_i ou de ζ (cf. équation 4.68):

- $\zeta < 0$: atmosphère instable
- $\zeta = 0$: atmosphère neutre
- $0 < \zeta < 1$: atmosphère stable
- $\zeta > 1$: atmosphère très stable

4.2.3.6.2. Profil de vent (cas neutre)

Nous constatons que la viscosité turbulente K_M est de même dimension que le produit d'une vitesse par une longueur. Par analogie avec la théorie cinétique des gaz, l'hypothèse de Prandtl [*Schlichting*, 1979, Chapitre 19] consiste à considérer que, pour un environnement de turbulence statistiquement neutre, la diffusivité K_M peut s'écrire $K_M \sim u_* l$, où u_* est l'échelle caractéristique de vitesse de l'écoulement turbulent (cf. équation (4.58)) l est la longueur de mélange égale à kz , et $k = 0.4$ est la constante de *von Karman* [e.g. *Stull*, 1988, pp. 208 ; *Garratt*, 1992, pp. 40].

Dans le cas d'une atmosphère neutre (dont le gradient de température est égal au gradient de température adiabatique), l'hypothèse de Prandtl (cf. 4.2.3.4.1.) permet de préciser l'équation (4.56). Cette équation est ensuite insérée au sein de l'équation (4.58) (hypothèse de la sous-couche à flux constant). En intégrant selon z , on obtient [e.g. *Brutsaert*, 1982, pp. 59 ; *Garratt*, 1992, pp.41-42] :

$$\bar{u} = \frac{u_*}{k} \ln \left(\frac{z - d_0}{z_{0m}} \right) \quad (4.66)$$

z_{0m} représente la hauteur de rugosité de la quantité de mouvement, d_0 est la hauteur de référence prise à partir du pied des obstacles en surface créant sa rugosité. d_0 indique que l'origine des mesures de hauteur doit se trouver entre le pied et le haut des éléments de

rugosité. D'après *Brutsaert* [1982, pp.116], pour une hauteur moyenne h_0 des éléments rugueux, $d_0 = 2/3 h_0$. d_0 est généralement considéré indépendant de la stabilité. Néanmoins, le rapport $2/3$ dépend de la hauteur et de la répartition de la rugosité. Cette incertitude influe sur la forme du profil logarithmique, mais a de moins en moins d'importance à mesure que l'on s'éloigne de la surface. Ainsi, d_0 peut être négligé lorsque $z - d_0 > 10h_0$ [*Garratt*, 1992, pp.86].

On obtient ici, en conditions neutres, la forme classique des profils logarithmiques de vitesse du vent de la « sous-couche à flux constant » ou sous couche dynamique. Par définition, z_{0m} est la hauteur pour laquelle la vitesse moyenne s'annule selon un profil logarithmique. Il s'agit d'une hauteur fictive, car le profil logarithmique n'est plus vérifié en dessous de la sous-couche dynamique [e.g. *Thom*, 1975, pp. 60]. L'application du raisonnement précédent à θ et q permet l'écriture des profils logarithmiques « similaires » où apparaissent les hauteurs de rugosité de la température z_T (i.e. $T(z_T) = T_s$ la température de la surface) et de l'humidité z_q (i.e. $q(z_q) = q_s$ l'humidité spécifique en surface) [e.g. *Brutsaert*, 1982, pp.61]. La valeur de d_0 est généralement étendue aux profils de θ et q [e.g. *Garratt*, 1992, pp.86]. Dans la suite du document, lorsque nous parlerons des valeurs de z , il sera sous-entendu que nous parlons des valeurs de $z - d_0$. Lorsque d_0 sera négligé, nous le préciserons dans le texte.

4.2.3.6.3. Méthode des profils – Relations flux/gradients

Nous rappelons que nous nous plaçons dans le cas d'écoulements 1-D, horizontalement homogènes. L'axe des x est considéré parallèle à la direction du vent moyen. Afin d'intégrer les effets de la stratification dans la description des transports turbulents et de profils moyens, *Monin et Obukhov* [1954] font l'hypothèse que les caractéristiques de la turbulence dépendent seulement de u^* , z , $\frac{g}{\theta_v}$ et $\overline{w'\theta_v'}$ c'est à dire de $\zeta = z/L^*$, les gradients des variables s'écrivent alors sous la forme [e.g. *Garratt*, 1992, pp.49] :

$$\frac{kz}{s_*} \frac{\partial \bar{s}}{\partial z} = \Phi_S(\zeta) \quad (4.67)$$

s correspond aux variables u , q et θ_v , auxquelles correspondent les fonctions Φ_M , Φ_W , Φ_H (respectivement).

En considérant l'équation (4.65), le rapport des fonctions (4.67) de u et θ_v permet d'écrire :

$$\zeta = R_i \frac{\Phi_M^2}{\Phi_H} \quad (4.68)$$

$$\text{et} \quad \frac{\Phi_H}{\Phi_M} = \frac{K_M}{K_H} = P_r \quad (4.69)$$

P_r est le nombre de Prandtl.

Les fonctions Φ_M et Φ_H et Φ_W sont obtenues de manière empirique [e.g. *Garratt*, 1992, pp.52] :

Pour $-5 < \zeta < 0$,

$$\Phi_M^2(\zeta) = \Phi_H(\zeta) = \Phi_W(\zeta) = (1 - 16\zeta)^{-1/2} \quad (4.70)$$

Pour $\zeta = 0$, $\Phi_M = \Phi_H = \Phi_W = 1$

Pour $0 < \zeta < 1$,

$$\Phi_M = \Phi_H = \Phi_W = 1 + 5\zeta \quad (4.71)$$

Pour $\zeta > 1$ [*Brutsaert*, 1982, pp.71],

$$\Phi_M = \Phi_H = \Phi_W = \text{cte} = 1 + 5 = 6 \quad (4.72)$$

A partir de (4.68) il est alors possible d'écrire les relations existant entre ζ et R_i :

En régime instable : $\zeta = R_i$ et par suite :

$$(\Phi_M \Phi_W)^{-1} = (\Phi_M \Phi_H)^{-1} = (1 - 16R_i)^{0.75} \quad (4.73) *$$

$$\text{En régime stable :} \quad \zeta = \frac{R_i}{1 - 5R_i} \quad (4.74)$$

$$\text{et par suite :} \quad (\Phi_M \Phi_W)^{-1} = (\Phi_M \Phi_H)^{-1} = (1 - 5R_i)^2 \quad (4.75) *$$

Notons que si l'on considère l'équation (4.74), lorsque $\zeta \rightarrow \infty$, alors $R_i \rightarrow 1/5 = 0.2 = R_{ic}$, le nombre de Richardson critique (limite à partir de laquelle le flux devient laminaire) [e.g. *Garratt*, 1992, pp.38, 52]. Lors des calculs de flux turbulents, nous prenons compte la valeur $R_{ic} = 0.23$, proposée par *Denby* [2001, pp.51].

4.2.3.6.4. Méthode des profils – Forme intégrale des équations

Nous pouvons maintenant, de la même manière que lorsque nous avons obtenu l'équation (4.66), intégrer selon ζ les équations de type (4.67) entre deux altitudes z_1 et z_2 , afin d'obtenir la forme intégrale des relations flux/gradients. On suppose que les flux sont constants au sein de la couche de surface, qui est elle-même horizontalement homogène, on obtient alors, pour la variable s :

$$s^* = \frac{k(\bar{s}_2 - \bar{s}_1)}{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \psi_s\left(\frac{z_2}{L^*}\right) + \psi_s\left(\frac{z_1}{L^*}\right)} \quad (4.76)$$

Les fonctions $\Psi_s(\zeta)$ sont les primitives des fonctions $\Phi_s(\zeta)$ et dépendent donc de la stabilité de la couche limite de surface [e.g. *Wagnon, 1999, pp. 83*] :

- en conditions instables ($\zeta = z/L^* < 0$) :

$$\psi_M = 2 \ln\left(\frac{1+x}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+x^2}{2}\right) - \arctan(x) + \frac{\pi}{2} \quad (4.77)$$

$$\psi_W = \psi_H = 2 \ln\left(\frac{1+x^2}{2}\right) \quad (4.78)$$

avec $x = (1-16\zeta)^{1/4}$

- en conditions neutres ($\zeta = 0$) :

$$\psi_M = \psi_W = \psi_H = 0 \quad (4.79)$$

- en conditions stables ($0 < \zeta < 1$) :

$$\psi_M = \psi_W = \psi_H = -5\zeta \quad (4.80)$$

- en conditions très stables :

$$\psi_M = \psi_W = \psi_H = -5[\ln(\zeta) + 1] \quad (4.81)$$

Les expressions des échelles caractéristiques de l'écoulement (équations (4.58) à (4.60)) permettent alors, par itération sur L^* , de calculer les flux turbulents. Le système converge très rapidement pour la précision recherchée (3 à 4 itérations).

4.2.3.6.5. Méthode bulk

a) Définition

Dans la méthode des profils classiques, il est indispensable de disposer de mesures de température, humidité spécifique et vitesses du vent à au moins deux niveaux pour déterminer les échelles caractéristiques de l'écoulement (et par suite les flux turbulents de quantité de mouvement, de chaleur latente et de chaleur sensible). La méthode bulk consiste à ne prendre en compte qu'un seul niveau de mesure [e.g. *Arck et Scherer, 2002*] en faisant l'hypothèse

que les caractéristiques en surface sont connues (hauteurs de rugosité et valeur de la variable associée (cf. équation (4.66)) [e.g. *Denby*, 2001, pp.59].

La méthode tend à être moins sensible aux erreurs de mesure des capteurs lorsque les paramètres de surface sont connus avec suffisamment de précision. Cette amélioration est liée au fait de ne pas mesurer de faibles gradients, de l'ordre de grandeur des incertitudes des capteurs, comme c'est souvent le cas avec la méthode des profils [e.g. *Denby*, 2001, pp.59]. *Arck et Scherer* [2002] montrent que cette méthode donne lieu à des meilleures corrélations avec des mesures par « eddy-correlation », plus particulièrement lorsque la température de l'air est négative. Enfin, en cas de vents catabatiques, *Denby et Greuell* [2000] ont montré que l'utilisation de la méthode bulk permet d'obtenir des résultats de qualité raisonnable lorsqu'elle est appliquée en dessous de la hauteur du maximum de vitesse du vent (h_{\max}), alors que la méthode des profils tend à les sous-estimer grandement [*Denby et Greuell*, 2000] : la méthode des profils est inappropriée au delà de $0.3 h_{\max}$.

b) Méthode bulk à partir de la longueur de Monin-Obukhov

L'équation (4.76) est réécrite en intégrant entre la surface et l'altitude z :

$$s^* = \frac{k(\bar{s}_1 - \bar{s}_0)}{\ln\left(\frac{z_1}{z_{s0}}\right) - \psi_s\left(\frac{z_1}{L^*}\right)} \quad (4.82)$$

où z_{s0} est la hauteur de rugosité pour la variable s . Sachant que $\Psi_s(0) = 0$, cette dernière équation suppose que $z/z_{s0} \gg 1$ [e.g. *Garratt*, 1992, pp.53].

c) Méthode bulk à partir du nombre de Richardson bulk

A partir des données de la station de référence (AWS), les flux turbulents de chaleur (LE et H) sont calculés à partir de la méthode bulk, en évaluant les conditions de stabilité à partir du nombre de Richardson bulk. C'est pourquoi, nous allons développer précisément cette méthode.

Nous considérons que la température potentielle virtuelle est égale à la température potentielle $\bar{\theta}_v \approx \bar{\theta}$. De plus, nous considérons que $\frac{\partial \bar{\theta}_v}{\partial z} \approx \frac{\partial \bar{T}_v}{\partial z}$, qui sont très souvent confondus dans la littérature. La température potentielle permet de prendre en compte les effets des variations de pression avec l'altitude [e.g. *Oke*, 1987, pp. 59]. Lorsque les écarts entre deux niveaux

d'observation sont faibles (inférieurs à 2 m) on peut se ramener à des températures : $\overline{\theta_v} \approx \overline{T_v} \approx \overline{T}$.

En pratique, il est assez difficile de connaître avec précision l'évolution des gradients avec la hauteur, mais nous pouvons en donner des valeurs approximatives pour des intervalles discrets de hauteur [Stull, 1988, pp.177]. Nous pouvons alors calculer le nombre de Richardson « bulk », qui, sous les hypothèses précédentes, est une approximation de R_i à l'aide de différences finies¹² [Brutsaert, 1982; Moore, 1983; Oke, 1987], en particulier entre la surface de neige/glace et une altitude z au dessus de la surface :

$$R_{ib} = \frac{g \frac{\Delta \overline{T}}{\Delta z}}{\overline{T} \left(\frac{\Delta \overline{u}}{\Delta z} \right)^2} = \frac{g (\overline{T} - T_s) (z - z_{0m})^2}{\overline{T} \overline{u}^2 (z - z_T)} \quad (4.83) *$$

T et u sont respectivement la température moyenne (en K) et la vitesse horizontale du vent (en $m s^{-1}$) à l'altitude z . T_s est la température de surface (en K). z_T (en m) est la hauteur de rugosité de la température. Comme dans le cas de R_i , R_{ib} est positif dans une couche limite stable et négatif dans une couche limite instable.

Les expressions analytiques des flux turbulents corrigés des influences de la stabilité de l'air sont alors [e.g. Oke, 1987] :

$$\tau = \rho u_*^2 = \rho \frac{(\overline{k u})^2}{\left(\ln \frac{z}{z_{0m}} \right)^2} (\Phi_M)^{-2} \quad [kg m^{-1} s^{-2}] \quad (4.84) *$$

$$H = \rho \frac{C_p k^2 \overline{u} (\overline{T} - T_s)}{\left(\ln \frac{z}{z_{0m}} \right) \left(\ln \frac{z}{z_T} \right)} (\Phi_M \Phi_H)^{-1} \quad [W m^{-2}] \quad (4.85) *$$

$$LE = \rho \frac{L_s k^2 \overline{u} (\overline{q} - q_s)}{\left(\ln \frac{z}{z_{0m}} \right) \left(\ln \frac{z}{z_q} \right)} (\Phi_M \Phi_W)^{-1} \quad [W m^{-2}] \quad (4.86) *$$

Où q_s est l'humidité spécifique de surface (en $g kg^{-1}$). Les équations (4.73) et (4.75), qui permettent d'estimer les fonctions adimensionnelles de stabilité pour la quantité de

¹²Il n'existe pas de relation univoque entre z/L^* et R_{ib} (il faut aussi prendre z_T et z_{0m} en considération). Dans le cas d'une situation stable, on peut relier R_{ib} et z/L^* de la manière suivante [Ménégoz, 2004, pp.21] :

$$\frac{z}{L^*} = \frac{-\ln\left(\frac{z}{z_T}\right) + 2\chi R_{ib} \ln\left(\frac{z}{z_T}\right) + \sqrt{\left[\ln\left(\frac{z}{z_T}\right) - 2\chi R_{ib} \ln\left(\frac{z}{z_{0m}}\right)\right]^2 + 4\chi(1 - \chi R_{ib}) R_{ib} \left[\ln\left(\frac{z}{z_{0m}}\right)\right]^2}}{2\chi(1 - \chi R_{ib})}$$

avec $\chi = 5$. Notons qu'en considérant $z_{0m} = z_T$, on retrouve bien les relations données par Moore [1983].

mouvement, (Φ_M) , pour la chaleur (Φ_H) et pour l'humidité (Φ_W) , sont encore valables lorsqu'elles sont écrites en fonction de Ri_b :

Lorsque Ri_b est positif (conditions stables) : $(\Phi_M \Phi_H)^{-1} = (\Phi_M \Phi_W)^{-1} = (1 - 5Ri_b)^2$

Lorsque Ri_b est négatif (conditions instables) : $(\Phi_M \Phi_H)^{-1} = (\Phi_M \Phi_W)^{-1} = (1 - 16Ri_b)^{0.75}$

Pour appliquer la méthode bulk dans le cas des mesures réalisées sur le site du glacier 15 de l'Antizana, la température de surface, T_s , est dérivée des valeurs de rayonnement de grandes longueurs d'onde émis par le sol L_{\uparrow} en utilisant l'équation de Stefan-Boltzmann (cf. 4.2.2.2) et en assumant que l'émissivité de la neige est égale à l'unité, $L_{\uparrow} = \sigma T_s^4$ avec $\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ [e.g. *Brugman*, 1991 ; *Bintanja et Van den Broeke*, 1995]. Nous supposons que l'air au contact de la surface est en conditions de saturation en eau, ce qui nous permet de calculer l'humidité spécifique de surface.

Pour les données de la station de référence (AWS), la méthode bulk est appliquée entre la surface et le niveau des mesures de T , q et u (1.8 m). Au cours des années 2003 et 2004, lors de nos mesures, nous avons toujours constaté que d_0 était inférieur à 5 cm, aussi, le niveau des mesures de l'AWS est assez élevé pour pouvoir négliger d_0 dans les calculs des flux turbulents. Afin de limiter les perturbations du mât de la station sur les mesures des divers capteurs, les mesures de vitesse du vent de l'AWS sont réalisées avec un léger décalage de hauteur par rapport à celles des capteurs d'humidité et de température. Aussi, la vitesse du vent est transposée au niveau de mesure de T et q en considérant l'existence d'un profil logarithmique de vitesse du vent (conditions neutres (4.66)).

d) Relations entre hauteurs de rugosité

Les hauteurs de rugosité ne sont en théorie pas identiques et la prise en considération de valeurs erronées introduit d'importantes erreurs dans les calculs de flux turbulents (une différence d'un ordre de grandeur sur les hauteurs de rugosité introduit une erreur de 100% dans les valeurs de LE et H [e.g. *Brutsaert*, 1982, pp.62]). La plupart des analyses théoriques et des mesures de terrain suggèrent que z_T et z_q sont 1 à 2 ordres de grandeur plus petits que z_{0m} [e. g. *Ambach*, 1986; *Andreas*, 1987; *Morris*, 1989; *Hock et Holmgren*, 1996; *Meesters et al.*, 1997; *Denby*, 2001, pp.79]. *King et Anderson* [1994] trouvent par contre que $z_T, z_q \gg z_{0m}$ sur une calotte de glace en Antarctique en hiver. En raison de la grande disparité des valeurs données dans la littérature, nous allons tenter d'estimer ces valeurs à partir de mesures de profils de vitesse du vent, de température et d'humidité réalisées sur le terrain à l'aide du mât

de vent (cf. chapitre 2, section 2.3.4). Les mesures sont réalisées à 0.3, 0.6, 1.0, 1.5, 2.0, 3.0, 4.0 et 5.0 m. Les mesures du capteur situé à 1.5 et 3.0 m ont dû être éliminées car les anémomètre n'ont pas fonctionné correctement au cours la période de mesures.

L'évaluation des hauteurs de rugosité est réalisée à l'aide de la méthode bulk [Denby, 2001, pp.76]. Lorsque l'on réécrit (4.82) en conditions stables, on obtient :

$$\bar{s}_1 - \bar{s}_0 = \frac{s^*}{k} \left[\ln \left(\frac{z_1}{z_{S0}} \right) - \chi_s \frac{z_1}{L^*} \right] \quad (4.87)$$

où L^* , la longueur de Monin-Obukhov est calculée sous la forme approchée $L^* = \frac{u_*^2}{k \frac{g}{T} \theta_*}$

[Denby, 2001, pp.76]. Nous n'étudions les profils que lorsque $z/L^* < 0.1$, pour $z = 3\text{m}$. Les constantes χ_s correspondant au variables u (χ_u), T (χ_θ) et q (χ_q) sont considérées égales. Une valeur commune, χ , est tout d'abord prise égale à 5 (profils stables). A titre de comparaison, l'analyse est répétée en considérant $\chi = 0$ (profils indépendants de la stabilité).

Nous considérons les profils diurnes observés le 6 avril 2004. La centrale du mât de vent enregistre toutes les 3 minutes la moyenne des mesures réalisées toutes les 10 secondes. Les conditions de fonte en surface permettent de déterminer θ_s et q_s . Les profils étudiés présentent un maximum de vent situé à une hauteur (h_{\max}) de l'ordre de 4 à 6 m. Ces profils de vent sont donc influencés par l'occurrence d'un forçage catabatique notable. Denby et Greuell [2000] ont montré qu'en cas de vents catabatiques, les profils ne suivent plus rigoureusement une loi de comportement semi-logarithmique au delà d'une hauteur de $0.3h_{\max}$. Lorsque le maximum de vitesse du vent (u_{\max}) se trouve entre 4 et 5 mètres au dessus de la surface, nous devons donc utiliser des mesures en dessous de 1.2 m à 1.5 m. Cependant, afin de ne pas caler nos profils sur seulement 3 valeurs (anémomètre à 1.5 m défectueux), nous choisissons de prendre en compte l'anémomètre situé à 2 m au dessus de la surface. Par conséquent, les valeurs de rugosité sont estimées à l'aide des mesures des capteurs (anémomètres et thermohygromètres ventilés) installés sur le mât de vent à 0.3, 0.6, 1 et 2 mètres au dessus de la surface. Nous avons pris garde de recalibrer la hauteur des capteurs par rapport à la surface (prise en compte de d_0). Nous mesurons la hauteur moyenne des éléments de rugosité qui entourent le mât de vent à l'aide d'un fil tendu : tous les 25 cm sur une distance de 20 m, nous mesurons la hauteur entre le fil et la surface.

Nous modélisons les profils de vitesse du vent, de température et d'humidité spécifique à l'aide de la formule (4.87), en recherchant les valeurs de s^* et z_{S0} qui minimisent la somme des carrés des écarts entre valeurs mesurées et calculées à 0.3, 0.6, 1 et 2 mètres. Seuls les

profils pour lesquels les corrélations dépassent 0.95 pour les profils de vitesse du vent, de température, et d'humidité spécifique ont été conservés, (100 profils (sur 480, le 6 avril) en prenant en compte $\chi = 5$, et 140 profils pour $\chi = 0$). Les Figure 4.19.a & b rendent comptes des valeurs des rapports z_T/z_{0m} et z_q/z_{0m} obtenues en fonction du nombre de Reynolds « de rugosité » $Re^* = u_* z_{0m}/\nu_c$ [e.g. Brutsaert, 1982, pp.59]. Ces valeurs sont comparées aux valeurs théoriques de z_T/z_{0m} et z_q/z_{0m} données par *Andreas* [1987] :

$$\text{(pour } 2.5 < Re^* < 1000), \quad \ln\left(\frac{z_T}{z_{0m}}\right) = 0.317 - 0.565 \ln(Re^*) - 0.183 \ln(Re^*)^2 \quad (4.88)$$

$$\text{(pour } 2.5 < Re^* < 1000), \quad \ln\left(\frac{z_q}{z_{0m}}\right) = 0.396 - 0.512 \ln(Re^*) - 0.180 \ln(Re^*)^2 \quad (4.89)$$

Les valeurs théoriques de $1000 z_T/z_{0m}$ et de $1000 z_q/z_{0m}$ sont aussi représentées sur les graphiques.

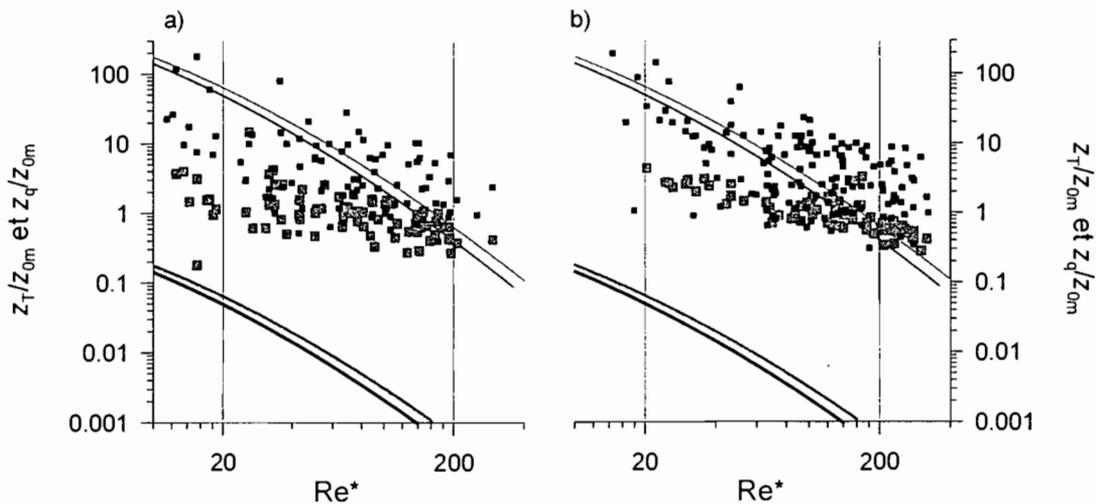


Figure 4.19 : Rapports entre les hauteurs de rugosité de la vitesse du vent (z_{0m}), de la température (z_T) et de l'humidité (z_q) en fonction du nombre de Reynolds « de rugosité » ($Re^* = u_* z_{0m}/\nu_c$). Les points noirs représentent les valeurs du rapport z_T/z_{0m} , les points gris représentent le rapport z_q/z_{0m} . Les courbes en trait épais correspondent aux valeurs théoriques z_T/z_{0m} (courbes noires) et z_q/z_{0m} (courbes grises) (d'après *Andreas* [1987]). Les courbes en traits fins représentent les valeurs de $1000 z_T/z_{0m}$ (courbes noires) et $1000 z_q/z_{0m}$ (courbes grises). Les hauteurs de rugosité sont obtenues en ajustant, selon la méthode bulk, les profils de vitesse du vent, de température potentielle et d'humidité spécifique théoriques avec les mesures de terrain. L'ajustement est réalisé selon les moindres carrés. Figure a) La stabilité est caractérisée à l'aide de la longueur de Monin-Obukhov en prenant en compte un coefficient de stabilité $\chi = 5$ (cas stable). Figure b) La stabilité n'est pas prise en compte, $\chi = 0$ (indépendant de L^*).

Nous observons que la tendance de la courbe théorique est bien reproduite, mais les valeurs expérimentales lui sont environ 1000 fois supérieures (3 ordres de grandeur). Les valeurs moyennes expérimentales, au cours de la journée du 6 avril donnent : $z_{0m} = 3.4$ mm, $z_T = 14$ mm ($\approx 4z_{0m}$) et $z_q = 3.1$ mm ($\approx z_{0m}$). Les valeurs « ponctuelles » de z_T et z_q sont de 1 à 100 fois plus grands que z_{0m} . Bien que les longueurs de rugosité calculées diffèrent peu du cas $\chi = 5$, nous constatons que la dispersion des points est plus faible lorsque l'on considère $\chi = 0$. Un plus grand nombre de profils modélisés présente des corrélations supérieures à 0.95 avec les mesures. A une hauteur de 2m, les profils sont affectés par le forçage catabatique. Cette observation confirme qu'en cas de forçage catabatique, pour des mesures réalisées sous le maximum de vent, les relations flux-profil sont probablement mieux décrites lorsqu'elles sont prises indépendantes de la stabilité [Denby, 2001, pp. 32 - 36].

En conséquence, en raison de l'écart important qui existe avec les valeurs théoriques [Andreas, 1987], nous avons choisi de caler les calculs de sublimation sur de mesures directes obtenues à partir de lysimètres. Nous introduisons alors la notion de rugosité de calage (cf. 4.2.3.6.5.e).

e) rugosité de calage – calculs dans le cas de l’AWS

Sur le terrain, nous devons évaluer les flux turbulents sur une longue période. Il est possible de réaliser des mesures par corrélations turbulentes au cours de missions d'une vingtaine de jours, comme cela vient d'être réalisé à la surface du glacier du Zongo (20 jours en août 2004), mais ces mesures sont trop complexes à mettre à place pour un suivi en continu des flux turbulents sur de longues périodes. Pour le calcul des flux turbulents, nous réalisons l'estimation des flux turbulents de surface à l'aide de la méthode bulk. Lors du calcul, il est indispensable d'évaluer les valeurs de rugosité sur l'ensemble du cycle annuel étudié. A partir des données du mât de vent nous pouvons avoir accès aux valeurs de rugosité de surface, mais la lourdeur de son installation oblige à considérer d'autres méthodes d'évaluation sur le long terme. L'étude précédente a permis de vérifier que l'application de la formule théorique d'Andreas [Andreas, 1987] semble mal adaptée sur le site du Glacier 15 de l'Antizana. Nous choisissons donc de réaliser des mesures directes à partir de lysimètres réalisées au cours de missions de longue durée (Tableau 4.4). Ces valeurs de sublimation servent de référence afin de caler nos calculs de sublimation. Sur le site du Glacier 15 de l'Antizana, les valeurs expérimentales de z_T/z_{0m} sont sensiblement égales à celles de z_q/z_{0m} (Figure 4.19). Aussi, en raison de la disparité des valeurs données dans la littérature, nous choisissons de considérer que $z_{0m} = z_T = z_q = z_0$. Nous ne prenons pas en compte une valeur de z_0 tirée de la littérature,

mais calons sa valeur à partir de mesure de sublimation : pour chaque mission de longue durée, nous faisons varier la valeur de z_0 de manière à obtenir une valeur de sublimation cumulée calculée exactement égale à celle de la sublimation cumulée mesurée sur le terrain. Grâce à cette méthode de calage, l'hypothèse d'égalité des rugosités a des conséquences minimales sur les valeurs de flux. De cette manière, z_0 s'éloigne de sa signification initiale de hauteur de rugosité et devient un paramètre de calage. Ainsi, les valeurs de rugosité perdent leur sens initial, mais cela influe peu sur la valeur finale du flux turbulent de chaleur latente calculé. L'incertitude sur le flux turbulent de chaleur sensible est plus difficile à estimer. Le rapport de H/LE est contraint, mais l'erreur introduite est vraisemblablement faible car z_T et z_q sont initialement du même ordre de grandeur. Enfin, nous verrons dans la section (4.3.2) que les valeurs de l'ablation calculées sont généralement plus élevées que les valeurs mesurées : H ne semble pas être grandement sous-estimé, car sinon les valeurs d'ablation calculées auraient tendance à être inférieures à l'ablation réelle.

Les mesures de terrain sont étalées au cours du cycle 2002-03. Les valeurs de rugosité de calage z_0 restent similaires tout au long de l'année (Tableau 4.4). Ce résultat est représentatif de la faible évolution de l'état de surface que nous avons observé à la surface du glacier, à 4890 m d'altitude, au cours du cycle 2002/03. Seule une valeur de 0.017 mm, observée lors de notre deuxième mission de terrain, s'écarte des autres valeurs (moyenne lors des sept autres sorties de terrain : $z_0 = 2.9$ mm). Lors de cette seconde mission, la sublimation était réduite en raison du vent faible et de la présence d'un peu de neige fraîche à la surface du glacier. Du fait des valeurs très faibles de sublimation, cette valeur de calage est imprécise et sous-estime la rugosité réelle. La présence de neige en surface s'est limitée à quelques semaines au cours du cycle 2002-03. Lors des sept autres sorties, les fortes valeurs de sublimation ont permis un calage précis des valeurs de rugosité et la relation obtenue entre les valeurs calculées et mesurées est de bonne qualité (Figure 4.20). De plus, nous observons que z_0 est du même ordre de grandeur que les rugosités obtenues à partir des profils du 6 avril, ce qui est rassurant et nous conforte dans notre méthode. Nous ne savons pas s'il s'agit d'une coïncidence car la période entourant la journée du 6 avril a été marquée par des précipitations et nous n'avons pas pu réaliser de mesures directes de sublimation à l'aide de lysimètres.

Dans la suite de ce travail, la rugosité de calage z_0 sera toujours considérée égale à 2.9 mm.

Tableau 4.4 : Liste des missions de terrain de longue durée réalisées au cours du cycle 2002-03 et estimation des longueurs de rugosité de calage à l'aide de la méthode bulk

Mission de terrain	Début	fin	Longueur de rugosité (mm)	Nombre de lysimètres
1	14/03/2002	19/03/2002	2.2	5
2	26/04/2002	02/05/2002	0.017	3
3	21/05/2002	25/05/2002	4.6	5
4	23/07/2002	31/07/2002	2.7	3
5	22/08/2002	26/08/2002	2.3	2
6	26/09/2002	30/09/2002	3.0	2
7	30/11/2002	04/12/2002	3.5	4
8	29/01/2003	03/02/2003	2.2	4
moyenne	(sans la mission 2)		2.9	
9	31/03/2004	04/04/2004	?	(précipitations)
10	10/04/2004	14/04/2004	?	(précipitations)

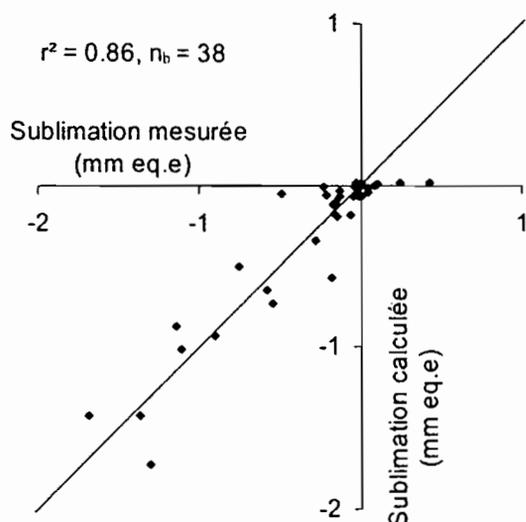


Figure 4.20 : Comparaison des valeurs de sublimation journalières calculées ($z_0 = 2.9\text{mm}$) avec les valeurs journalières mesurées sur le terrain. La première bissectrice est représentée.

4.2.3.7. Limites de validité de la méthode des profils et de la méthode bulk – Vents catabatiques et couches chaudes

La méthode des profils et la méthode bulk ne sont applicables qu'au sein de la sous-couche à flux constant. Cette situation n'est généralement vérifiée qu'à proximité de la surface. L'occurrence d'un forçage catabatique intense est une des situations au cours desquelles les hypothèses de la théorie des similitudes de Monin-Obukhov ne sont plus vérifiées qu'à proximité de la surface [e.g. Denby, 2001, pp.14]. En cas de forçage catabatique, la forme des profils de vent et de température (et a priori d'humidité) est perturbée. Les profils ne sont plus logarithmiques. Les profils de vitesse du vent montrent un maximum u_{max} à proximité de la

surface (hauteur h_{\max}). Au niveau du maximum de vent, le terme de transport est prépondérant dans l'équation d'énergie cinétique turbulente (équation d'ordre 2) et ne peut être négligé comme cela est supposé dans la théorie des similitudes de Monin-Obukhov (4.2.3.6.1.b) et 4.2.3.6.3) [e.g. *Denby*, 2001, pp.44]. De plus, l'épaisseur de la couche à flux constants (zone pour laquelle les variations verticales des flux sont inférieures à 10%) est très faible en cas de présence de maximum de vent (de l'ordre de $0.1 h_{\max}$) [e.g. *Denby*, 2001, pp. 45]. En effet, le flux vertical de quantité de mouvement ($\overline{u'w'}$) s'annule à hauteur du maximum de vent, indiquant une divergence importante de ce flux. Par suite, la zone de flux constants doit se trouver largement en dessous du maximum de vent. En raison de la grande particularité des vents catabatiques, le passage à des modèles de fermeture du second ordre est nécessaire pour modéliser les profils et les flux. Enfin, d'autres processus peuvent limiter la qualité de modélisation à partir de la théorie de Monin-Obukhov. En particulier, l'occurrence de couches chaudes [*Male et Granger*, 1981] peut aussi être la cause d'importantes erreurs d'estimation.

Sur le site du glacier 15 de l'Antizana, nous cherchons à vérifier que la méthode bulk reste une méthode de calcul suffisamment précise pour l'estimation des flux turbulents de chaleur de surface. Nous ne cherchons pas à modéliser précisément les variations des flux avec la hauteur, mais, dans le cas de profils mesurés sur le terrain, nous cherchons à évaluer l'imprécision commise dans l'évaluation du flux de surface $(\overline{u'w'})_0$ lorsque les calculs sont réalisés à l'aide de mesures effectuées à 1.8 m au dessus de la surface du glacier.

4.2.3.7.1. Généralités théoriques - terme de forçage catabatique

Intimement liée à la présence d'inversions de température (le sol est plus froid que l'air) au dessus d'une surface en pente [e.g. *Denby*, 2001, pp.7], la génération de vents catabatiques est fréquente sur les glaciers. Les vents catabatiques sont des écoulements gravitaires causés par le refroidissement des masses d'air à proximité de la surface (plus froide). Dans le cas de surfaces de neige en pente, l'existence d'inversions importantes de température est fréquente lors du refroidissement radiatif nocturne ou bien en cas de fonte (la température de la neige ne peut dépasser 0°C) [e.g. *Denby*, 2001, pp.7].

Plaçons nous dans le cas d'une surface inclinée, de pente constante β . En réalisant une rotation de repère afin de ramener l'axe des x parallèle à la surface, les équations de conservation (de (4.52) à (4.55)) peuvent être ré-écrites [e.g. *Denby*, 2001, pp.46]. Dans le cas

d'un glacier de petite taille, à proximité de la surface, si x est orienté dans la direction du vent moyen, les équations suivantes permettent de caractériser les vents catabatiques :

$$\frac{\Theta_{\text{def}}}{\Theta_{\text{ref}}} g \sin \beta - \frac{d\overline{u'w'}}{dz} = 0 \quad (4.90)$$

$$\gamma_{\theta} \overline{u} \sin \beta - \frac{d\overline{w'\theta'}}{dz} = 0 \quad (4.91)$$

γ_{θ} est le gradient de température d'un air ambiant si celui-ci n'était pas perturbé par la présence du glacier. Ainsi, la température de l'air non perturbée serait de la forme $\Theta_{\text{ref}}(x_3) = \Theta_{\text{ref}} + \gamma_{\theta} x_3$, où x_3 est la coordonnée verticale (vraie) selon un axe parallèle à la gravité. Θ_{def} est le « déficit de température » (ou perturbation de la température) par rapport à un air ambiant, non perturbé. Le premier terme de l'équation (4.90) est la force motrice des vents catabatiques, il est d'ailleurs souvent appelé terme de « forçage catabatique ». Ce système d'équations peut être résolu, en première approximation, en utilisant un modèle de fermeture des équations de la turbulence du premier ordre [Prandtl, 1942], pour des diffusivités turbulentes constantes et des conditions limites simples [Oerlemans et Grisogono, 2002]. Les profils obtenus ne sont alors plus de forme semi-logarithmique.

4.2.3.7.2. Estimation de l'erreur commise lors du calcul des flux turbulents de surface à l'aide de la méthode bulk – Approche empirique

Nous cherchons à évaluer l'incertitude d'estimation des flux turbulents de surface lorsqu'un forçage catabatique important est constaté. Pour ce faire, nous allons calculer les flux turbulents à partir de la méthode bulk, le long de profils ajustés sur les mesures du 6 avril 2004. Nous réalisons une modélisation empirique des profils de vitesse du vent, de température et d'humidité spécifique. Nous allons recalculer empiriquement les fonctions $\Phi_S(\zeta)$ définies dans l'équation (4.67). Nous nous inspirons de la méthode « graphique » présentée par Munro [1989]. Nous réécrivons l'équation (4.87) en conditions stables et obtenons :

$$Y_s = \frac{\overline{s_2} - \overline{s_1}}{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)} = \frac{s^*}{k} \left[1 - \frac{\chi}{L^*} \frac{z_2 - z_1}{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)} \right] = \frac{s^*}{k} \left[1 - \frac{\chi}{L^*} X \right] \quad (4.92)$$

La pente de la droite obtenue permet de déterminer la valeur de χ , qui, dans le cas d'un profil stable est de $\chi = 5$ (Figure 4.21.a). Cette méthode graphique est appliquée aux profils de vents du 6 avril 2004, pour les niveaux de mesure situés à 0.3, 0.6, 2 et 4 m afin de considérer des mesures proches de la surface et proches du maximum de vent. De cette manière, nous prenons en compte la courbure moyenne du profil depuis la surface jusqu'au maximum de

vent. Cette méthode graphique est appliquée aux mesures de vitesse du vent (χ_u), de température (χ_θ) et d'humidité spécifique (χ_q). Les valeurs de L^* sont celles obtenues lors du calcul des rugosités de surface à l'aide de la méthode bulk (en prenant en compte les corrections de la stabilité $\chi = 5$ (cf. 4.2.3.6.5.d, Figure 4.19.a). Nous avons écarté les profils pour lesquels le coefficient de corrélation entre les valeurs de Y_s et X était inférieur à 0.95.

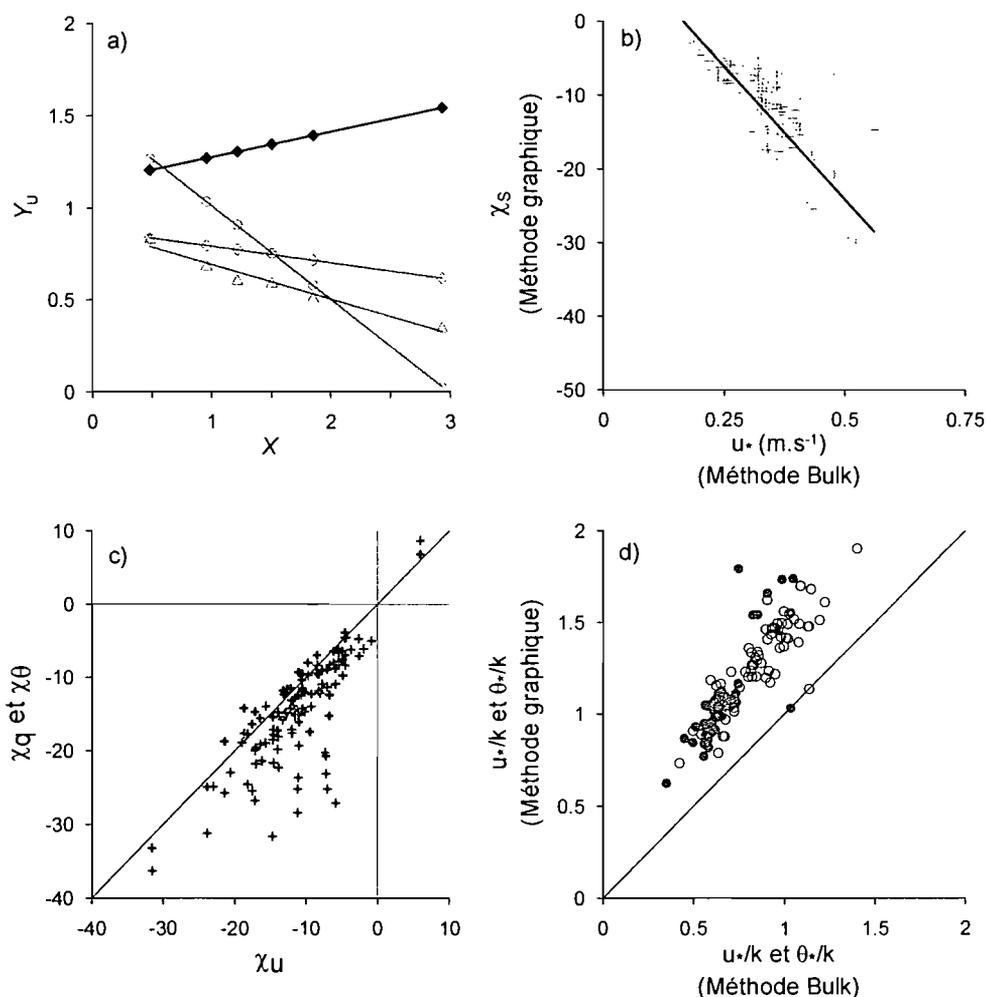


Figure 4.21 : a) Méthode graphique de détermination du coefficient de stabilité χ des profils de vitesse du vent, de température potentielle et d'humidité spécifique (méthode inspirée de [Munro, 1989]). Y_u et X sont définis par l'équation (4.92). Les points et la droite en noir représentent un profil stable théorique ($\chi = 5$). Les points et les droites en gris représentent des profils mesurés sur le terrain ($\chi < 0$). Figure b) Evolution des valeurs de χ_s (quelle que soit la variable s considérée) obtenues selon la méthode graphique [Munro, 1989], en fonction de l'échelle caractéristique des vitesses u_* évaluée à l'aide de la méthode bulk (cf. 4.2.3.6.5.d) en utilisant la longueur de Monin-Obukhov afin de caractériser la stabilité des profils. La droite représente la droite de régression des moindres carrés. Figure c) Evolution des valeurs χ (méthode graphique) obtenues pour la température potentielle (χ_θ , croix noires) et pour l'humidité spécifique (χ_q , croix grises) en fonction des valeurs obtenues pour la vitesse du vent (χ_u). La première bissectrice est représentée ainsi que les droites ($x = 0$) et ($y = 0$). Figure d) Valeurs de u_*/k (cercles noirs) et θ_*/k (cercles gris) obtenus avec la méthode graphique en fonction des valeurs obtenues avec la méthode bulk (calage des profils (cf. 4.2.3.6.5.d)). La première bissectrice est aussi représentée.

Nous obtenons des droites de pente $\frac{s^*}{k} \frac{\chi}{L^*}$ négative (Figure 4.21.a). L'ordonnée à l'origine de ces droites permet d'évaluer la valeur du rapport s^*/k . Ces valeurs sont comparées aux valeurs obtenues lors du calcul des hauteurs de rugosité de surface à l'aide de la méthode bulk (Figure 4.21.d), car une erreur d'estimation de s^*/k se répercute sur la valeur χ correspondante. Cette comparaison est de bonne qualité.

Nous constatons que les valeurs de χ_u , χ_θ et χ_q sont similaires (Tableau 4.5 et Figure 4.21.c). Enfin, nous observons que les valeurs de χ sont corrélées avec l'échelle caractéristique de vitesse du vent (Figure 4.21.b).

Tableau 4.5 : moyennes et écarts types des coefficients de stabilité χ_u , χ_θ , χ_q obtenus selon la méthode graphique [Munro, 1989].

	Moyenne	Ecart type
χ_u	-11.1	6.3
χ_θ	-11.8	6.8
χ_q	-14.9	9.6

Nous pouvons maintenant caler les profils de vitesse du vent, de température et d'humidité en considérant une valeur de $\chi = (\chi_u + \chi_\theta + \chi_q)/3$ (différente à chaque pas de temps). Les profils sont calés à partir des valeurs mesurées à 0.3, 0.6, 1 et 2m¹³. Les profils modélisés représentent les mesures avec beaucoup plus de réalisme qu'en cas d'application d'une valeur de $\chi = 5$ (Figure 4.22). Nous vérifions que les profils modélisés donnent des valeurs très proches des valeurs mesurées à 4 et 5m, même si les profils sont calés à partir des mesures réalisées en dessous de 2m (Figure 4.22). Les profils de vitesse du vent présentent un maximum en dessous de la hauteur de 6m qui reflète la présence d'un forçage catabatique. A partir des mesures brutes de vent, il était parfois difficile de juger de la présence d'un maximum de vent et d'en définir précisément la position. La modélisation offre cette information. L'existence d'une relation entre u_{\max} et h_{\max} est peu évidente (Figure 4.23), sûrement parce que la méthode utilisée ne reflète pas exactement la physique du forçage catabatique. Nous constatons que les profils de température et d'humidité admettent aussi un maximum sous les 6 mètres.

¹³ La valeur enregistrée à 4m est écartée pour vérifier que le comportement du profil de 0.3 à 2m, est aussi valable jusqu'à 4m. Les résultats sont similaires si nous calons les profils à partir des valeurs mesurées 0.3, 0.6, 2 et 4m, ou bien à partir des valeurs mesurées à 0.3, 0.6, 1 et 2m.

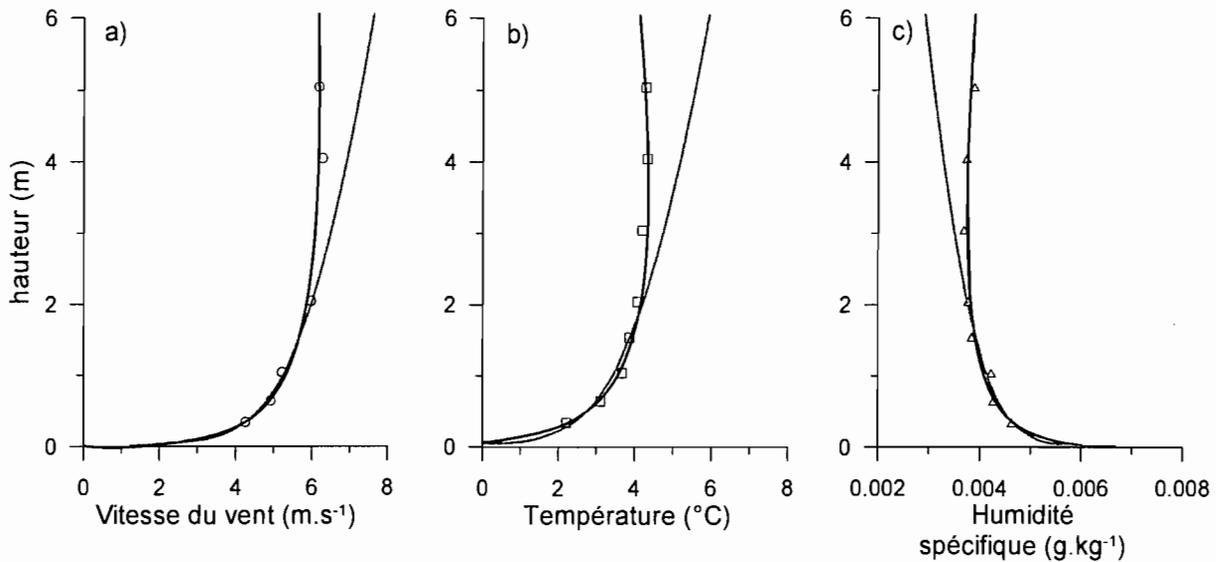


Figure 4.22 : Comparaison des profils modélisés à partir des mesures de terrain a) de vitesse du vent (cercles), b) de température (carrés), c) d'humidité spécifique (triangles). Les courbes modélisées sont calées sur les mesures des capteurs situés à 0.3, 0.6, 1 et 2 m au dessus de la surface du sol. Les courbes en gris correspondent aux modélisations selon un profil stable ($\chi = 5$). Les courbes en noir correspondent aux profils calés en utilisant les valeurs de χ obtenues à l'aide la méthode graphique [Munro, 1989]. La valeur de χ utilisée est la valeur moyenne des valeurs de $\chi_u, \chi_\theta, \chi_q$ (de l'horaire considéré).

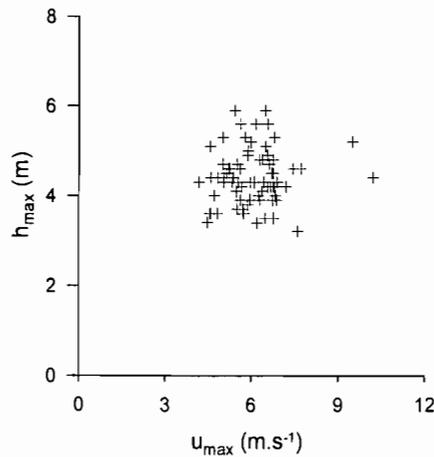


Figure 4.23 : Comparaison de la hauteur du maximum de vitesse du vent (h_{\max}) avec la vitesse maximale du vent correspondante. Les profils de vitesse sont calés en fonction des mesures réalisées à 0.3, 0.6, 1 et 2 m au dessus de la surface du sol, en intégrant les coefficients de stabilité obtenus à l'aide de la méthode graphique [Munro, 1989].

A partir des profils modélisés, nous calculons les flux turbulents à l'aide de la méthode bulk, et évaluons l'incertitude commise dans l'estimation des flux de surface à mesure que l'on s'éloigne de la surface. La stabilité est estimée à l'aide du nombre de Richardson bulk. Afin d'évaluer l'incertitude du calcul des flux avec la hauteur, pour l'ensemble de profils modélisés, les flux $\overline{w's'}$ et la valeur du nombre de Richardson bulk sont calculés à une hauteur h , puis comparés à la valeur $\overline{w's'}_0$ obtenue pour $h = 0.3$ m. Les valeurs de $\overline{w's'}/\overline{w's'}_0$ sont ensuite représentées en fonction de la hauteur (Figure 4.24). Nous avons choisi de représenter les hauteurs selon une échelle adimensionnée en divisant z par h_{\max} [Denby et Greuell, 2000]. Nous obtenons un faisceau de courbes pour chaque flux.

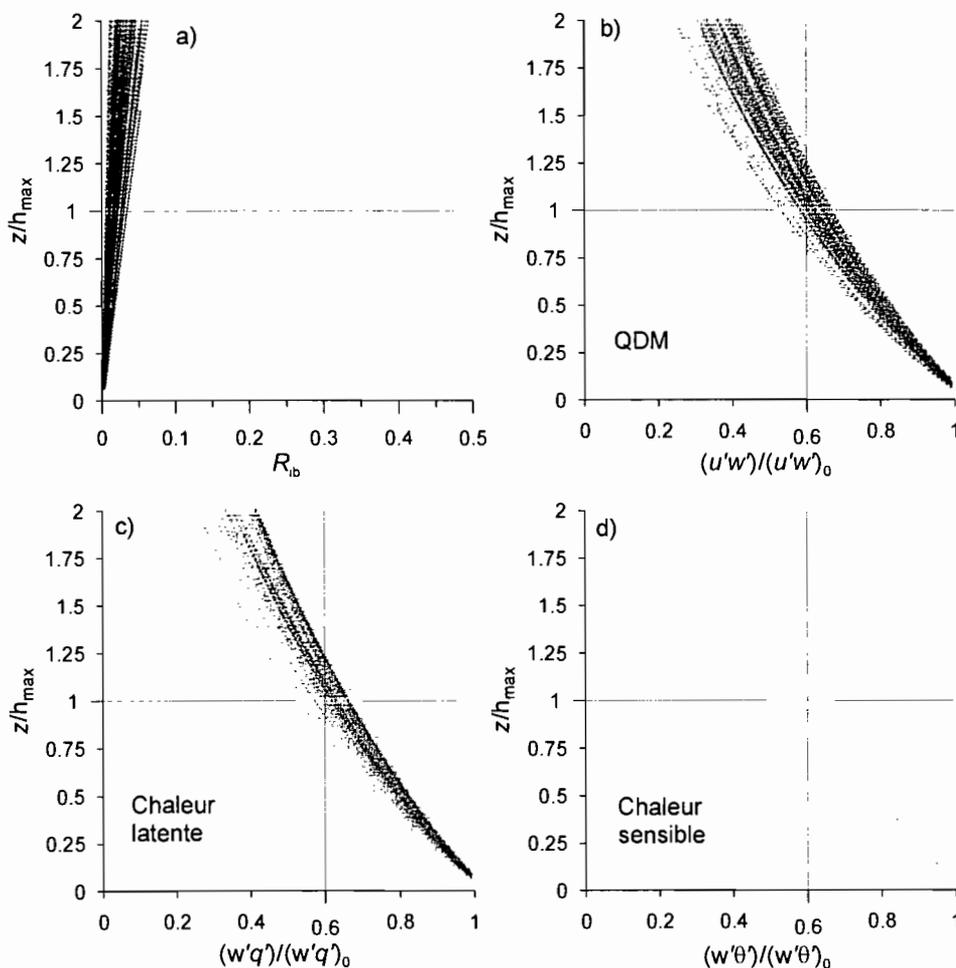


Figure 4.24 : Evolution avec la hauteur des valeurs du nombre de Richardson bulk (R_{ib}) (figure a) et des flux turbulents $\overline{u'w'}$ (figure b), $\overline{w'q'}$ (figure c), $\overline{w'\theta'}$ (figure d) par rapport à leur valeur en surface (R_{ib0} , $\overline{u'w'}_0$, $\overline{w'q'}_0$, $\overline{w'\theta'}_0$). Les flux sont calculés à l'aide de la méthode bulk et du nombre de Richardson bulk pour les profils modélisés à l'aide des mesures de terrain. Les valeurs de surface sont estimées à l'aide des valeurs à 0.3 m de la surface. La hauteur est adimensionnée en la divisant par la hauteur h_{\max} du maximum de vent du profil étudié.

En cas de forçage catabatique important, l'emploi de la méthode bulk conduit à une sous-estimation des flux de surface. Alors que, sur le site du glacier du Pasterze (Autriche), *Denby et Greuell* [2000] observaient que la méthode bulk permettait d'obtenir des valeurs similaires à celles de surface jusqu'au niveau du maximum de vent, sur le site du Glacier 15 de l'Antizana, lorsque le forçage catabatique est important, la sous-estimation augmente linéairement (environ) avec la hauteur, et lorsque $z = h_{\max}$, les calculs sont inférieurs de 40% à la valeur de surface du flux turbulent considéré. En effet, sur le glacier du Pasterze, en cas de vent catabatique, l'existence du maximum de vitesse du vent impliquait une sous-estimation du gradient qui aurait été observé en cas de comportement semi-logarithmique (la vitesse du vent était inférieure à celle espérée en cas de comportement semi-logarithmique). A l'inverse, le gradient de température augmentait (par rapport au comportement semi-logarithmique) et compensait les valeurs plus faibles du gradient de vitesse du vent. Sur le site du Glacier 15, les profils de température présentent eux aussi un maximum en dessous de 6 m : les effets du vent et de la température s'ajoutent. L'utilisation de la méthode bulk induit une sous-estimation rapide du flux de surface à mesure que les calculs sont réalisés loin de la surface, mais, pour les profils étudiés, la dispersion des flux calculés au niveau du maximum de vent reste modérée.

Nous avons comparé les résultats des calculs obtenus à partir des profils modélisés avec ceux obtenus à partir des mesures directes. De cette manière, nous éliminons toute tendance introduite par le « modèle » et pouvons, de plus, juger de l'incertitude introduite par les erreurs de mesure des capteurs. Les tendances sont similaires à celles obtenues à partir des profils calés. Dans le cas des vents catabatiques observés, l'utilisation de la méthode bulk à une hauteur de 1.8m ($z/h_{\max} = 0.4$) induit une sous estimation de 15 à 20% du flux de surface (Figure 4.24 et Figure 4.25) pour une dispersion d'environ $\pm 10\%$ (pour les profils étudiés).

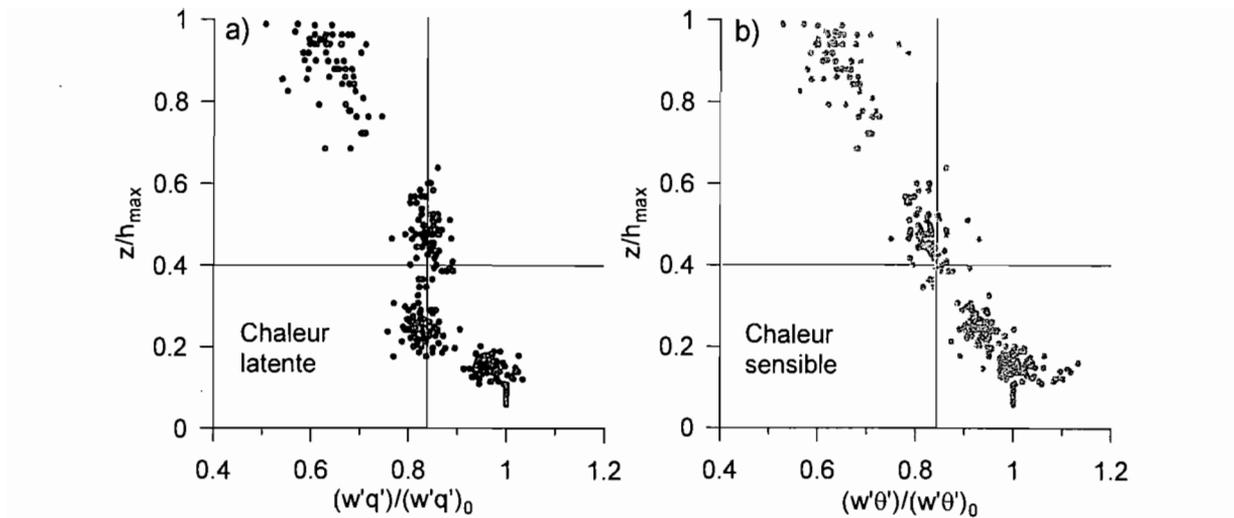


Figure 4.25 : Evolution avec la hauteur des valeurs des flux turbulents $\overline{w'q'}$ (figure a)) $\overline{w'\theta'}$ (figure b)) par rapport à leur valeur en surface ($\overline{w'q'}_0$, $\overline{w'\theta'}_0$). Les flux sont calculés, à partir des mesures de terrain, à l'aide de la méthode bulk et du nombre de Richardson bulk. Les valeurs de surface sont estimées à l'aide des mesures réalisées à 0.3 m de la surface. La hauteur est adimensionnée en la divisant par la hauteur h_{\max} du maximum de vent du profil étudié.

Au cours des mois de mai et juin 2003, d'autres mesures de profils de vitesse du vent avaient été réalisées à la surface du glacier. Malheureusement, nous ne disposions pas alors de données de température et d'humidité afin d'interpréter correctement l'écoulement turbulent. Nous avons constaté l'occurrence de vents plus forts, influencés par l'important forçage d'Est de l'été boréal. L'occurrence d'un maximum de vent en dessous d'une hauteur de 5 m n'avait été que rarement constatée [Menegoz, 2003, pp.38]. Selon toute vraisemblance, la méthode bulk permettra de rendre compte avec plus de précision des valeurs des flux de surface en cas de vents violents et de flux intenses typiques des forçages d'Est, que dans le cas des profils modélisés dans cette section.

4.2.3.7.3. Occurrence de couches chaudes

L'occurrence de couches chaudes est fréquemment observée à la surface du glacier du Zongo. Nous repérons l'occurrence de ce phénomène par un changement de signe du gradient de température entre les intervalles 0-0.3m (T_s-T_{30}) et 0.3-1.8m ($T_{30}-T_{180}$). La Figure 4.26 rend compte des variations de température à 0.3 et 1.8 m. Nous observons que l'écart de température entre 0.3 et 1.8m est toujours faible, et parfois une inversion du gradient de température apparaît. Ainsi, nous observons aussi l'occurrence de couches chaudes sur le site

du Glacier 15 de l'Antizana. Sur la Figure 4.26 nous représentons aussi les valeurs de l'écart de température constaté en cas de couches chaudes.

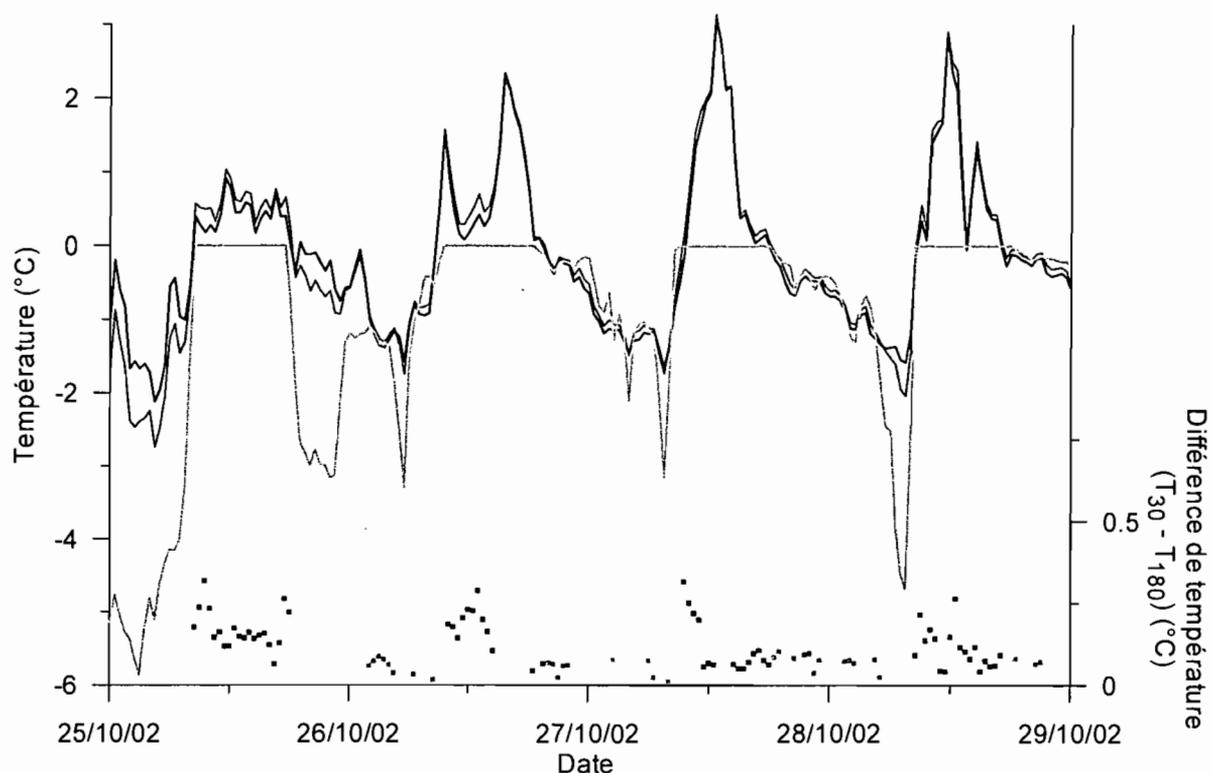


Figure 4.26 : Exemple d'évolution des températures à 180cm (trait continu noir), à 30 cm (trait continu gris) et en surface (T_s) (trait continu gris clair) en cas d'occurrence de couches chaudes. Les points représentent la différence ($T_{30} - T_{180}$) en cas d'occurrence de couche chaude. Les points noirs correspondent aux couches chaudes observées au dessus d'une surface à 0°C , les points gris représentent les couches chaudes observées en cas de gel de la surface.

Le phénomène de couches chaudes est plus marqué le jour que la nuit. Les données du mât vent permettent de vérifier qu'en cas de couches chaudes, le gradient de température change plusieurs fois de signe le long du profil faisant penser à la remontée de bouffées instables (Figure 4.27). Mais, les écarts de température constatés sont de l'ordre de grandeur de l'incertitude de mesure des capteurs et nous sommes incapables d'affirmer que cette observation reflète un état réel de la couche limite de surface.

Même si le phénomène est observé à peu près tous les jours, il est de faible amplitude. La couche chaude est rarement de plus de 0.5°C (Figure 4.28) et est principalement observée en cas de vents modérés (de l'ordre de 5 m s^{-1}). Ainsi, l'influence sur les valeurs calculées de flux est faible.

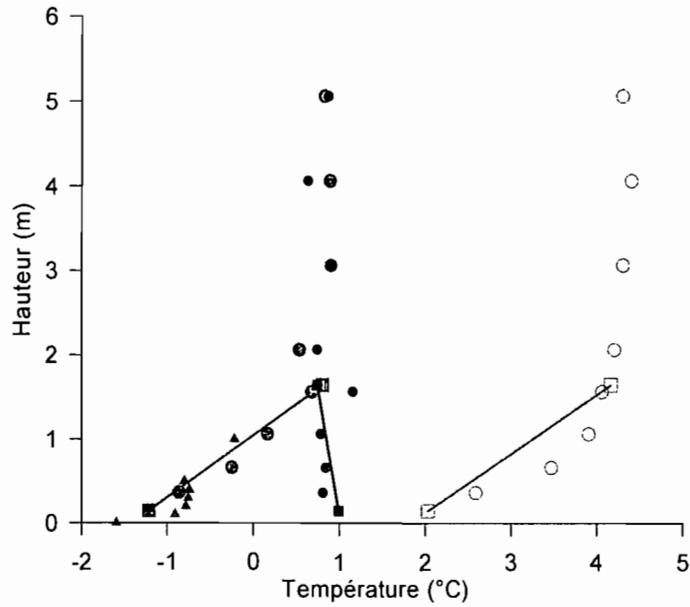


Figure 4.27 : Comparaison d'un profil faisant apparaître une couche chaude modérée (en noir, $T_{30} - T_{180} \approx 0.3^{\circ}\text{C}$) avec des profils semi-logarithmiques classiques (en gris). Les cercles représentent les données du mât de vent, les triangles représentent les données du peigne et les carrés représentent les données de l'AWS. Les données du peigne ne sont pas représentées dans la journée car elles sont alors perturbées par le rayonnement solaire (absence de ventilation). Les mesures de l'AWS sont reliées par un segment de droite afin de rendre compte du sens du gradient de température. La couche chaude est observée le 5/4 à 16h30 (en noir). Les profils semi-logarithmiques sont observés le 6/4 à 2h30 (symboles pleins) et le 6/4 à 18h00 (symboles vides).

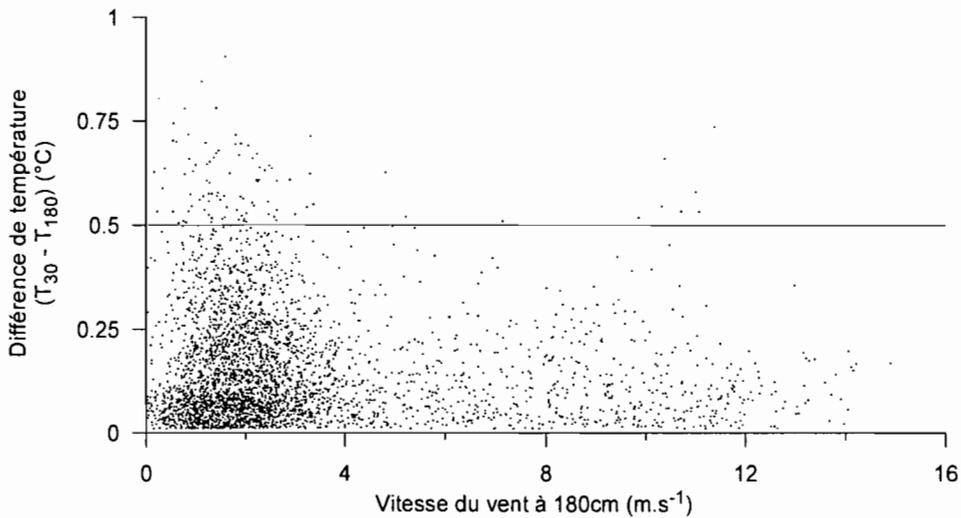


Figure 4.28 : Différence de température entre 180cm et à 30cm ($T_{180} - T_{30}$) en cas de couche chaude en fonction de la vitesse du vent mesurée à 180cm au dessus de la surface du glacier

4.2.3.7.4. Comparaison des calculs réalisés à partir des mesures réalisées à 1.8m et à 0.3m

La station météorologique automatique dispose de capteurs à 0.3 et 1.8 m de la surface. L'occurrence de couches chaudes et de vents catabatiques suggère de réaliser les mesures de micro-météorologie à proximité de la surface. A l'inverse, lorsque les mesures sont réalisées à proximité de la surface, l'incertitude sur d_0 et sur la hauteur du capteur au cours du temps (ablation, occurrence de chutes de neige) joue un rôle plus important sur les calculs de flux. Afin d'évaluer l'erreur réalisée sur les flux turbulents, nous comparons les résultats des calculs à partir des données mesurées à 0.3 et 1.8m de la surface. Nous prenons en compte les données du 23 juillet au 15 octobre 2002. Cette période est la période du cycle 2002-03 pour laquelle les flux turbulents étaient maxima. Nous n'avons pas étendu cette comparaison aux données antérieures au 23 juillet, car le thermo-hygromètre du bas (habituellement situé à une hauteur de 0.3m) a été couvert de neige durant une dizaine de jours. La hauteur de rugosité z_0 est calée à l'aide des mesures de sublimation réalisées au cours des missions 4, 5 et 6 (Tableau 4.6). Nous réalisons deux calages, à partir des données mesurées à 0.3m puis à partir des données mesurées à 1.8m. Les valeurs de rugosité calées sont ensuite utilisées pour calculer les flux sur la période qui s'étend du 23 juillet au 15 octobre.

Tableau 4.6 : Longueurs de rugosité de calage z_0 estimées à l'aide de la méthode bulk, lorsque le calage est réalisé à partir des mesures de l'AWS à 0.3m ($z_{0,0.3}$) et à 1.8m ($z_{0,1.8}$).

Mission de terrain	Début	Fin	$z_{0,0.3}$	$z_{0,1.8}$
4	23/07/2002	31/07/2002	3.5	2.7
5	22/08/2002	26/08/2002	2.6	2.3
6	26/09/2002	30/09/2002	3.6	3.0

Les valeurs des flux turbulents de chaleur calculés à partir des données mesurées à 1.8m sont légèrement plus faibles que celles obtenues à partir des mesures réalisées à 0.3m (Tableau 4.7, Figure 4.29). Les corrélations entre les valeurs calculées à 1.8m et à 0.3m sont élevées, mais les pentes des droites de régression sont inférieures à 1 (de l'ordre de 0.85 (Figure 4.29)). En effet, les valeurs obtenues à 1.8m sont moins sensibles aux variations de vitesse du vent, de température et d'humidité de l'air, que celles obtenues à 0.3m. Néanmoins, en calant la rugosité z_0 , nous limitons l'écart entre les résultats des calculs effectués aux deux niveaux. Le calage des rugosités permet de recentrer les couples de valeurs sur la première bissectrice

(Figure 4.29). Ainsi, sur l'ensemble de la période étudiée, les valeurs de H , LE et $LE + H$ calculées à 1.8m représentent 92%, 95% et 98% (respectivement) des valeurs calculées à 0.3m (Tableau 4.7).

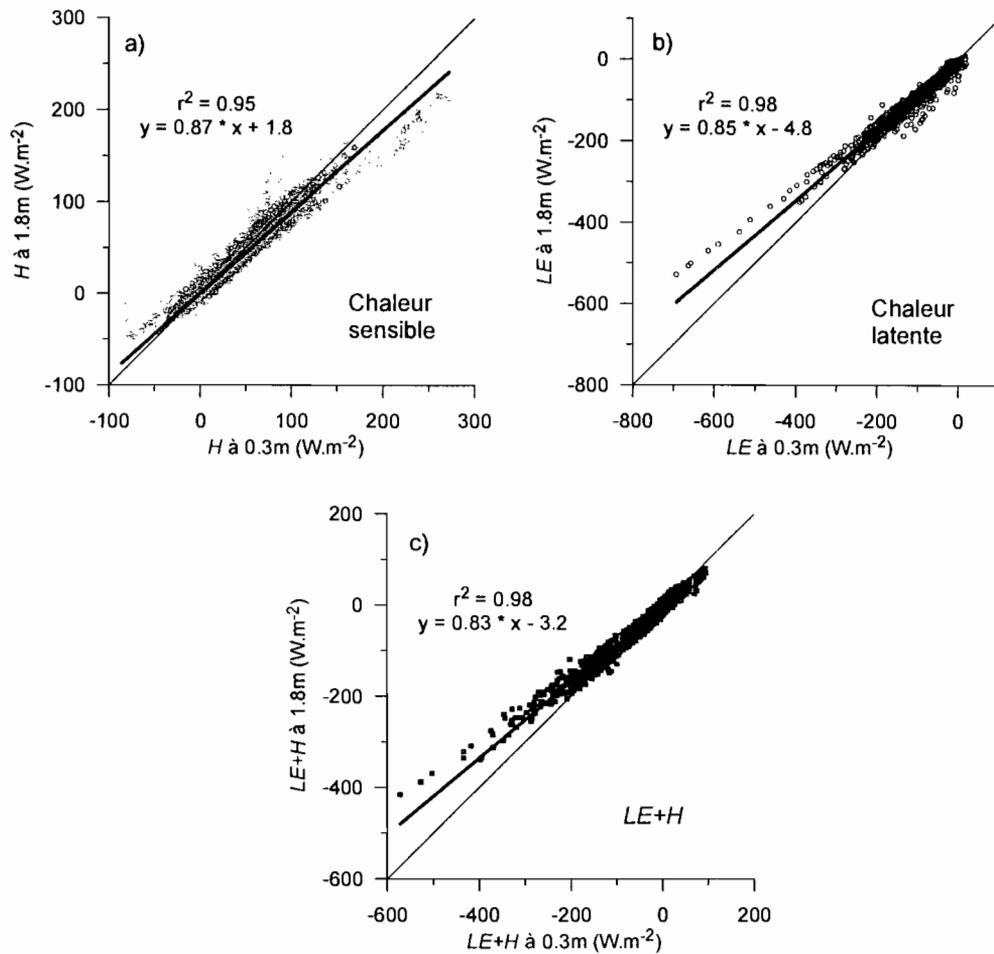


Figure 4.29 : Flux turbulents de chaleur calculés à partir des mesures de l'AWS : comparaison des calculs à partir des mesures effectuées à 1.8m et à 0.3m de la surface, a) pour le flux de chaleur sensible, b) le flux de chaleur latente, c) la somme des flux turbulents de chaleur ($LE+H$). Les droites en trait épais représentent les droites de régression des couples obtenus. Les droites en traits fins sont les premières bissectrices de chaque graphique.

Tableau 4.7 : Sous-estimation des flux turbulents de surface lorsque les calculs sont réalisés à partir des mesures à 1.8m de la surface. Pour un flux F considéré, les valeurs du tableau sont celles du rapport $F_{1.8}/F_{0.3}$, où F_h est le flux calculé à partir des données mesurées à la hauteur h .

Variable	H	LE	$LE+H$
Sous-estimation des flux à partir des mesures réalisées à 1.8m	0.92	0.95	0.98

En première analyse, l'écart entre les flux calculés à 1.8m et 0.3m est significatif, et suggère que nous devrions considérer les mesures réalisées à 0.3m lors du calcul des flux turbulents. Nonobstant, l'intervalle d'erreur des flux turbulents dépend de plusieurs incertitudes de mesure. Chaque variable est connue avec une incertitude qui dépend des caractéristiques du capteur avec lequel elle est mesurée. De plus, il existe une incertitude importante dans la connaissance de la hauteur des capteurs, qui dépend de l'ablation de la surface, des chutes de neige et des variations de d_0 . Enfin, les valeurs de z_0 évoluent au cours du temps en fonction de l'état de surface du glacier. Ces erreurs jouent plus fortement sur les valeurs des flux lorsque les calculs sont effectués avec les données mesurées à 0.3m (Tableau 4.8). En d'autres termes, la sensibilité des calculs de flux turbulents est beaucoup plus forte lorsque nous prenons en compte des mesures à proximité de la surface. L'incertitude qui a le plus de répercussions sur les valeurs finales des flux est liée à l'estimation de la température de surface à partir des valeurs de L_{\uparrow} . En effet, une erreur de 1% sur L_{\uparrow} représente une différence de 1°C environ sur la température de surface. Entre deux visites de terrain, des variations importantes de d_0 , de z_0 et de la hauteur des capteurs au dessus de la surface peuvent être observées. Ainsi, lors de nos calculs il semble plus adapté de prendre en compte les mesures des capteurs placés à 1.8 m de la surface.

Tableau 4.8 : Sensibilité des calculs de flux aux erreurs de mesure des différentes variables. Les valeurs correspondent au rapport $F_h(s + \Delta s)/F_h(s)$, où F_h est le flux calculé à partir des données mesurées à la hauteur h , et Δs est l'erreur systématique de mesure introduite sur la variable s . Hormis L_{\uparrow} , les erreurs correspondent à l'incertitude de mesure des capteurs. L'erreur sur z_0 (50%) est légèrement supérieure à l'écart type des mesures de rugosité (y compris $z_0 = 0.017$, afin de prendre en compte l'éventualité que cette valeur soit réelle).

Variable (s)	Δs	$H(\text{bas})$	$LE(\text{bas})$	$LE+H(\text{bas})$	$H(\text{haut})$	$LE(\text{haut})$	$LE+H(\text{haut})$
h	-10cm	1.20	1.19	1.18	1.02	1.02	1.02
\bar{T}	-0.2°C	0.84	1.10	1.51	0.89	1.07	1.33
\bar{q}	-3%	1.00	1.21	1.53	1.00	1.13	1.33
\bar{u}	-1.5%	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98
z_0	-0.5 z_0	0.78	0.78	0.78	0.82	0.82	0.82
L_{\uparrow}	-1%	1.40	0.72	-0.37	1.28	0.80	0.09

4.2.3.7.5. Discussion et conclusions sur la qualité des calculs réalisés

L'analyse des profils et des calculs de flux en cas de forçages catabatiques montre que nous nous trouvons en limite d'application de la méthode bulk. Si nous prenons en compte des

mesures réalisées à 1.8m au dessus de la surface du sol, en cas de forçage catabatique, nous sous-estimons les flux turbulents de surface d'environ 20%. La dispersion des résultats reste acceptable et un réajustement systématique des flux est envisageable. Ce réajustement est implicite lors de nos calculs de flux, car nous calons nos résultats à partir de mesures directes de sublimation. z_0 est alors un paramètre de calage qui prend en compte ces incertitudes. Par contre, il est indispensable de réaliser un nombre important de mesures de sublimation sur le terrain afin de caractériser correctement la rugosité de surface au cours de chaque période de l'année. L'homogénéité des valeurs de rugosité de calage permet de penser que la rugosité n'a pas beaucoup varié au cours du cycle 2002-03.

La présence de couche chaude est elle aussi une cause d'incertitude dans le calcul des flux, mais le phénomène est plus modéré que lorsqu'il a été observé sur le glacier du Zongo. La présence de couches chaudes mise en évidence est aussi une source d'erreur sur les flux turbulents, mais ce phénomène affecte modérément les valeurs finales des flux. Là encore, l'utilisation d'un paramètre de calage (z_0) permet de prendre implicitement en compte ces phénomènes.

Pour diminuer la sous-estimation des flux turbulents, l'utilisation des mesures réalisées à 0.3 m n'est pas préconisée car la sensibilité des calculs aux importantes incertitudes de mesures, à la méconnaissance de d_0 , de la hauteur exacte des capteurs et de z_0 , erreurs de mesures, est alors amplifiée.

En conclusion, les flux calculés à l'aide de la méthode bulk à 1.8 m sont représentatifs des flux de surface. L'incertitude est de l'ordre de 20%, mais l'erreur relative diminue (paradoxalement) lorsque le vent augmente.

4.3. Processus d'ablation en un point au cours du cycle 02-03

Après avoir étudié précisément les hypothèses de calcul du bilan d'énergie de surface (équation 4.1), nous en établissons la valeur en un point de la zone d'ablation du glacier 15 de l'Antizana du 14 mars 2002 au 14 mars 2003. Cette section rend compte de nos résultats.

4.3.1. Introduction

Sous les basses latitudes, en raison de l'important rayonnement solaire, la température n'est pas centrale dans l'explication de la fonte [Sicart, 2002, pp.211]. Cette situation contraste avec les observations réalisées, par exemple, dans les Alpes [e.g. Vincent *et al.*, sous presse] ou l'Arctique canadien [e.g. Braithwaite, 1981]. Les modèles de type degré-jour ne sont pas adaptés dans les Andes [Sicart, 2002, pp.219]. « L'unité d'action du modèle n'est pas

respectée », car la fusion n'est pas contrôlée par la chaleur sensible mais par la prédominance des flux radiatifs [Sicart, 2002, pp.205] ». Bien que la corrélation entre fonte et température soit significative, il n'existe pas de relation de cause à effet, car la température est plus une conséquence qu'une cause : la fonte et l'augmentation de température sont toutes deux contrôlées par les flux radiatifs [Sicart, 2002, pp.218].

Cette constatation est aussi vérifiée sur le Glacier 15 de l'Antizana (Tableau 4.9). Bien que significative, la corrélation entre température et fonte reste faible, équivalente à la corrélation observée entre température et albédo. On observe des corrélations significatives de la température avec S_{\uparrow} et S , mais la température n'est plus ensuite corrélée significativement avec aucune autre composante du bilan d'énergie de surface : en particulier, S_{\downarrow} lui est mal corrélé. Aussi, la température est reliée au bilan d'énergie par le biais de la capacité de la neige à absorber le rayonnement de courtes longueurs d'onde, c'est à dire $(1-\alpha)$. Nous verrons dans la suite du document que ce lien est dû à l'influence des températures sur la phase des précipitations. En effet, en cas de chute de neige l'albédo augmente et la fonte ralentit (cf. 4.3.3). C'est pourquoi, la corrélation entre les chutes de neige¹⁴ et la fonte est faible mais significative, alors que la pluie n'est pas corrélée avec la fonte.

Tableau 4.9 : Coefficients de corrélation (r) calculés entre la température de l'air (T), la fonte (ΔQ), la vitesse du vent (u), les variables du bilan d'énergie de surface (cf. 4.2.1 et 4.2.2) et les précipitations. La température de l'air et la vitesse du vent sont mesurées à une hauteur de 1.8 m au dessus de la surface du glacier. La fonte est calculée à partir de l'équation du bilan d'énergie de surface et validée par des mesures de fonte réalisées sur le terrain et par l'ablation constatée au niveau des balises d'ablation (cf. 4.3.2).

r	ΔQ^1	S_{\downarrow}	S_{\uparrow}	S	α	L_{\downarrow}	L_{\uparrow}	L	R	H	LE^2	$LE+H^2$	Neige	Pluie
$T, ^\circ C$	0.59 ³	0.08	-0.45	0.49	-0.58	-0.14	0.39	-0.20	0.49	0.00	0.20	0.37	-0.32	-0.10
ΔQ^1 , mm eq.e		0.29	-0.49	0.78	-0.78	-0.04	0.28	-0.08	0.92	-0.05	0.18	0.28		
$u, m s^{-1}$	-0.10									0.85	-0.78	-0.49		

¹ fonte.

² LE et $LE+H$ sont généralement négatifs, et limitent la fonte lorsqu'ils prennent de fortes valeurs.

³ Pour $n_b = 359$ jours, r est significatif à $p_r = 0.001$ si $|r| > 0.17$.

Le bilan radiatif net (R) est central dans la fonte, ceci principalement en raison des apports radiatifs solaires (bilan radiatif de courtes longueurs d'ondes S), dont les valeurs sont

¹⁴ Événements précipitants se produisant en cas de températures inférieures à $0.5^\circ C$ (cf. 4.3.3).

déterminées par l'albédo (α) (Tableau 4.9). Les flux turbulents ($LE+H$) jouent un rôle moindre mais significatif en limitant la fonte lorsque le vent, moteur de la turbulence, est fort (importantes corrélations de H , LE et $LE+H$ avec la vitesse du vent).

La température n'entre pas directement en jeu dans les processus de fonte. L'analyse de la température seule n'est pas satisfaisante pour caractériser les conditions de fonte. C'est pourquoi nous approfondissons l'analyse du bilan d'énergie de surface afin de caractériser les processus à l'origine de la fonte.

4.3.2. Analyse de la qualité des calculs d'ablation

4.3.2.1. Comparaison entre fonte journalière calculée et mesurée

Les boîtes à fusion (cf. 2.4.3.2.) permettent de mesurer exclusivement la fonte journalière. Sur le site du Glacier 15 de l'Antizana, la surface entre en conditions de fonte tous les jours et le terme de stockage ΔQ_S est nul au pas de temps de la journée. Le terme de variation de stock de chaleur latente (ΔQ_M) représente donc la fonte journalière calculée.

La comparaison des calculs avec les mesures de terrain est de bonne qualité (Figure 4.30, $r^2 = 0.87$, $n_b = 35$). Lorsque les flux turbulents (H et LE) sont négligés, les corrélations diminuent et, certains jours, les valeurs de fonte calculées dépassent de 100% les valeurs mesurées. En effet, la sublimation journalière des journées en question est de l'ordre de 3 mm eq.e ($LE = -100 \text{ W m}^{-2}$). En conséquence, les flux turbulents ne peuvent pas être négligés, contrairement à ce que nous attendions dans la zone tropicale interne.

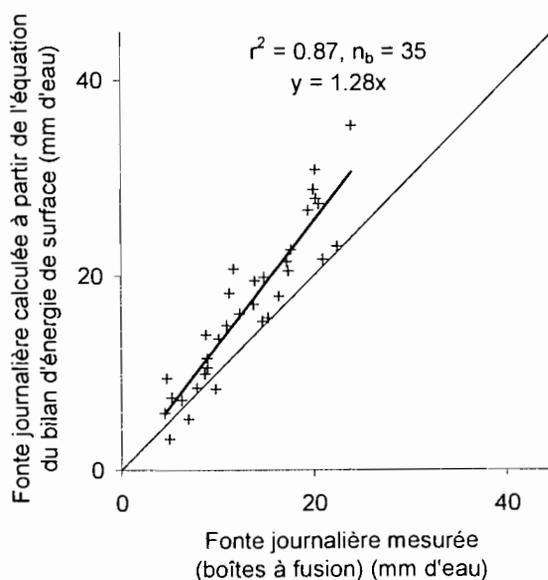


Figure 4.30 : Comparaison entre lame d'eau de fonte journalière mesurée et calculée à partir de l'équation du bilan d'énergie de surface. La droite en trait fin représente la première bissectrice. La droite en trait épais représente la droite de régression des moindres carrés.

Lorsque l'on considère les 35 couples de valeurs de fonte, il apparaît que les calculs conduisent à une surestimation de l'ordre de 30% de la fonte observée. Cette différence est relativement faible comparativement à l'incertitude élevée des mesures réalisées à l'aide des boîtes à fusion, car la neige à l'intérieur de la boîte ne reproduit pas parfaitement les conditions naturelles du manteau neigeux ou de la glace (trous à cryoconites, mélange des impuretés), dont nous cassons la structure mécanique et thermique.

4.3.2.2. Comparaison des valeurs mensuelles d'ablation calculée et mesurée

Les valeurs d'ablation (fonte + sublimation) sont calculées à partir de l'équation du bilan d'énergie de surface puis comparées aux mesures d'ablation des balises les plus proches, représentatives de la tranche d'altitude dans laquelle se trouve la station. Nous ne considérons que les balises représentatives de la zone d'altitude dans laquelle se trouve la station. Les valeurs du mois de mars 2002 correspondent à l'ablation du 14 mars au 31 mars seulement. Pour le mois de mai 2002, l'ablation moyenne est calculée à partir des mesures disponibles puis étendue à l'ensemble du mois (existence d'une lacune du 2 au 8 mai). Pour mars 2003, l'ablation est calculée à partir des mesures du 1 mars au 1 avril 2003 et comparée avec l'ablation du mois (les mesures de l'AWS du 16 mars au 1 avril 2003 n'ont pas été intégrées dans la suite de ce chapitre afin de conserver un cycle annuel, mais ces valeurs ne changent en rien l'interprétation des résultats).

La Figure 4.31 rend compte des résultats de calculs réalisés pour une surface horizontale (calculs à partir des valeurs brutes) et corrigées des effets de pente et d'orientation de la zone d'ablation. En effet, nous avons pris garde d'installer la station météorologique de référence (AWS) sur une zone de pente minimale. De cette manière, les mesures des capteurs placés selon un plan de référence horizontal sont représentatives de la surface sous jacente. En revanche, la zone d'ablation a une pente non négligeable (18° en moyenne) et une orientation privilégiée de 225° (en considérant que le sud est pris à 0° , et l'Est à 90° (sens antihoraire), 225° représente une orientation NO) (cf. 4.2.2.1.2).

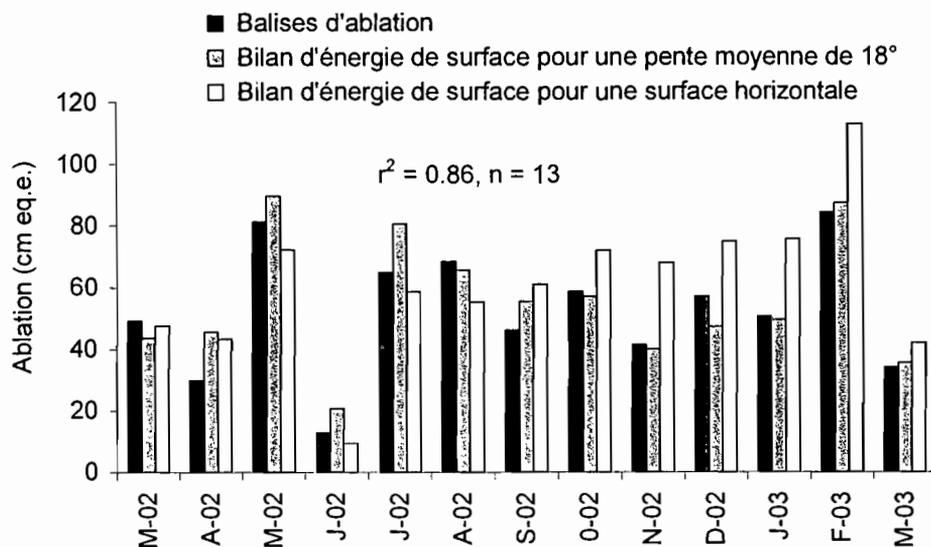


Figure 4.31 : Comparaison de l'ablation constatée au niveau des balises d'ablation et calculée à partir du bilan d'énergie de surface. Les mesures de terrain correspondent aux balises représentatives de la tranche d'altitude dans laquelle se trouve la station de référence (en noir). Les calculs d'ablation à partir de l'équation du bilan d'énergie de surface sont corrigés des effets de pente (18°) et d'orientation (225° (NO)) moyenne de la zone d'ablation (en gris). Les histogrammes en blancs représentent les valeurs d'ablation calculées pour une surface horizontale (calculs réalisés sans correction de pente). Le coefficient de corrélation ($r^2 = 0.86$, $n=13$) est celui observé entre l'ablation mesurée sur les balises et l'ablation calculée pour une surface de pente 18° et d'orientation 225° (NO).

Lorsque nous évaluons l'ablation à partir des mesures brutes (i.e. sans correction de pente), l'ablation calculée est 1.3 fois plus importante que l'ablation mesurée ($r^2 = 0.77$). Par contre, lorsque les calculs sont réalisés pour une surface de pente moyenne 18° et d'orientation 225° (NO), l'accord entre mesures et calculs est grandement amélioré ($r^2 = 0.86$, pente = 1). Avec cette correction, le rayonnement incident à la surface du glacier est plus élevé d'avril à août, et montre un léger minimum en décembre et janvier (Figure 4.6).

Cependant, en l'absence de mesures des parts directe et diffuse du rayonnement de courtes longueurs d'onde incident, de la pente et de l'orientation exacte du site de mesure, de la topographie complexe des reliefs environnants, nous ne pouvons donner de correction rigoureuse et systématique.

Enfin, les variations temporelles de l'ablation sont similaires lorsque les calculs sont réalisés avec ou sans correction et l'écart de 30% dans la fonte ne change pas la discussion et les conclusions ci-après. En l'état actuel, comme nous ne pouvons pas effectuer de correction systématique et rigoureuse, nous choisissons de ne pas en tenir compte dans la suite de cette section.

En définitive, nous observons que les résultats de calcul du bilan d'énergie de surface sont en accord avec l'ablation observée sur le terrain. Ce constat nous conforte sur la qualité de nos calculs.

4.3.3. Résultats : d'après Favier et al. [2004a]

L'étude du bilan d'énergie du cycle 2002-03 a donné lieu à une publication :

Favier, V., P. Wagnon, J.P. Chazarin, L. Maisincho, A. Coudrain, 2004a, One-year measurements of surface heat budget on the ablation zone of Antizana Glacier 15, Ecuadorian Andes, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 109, No. D18, D18105.

Afin d'éviter les répétitions, nous avons éliminé les parties introductives de description de la climatologie locale et des bases théoriques de calcul du bilan d'énergie de surface. Nous développons les résultats, tels qu'ils ont été présentés dans l'article [Favier et al., 2004a] dont nous conservons la numérotation des sections, des figures et des tableaux.

5. Results

5.1. Analysis of the two meteorological periods

During the P1 period (June 1, 2002–October 15, 2002) characterized by stronger and more frequent easterlies even during afternoons (Figure 5), the computed energy available for melting (from equation (1)) is 60 W m^{-2} compared to 90 W m^{-2} during the complementary period P2 (Table 3). Indeed strong wind, a driver of turbulence, was during P1 a source of significant turbulent heat fluxes that reduced the available energy for melting. Considering the whole cycle (Figure 9), LE and H show similar evolution with high absolute values in August ($LE = -64 \text{ W m}^{-2}$ corresponding to a total of 60 mm w.e. of sublimation). For August, the overall turbulent fluxes ($LE+H = -21 \text{ W m}^{-2}$) represent 30% of R (73 W m^{-2}). Hence for hydrological modeling, the turbulent fluxes cannot be ignored at least during periods with strong wind.

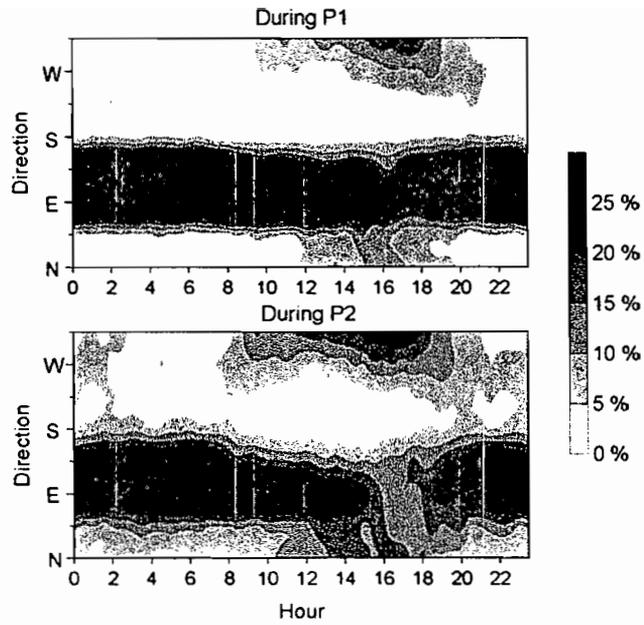


Figure 5: Frequency of wind direction distribution during P1 (June 1, 2002- October 15, 2002) and P2 (March 14, 2002 - May 31, 2002 and October 16, 2002 – March 14, 2003)

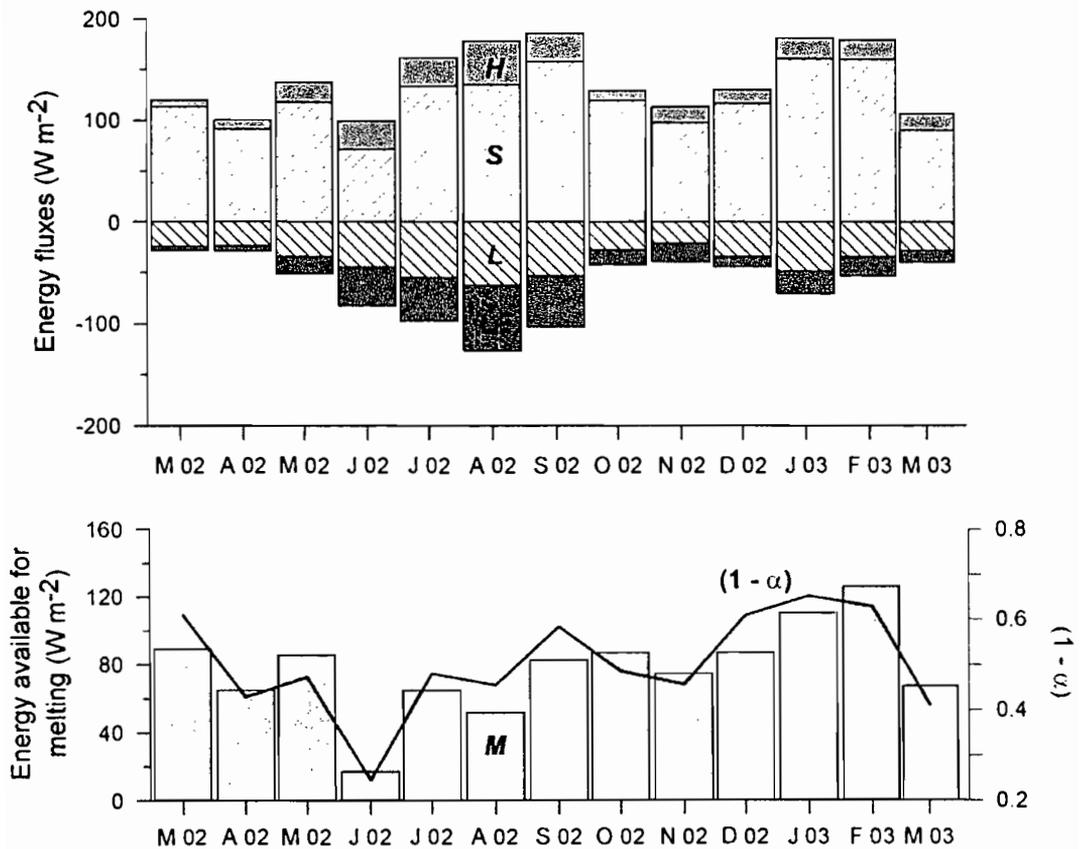


Figure 9: Monthly means of net short-wave radiation (S), net long-wave radiations (L), turbulent sensible and latent heat fluxes (H and LE, respectively), melting (M) and 1 - albedo ($1 - \alpha$) from March 2002 to March 2003.

Table 3. Mean values of each meteorological and SEB variables : during P1, during P2, difference between P1 and P2, annual mean and standard deviation. Symbols represent: relative humidity (R_h), specific humidity (q), temperature (T), wind speed (u), extraterrestrial irradiance (S_{TOA}), incident and reflected short-wave radiations ($S\downarrow$ and $S\uparrow$, respectively), incoming and outgoing long-wave radiation ($L\downarrow$ and $L\uparrow$, respectively), surface temperature (T_s), net short-wave and long-wave radiations (S and L , respectively), net all-wave radiation (R), roughness length (z_0), turbulent latent and sensible heat fluxes (LE and H , respectively), sum of turbulent heat fluxes ($LE+H$).

Element	P1	P2	difference (P1-P2)	Annual mean	standard deviation
R_h (%)	76	84	-8	81	11
q ($g\ kg^{-1}$)	5.0	5.8	-0.8	5.5	0.7
T ($^{\circ}C$)	0.0	0.5	-0.5	0.3	0.7
u ($m\ s^{-1}$)	6.6	3.6	3.0	4.8	3.5
S_{TOA} ($W\ m^{-2}$)	418	417	1	417	13
Cloudiness	0.37	0.59	-0.22	0.50	0.23
$S\downarrow$ ($W\ m^{-2}$)	278	215	63	239	68
$S\uparrow$ ($W\ m^{-2}$)	148	96	52	116	51
Albedo	0.53	0.44	0.09	0.49	0.18
$L\downarrow$ ($W\ m^{-2}$)	256	282	-26	272	29
$L\uparrow$ ($W\ m^{-2}$)	309	313	-3	311	3
T_s ($^{\circ}C$)	-1.8	-1.1	-0.7	-1.4	0.7
L ($W\ m^{-2}$)	-53	-31	-22	-39	27
S ($W\ m^{-2}$)	130	119	10	123	57
R ($W\ m^{-2}$)	77	89	-12	84	46
z_0 (mm)	2.9	2.9	-	2.9	-
LE ($W\ m^{-2}$)	-47	-14	-32	-27	31
H ($W\ m^{-2}$)	30	16	15	21	19
$LE+H$ ($W\ m^{-2}$)	-16	1	-18	-6	17
$(LE+H)/R$	21%	2%	-	7%	-
$R+LE+H$ ($W\ m^{-2}$)	60	90	-30	78	49
precipitation (mm)	275	695	-	970	-
Rain (mm)	30	225	-	255	-
Snow (mm w.e.)	245	470	-	715	-
Melting (mm w.e.)	2120	5280	-	7400	-
Corrected melting (mm w.e.) ⁽¹⁾	-2300	-4050	-	-6350	-
Sublimation (mm w.e.)	200	100	-	300	-

⁽¹⁾ Geometrical corrections of $S\downarrow$ are made considering the coarse assumption that incident short-wave radiation is purely direct, and that slope angle is 18 degrees (mean glacier slope).

Between P1 and P2, analysis of the different SEB terms shows that the turbulent fluxes difference ($-18\ W\ m^{-2}$) is responsible for 60% of the drop in melting at $30\ W\ m^{-2}$. The diminution of net radiation ($-12\ W\ m^{-2}$) explains the remaining 40%. The explanation of the latter decrease is found in the albedo (+0.09 between P2 and P1). Indeed, the decrease in $L\downarrow$ ($-26\ W\ m^{-2}$) (related to the decrease in cloudiness (-0.22)) is largely compensated by the increase in $S\downarrow$

(+63 W m⁻²) showing that conditions encountered on the glacier are far from the ones of the radiation paradox as described by *Ambach* [1974]. So albedo appears to be a central variable of the energy balance because its variations control net radiation. The energy balance is, indeed, very highly correlated with the surface albedo ($r^2 = 0.79$, $n_b = 13$ (in monthly values)) (Figure 9).

5.2. Daily cycles of the SEB variables

5.2.1. Short-wave radiation

Figure 10 illustrates the daily evolution of the albedo, cloudiness and radiative terms. In the morning, incident radiation followed the extraterrestrial radiation (S_{TOA}) but with a delay (not shown): because of the glacier's aspect (north-west slope) the weather station is located in the peak's shadow zone. The very high cloud factor observed in the morning is a measurement artifact caused by the weather station being in shadow. As soon as the weather station comes out of the shadow, radiation increases abruptly and follows the cycle of S_{TOA} .

Even though the sun rises at approximately 615 LT (Local Time) all year long, the station received the first sun rays slightly earlier during P1 (730 versus 800 LT): the mask is less facing north. Thus, the radiation curves for the two periods follow each other but with a slight delay.

During P1, the attenuation of extraterrestrial radiation was lower because of the lower cloud cover. S_{\downarrow} was higher, particularly in the afternoon (Figure 10). Cloudiness, low in the morning, progressively increased from 1400 to 1700 LT ($n_{max} \sim 0.5$) because convective clouds that formed during the day gathered at that time. During P2, the increase in the cloud factor followed the same trend but it began earlier (1000 LT) and was much more pronounced ($n_{max} \sim 0.8$).

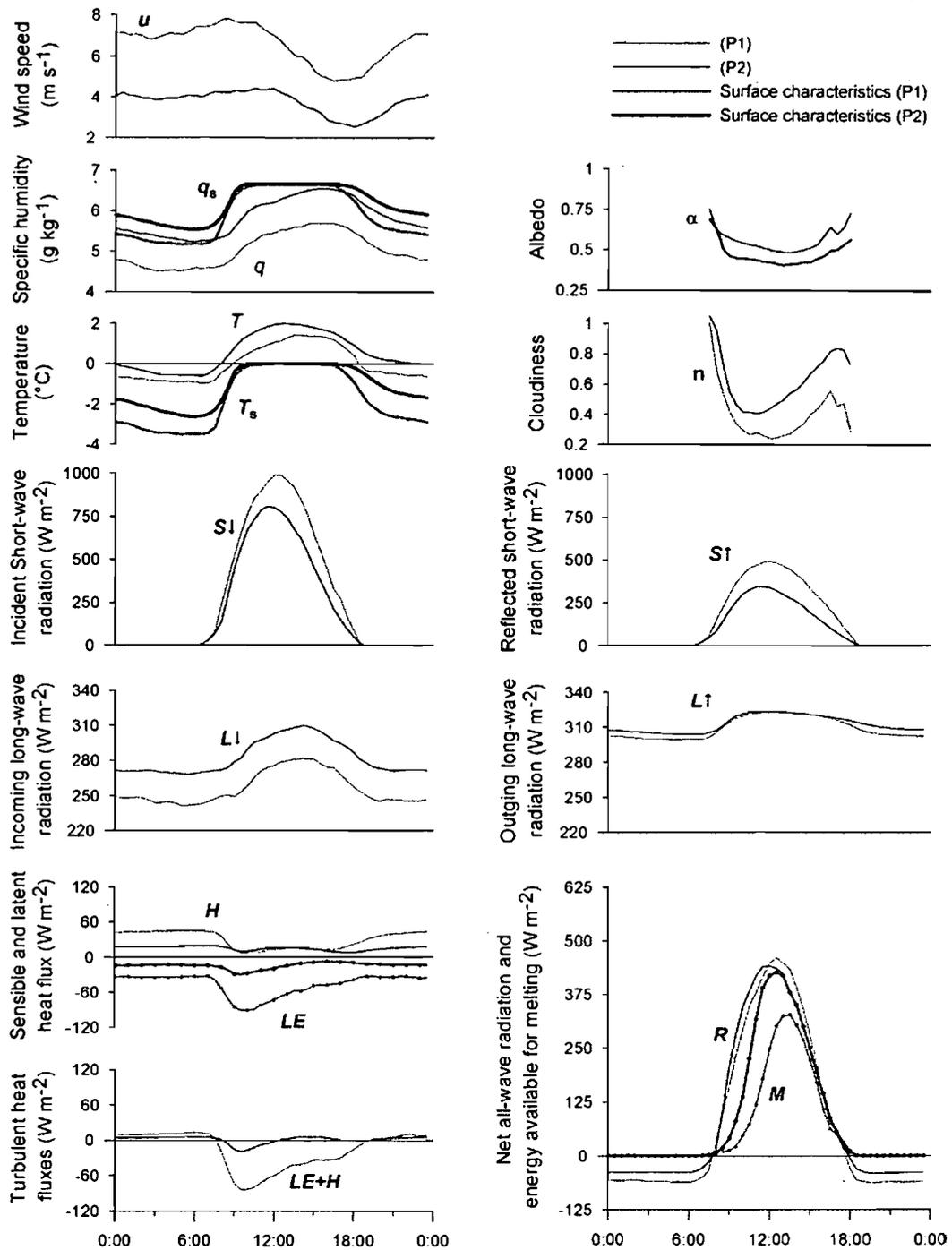


Figure 10: Mean diurnal cycle of meteorological and SEB variables during P1 (grey lines) and during P2 (black lines). Thick lines are the surface characteristics that is the surface specific humidity (q_s), the surface temperature (T_s), the surface albedo (α). Thin lines are the wind speed (u), the air specific humidity (q), the air temperature (T), the diurnal cloud factor (n), the incident and the reflected short-wave radiations (S_{\downarrow} and S_{\uparrow} , respectively), the incoming and the outgoing long-wave radiation (L_{\downarrow} and L_{\uparrow} , respectively), the turbulent sensible heat flux (H), the net all-wave radiation (R) and the sum of turbulent heat fluxes ($LE+H$). Lines with dots represent the turbulent latent heat flux (LE) and the energy available for the melting (M).

The reflected radiation followed the variations of S_{\downarrow} , but the lower the albedo the more it was attenuated (Figure 10). As a result of the increase in S_{\downarrow} and α , S_{\uparrow} was much higher during P1 (148 versus 96 W m^{-2}). In the morning the values were disturbed by the screen effect of the mountain because the weather station was in shadow. As soon as the sun came out, the albedo values decreased progressively until 1230 LT. The albedo was at its lowest between 1230 and 1330 LT and then increased more sharply in the afternoon. Several reasons can explain this more pronounced trend: the slope aspect [Sicart *et al.*, 2001], the presence of cryoconite holes observed in the field when the ice was not covered with snow, the increase in cloudiness during the day (more pronounced attenuation of radiation in the near infrared and absorption spectrum of the snow [Warren, 1982]) and the more frequent snowfalls during the afternoon. This increase was similar for both periods, making it more probable that the effects of the slope and site exposure dominate in this phenomenon.

5.2.2. Surface temperature T_s and long-wave radiation

Observation of the values of T_s (equivalent to observing L_{\uparrow}) showed that the glacier was in more pronounced refreezing conditions during P1 (Figure 10):

1. Melting started later: 1100 LT instead of 1000 LT ($T_s = 0^{\circ}\text{C}$).
2. Melting conditions were observed until 1600 LT instead of 1700–1800 LT.
3. When melting stopped, progressively, refreezing and then nighttime cooling were observed. The minimum temperature, reached at 630 LT in both cases, was 1°C lower for the first period (-3.5°C versus -2.6°C).

L_{\downarrow} showed a marked daily cycle, with a similar trend for both periods: nighttime values were lower by 30 W m^{-2} than daytime values. The increase followed the increase in cloudiness, air temperature and humidity, with a slight delay (3–4 hours) compared to the sun's cycle. Over the entire day, the lowest cloudiness during P1 resulted in lower values of 26 W m^{-2} on average.

5.2.3. Net radiation balance

P1 nocturnal net radiation was lower (-60 W m^{-2} versus -40 W m^{-2}) and was part of a more pronounced refreezing and a slight delay in melting during the day (Figure 10), in relation to the cloudiness difference between the two

periods. For these diurnal values, both cycles were nearly identical: the effects of the albedo difference compensated the effects of cloudiness. The maximum was moved forward 1 hour (1230 LT instead of 1130 LT), proof of the earlier arrival of cloud cover in the morning. The amplitude during P1 was slightly higher (approximately 40 W m^{-2}).

5.2.4. Turbulent fluxes

LE , H and $LE+H$ maintained an identical trend for the two periods. However, the magnitude was very different (Figure 10).

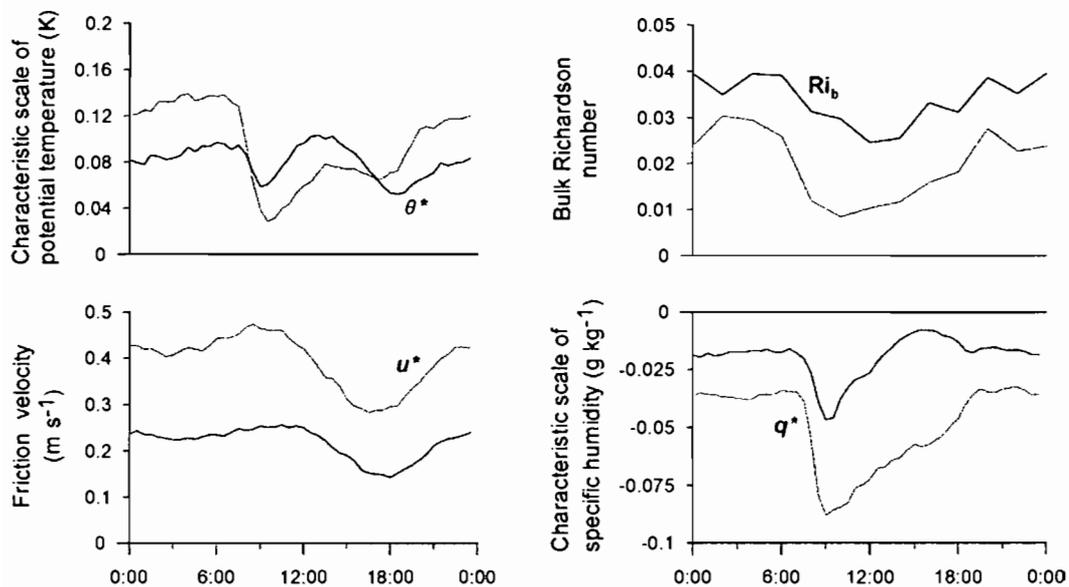


Figure 11: Mean diurnal cycle of friction velocity (u^*), and of characteristic scales of potential temperature (θ^*) and specific humidity (q^*) during P1 (grey lines) and during P2 (black lines). Also shown the mean diurnal cycle of the bulk Richardson number (Ri_b) during P1 (grey line) and P2 (black line).

At night, the air was cooled little by little by the colder surface. Conditions were stable ($Ri_b \sim 0.03$) (Figure 11). The high level of stratification is confirmed by the slight nighttime increase in u^* (Figure 11, Equation 5): the katabatic wind became more pronounced. The temperature gradient resulted in an energy contribution at the surface as $H > 0$ [e.g., Oerlemans, 1998]. The easterlies came down the glacier's slopes, heating up rapidly but carrying little humidity (foehn effect [e.g., Barry, 1992]): the snow/ice surface sublimated.

Consequently, LE and H were opposed and of equal amplitude and the turbulent fluxes were balanced during the night ($LE+H \approx 0 \text{ W m}^{-2}$). Despite a strong wind, the high stability resulted in relatively weak fluxes ($H \approx -LE \approx 40 \text{ W m}^{-2}$ and 10 W m^{-2} , respectively, for P1 and P2).

At sunrise, short-wave radiation resulted in rapid heating of the snow and ice. Surface and air temperatures were very close and θ^* (Equation 10, Figure 11) dropped sharply to nearly zero: H tended toward zero. Parallel to temperature, the saturation humidity at the surface rose quickly, while air humidity was still low (the air masses were not yet loaded with humidity): $|q^*|$ (Equation 11, Figure 11) rose. The high values of $|q^*|$ were associated with a decrease in air stability. This decrease is sharper during P1 ($Ri_b \sim 0$), sublimation was therefore maximal. $|LE+H|$ created a substantial loss of energy for the surface of the snow.

Little by little, the surface temperature rose to reach the melting temperature of the snow. The rise in surface temperature then ceased and the air, warming up, returned to more stable conditions (Ri_b is increased again). Thus, $|q^*|$ decreased and θ^* increased (heightened stability): $LE+H$ was balanced little by little.

The increase in Ri_b should be viewed parallel with the decrease in u^* during the day: the wind turned west (ascendance) and became less intense. In the evening, the stable conditions of the night were restored as soon as the sun set.

Between the two periods of the year, θ^* evolved very little. In addition, the difference in amplitude of $LE+H$ is related to the higher values of u^* and q^* for P1. The drop in Ri_b (less marked stability), however, is essentially related to the greater intensity of the wind (nearly factor two) during P1.

5.2.5. Melting

Melting begins with a slight delay compared to R increase in the morning. The average refreezing amounts of the night affect the melting until the beginning of the afternoon. But the diurnal melting is noticeably more delayed during P1. The stronger radiative cooling during the night and the more important diurnal heat sinks of turbulent heat fluxes explain this important difference.

5.3. Using SEB measurements for mass balance model specifications

With the SEB measurements in the Ecuadorian Andes available from this study, it is possible to specify the parameters used in mass balance modeling as described by *Kaser* [2001] or *Kuhn* [1981].

"The man who doesn't like clouds has no business coming to Ecuador" [*Michaux*, 1928]. The frequent bad weather that characterizes Ecuador usually leads to the idea that cloud cover is heavy and precipitations are large. Actually, Antizana's precipitation accumulations are moderate. The average accumulation since 1994 amounts to 1055 mm w.e. year⁻¹, lower than the value of 1600 mm w.e. year⁻¹ proposed by *Kaser* [2001]. The contribution of $S\downarrow = 239 \text{ W m}^{-2}$ (Table 3) ($20.4 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) is in agreement with the value proposed by *Kuhn* [1981] and *Kaser* [2001]. However, the approximation of the emissivity of the atmosphere ($\varepsilon_{\text{atm}} = 0.7$ [*Kuhn*, 1981; *Kaser*, 2001]) is significantly smaller than the actual value determined by the present study (considering that $L\downarrow = 272 \text{ W m}^{-2}$ and $T_a = 0.3^\circ\text{C}$, we obtain $\varepsilon_{\text{atm}} = 0.86$). This difference corresponds to 10°C , but temperatures of 10°C have never been observed on Antizana.

The turbulent flux values also provide interesting aspects. Sublimation was generally ignored because of high levels of humidity [e.g. *Kuhn*, 1981]. This study shows that sublimation amounts to 300 mm w.e. for the 2002-03 cycle ($LE = -27 \text{ W m}^{-2}$, Table 3) which is far from negligible, as an energy sink, compared to melting (7400 mm w.e., or 78 W m^{-2}). *Kaser* [2001], already suspected this point, and incorporated it in his model by a factor "f", which describes the partition of available energy between energy and melting. This study confirms that $f = 20\%$ is a minimum to adopt in mass balance modeling. H partially compensates for the losses due to sublimation. The sensible heat flux value makes it possible to calculate a heat transfer coefficient, β_H . With H value of 21 W m^{-2} for a mean air temperature (T_a) of 0.3°C and a snow/ice surface temperature (T_s) of -1.4°C , the value of β_H is approximately of $1.1 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$. This is comparable to values available in the literature (e.g. $\beta_H = 1.7 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ [*Kuhn*, 1981; *Kaser*, 2001]). Field measurements allow to compute all the SEB terms, and give the opportunity to be more accurate in exploring the terms responsible for mass balance variability.

6. Discussion

In this section, variations of the melting, actually of the albedo, are discussed in comparison with meteorological forcings. The significance of temperature and precipitation frequency in establishing snow cover at the glacier surface is shown as the main factor controlling albedo variations and therefore melting variations. Here, precipitation separation into rain and snow is based on a subjective criterion of limit temperature: we assume that rain occurs only if $T > 0.5^{\circ}\text{C}$. Although *Klok and Oerlemans* [2002] used a threshold of 1.5°C to separate liquid and solid precipitation, 0.5°C reproduces the actual conditions with good accuracy, compared to field observations (Figure 12).

In section 5.1., albedo appears as a central variable in melting. There is a close relation, at a daily time step, between the albedo and the net radiation balance ($r = -0.80$, $n_b = 359$). The successive increases in albedo go hand in hand with an abrupt drop in the short-wave radiation balance ($r = -0.79$, $n_b = 359$). Variations in the short-wave radiation balance (S) are of much greater amplitude than those of the net long-wave radiation (Figure 12). Thus, S controls the melting evolution.

Moreover, Figure 12 shows the importance of snowfalls in attenuating the melting processes:

- After rainfall events, albedo remains low ($\alpha \leq 0.6$) and quickly decreases to less than 0.4. Then, melting shows high values. For example, pronounced rain period around May 15, or the rain event of November 28, or at the beginning of March 2003 did not establish a new snow mantle: albedo remained near 0.3.
- After snowfalls, albedo increases sharply ($\alpha \geq 0.7$) and melting decreases noticeably. However, only substantial snowfalls durably impede melting. For example, the small snowfalls at the end of October 2002 had weak effects on albedo and on the melting. On the contrary, important snowfall on July 30 led to a substantial decline in melting until August 20.
- After heavy snowfalls, albedo climbs to 0.9. However, the progressive metamorphism of snow involves a progressive decline in albedo to values close to 0.7 (for example, after important snowfalls at the ends of May and July 2002). This decline is accompanied by light melting with little variations. Abruptly, albedo values drop to 0.3 with the appearance of ice, and melting

increases sharply. This phenomenon is described by classic albedo modeling [e.g., *U.S. Army Corps of Engineers, 1956; Brun et al., 1989 and 1992; Oerlemans and Knap, 1998; Hock, 1998*]. As a consequence, after long periods of weak accumulated precipitations, snow disappears and melting rates inexorably recover (for example, during July, September, december 2002 or January 2003).

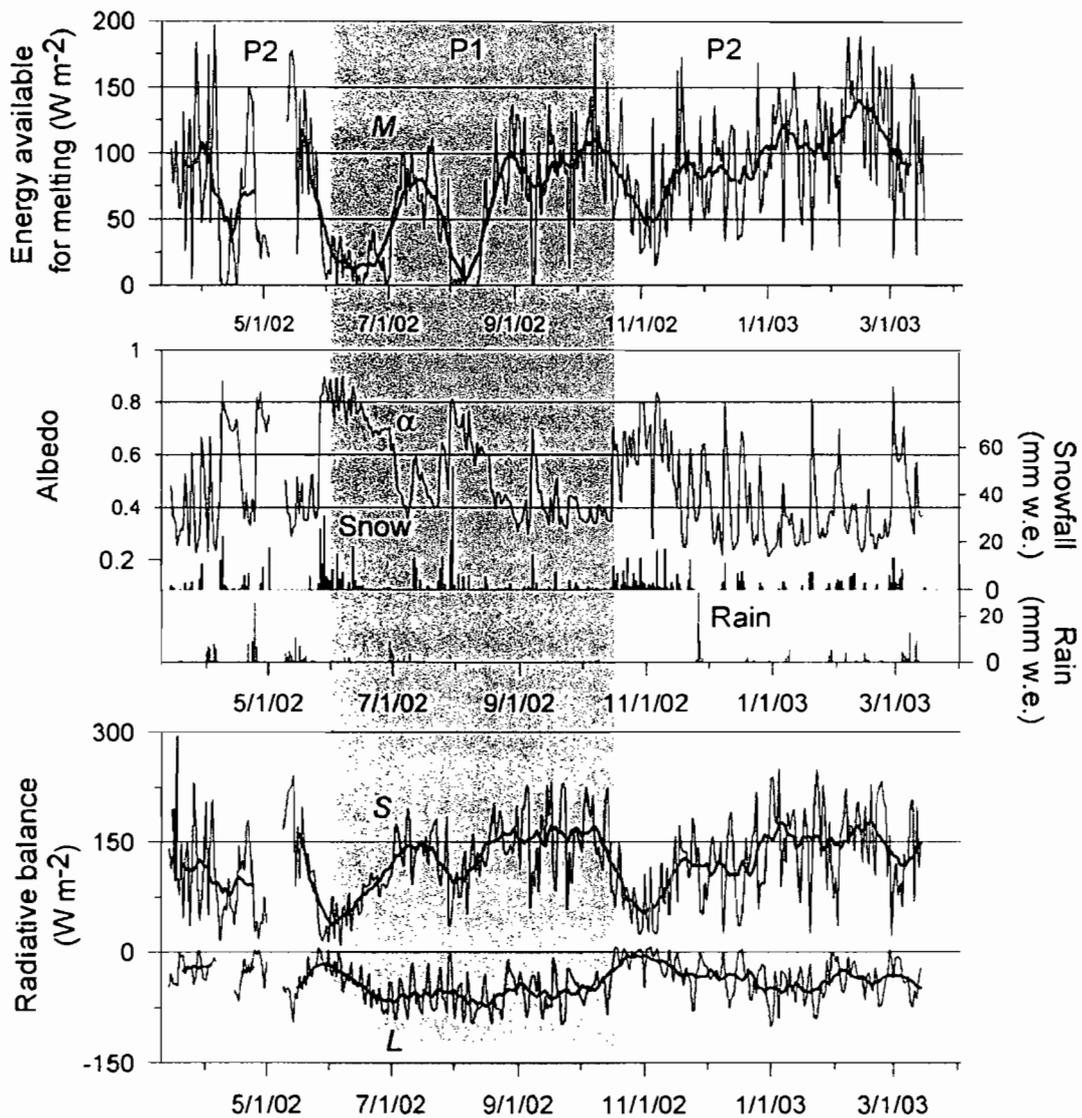


Figure 12: Daily means of the short-wave radiative balance (S), of the long-wave radiative balance (L), of the melting (M) of the snow/ice and of the albedo (α) from March 14, 2002, to March 14, 2003. Also shown is the precipitation amounts with snow (black bars) and rain (grey bars) delineated on the base of thermal threshold ($T > 0.5^{\circ}\text{C}$). Thick lines are the 15-day running means. The grey and white areas refer to two distinct periods of the year, P1 (June 1, 2002- October 15, 2002) and P2 (March 14, 2002 - May 31, 2002 and October 16, 2002 – March 14, 2003).

- Between June 1, and October 15 (P1 period), melting was limited due to intense turbulent fluxes (20% of the net radiation values during this period). Moreover, strong turbulent fluxes during June and August are partly responsible for a slow down of albedo degradation velocity involving a longer persistence of snow cover. Wind speed is then an important variable to explain limited melt during P1.

Precipitation and temperature during the main precipitation period (between February and June) are therefore crucial for the annual glaciological mass balance. For the cycle studied, the main snowfall events occurred late in the year (at the end of May) and after a long warm period, involving noticeable mass balance deficit as shown by 2002-03 local ablation measured by glaciological stakes (-6650 mm w.e. (Table 3)). Significant snowfall in February and April would have clearly reduced the ensuing melting. Long periods without snowfall result in a significant increase in melting. Likewise the occurrence of considerable precipitations in September, instead of November, would have limited the melting of the following months. Finally, early-starting and longer windy period would have involved higher sublimation sink and longer persistence of snow cover on the glacier surface: the limitation of the windy period is not totally rigid. Occurrence of slight winds during P1 would have involved stronger melt.

The high sensitivity of Ecuadorian glaciers to climate is strongly linked to the absence of seasonality in temperatures. The 0°C isotherm consistently oscillates through the ablation zone of the glacier, and the smallest variation in air temperatures can influence the melting processes by determining the phase of precipitation in the ablation zone. This justifies that relation between altitude of the equilibrium line and the 0°C level line is a decisive parameter of glaciers' sensitivity to climatic variations [e.g. *Kaser, 2001*].

This study gives an interesting additional information to study the glacier shrinkage in the Andes of Ecuador where near-surface temperature appears to be strongly affected by climate variability. The link between temperature anomalies in the equatorial atmosphere and the sea surface temperature anomalies [*Vuille et al., 2000*], along with near-surface temperature increase of

the last decades [e.g., *Diaz and Graham*, 1996; *Gaffen et al.*, 2000; *Vuille and Bradley*, 2000] are consistent with important glacier retreat observed on Antizana Glacier 15 [*Francou et al.*, 2000]. The control of temperature on the phase of precipitations is one of a dominant factors explaining ENSO impact on Antizana Glacier 15 [*Francou et al.*, this issue].

7. Summary and conclusion

Despite the absence of a pronounced seasonality in temperature and humidity, glacier ablation in the Ecuadorian Andes is extremely variable. Analysis of the energy balance variables at the surface of Antizana Glacier 15 (0°28' S, 78°09'W, Ecuador) allows better understanding of the involved melting processes. The cycle studied here verifies the absence of temperature and humidity seasonality, which is characteristic of the low latitudes.

The wind demonstrates more pronounced variations. More intense easterly winds blew between June 1 and October 15, 2002, which produced a strong convection and a notable loss of energy through sublimation. However, the variations in the energy balance depend for the most part on albedo values. Snowfall causes a reduction in melting; a halt in melting is only durable when heavy snowfalls occur. Consequently, the net short-wave radiation is the first source of surface energy (123 W m^{-2}). In nearly permanently stable conditions, the sensible heat flux H accounts for 21 W m^{-2} . H counters the heat sink through sublimation: $LE = -27 \text{ W m}^{-2}$. The main heat sink remains the long-wave radiation balance $L = -39 \text{ W m}^{-2}$. The entirety of turbulent fluxes only consume 7% of the all-wave net radiation contribution. This heat sink cannot be ignored between June 1 and October 15, 2002 (21% of the values of R for the period) and the turbulent fluxes therefore play an important role in decelerating the melting processes. The incident potential radiative flux is nearly constant throughout the year and the net radiation depends entirely on snowfall. When temperature does not vary and there is no pronounced dry season, rainfalls can occur reaching the equilibrium line throughout the year. By controlling their phase, air temperature during these precipitations is a key variable controlling albedo variables. The 0°C-level intersection with the ablation zone and the snowline positions on the ablation zone determine the close relation between melting and local climate variability.

4.4. Conclusion

Nous avons étudié précisément chacun des termes de l'équation du bilan d'énergie de surface (équation 4.1). Nous avons vérifié que les hypothèses de calcul du bilan d'énergie de surface sont respectées sur le site du Glacier 15 de l'Antizana. Le calcul des valeurs des flux turbulents de surface est celui qui demande le plus d'attention. Nous calculons les flux turbulents de chaleur à l'aide de la méthode bulk, en appliquant des corrections en fonction de la stabilité, évaluée à l'aide du nombre de Richardson bulk. Dans un premier temps, nous estimons les hauteurs de rugosité de la température, de l'humidité et de la quantité de mouvement à l'aide de profils mesurés en surface du glacier et par application de la méthode bulk. L'étude des valeurs de rugosité montre qu'elles évoluent selon un comportement différent du modèle théorique d'*Andreas* [1987]. Aussi, les hauteurs de rugosité de surface sont considérées égales à un paramètre unique que nous calculons à partir de mesures directes de sublimation réalisées sur le glacier à l'aide de lysimètres. Ce choix joue sur les valeurs des hauteurs de rugosité mais altère peu les valeurs finales des flux turbulents calculés. De plus, en raison de l'occurrence de vents catabatiques, les calculs des flux turbulents de surface sont réalisés dans la limite d'applicabilité de la théorie des similitudes de Monin-Obukhov. Néanmoins, l'incertitude sur les flux turbulents de chaleur de surface est modérée (20%) en raison du calage que nous réalisons sur les hauteurs de rugosité.

Nous avons donc pu établir le bilan d'énergie de surface en un point de la zone d'ablation du Glacier 15 de l'Antizana au cours de l'année 2002-03. Les résultats de calcul du bilan d'énergie de surface sont validés à partir de mesures de fonte journalière et d'ablation mensuelle. Nous observons que la pente du glacier joue un rôle important dans la valeur des flux radiatifs reçus par la zone d'ablation.

En raison du vent violent et des conditions d'humidité modérées qui ont régné du début du mois de juin 2002 à la moitié du mois d'octobre 2002, cette période est marquée par une sublimation élevée (jusqu'à $3 \text{ mm eq.e jour}^{-1}$). Aussi, les flux turbulents ne peuvent pas être négligés sur le site du Glacier 15 de l'Antizana, et ils constituent un important puits d'énergie de début juin 2002 à mi-octobre 2002, ce qui limite l'ablation du glacier. Cependant, en raison de l'intensité du rayonnement solaire tout au long de l'année, l'albédo de surface contrôle les variations de l'ablation du glacier. Les valeurs d'albédo dépendent de la présence de neige en surface car la glace absorbe beaucoup mieux le rayonnement solaire que la neige. La fréquence des chutes et les fortes accumulations de neige sont essentielles pour limiter l'ablation du glacier. Dans la zone tropicale interne, l'isotherme 0°C oscille le long de la zone

d'ablation. C'est pourquoi, en contrôlant la phase des précipitations, la température joue un rôle fondamental sur l'altitude de la limite pluie/neige et la mise en place du manteau neigeux sur la zone d'ablation. Ainsi des températures élevées contribuent indirectement à une accélération importante de l'ablation.

Chapitre 5 : Apport du bilan d'énergie de surface et de l'approche glaciologique à l'analyse hydrologique du bassin versant

5.1. Etude hydrologique initiale - Comparaison entre bilan hydrologique et bilan glaciologique

L'approche hydrologique d'un bassin englacé est complémentaire des études glaciologique et énergétique. Elle consiste à comparer, à l'échelle d'un bassin versant comprenant le glacier, les entrées de précipitation et les sorties de débit à l'aval. Les mesures glaciologiques nous informent sur le bilan de masse de surface du glacier seul. L'approche énergétique nous renseigne sur la nature et l'amplitude des processus d'ablation en surface en réponse au forçage climatique. L'analyse hydrologique, enfin, nous permet de quantifier l'eau effectivement disponible en aval du glacier, sur des pas de temps courts adaptés aux variations rapides des apports de fonte des surfaces englacées. Ces approches sont censées pouvoir se recouper, voire même servir de validation l'une pour l'autre, car les bilans de masse et d'énergie de surface représentent simplement la fonction de production d'écoulement de surface des zones englacées. L'analyse couplée permet alors d'évaluer plus précisément les incertitudes sur l'objet analysé :

- Les mesures glaciologiques ne peuvent être réalisées avec précision pour des pas de temps inférieurs à la journée en raison de la faiblesse des valeurs d'ablation journalière (3 à 5 cm par jour au front environ). A l'inverse, tout comme l'étude du bilan d'énergie de surface, l'analyse des débits peut être réalisée à des pas de temps très courts.
- Les approches glaciologique et énergétique permettent de calculer les bilans de masse et d'énergie « de surface » du glacier. Ils ne prennent donc pas en compte la fonte au niveau du socle (bedrock), qui peut être importante en cas de flux géothermique intense (cas des volcans, plus particulièrement lors d'éruptions volcaniques). Ils négligent aussi la dissipation d'énergie potentielle en chaleur liée au déplacement du glacier (déformation et frottement au niveau du bedrock). Même si cette quantité est faible, elle peut jouer un rôle non négligeable sur les écoulements nocturnes [B. Pouyaud, communication personnelle]. De plus, les mesures glaciologiques et énergétiques sont ponctuelles et la densité du réseau de mesure d'ablation et d'accumulation est essentielle pour garantir une évaluation de qualité du bilan à l'échelle du glacier [e.g. *Fountain et Vecchia*, 1999 ; *Pelto*, 2000].

Ainsi, ne pas prendre en considération dans le bilan certaines zones peu accessibles (par exemple les zones de séracs [Sicart, 2002, pp.76]), ou d'ablation/accumulation privilégiées (snowdrift), peut constituer une importante source d'incertitude.

- A l'inverse, l'écoulement en aval permet de suivre avec précision la fonte intégrée de l'ensemble du volume de glace, mais il faut alors faire l'hypothèse qu'il n'existe pas d'infiltration sous le glacier, et que les apports des surfaces non englacées sont connus ou modélisables. L'approche hydrologique présente aussi certains inconvénients. Elle n'offre pas d'information précise sur la distribution de la production d'écoulement avec l'altitude, la pente et l'orientation des surfaces. Elle ne permet pas, a priori, de déterminer ni la part sublimée (évaporée) de la neige (eau) précipitée, ni la part infiltrée des eaux de fonte. Par ailleurs, entre la fonte et l'écoulement à l'exutoire, le signal est transformé par la fonction de transfert, qui constitue une inconnue supplémentaire qu'il s'agit de décrypter (fonction de la distance entre le lieu de fonte et l'exutoire). Enfin, lorsque le contrôle des débits est réalisé bien en aval du front du glacier, les écoulements provenant des surfaces non englacées peuvent jouer un rôle important dans les débits mesurés à l'exutoire du bassin versant. Les signaux glaciaires et non glaciaires doivent alors être traités séparément, car la production d'écoulement dans des zones englacées et non englacées est différente. La production d'écoulement des surfaces englacées est directement liée au bilan d'énergie de surface. L'écoulement en provenance de surfaces non englacées d'altitude dépend principalement de l'occurrence des pluies et de la fonte des couches de neiges précipitées. Lorsque le coefficient d'écoulement des zones non englacées est estimé avec précision, il est alors envisageable d'évaluer l'écoulement de fonte du glacier et son bilan de masse : en supposant que les apports/pertes à la surface du glacier sont majoritaires, la connaissance des précipitations et de la sublimation peut permettre de retrouver le bilan de masse du glacier [e.g. Sicart *et al.*, 2003].

Plus précisément, la connaissance du débit donne seulement accès au coefficient d'écoulement (rapport de la lame d'eau écoulee sur la précipitation) ou, de manière équivalente, au déficit d'écoulement du bassin (différence entre la pluie et la lame d'eau écoulee). Pour retrouver le bilan de masse du glacier à partir de mesures de débits, l'hydrologue est amené à faire de nombreuses hypothèses sur les variables mesurées, et la comparaison des bilans peut parfois s'avérer difficile.

Nous avons mené simultanément des approches glaciologiques et hydrologiques sur le Glacier 15 de l'Antizana (Figure 2.2) depuis décembre 1996 (Figure 5.1). Nous ne présentons ici que les débits mesurés jusqu'à mars 2003 (inclus).

A l'échelle du glacier, le bilan de masse spécifique annuel (B_n) est la différence des entrées (apports par les pluies : P_n) et des sorties (pertes par sublimation (S_n) et fonte (LF_n)). En écrivant ce bilan, nous pouvons estimer la lame d'écoulement de fonte glaciaire (LF_n), à partir des mesures du bilan de masse, de la précipitation et de la sublimation :

$$LF_n = P_n - B_n - S_n \quad [\text{mm eq.e an}^{-1}] \quad (5.1)$$

L'analyse du bilan d'énergie de surface nous a permis de constater, qu'au cours du cycle 2002-03, la sublimation était de $S_n = 300 \text{ mm eq.e. an}^{-1}$. Nous faisons l'hypothèse que cette valeur est représentative de la sublimation pour les autres années. De plus, nous considérons que les précipitations mesurées au niveau du pluviomètre P3 sont représentatives pour l'ensemble du bassin versant, donc aussi en surface du glacier.

Nous avons calculé les valeurs de LF_n entre 1997 et 2002 (Tableau 5.1). En multipliant la valeur de la lame d'eau de fonte (LF_n) par la surface des glaciers 15α et 15β , nous pouvons alors estimer le volume annuel de fonte. En divisant cette valeur par la durée d'une année, nous obtenons un débit de fonte annuel estimé.

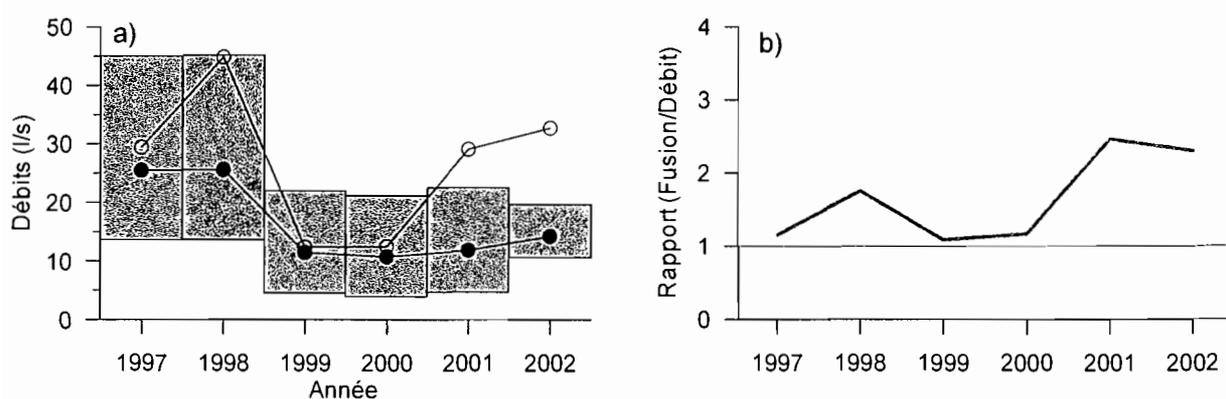


Figure 5.1 : a) Comparaison du débit mesuré à la station Limni15 (cercles pleins) avec le débit de fonte annuel estimé du glacier 15 (glaciers 15α et 15β) (cercles vides) entre 1997 et 2002. Les rectangles gris représentent l'erreur maximale envisageable sur la mesure des débits. b) Rapport du débit de fonte annuel estimé du glacier 15 (glaciers 15α et 15β) sur le débit mesuré à la station Limni15 ; la valeur de 1 est mise en exergue.

Tableau 5.1 : Comparaison des approches hydrologiques et glaciologiques dans le cas du Glacier 15 de l'Antizana.

Année	1997	1998	1999	2000	2001	2002	Moyenne
Bilan spécifique, B_n (mm eq.e an^{-1})	-612	-845	515	393	-598	-769	-319
Sublimation annuelle, S_n (mm an^{-1}) ¹	300	300	300	300	300	300	300
Précipitation ² , P_n (mm)	930	1374	1335	1215	910	985	1124
Lame d'eau de fonte annuelle estimée, LF_n (mm eq.e an^{-1})	1242	1919	520	522	1208	1454	1144
Surface des glaciers 15 α et 15 β (km ²) ³	0.747	0.737	0.750	0.754	0.758	0.709	0.747
Débit de fonte annuel estimé (L s ⁻¹)	29.4	44.9	12.4	12.5	29.1	32.7	27.1
Débit annuel mesuré, Q_n (L s ⁻¹)	25.5	25.6	11.4	10.7	11.8	14.2	16.5
Lame d'écoulement mesurée, LQ_n (mm eq.e an^{-1}) ⁴	584	587	262	246	271	326	379
Débit minimum envisageable ⁵ (L s ⁻¹)	13.6	13.6	4.5	3.9	4.7	10.6	8.5
Débit maximum envisageable ⁵ (L s ⁻¹)	45.0	45.2	22.0	21.2	22.5	19.7	29.3
Rapport Fusion/Débit	1.2	1.8	1.1	1.2	2.5	2.3	1.6
Coefficient d'écoulement (ensemble du bassin versant)	0.63	0.43	0.20	0.20	0.30	0.33	0.35
Déficit d'écoulement (mm eq.e) ⁶	346	787	1073	969	639	659	745

¹Nous prenons en compte une sublimation de 300 mm eq.e (valeur calculée au cours du cycle 2002-03).

²Précipitation mesurée à 4650 m d'altitude, au niveau du pluviomètre P3.

³Les surfaces des glaciers prises en compte sont celles de l'année en question [Cáceres et al., 2003, chapitre 3, pp.8-9].

⁴Ramenée à la surface du bassin versant : 1.37 km².

⁵Les débits sont calculés en prenant en compte un erreur de mesure maximale sur les débits (cf. Chapitre 2, section 2.9.1)

⁶Le déficit d'écoulement est obtenu selon $D_n = P_n - LQ_n$, où LQ_n (en m eq.e) représente le débit mesuré, intégré sur l'année et divisé par la surface totale du bassin versant (1.37 km²). LQ_n est donc la lame d'eau écoulée.

Nous observons que le débit de fonte annuel estimé est plus important que le débit annuel mesuré (Tableau 5.1 et Figure 5.1). En moyenne le débit de fonte obtenu à partir du bilan de masse (estimé) est 1.6 fois plus important que le débit mesuré (2.5 fois plus important au cours de l'année 2001). Nous négligeons pourtant ici les apports des surfaces non englacées (48% du bassin), du flux géothermique, de l'énergie potentielle du glacier qui aggraveraient ce constat.

Une première explication proviendrait de l'incertitude de mesure de chacun des termes. Cet écart ne peut provenir seulement d'une erreur d'estimation du bilan de masse dans la zone d'accumulation. *Sicart* [2002, pp.75] estime que l'erreur réalisée sur le bilan de masse du glacier du Zongo (Bolivie) et de l'ordre ± 400 mm eq.e. En cas de surestimation de 400 mm eq.e du bilan de masse, les valeurs de fusion (en L s⁻¹) resteraient inférieure aux débits moyens observés (de 60% et 70% en 2001 et 2002).

De plus, nous avons analysé la fusion provenant de la zone d'ablation¹⁵ seule entre décembre 1996 et mars 2003. Nous constatons alors que les apports provenant uniquement de la zone d'ablation restent supérieurs aux débits observés à l'exutoire (Figure 5.2). Pourtant, le réseau de mesure dans cette zone est très dense, les calculs d'ablation y sont donc précis. L'erreur des mesures de débit ne peut pas non plus expliquer cet écart (Figure 5.2). Certes, en considérant qu'une erreur maximale est commise dans les mesures (cf. Chapitre 2, section 2.8.1), les valeurs pourraient être compatibles jusqu'en 2001. Au delà de cette date, cette marge d'erreur ne suffit plus à expliquer l'écart entre les deux approches.

Ainsi, la lame d'eau écoulee est inférieure à celle obtenue à partir du bilan de masse. Le déficit d'écoulement est positif, ce qui signifie que la lame d'eau écoulee est inférieure à celle précipitée : ce point est très paradoxal car le bilan de masse du glacier au cours de ces dernières années a été très fortement déficitaire. En particulier, ce comportement diffère totalement de celui observé pour les glaciers de la Cordillère Blanche [Pouyaud *et al.*, 2004] et du Zongo [Sicart *et al.*, 2003], où le déficit d'écoulement atteint $-1000 \text{ mm eq.e an}^{-1}$ pour des bassins versants fortement englacés (ex. Bassin de Artezoncocha). L'analyse des coefficients d'écoulement (analyse équivalente à celle du déficit d'écoulement), montre que les apports à la rivière sont faibles par rapport à la précipitation et au bilan de masse.

Une hypothèse pour rendre compte de ce constat est que la totalité des écoulements de fonte ne transitent pas au niveau de la station hydrologique et qu'il existe des écoulements souterrains qui exportent de l'eau de fonte vers l'extérieur du bassin étudié (dans la suite, nous parlerons de fuites). L'existence de telles fuites dans le cas d'un bassin versant englacé en région volcanique a été décrit, en particulier dans le cas du Mont Saint-Helens [*e.g.* Brugman, 1988]. D'après la Figure 5.2, la différence est plus forte depuis 2001, ce qui nous fait penser qu'il y a eu un changement dans les circulations.

¹⁵ La lame d'eau de fonte (équation (5.1)) est calculée au niveau mensuel en négligeant la sublimation mensuelle. Cette lame d'eau est ensuite intégrée sur l'ensemble de la zone d'ablation, soit 28% (si nous limitons le calcul à l'altitude de la ELA₀) de la surface des glaciers 15 α et 15 β (cf. Chapitre 6, section 6.1).

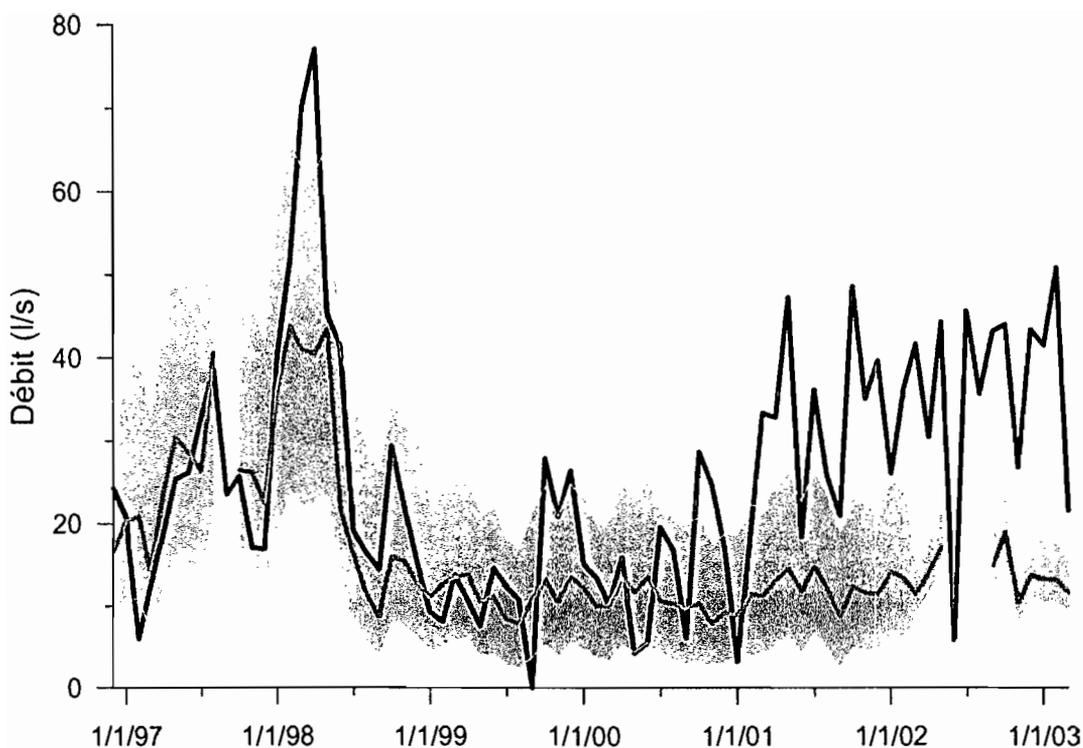


Figure 5.2 : Comparaison des débits mensuels mesurés (trait continu gris) à la station Limni15 avec l'écoulement de fonte issu de la zone d'ablation du glacier 15 (glaciers 15 α et 15 β - trait continu noir) entre décembre 1996 et mars 2003. L'aire en gris représente l'intervalle maximum d'erreur de mesure envisageable pour les débits.

En conclusion, l'analyse des débits à la station Limni15 ne permet pas d'estimer le volume réel d'eau perdu par le glacier. Nous ne pouvons retrouver le bilan de masse à partir des mesures de débit à l'exutoire du bassin versant, et pour expliquer la différence entre ces deux valeurs, l'hypothèse retenue à ce stade est l'existence de fuite vers l'extérieur du bassin versant. Une partie seulement des écoulement parvient à la station Limni15 où l'on observe malgré tout des crues glaciaires marquées.

L'approche couplée est ici très riche d'enseignements car les approches hydrologiques, glaciologiques, et énergétiques séparément ne pouvaient permettre la mise en évidence de ces fuites.

5.2. Transfert des débits du front du glacier à l'exutoire (Limni 15)

Dans cette section, nous analysons les écoulements entre le front des glaciers 15 α et 15 β et la station Limni15. Nous allons montrer que les fuites ne se produisent très probablement pas en aval du front.

5.2.1. Problème posé par la moraine sur la mesure aval

En aval des glaciers, les torrents émissaires qui rassemblent une part notable des eaux de fonte provenant des langues glaciaires 15 α et 15 β se rejoignent, puis sont contraints de traverser la moraine frontale déposée par le glacier lors de son recul après les années 50. L'eau emprunte alors un système probablement complexe. La moraine est constituée de glaces mortes, de dépôts sableux et de gravats et de blocs. Une partie de l'écoulement lors des crues diurnes est superficiel, mais la majeure partie circule par des conduits dans la glace morte (assimilable à un cryokarst (Figure 5.3.a & d)) ou au travers des sables (milieu poreux (Figure 5.3.b)). Enfin, entre 2002 et 2003, une partie de l'eau résidait dans un petit lac (Figure 5.3.d), qui a disparu depuis. Nous avons réalisé plusieurs traçages de ces écoulements à partir d'injections de saumure (Figure 5.3.c). Le passage du traceur est contrôlé par mesure de la conductivité de l'eau associée à celle des débits (jaugeages volumétriques). Les résultats de ces traçages doivent nous aider à vérifier s'il existe des fuites lors du transit à travers la moraine. Ces traçages peuvent aussi aider à modéliser le transfert des eaux du front des glaciers jusqu'à l'exutoire du bassin versant (Figure 5.3).

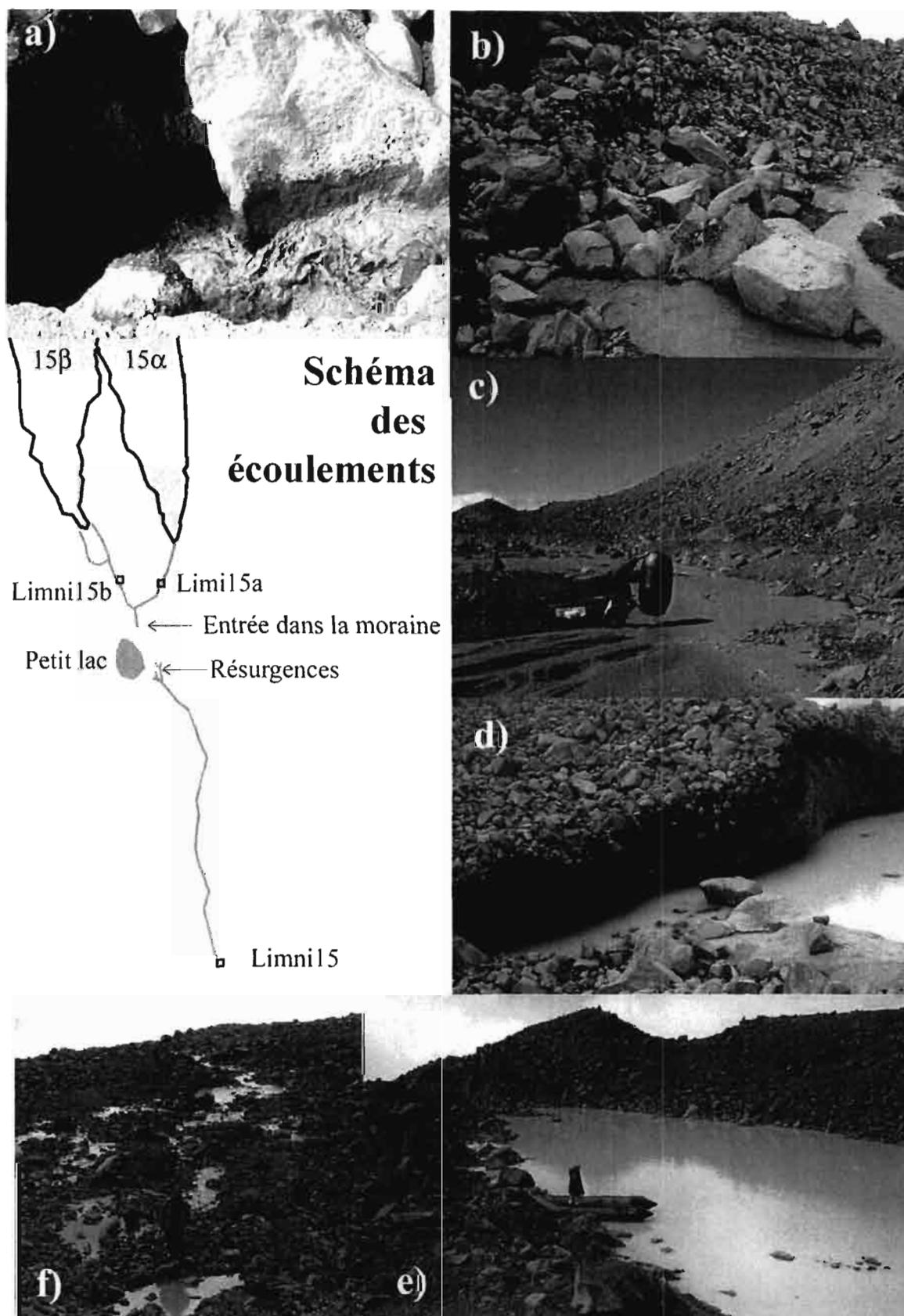


Figure 5.3 : Schéma et illustrations des écoulements à travers la moraine. a) Entrée dans le cryokarst. b) Entrée en milieu poreux. c) Injection de saumure dans l'écoulement superficiel. d) Glace morte au bord du petit lac. e) Mesure bathymétrique du lac. f) Résurgences en aval de la moraine.

5.2.2. Protocole et précision des mesures

5.2.2.1. Principe du traçage

Nous injectons une quantité connue de sel à l'amont de la moraine (Limni 15α) et vérifions que l'ensemble du sel repasse au niveau de la station Limni 15. Pour ce faire, nous estimons la concentration en sel à l'aide de la conductivité de l'eau. Toutes les 10 minutes (5 minutes au pic de salinité), nous réalisons un jaugeage volumétrique afin de connaître précisément les débits lors de l'essai de traçage. La conductivité est relevée toutes les 2 minutes (30 secondes au pic de salinité). Nous avons choisi de réaliser les essais de traçages à l'aide d'injections de sel (NaCl). En effet, nous devons utiliser un traceur conservé. D'une part, le traceur ne doit pas être adsorbé par les sédiments. D'autre part, lors du mélange de solutions de concentrations grandement différentes, il se produit des réactions chimiques post mélange [Sharp et al., 1995] qui induisent une augmentation des concentrations en soluté. A partir de la bibliographie [Sharp et al., 1995] nous estimons que la masse de NaCl injectée est conservée avec une incertitude inférieure à 10%.

La grande solubilité de NaCl (310 g/L environ à 20°C) permet d'injecter un faible volume d'eau, ce qui permet de limiter les perturbations sur l'écoulement. Nous réalisons une injection « instantanée » (ou de type « Dirac ») d'une masse m_0 de sel, directement pesée sur le terrain (précision de 0,1 %). La masse $m_{[t, t + \Delta t]}$ de sel qui transite au point de mesure entre t et $t + \Delta t$ est donnée par la relation :

$$m_{[t, t + \Delta t]} = K \cdot \Lambda \cdot Q \cdot \Delta t \quad (5.2)$$

Λ [$\mu\text{S cm}^{-1}$] est la conductivité moyenne de l'eau entre t et $t + \Delta t$ (de 5 à 1000 $\mu\text{S cm}^{-1}$ lors de nos mesures). Q est le débit moyen entre t et $t + \Delta t$, en [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$]. K est une constante de proportionnalité entre la minéralisation C [mol L^{-1}] et la conductivité. Par la suite, nous exprimerons C en mg L^{-1} . K est évalué sur le terrain à partir de solutions étalons que nous réalisons avec les eaux tracées et des masses de sel préalablement mesurées en laboratoire ($\pm 0.1 \text{ mg}$, et $1 \mu\text{S cm}^{-1}$ correspond environ à 1 mg L^{-1}).

Au cours de nos mesures, la température de l'eau est passée de 0°C à 18°C, nous ne pouvons donc pas négliger les effets de la température sur les mesures de conductivité [e.g. Lecce, 1993 ; Wagnon et al., 1998]. Nous corrigeons ces effets et évaluons le coefficient de correction de la température b_T à partir de mesures de terrain :

$$\Lambda_T = \Lambda_{25} (1 + b_T(T-25)) \quad (5.3)$$

Où Λ_T est la conductivité (en $\mu\text{S/cm}$) à T (en °C) et Λ_{25} est la conductivité à 25°C. b_T est généralement pris égal à $0.022 \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$, mais il évolue avec la concentration [e.g. Bakalowicz,

1975]. Nos mesures donnent une valeur moyenne plus proche de $0.026^{\circ}\text{C}^{-1}$ sur notre gamme de mesures (Figure 5.4). Ces valeurs sont proches de celles observées par *Bakalowicz* [1975] pour des eaux de pluie de minéralisation similaire.

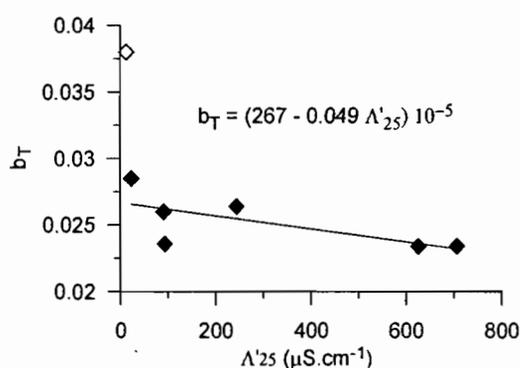


Figure 5.4 : Coefficient de température en fonction de la conductivité Λ'_{25} pour sept échantillons étalon de saumure. Ces échantillons étalon ont été réalisés au cours de trois essais de traçage différents, lors de la calibration des mesures de conductivité en fonction de la concentration de la solution en NaCl.

Nous avons donc choisi de corriger les valeurs de b_T en fonction de la conductivité Λ'_{25} à 25°C qui serait obtenue pour $b'_T = 0.022^{\circ}\text{C}^{-1}$ (Figure 5.4) selon l'équation :

$$b_T = (266 - 0.0488 * \Lambda'_{25})/10000 \quad (5.4)$$

Ainsi, le conductimètre donne Λ_T . Nous calculons Λ'_{25} en considérant $b'_T = 0.022^{\circ}\text{C}^{-1}$. Nous pouvons alors en déduire b_T et, par suite Λ_{25} .

5.2.2.2. Approches successives

Nous avons d'abord tracé les écoulements rapides en injectant la solution de saumure directement dans l'écoulement des torrents émissaires des glaciers 15 α et 15 β [Praderio, 2003]. Ensuite, nous avons tracé une partie de l'écoulement le lac et l'exutoire du bassin versant en injectant une solution de saumure directement dans le lac.

5.2.2.3. Approche théorique préliminaire - Modèle de mélange [e.g. Collins, 1979]

Supposons qu'un écoulement de débit (Q_0) et de minéralisation (C_0) soit le résultat du mélange de deux apports (Q_1) et (Q_2) de minéralisation (C_1) et (C_2).

Alors, nous pouvons écrire :

$$Q_0 = Q_1 + Q_2 \quad (5.5)$$

En considérant que la minéralisation se conserve lors du mélange (pas de réaction chimique post mélange) [e.g. *Sharp et al.*, 1995 ; *Wagnon et al.*, 1998] nous pouvons alors dire que :

$$C_0.Q_0 = C_1.Q_1 + C_2.Q_2 \quad (5.6)$$

Ainsi, (1) et (2) permettent d'obtenir :

$$Q_1 = Q_0.(C_2 - C_0)/(C_2 - C_1) \quad (5.7)$$

5.2.3. Etude des écoulements rapides (d'après Praderio [2003])

Nous avons réalisé 8 injections dans les torrents émissaires des glaciers 15 α et 15 β , pour des débits de 1.8 L s⁻¹ à 86.3 L s⁻¹ (Tableau 5.2, Figure 5.5). Nous avons effectué les injections au moment du pic de crue. Les variations du débit sont alors faibles durant 2 à 3 heures, temps nécessaire pour que la majorité du traceur injecté transite au point de mesure (Figure 5.5). De cette manière, les faibles variations de l'écoulement étudié nous permettent de considérer que les conditions d'étude sont proches de celles du régime permanent (hypothèse indispensable lors de l'étude d'un écoulement par traçage). Ces essais montrent que le taux de restitution du traceur est lié au débit moyen et au temps de transfert caractéristique de l'écoulement (Figure 5.7.a et b). Pour les débits les plus forts, l'arrivée du traceur est détectée 50 mn après l'injection, et le taux de restitution est élevé (75%). Lorsque le débit diminue, l'arrivée du traceur est retardée, et le taux de restitution diminue. L'évolution du taux de restitution avec le débit obtenu (Figure 5.7.a) est typique de l'existence de circulations lentes et rapides. Cette évolution est vraisemblablement liée aux caractéristiques du milieu. Deux interprétations peuvent être avancées pour rendre compte de la croissance du temps de transfert lorsque le débit augmente. Selon la première, la moraine constitue un système dans lequel l'eau doit circuler à travers un milieu fissuré (entre blocs de glaces et de roche), et en parallèle, dans un milieu sableux plus fin. La double porosité (en grand) de ce milieu peut être à l'origine de ce phénomène, car la diffusion moléculaire vers le milieu de faible porosité augmente en cas de faible débit. Selon la seconde, en présence de cryokarst, l'eau s'écoule en régime turbulent dans des conduits en charge. L'épaisseur de la sous-couche visqueuse¹⁶ de cet écoulement augmente lorsque la vitesse diminue, ce qui favorise les phénomènes de diffusion moléculaire vers la sous-couche visqueuse dont l'écoulement est plus lent [*M. Bakalawicz*, communication personnelle]. Dans les deux cas, le transfert est retardé.

¹⁶ ($5\nu_c/u_*$) environ. u_* est la vitesse de friction et ν la viscosité cinématique

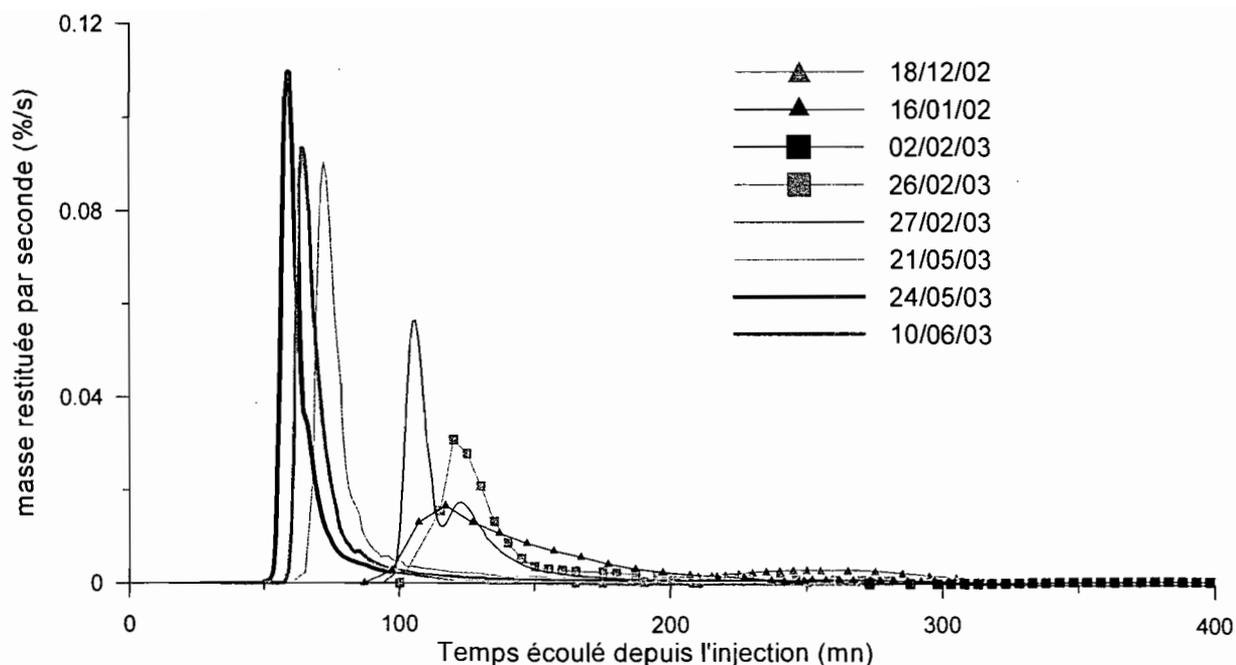


Figure 5.5 : Courbes de restitution (en % par seconde) obtenues au cours des huit essais réalisés.

Tableau 5.2 : Récapitulatif des essais de traçage réalisées dans les torrents émissaires des glaciers 15 α et 15 β .

Jour	Débit moyen (L s ⁻¹)	Taux de restitution ¹ (%)	Temps de réponse ² (mn)	Temps de transfert ² (mn)
18/12/2002	11.1	21.3	175	276
16/01/2003	22.6	59.8	97	159
02/02/2003	1.8	5.8	288	394
26/02/2003	15.2	51.7	115	158
27/02/2003	22.55	58.2	98	125
21/05/2003	77.7	75.4	65	95
24/05/2003	86.3	68.8	52	72.3
10/06/2003	65.5	62.8	57	72.2

¹Taux de restitution extrapolé à l'aide du logiciel Qtracer2 [Praderio, 2003], afin de prendre en compte la traîne (décroissance du signal) après l'arrêt des mesures sur le terrain.

²temps entre l'injection et l'arrivée du signal à la station Limni15 (début de l'augmentation de la conductivité).

³Temps écoulé entre l'injection et le centre de gravité de l'onde de salinité, obtenu à l'aide du logiciel Qtracer2 [Praderio, 2003].

Nous avons tenté d'évaluer les parts représentées par les écoulements lents et rapides lors de la traversée de la moraine. Nous avons simplifié le problème, en négligeant la formulation des phénomènes diffusifs. Nous avons considéré le modèle suivant, qui semble adapté au cas réel pour lequel une part importante des écoulements passe par le lac. Le débit à l'amont (Q_{am} de minéralisation C_{am}) est conservé lors de son passage à travers la moraine et qu'il se sépare en deux circulations lente et rapide (Figure 5.6.a), alors, le débit mesuré à la station Limni15 (Q_{15}

de minéralisation C_{15}), est égal à Q_{am} . Le débit Q_{15} est le résultat du mélange d'un écoulement rapide (Q_r, C_r), et d'un écoulement lent (Q_{lent}, C_{lent}). Nous allons considérer que $C_r = C_{am}$ et que C_{lent} est nulle.

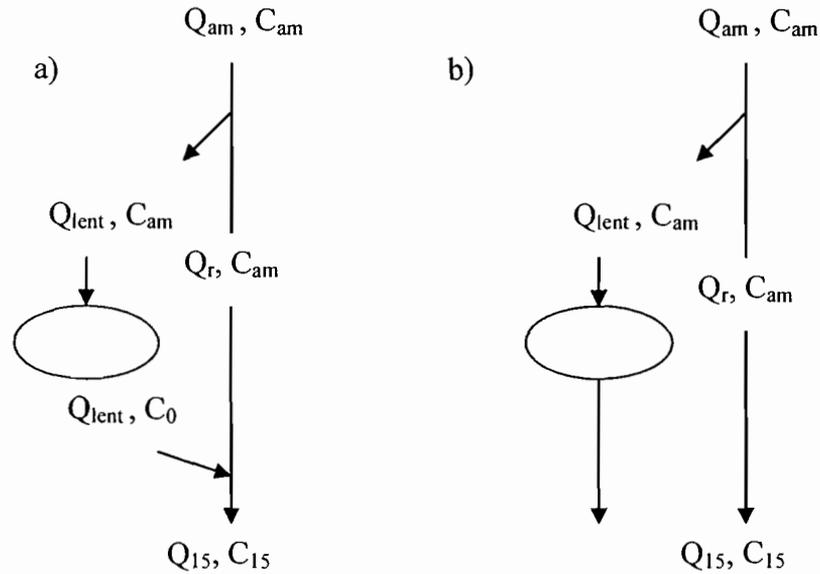


Figure 5.6 : Schéma de fonctionnement simplifié des transferts dans la moraine, a) dans le cas d'écoulements lents (ex. retenue dans le lac) b) dans le cas d'écoulements de fuite vers l'extérieur du bassin versant.

Au moment de la séparation des écoulements lent et rapide, nous avons :

$$Q_{am}C_{am} = Q_r C_{am} + Q_{lent} C_{am} \quad (5.8)$$

A l'aval, le modèle de mélange permet alors d'écrire que,

$$C_{15} \cdot Q_{15} = C_r \cdot Q_r + 0 = C_{am} (Q_{am} - Q_{lent}) \quad (5.9)$$

Et le taux de restitution $C_{15}Q_{15}/C_{am}Q_{am}$ vaut alors,

$$C_{15}Q_{15}/C_{am}Q_{am} = 1 - Q_{lent}/Q_{15} \quad (5.10)$$

Cependant, l'existence de fuites donnerait une équation similaire. En supposant que le débit de fuite a pour concentration celle de l'écoulement à l'amont. Dans le cas où la séparation se fait entre un écoulement rapide et une fuite vers l'extérieur du bassin versant (Figure 5.6.b), alors au lieu de l'équation (5.9) on obtient :

$$C_{15}Q_{15}/C_{am}Q_{am} = 1 - Q_{fuite}/(Q_{15} + Q_{fuite}) \quad (5.11)$$

La courbe correspondant à l'équation 5.11 (5.10) a été tracée pour un débit de fuite (pour un débit des circulations lentes) constant de 15 L s^{-1} (de 25 L s^{-1} respectivement) (Figure 5.7.a). Les courbes obtenues permettent de penser que l'existence d'écoulements lents de débit 25 L s^{-1} ou de « fuites » de débit 15 L s^{-1} serait en accord avec les résultats expérimentaux des traçages réalisés.

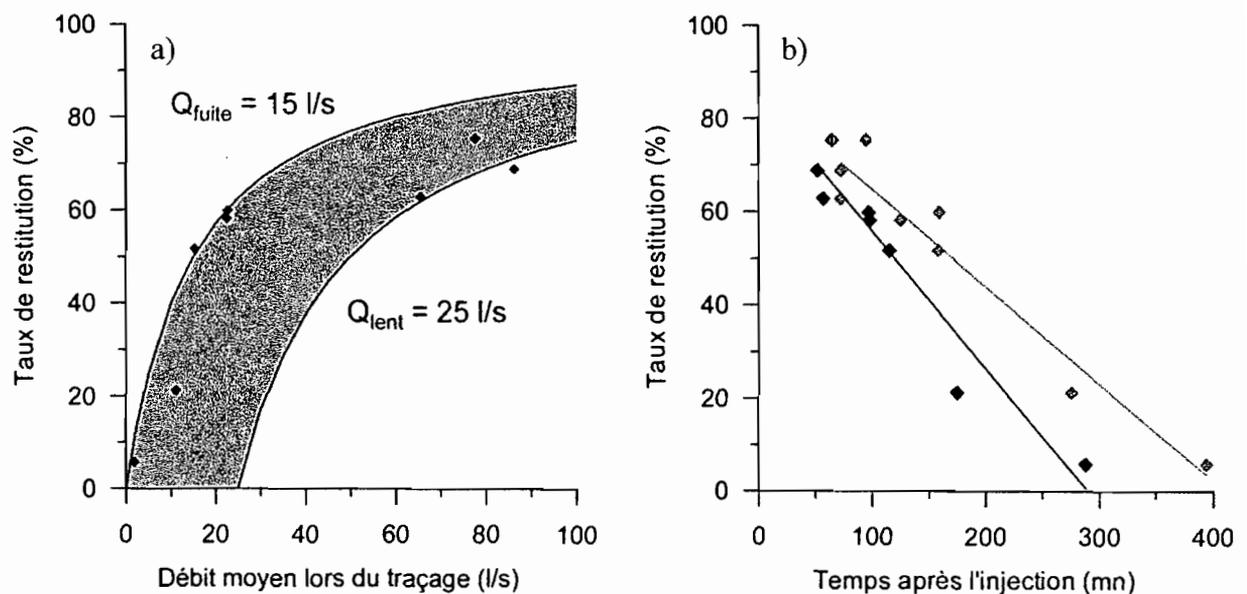


Figure 5.7 : a) Taux de restitution du traceur (%) en fonction du débit moyen (à la station Limni15) lors de l'essai de traçage. Les deux courbes enveloppe, qui encadrent la surface en gris, représentent le taux de restitution théorique dans le cas de l'existence de fuites d'un débit $Q_{\text{fuite}} = 15 \text{ L s}^{-1}$, et dans le cas d'une circulation lente de débit $Q_{\text{lent}} = 25 \text{ L s}^{-1}$. b) Relation entre le temps de réponse (en noir) après l'injection (en minutes (mn)) et le taux de restitution du traceur (%). Nous représentons aussi la relation entre le temps de transfert du traceur et le taux de restitution (en gris). Les droites sont les droites de régression au sens des moindres carrés des deux nuages de points.

En raison de la rapidité du transfert, il est peu probable que des fuites importantes se produisent à la traversée de la moraine. S'il existe des fuites elles sont au maximum de l'ordre de 15 L s^{-1} en moyenne. Pour vérifier ce point nous réalisons le traçage d'une partie des écoulements lents en injectant la saumure directement dans le lac qui se situe sur la moraine.

5.2.4. Etude des écoulements lents

5.2.4.1. Conceptualisation du système étudié

Lorsque l'écoulement traverse la moraine, les zones de sables se gorgent jusqu'à permettre un écoulement superficiel. Ces conditions ont, en particulier, permis la formation en 2001 d'un

lac, en rive droite du torrent qui constitue la zone d'écoulement principal. Nous avons observé, qu'une part des écoulements superficiels et circulant dans le milieu cryo-karstique ressortait au bord de le lac et assurait son remplissage. A partir de mesures bathymétriques (Figure 5.3.e), *Praderio* [2003] avait établi que le volume de ce lac était de l'ordre de $V_L = 1300 \text{ m}^3$. Pourtant, les débits de recharge du lac sont estimés de visu, à environ 20 à 30% de l'écoulement amont.

Nous avons réalisé un traçage spécifique en injectant la saumure directement dans le lac qui se situe sur la moraine. Nous devons conceptualiser ce système pour en faire l'analyse (Figure 5.8). Nous faisons l'hypothèse qu'il n'existe pas de fuite, et que le débit à la station Limni15 (Q_{15} , de minéralisation C_{15}) est égal au débit à l'amont de la moraine Q_0 (de minéralisation C_0). De nombreuses mesures de terrain ont montré que la conductivité des eaux à l'amont de la moraine était pratiquement constante ($\Lambda_{25} \approx 6 \text{ } \mu\text{S cm}^{-1}$). Nous considérons que cette valeur est représentative d'apport de minéralisation nulle et $C_0 = 0 \text{ mg L}^{-1}$. Le débit en amont de la moraine se sépare en une recharge du lac de débit Q_L (de minéralisation $C_0 = 0 \text{ mg L}^{-1}$) et en une contribution directe à l'écoulement du torrent (Q_r , C_0) dont nous contrôlons les débits au niveau de la station Limni15. Enfin, nous considérons que le lac fournit un apport de débit Q_L (de minéralisation C_L) à l'écoulement de ce torrent.

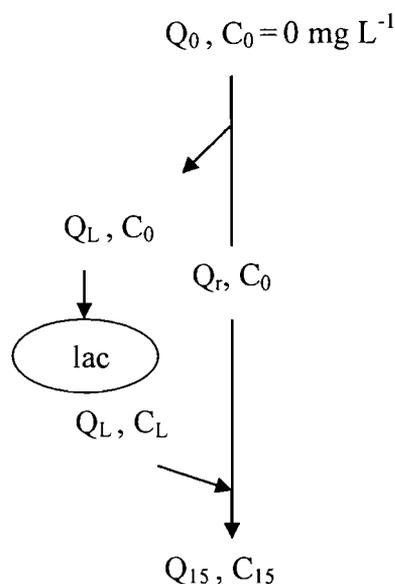


Figure 5.8 : Schéma de fonctionnement simplifié des transferts à travers la moraine, en prenant compte l'existence du lac.

5.2.4.2. Analyse initiale : mesures directes dans le lac et à la station 15

Avant l'injection de sel, l'eau du lac avait une conductivité de $\Lambda_{25} \approx 10 \mu\text{S cm}^{-1}$. Ceci nous montre que la minéralisation augmente lors du séjour de l'eau dans le lac. Les mesures de conductivité nous permettent d'évaluer la minéralisation des eaux. Afin de retrouver la concentration en sel dans l'eau du lac, nous devons alors prendre en compte l'écart entre la minéralisation des eaux amont et celle du lac, qui nous conduirait (à l'aide de la courbe d'étalonnage conductivité/concentration) à surestimer la concentration d'une valeur de 2.9 mg L^{-1} . Nous ferons aussi cette correction pour les mesures réalisées au niveau de la station Limni15.

Nous avons injecté une solution de saumure contenant une masse de sel $m_i = 20.39 \text{ kg}$ ($\pm 0.1\%$) le 4/7/2003 à 14h10. Nous avons ensuite mesuré la conductivité de l'eau à la station Limni15 (toutes les 20 minutes) pendant 3 jours. Les mesures de débit de la station Limni15 ont été précisées à l'aide de jaugeages volumétriques, afin d'affiner nos résultats de traçage.

La conceptualisation du système étudié permet d'écrire que la masse de sel présente dans le lac évolue en fonction de la recharge (de minéralisation nulle) et de la décharge (de minéralisation C_L). Nous pouvons alors écrire (les minéralisations sont exprimées en mg L^{-1}) :

$$\frac{dC_L}{dt} = -C_L \frac{Q_L}{V_L} \quad \Rightarrow \quad C_L = C_{Li} e^{-\frac{Q_L}{V_L}(t-t_i)} \quad (5.12)$$

C_{Li} est la minéralisation initiale (au temps t_i (en secondes)) du lac au moment de l'injection, en considérant que la saumure s'est mélangée de manière homogène. Nous ne pouvons pas mesurer C_{Li} , mais nous pouvons en déterminer la valeur graphiquement à l'aide de l'ordonnée à l'origine de la droite : $\ln(C_L) = f(t)$ (Figure 5.9). Nous avons réalisé 3 mesures de conductivité moyenne du lac un, deux puis cinq jours après l'injection de saumure dans le lac (pour chaque valeur de conductivité moyenne, nous avons réalisé 15 mesures le long des berges).

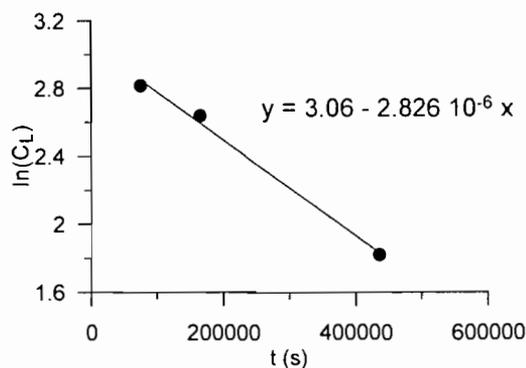


Figure 5.9 : décroissance exponentielle de la concentration dans le lac

L'ordonnée à l'origine de la droite de régression permet de calculer la concentration initiale en sel du lac, soit 18.4 mg L^{-1} . Nous en déduisons que le volume du lac est $V_L = 1100 \text{ m}^3$. Cette valeur est comparable au résultat des mesures de bathymétrie [Praderio, 2003]. La pente de la droite de régression permet alors de calculer le débit moyen de vidange du lac $Q_L = 3.1 \text{ L s}^{-1}$. Cette équation (5.12) permet, en particulier, de déterminer les valeurs de la minéralisation C_L au cours du temps.

5.2.4.3. Analyse des données mesurées à la station Limni15

Nous considérons maintenant que les débits à la station Limni15 sont le résultat du mélange des eaux du lac, et de l'eau provenant du glacier (de minéralisation nulle, par hypothèse). Nous supposons que le débit de la station 15 (Q_{15} , C_{15}) correspond au mélange des apports d'écoulement « parallèles au lac » (Q_r , $C_0 = 0 \text{ mg L}^{-1}$) et du lac (Q_L , C_L). Nous faisons initialement l'hypothèse que les apports des glaces mortes et du páramo (zones végétalisées en aval des terrains morainiques¹⁷) ne perturbent pas la conductivité de manière importante. L'analyse initiale de la conductivité de l'eau à la station Limni15 permet de constater qu'une augmentation brutale apparaît 7h00 après l'injection de la saumure ($t_R =$ temps de réponse). C'est pourquoi, nous considérerons que le sel qui passe à la station s'est infiltré 7 heures plus tôt dans le lac. Nous constatons de plus que le temps au pic est de 12h00, ce qui correspond à un temps de montée (t_M) rapide de 5 heures (Figure 5.10).

En adaptant l'équation (5.6) dans le cas du mélange étudié ici, nous obtenons :

$$Q_L(t-7h) = Q_{15}(t)C_{15}(t)/C_L(t-7h) \quad (5.13)$$

La minéralisation $C_L(t-7h)$ et $Q_L(t-7h)$ correspond à celle du lac 7h plus tôt. Le rapport C_L/C_{15} donne la part des débits issus du lac.

5.2.4.4. Résultats

Une analyse initiale des débits et de la part de l'écoulement en provenance du lac (Figure 5.10) permet, en première approximation, de constater l'existence de trois étapes successives dans le fonctionnement hydrologique de la moraine. Ces trois étapes se sont reproduites au

¹⁷Ecosystème des terres se trouvant entre les neiges permanentes et la forêt andine naturelle. Dans ces zones d'altitude, on différencie les Páramos (régions de faible saisonnalité pluviométrique) et les Punas (avec saison sèche bien individualisée). Dans la région de l'Antizana, on rencontre des zones de Páramo herbacé, qui est caractérisé par une association de plantes rases (*Lachemilla orbiculata*) et de graminées en touffes (*Stipa ichu*). Dans les zones de bas fond, on constate la présence de formations végétales en coussins (*Azorella pedunculata*) [e.g. Poulenard, 2000].

cours de 2 journées complètes de mesure et cette configuration semble évoluer de la même manière au cours de la troisième journée (l'arrêt des mesures à 10h30 ne permet pas de vérifier ce point). Les horaires des différentes phases sont légèrement variables d'un jour sur l'autre.

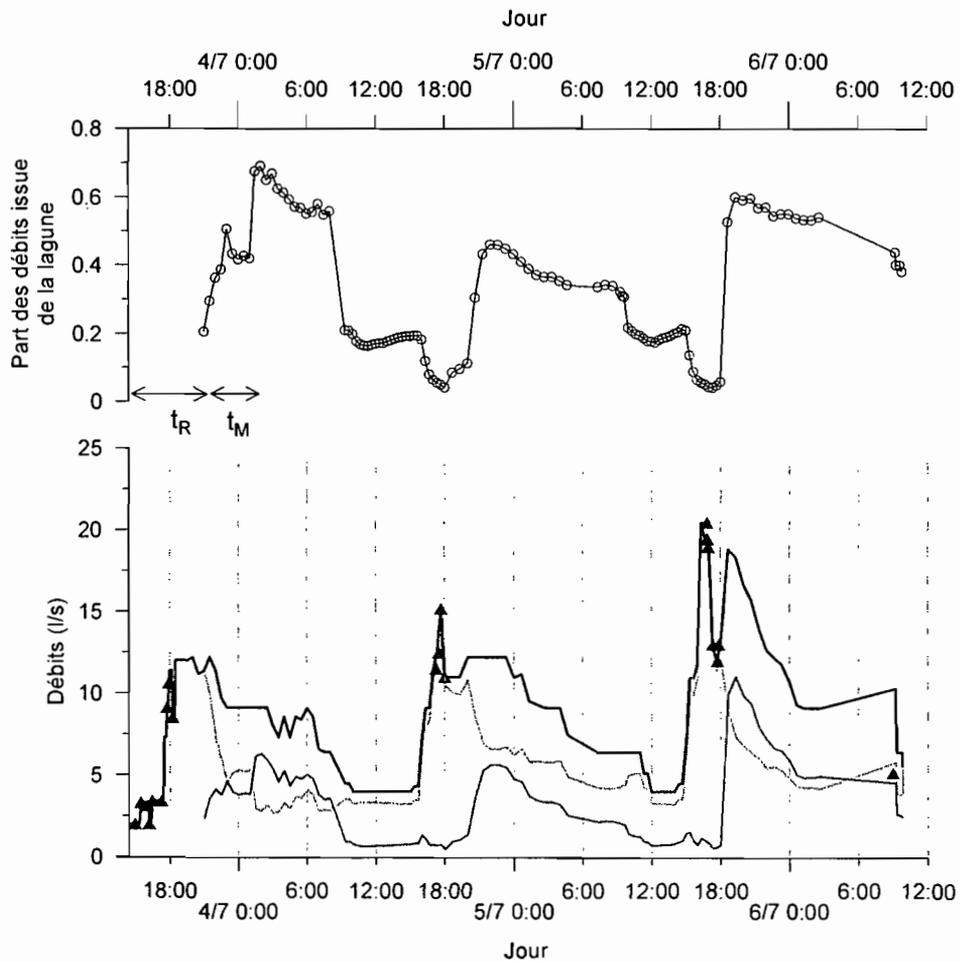


Figure 5.10 : Résultats bruts du traçage des écoulements en provenance du lac. La courbe du haut (trait continu noir et cercles noirs) rend compte de la part des écoulement issus du lac dans le débit mesuré à la station limni15. Les courbes du bas représentent les débits demi-horaires mesurés à la station Limni15 (en noir), les débits des écoulements en provenance du lac (gris foncé), et des écoulements provenant de circulations parallèles aux écoulements issus du lac (en gris clair). t_R est le temps de réponse du traceur, et t_M est le temps de montée.

Tout d'abord, nous constatons que le débit à la station Limni15 est minimal de 10h00 à 15h00 environ. L'arrivée des eaux de fonte diurne provoque une augmentation brutale du débit créant un premier pic de crue bref (une à deux heures environ). Après une courte diminution, le débit augmente de nouveau pour atteindre une valeur maximale à 19h00 environ. Une diminution progressive du débit s'amorce ensuite, jusqu'à un palier entre 3h00 et 10h00 du

matin environ. Le débit tombe alors brutalement à une valeur minimale (environ 4 L s^{-1}), valeur à laquelle le débit se stabilise jusqu'à la crue du jour suivant.

Parallèlement, nous constatons que l'apport du lac marque trois paliers quasi synchrones avec les variations brutales du débit. Tout d'abord l'apport est minimal (environ 5% du débit total) de 15h00 à 19h00 lors du premier pic de débit. La part des écoulements en provenance du lac augmente ensuite brutalement au début du second pic de débit à 19h00 environ, et atteint rapidement sa valeur maximale sur la journée (50%). Cette valeur est conservée entre 19h00 et 10h00 du matin le jour suivant. A 10h00 environ, la part des écoulements provenant du lac décroît rapidement et marque un nouveau palier (à 20% environ) jusqu'à 15h00. Ce nouveau palier est quasi synchrone avec le minimum de débit observé à la station Limni15. Enfin, une nouvelle diminution brutale apparaît lorsque le premier pic de crue débute.

Il est important de noter que la part des écoulements en provenance du lac ne dépend, dans son calcul, que des mesures de conductivité à la station Limni15 et de celles du lac : les variations brutales ne sont pas un artefact de calcul lié aux variations brutales du débit. Cette remarque permet de dire que la concomitance des paliers observés constitue une évolution réelle notable des apports d'eau au cours du temps.

Nous pouvons maintenant réaliser une première séparation des débits en provenance du lac Q_L et des apports provenant de circulations parallèles Q_r (Figure 5.10). Tout d'abord, la courbe des débits provenant d'écoulements parallèles (en gris clair) montre que le premier pic de débit (entre 15h00 et 19h00) est marqué par une augmentation puis une diminution très brutales, prouvant que le transfert est rapide et qu'il n'existe pas de capacité de stockage (réservoir). Ensuite, la courbe des débits en provenance du lac (en gris foncé) montre un comportement intéressant entre 10h00 et 19h00 : alors que la part des écoulements en provenance du lac et des terrains morainiques diminue fortement, le débit concerné reste constant. Ainsi, les apports en provenance du lac et des terrains morainiques sont importants jusqu'à 10h00, mais ensuite leur débit s'annule quasiment (0.7 L s^{-1}) jusqu'à 19h00 : ce fonctionnement fait penser à l'existence d'un effet seuil. De plus, lors de mesures sur le terrain, nous avons constaté qu'il existait de (très) faibles apports en provenance du páramo. Ces apports, de conductivité élevée, induisent une augmentation de la minéralisation des eaux que nous ne prenons pas en compte dans le modèle de mélange présenté ici. Cette augmentation introduit une légère surestimation des apports en provenance du lac. C'est le cas, en particulier, entre 10h00 et 19h00 : cela nous permet de penser que l'apport en provenance du lac et des terrains morainiques est alors inférieur à 0.7 L s^{-1} . En présence d'un

effet seuil, il est probable que cet apport soit nul. Il apparaît alors, qu'entre 10h00 et 15h00, la part des écoulements en provenance du lac (20%) serait à attribuer à l'incertitude liée aux apports du páramo, et que les valeurs de Q_L devraient être corrigées de la valeur 0.7 L s^{-1} . Il résulterait alors que le minimum de débit total Q_{15} mesuré à la station Limni15 correspond, dans son ensemble, au débit de base ($Q_{\text{base}} = 4 \text{ L s}^{-1}$) (Figure 5.10). Néanmoins, le débit de base est certainement légèrement inférieur à 4 L s^{-1} , car lors de jaugeages précis, nous avons couramment observé des débits de l'ordre de 2.5 L s^{-1} . Ainsi, le besoin d'appliquer cette correction n'est pas rigoureusement prouvé, et ce point constitue une partie de l'incertitude sur le modèle de mélange réalisé.

5.2.4.5. Résultats finaux - conclusions

En soustrayant la valeur de 0.7 L s^{-1} à Q_L , nous obtenons les débits « réels » en provenance du lac (Figure 5.11). De même, en déduisant la valeur de $4.0 - 0.7 = 3.3 \text{ L s}^{-1}$ aux débits des écoulements parallèles Q_r de la section précédente, nous obtenons le débit des circulations rapides (Figure 5.11).

En conclusion, entre 10h00 et 15h00, le lac et les zones environnantes ne fournissent pas de débit vers l'aval (existence d'un niveau seuil). Ensuite, entre 15h00 et 10h00 le lendemain, la station reçoit des apports en provenance du haut de la moraine. Les eaux de fonte mettent tout d'abord la moraine en charge et font augmenter progressivement le niveau du lac. Les écoulements rapides (superficiels et cryo-karstiques) augmentent et arrivent brutalement à la station Limni 15 créant le premier pic de crue. En parallèle, les écoulements en milieux poreux, plus lent, augmentent mais arrivent plus tard à la station Limni15 en créant le second pic de crue. Vers 10h00 du matin, la charge dans la moraine semble passer sous un seuil, et le débit mesuré est alors égal au débit de base.

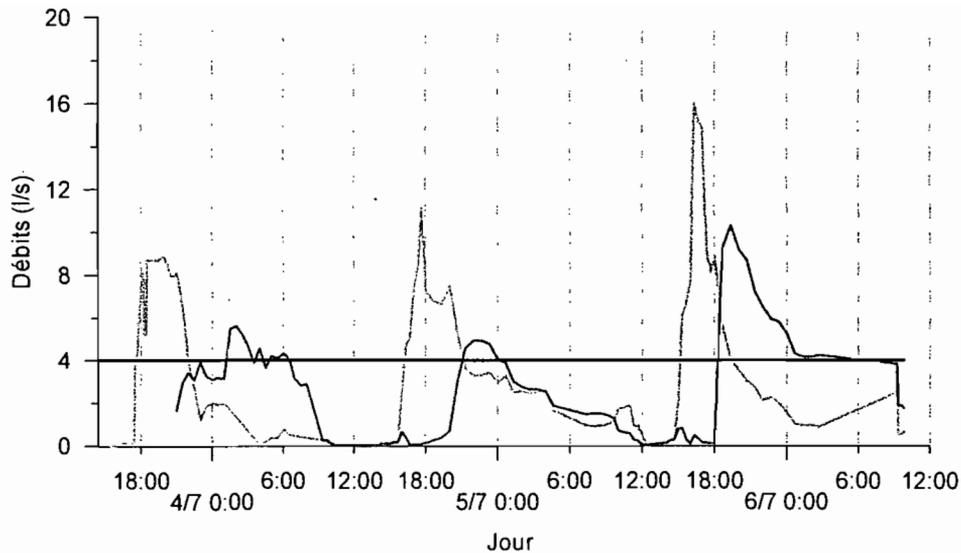


Figure 5.11 : Débits finaux obtenus à partir des mesures de conductivité après une injection de saumure dans le lac. Le débit de base (en noir) est considéré constant (4 L s^{-1}). Les débits provenant d'écoulement en milieux poreux sont représentés en gris foncé, et les écoulements rapides (superficiels et cryo-karstiques) sont représentés en gris clair.

Taux de restitution

L'incertitude de mesure et les nombreuses hypothèses réalisées dans la section précédente ne permettent pas d'être affirmatifs concernant la schématisation des écoulements telle que nous l'avons décrite. Cependant le calcul du taux de restitution de la masse de sel permet de penser que l'erreur réalisée reste modérée.

En effet, les résultats de la section précédente permettent de calculer que le débit moyen des écoulements en provenance du lac est de $Q_L = 2.1 \text{ L s}^{-1}$ (si nous prenons en compte la valeur de 0.7 L s^{-1} que nous avons attribuée au débit de base, le débit des écoulements en provenance du lac serait de 2.8 L s^{-1}). Cette valeur est proche du débit de décharge du lac (3.1 L s^{-1}) calculé dans la section 5.2.4.2. Cette observation revient à dire que la restitution du sel est pratiquement totale. En effet, du 3/7/03 à 14h00 au 5/7/03 à 12h00, une de masse 4.9 kg s 'est échappée du lac. En prenant en compte un décalage de 7h, la masse de sel qui a circulé à la station du 3/7/03 à 21h00 au 5/7/03 à 19h00, donnerait une masse de 3.5 kg, soit une restitution de 71% du sel (si nous prenons la valeur de débit de 0.7 L s^{-1} , cette masse serait de 4.6 kg, soit 93% de restitution). Compte tenu des incertitudes de mesures, nous pouvons dire que les écoulements issus du lac transitent en totalité au droit de la station Limni15.

5.2.4.6. Conclusion des essais de traçage

Ni les essais de traçages réalisés dans les torrents émissaires des glaciers 15 α et 15 β , ni celui réalisé directement dans le lac ne semblent montrer l'existence de fuites vers l'extérieur du bassin versant. L'écoulement semble conservé à la traversée de la moraine. En cas de fuites ces jours là, elles ont nécessairement lieu en amont, c'est-à-dire sous les glaciers.

De plus, ces essais permettent d'estimer les temps caractéristiques des circulations rapides (superficielles et cryokarstiques) et des transferts plus lents se produisant en milieu poreux. Cependant, la moraine est un milieu très variable, et la fonte des glaces mortes provoque une évolution rapide de la circulation des eaux qui la traverse. Aussi, les essais de traçage réalisés donnent une estimation de la fonction de transfert des écoulements mais cette fonction n'est certainement pas stable dans le temps.

5.3. Modélisation distribuée de la fonte à l'aide du bilan d'énergie de surface

5.3.1. Objectifs pour l'étude des fuites

Dans cette section, nous présentons une méthode de calcul distribué du bilan d'énergie de surface réalisé à partir de photographies terrestres. Cette méthode est ici appliquée à l'évaluation des volumes de fonte des glaciers 15 α et 15 β entre le 4/7/2003 et le 6/7/2003, qui correspond à la période des essais de traçage. Nous tenterons alors de voir si les écoulements fonte estimés à l'aide de cette méthode de calcul sont supérieurs aux écoulements mesurés qui ont transité au niveau de la station Limni15 .

5.3.2. Spatialisation

5.3.2.1. Albédo - Traitement des photographies (d'après Corripio [2003])

Nous utilisons la méthodologie mise au point par Corripio [2003] que nous présentons rapidement de manière très simplifiée.

5.3.2.1.1. Géoréférencement des photographies - Changement de référentiel

La technique utilisée consiste à géoréférencer une photographie terrestre. Chaque pixel de la photographie contient une information sur le rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi par une aire déterminée de la surface du glacier. Le logiciel, programmé sous IDL, permet de projeter cette information sur la cellule du modèle numérique de terrain (MNT) du glacier qui lui correspond. Pour ce faire, une projection plane du MNT est réalisée selon un

plan perpendiculaire à l'axe de la visée de la caméra photographique. Cette manipulation revient à simuler une photographie virtuelle du MNT (Figure 5.12.a & b). Nous pouvons ainsi géoréférencer la photographie, et attribuer une valeur de réflectance (cf. Chapitre 4, section 4.2.2.1.4) à chaque pixel du MNT. En d'autres termes, l'information du pixel de la photographie (combinaison de couleurs additives (RVB)) est transformée en niveaux de gris et attribuée à la cellule du MNT qui lui correspond sur la photographie virtuelle (Figure 5.13 et Figure 5.14).

Les pixels du MNT qui ne peuvent être vus par un observateur depuis le site où la photographie a été prise sont écartés du traitement : ils sont invisibles sur les photographies réelle et virtuelle.

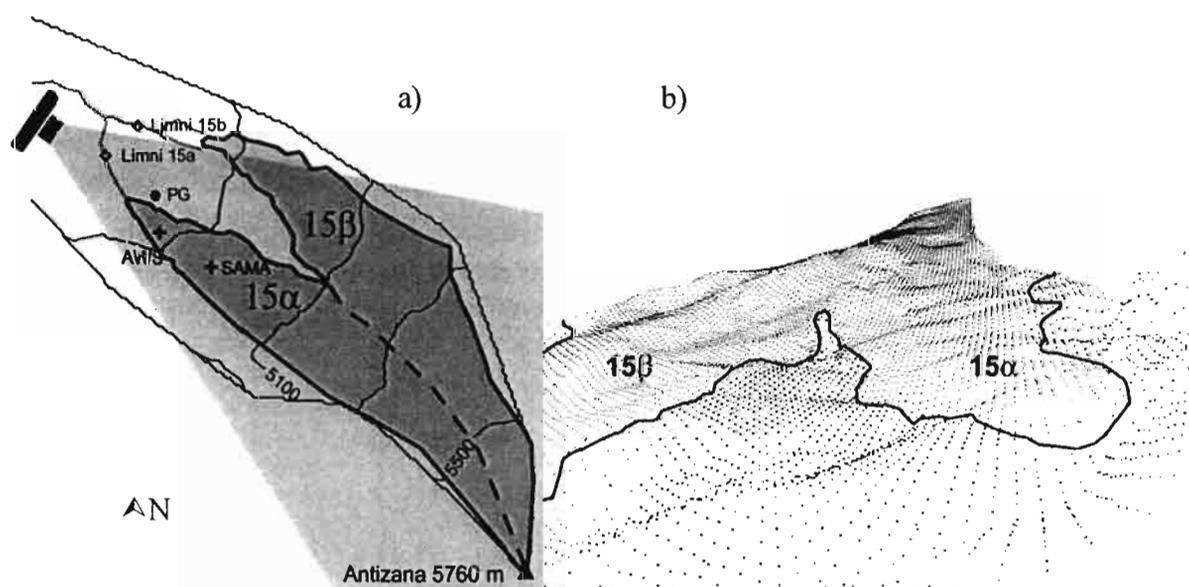


Figure 5.12 : a) Schématisation de la réalisation d'une photographie virtuelle. b) Photographie virtuelle du MNT.

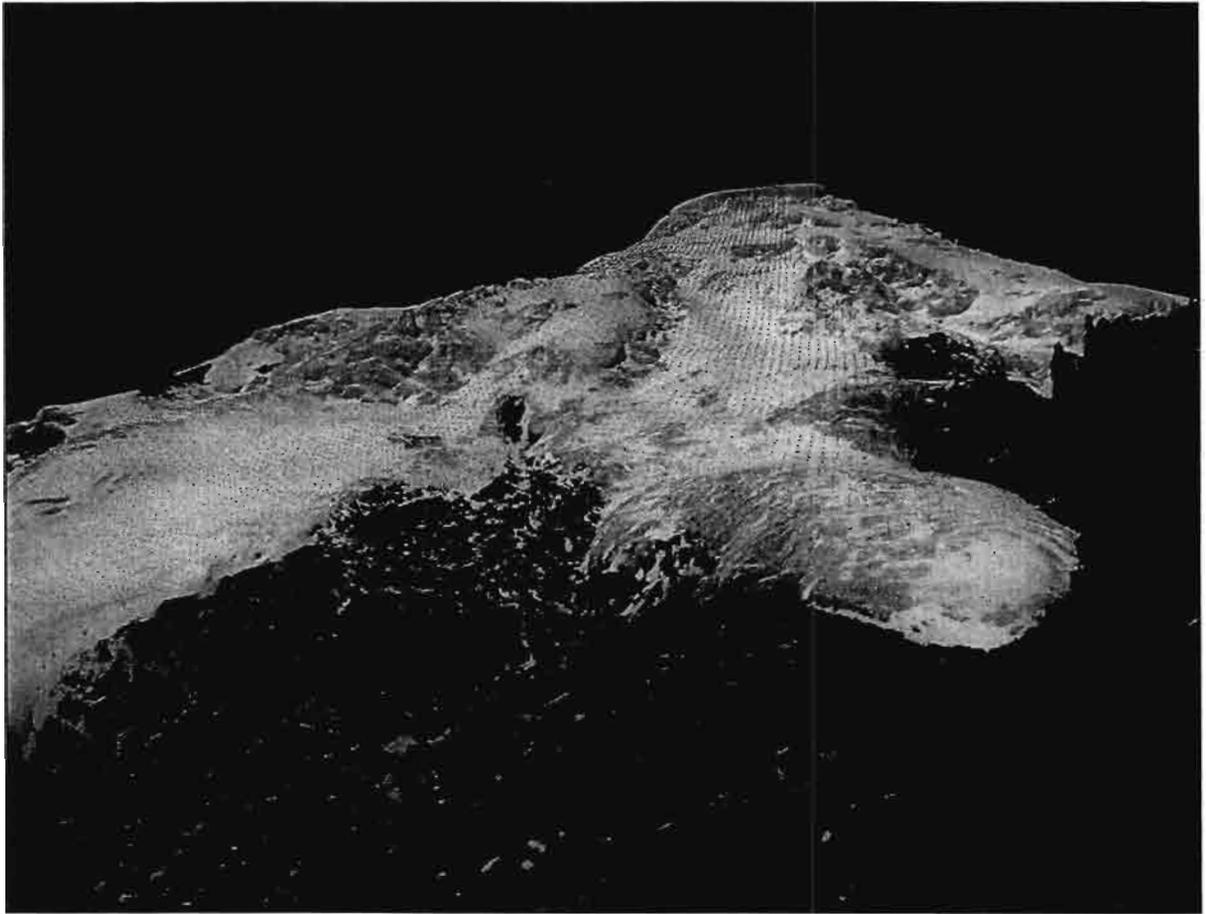


Figure 5.13 : Photographie du Glacier 15 de l'Antizana sur laquelle la photographie virtuelle du MNT a été superposée. Les points en rouge représentent les points du MNT, les points en vert (au bord du glacier) sont les points de contrôle au sol ayant permis de caler la photographie virtuelle sur la photographie réelle. Cette photographie a été réalisée le 14 juillet 2003.

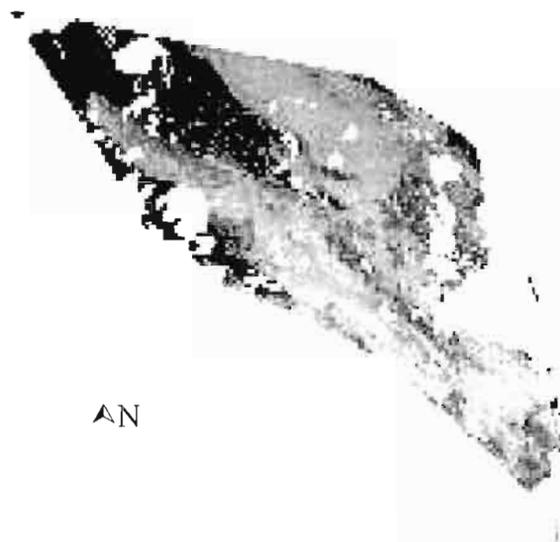


Figure 5.14 : Carte de réflectance distribuée du Glacier 15 de l'Antizana, obtenue à partir de la photographie prise le 14 juillet 2003

5.3.2.1.2. De la réflectance à l'albédo

Les valeurs de réflectance sont calibrées grâce à celle d'un pixel de référence pour lequel nous connaissons l'albédo de surface : la distribution spatiale de l'albédo peut alors être réalisée (Figure 5.15).

La réflectance de chaque pixel doit être corrigée de l'influence de divers facteurs affectant le rayonnement incident. La part entre rayonnements diffus et direct est en particulier prise en compte (à partir du Modèle de *Iqbal* [*Bird et Hulstrom*, 1981 a & b ; *Iqbal*, 1983]). Les influences prises en compte sont :

- Correction du rayonnement direct incident en fonction de l'angle d'incidence du rayonnement solaire par rapport à la surface.
- Prise en compte de la part diffuse en provenance de l'atmosphère, conséquente de la dispersion des radiations par l'atmosphère et des réflexions multiples entre le sol et le ciel. Le facteur de vue du ciel est donc calculé pour chaque point du MNT.
- Prise en considération de la part du rayonnement en provenance des reliefs environnants. L'estimation du facteur de vue et de la nature des surfaces environnantes (présence de neige ou non) sont nécessaires à cette étape.

L'information sur la valeur d'intensité du rayonnement réfléchi contenue dans un pixel de la photographie doit aussi être corrigée de certaines influences :

- L'atténuation du rayonnement entre le point photographié et la caméra, lié à la transmissivité de l'air, doit être prise en compte. La transmissivité de l'air est donc calculée à l'aide du modèle de transfert radiatif MODTRAN [*Berk et al.*, 1989].
- Le logiciel considère que le rayonnement réfléchi est isotrope pour une incidence solaire, par rapport à la surface, d'angle inférieur à 50°. *Corripio* [2004] rappelle que pour un angle d'incidence supérieur à 50°, il est recommandé d'appliquer une fonction de distribution de la réflectance bidirectionnelle [e.g. *Knap et Reijmer*, 1998 ; *Greuell et de Ruyter de Wildt*, 1999]. Néanmoins, pour les pixels concernés, le logiciel ne calcule pas la valeur de l'albédo.
- La relation entre l'intensité de la lumière entrant dans l'objectif et le signal enregistré par l'appareil (courbe sensitométrique de l'appareil) doit être prise en compte. Cette relation dépend des caractéristiques de l'optique (lentille) et de la cellule (capteur) de l'appareil photographique numérique que nous utilisons.

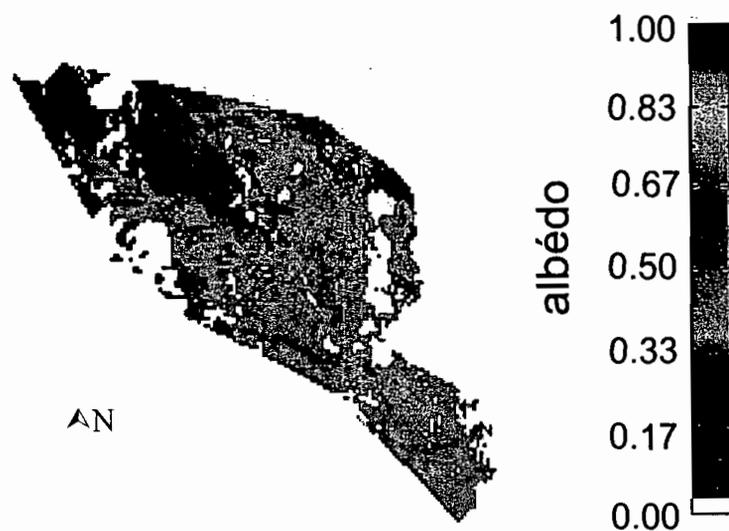


Figure 5.15 : Valeurs d'albédo distribuées à l'échelle du Glacier 15 de l'Antizana à partir d'une photographie réalisée le 4 juillet 2003.

5.3.2.1.3. Incertitudes des valeurs d'albédo

Evaluation à partir de 3 bandes fines du spectre

L'albédo est une réflectance hémisphérique intégrée sur l'ensemble du spectre de l'ultra violet (UV) au proche infra-rouge (cf. Chapitre 4, équation (4.32)). Les limites et parts d'énergie relatives aux rayonnements des spectres des UV, du visible et du proche infra-rouge sont variables selon les auteurs.

Selon *Corripio* [2004], la part du rayonnement provenant des bandes spectrales de 300-400 nm et 700-2800 nm sont de 10% et 25% respectivement. Ainsi, même si les variations de l'albédo sont importantes dans le proche infra-rouge, l'erreur maximale sur le bilan radiatif de courtes longueurs d'onde serait de 9% [*Corripio*, 2004]. La neige sous les tropiques est très vite dégradée, et la taille des grains est rapidement grande. Ainsi, les variations d'albédo sur le terrain seront représentatives de changements dans le visible (augmentation des poussières, différence entre la neige et la glace).

Cependant, nous n'évaluons pas la réflectance à partir de l'ensemble du spectre visible mais à partir de 3 bandes spectrales fines dans les domaines du rouge, du vert et du bleu (la notice de l'appareil ne nous renseigne pas sur les bandes exactes qui sont prises en compte). Ainsi, l'incertitude des mesures est a priori élevée et nous ne pouvons pas espérer obtenir une mesure précise d'albédo mais seulement une estimation.

5.3.2.2. Spatialisation des flux d'énergie

5.3.2.2.1. Rayonnement net

Les mesures demi-horaires de l'AWS servent de référence.

Le rayonnement incident et la part diffus/direct sont considérés constants à l'échelle du glacier. Le bilan radiatif de courtes longueurs d'onde est spatialisé à partir des valeurs des cartes d'albédo obtenues précédemment. Ces valeurs sont modifiées au cours de la journée proportionnellement à celles mesurées à l'AWS. Les valeurs sont limitées dans l'intervalle $[0.2, 1]$ pour ne pas avoir des valeurs aberrantes.

Lors de la spatialisation du flux radiatif incident, nous prenons en compte une répartition des parts directes et diffuses selon *Iqbal* [1983] telle qu'elle est réalisée par *Corripio* [2004]. La part diffuse est considérée comme isotrope. Pour la part directe, nous corrigeons les effets de l'angle d'incidence du rayonnement par rapport aux pixels du MNT.

La spatialisation du rayonnement de grandes longueurs d'onde incident est prise en compte à partir d'une diminution de température de l'air avec l'altitude de $0.0065^{\circ}\text{C. m}^{-1}$. L'humidité de l'air est spatialisée en considérant que l'humidité relative est constante avec l'altitude. La nébulosité est prise constante.

La température de la surface est considérée constante avec l'altitude et L_{\uparrow} est constant, ce qui constitue une incertitude importante et devra être améliorée à l'avenir. En effet, cette hypothèse influe sur la valeur finale des flux turbulents de chaleur à l'échelle du glacier.

5.3.2.2.2. Spatialisation simple des flux turbulents

Nous utilisons la méthode « bulk » en chaque point du MNT, en prenant une même valeur de rugosité z_0 pour la température, l'humidité et la vitesse du vent. La valeur $z_0 = 2.9 \text{ mm}$ [*Favier et al.*, 2004a] est considérée comme constante pour l'ensemble de la surface du glacier. Nous appliquons les mêmes hypothèses de spatialisation de la température et de l'humidité de l'air et de la température de surface. La vitesse du vent est considérée comme constante.

5.3.2.2.3. Energie disponible à la fonte

Nous prenons en compte un retard à la fonte pour chaque pixel. La fonte commence lorsque le stock de froid (somme des bilans d'énergie négatifs la nuit) est compensé par la somme des bilans positifs diurnes. Cette hypothèse montre un paradoxe important avec l'hypothèse réalisée pour la température de surface. En effet, au cours de la journée, la température de

surface sera prise égale à 0°C partout, alors que la fonte, c'est-à-dire l'élimination du stock de froid, ne sera pas encore nécessairement effective.

Lorsque le stock de froid est compensé en un pixel, la lame d'eau de fonte sur ce pixel est ajoutée à celle des autres pixels pour lesquels la fonte a commencé. La somme de ces lames d'eau constitue la lame d'eau de fonte (Figure 5.16). La Figure 5.17 présente un exemple de résultat du calcul des flux moyens à l'échelle du glacier au cours du temps.

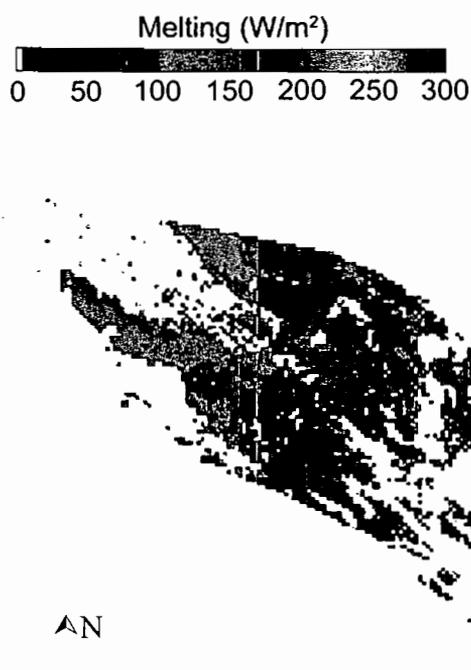


Figure 5.16 : Valeurs moyennes (du 4/7/2003 au 6/7/2003) distribuée de l'énergie disponible à la fonte en surface du Glacier 15 de l'Antizana (glaciers 15 α et 15 β).

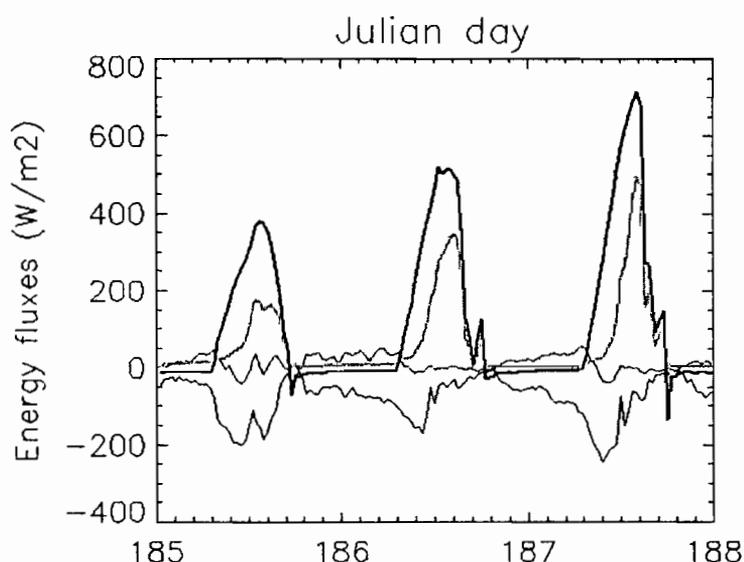


Figure 5.17 : Rayonnement net (R en bleu), flux turbulents de chaleur latente (LE en noir) et sensible (H en rouge) et énergie disponible à la fonte (ΔQ en vert) à l'échelle du glacier, les 4, 5 et 6 juillet 2003 (le jour julien 185 est le 4 juillet 2003).

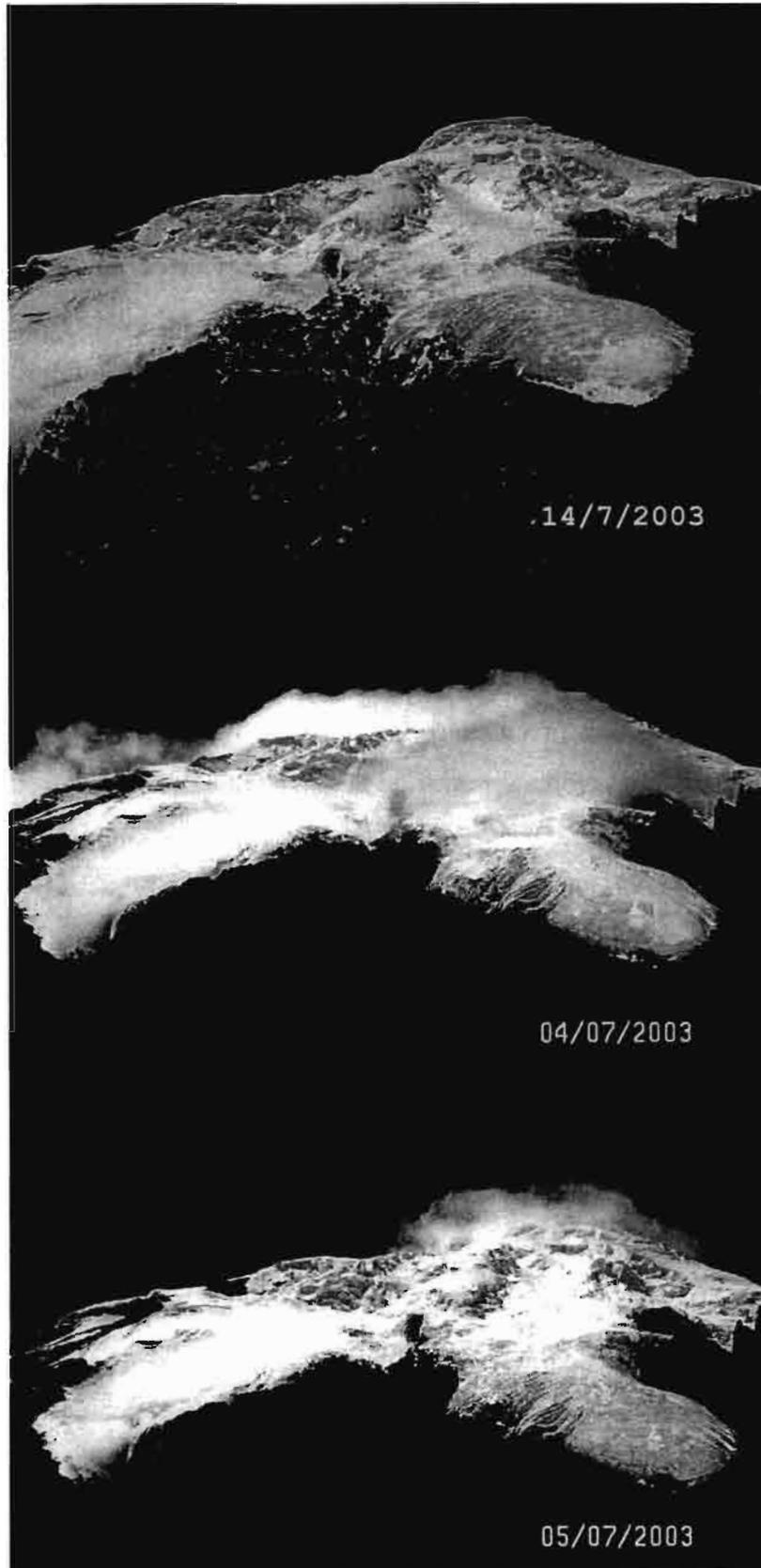


Figure 5.18 : Photographie automatique réalisée le 14 juillet 2003 et photographies manuelles réalisées les 4 et 5 juillet 2003. La comparaison des trois clichés permet de constater que l'état de surface, le 14 juillet, était comparable à l'état de surface des 4 et 5 juillet.

5.3.3. Modélisation de la fonte du 4/7/2003 au 6/7/2003

5.3.3.1. Choix de la photographie

Nous avons modélisé la fonte distribuée des journées du 4 au 6 juillet 2003. Nous ne disposions pas de photographie automatique de qualité à la date du 4/7/2003 et ne disposions que de photographies manuelles. L'appareil photographique automatique étant de meilleure qualité optique nous avons voulu utiliser un de ses clichés. Une photographie automatique de qualité a été prise le 14/7/2003 (Figure 5.18). Lorsque ce cliché est comparé à des photographies manuelles prises le 4 et 5/7/2003, nous constatons que l'état de surface à 10 jours d'écart n'avait pas changé. Dans la présente étude, nous cherchons principalement à évaluer l'ordre de grandeur des débits, ainsi ce décalage de 10 jours n'est très gênant pour le résultat final.

5.3.4. Modélisation hydrologique : existence de fuites ?

Les résultats de la spatialisation de l'albédo, des flux d'énergie moyens et de la fonte totale sont présentés dans la section précédente (Figure 5.15, Figure 5.16 et Figure 5.17). Il est intéressant de constater que la fonte diminue de manière réaliste avec l'altitude.

Afin de prendre en considération le lissage des débits lié au transfert du front jusqu'à l'exutoire, nous avons appliqué une fonction de transfert aux débits de fonte calculés. Le transfert est modélisé par 2 réservoirs parallèles. Pour des débits de fonte inférieurs à 20 L s^{-1} , l'ensemble de la fonte entre dans un réservoir linéaire. Nous introduisons un décalage de 7 heures entre la fonte et son entrée dans le réservoir afin de reproduire le temps de réponse de 7 heures obtenu lors des essais de traçage dans le lac. Le temps de transfert de ce réservoir est ensuite pris égal à 5 heures (nous prenons en considération le temps de montée obtenu lors de l'essai de traçage, mais il faudrait en réalité prendre en compte un temps de transfert caractéristique du centre de gravité signal de conductivité).

Au delà de 20 L s^{-1} , le surplus de débit entre dans un second réservoir, plus rapide (temps de réponse de 2 heures, et temps de transfert de 2h30, en accord avec le temps de transfert moyen obtenu lors des essais de traçage réalisés directement dans l'écoulement des torrents 15 α et 15 β).

Nous observons alors que les débits calculés sont beaucoup plus importants que les débits mesurés à la station Limni15 (Figure 5.19.a). Afin d'obtenir des débits équivalents, il faudrait diviser les volumes d'eau de fonte produits par 5. Enfin, notons que certaines zones du MNT ne sont pas visibles sur les photographies (environ 15%), et ne sont pour l'instant pas prises

en compte dans le calcul de fonte spatialisé. Ces surfaces sont situées dans la partie amont du glacier et ne semblent donc pas jouer énormément sur le résultat final. Néanmoins, l'apport de fonte de ces cellules contribuerait à augmenter la surestimation obtenue ici.

Certes, les débits des journées modélisées étaient faibles, et la part relative des fuites était sûrement plus élevée ces jours là que dans la moyenne. De plus, les débits modélisés ici sont certainement surestimés en raison des hypothèses émises lors du calcul spatialisé de la fonte. Néanmoins, au vu de ce résultat, une surestimation d'un rapport de 2 à 3 est réaliste.

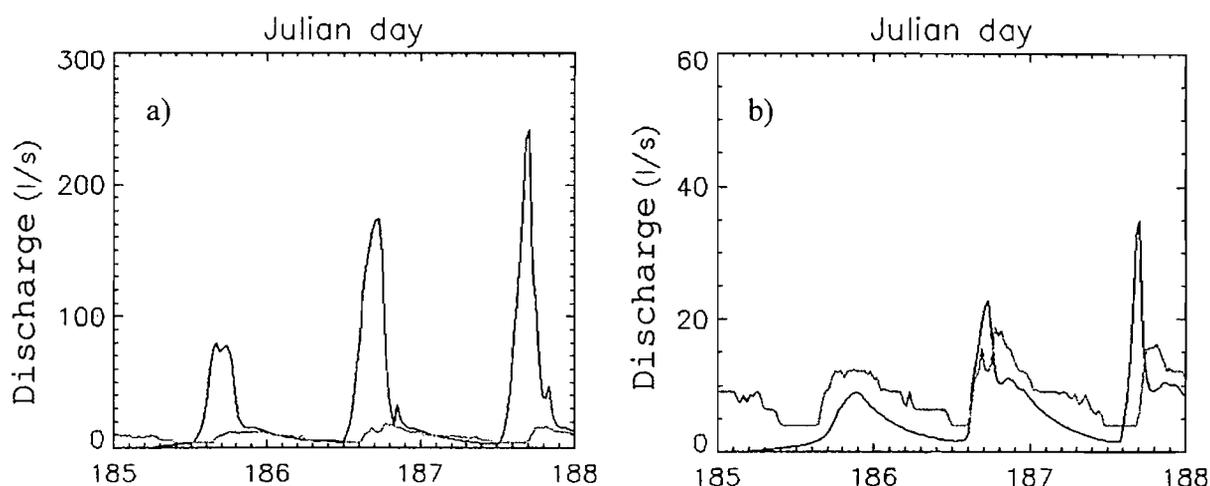


Figure 5.19 : Comparaison des débits demi-horaires mesurés (en gris) et calculés (en noir) à l'aide du bilan d'énergie distribué à l'échelle du glacier, les 4, 5 et 6 juillet 2003 (le jour julien 185 est le 4 juillet 2003). a) Résultats bruts. b) Résultats obtenus en divisant la production de fonte par 5. Pour note, les valeurs des pics de crue ne sont pas exactement dans un rapport fois 5 en raison de la fonction de transfert utilisée.

5.3.5. Conclusion sur l'origine des fuites

Nous avons modélisé les écoulements de fonte des glaciers 15 α et 15 β du 4 au 6 juillet 2004. Les résultats de modélisation distribuée du bilan d'énergie présentés ne sont pas définitifs et la modélisation devra encore être améliorée et étendue à une période plus longue. Cependant, les premiers résultats permettent d'observer que les écoulements de fonte mesurés à la station Limni15 du 4 au 6 juillet sont beaucoup plus faibles que la fonte estimée à l'aide du bilan d'énergie. Ce point suggère que les journées du 4 au 6 juillet 2003 ont été marquées par l'existence de fuites importantes vers l'extérieur du bassin versant. Ce résultat confirme ceux obtenus lors des calculs réalisés antérieurement à partir d'une modélisation conceptuelle permettant de spatialiser le bilan d'énergie en fonction de la position de la ligne de neige [Favier, 2001].

Cependant, les essais de traçage des écoulements à l'aval du front des glaciers ont permis de conclure qu'aucune fuite ne semblait exister lors du passage des écoulements de fonte à travers la moraine frontale. Cette nouvelle information permet donc de penser que les fuites apparaissent sous le glacier.

5.3.6. Conclusions et perspectives offertes par la modélisation distribuée de fonte

Le modèle physique de bilan d'énergie de surface distribué que nous décrivons ici est en cours de développement. L'originalité réside dans l'estimation des valeurs d'albédo de surface du glacier à l'aide d'une photographie terrestre. L'objectif final d'un tel modèle est beaucoup plus ambitieux qu'une simple analyse de fuites sous le glacier. Ce modèle doit nous aider à comprendre l'évolution spatiale de l'ablation, en particulier avec l'altitude. C'est un outil pour modéliser les variables clés de l'ablation à l'échelle du glacier, telle que l'albédo. Il peut servir à l'étude et à la modélisation des variations de la ligne de neige en fonction des conditions météorologiques.

De plus, nous pourrions transposer ce modèle à des études de bilan d'énergie de surface à partir d'estimations de l'albédo provenant de l'observation satellitale. Ce point offre au modèle des possibilités d'application importantes.

Enfin, à terme, il s'agit d'un outil pour l'étude et la prévision de l'évolution des ressources en eau locales futures. Ce modèle permettra d'étudier l'évolution du glacier selon les scénarii climatiques envisagés.

Chapitre 6 : Apport du bilan d'énergie de surface à l'étude de la relation glacier-climat sous les tropiques

6.1. Variabilité climatique et ablation des glaciers des Andes d'Equateur

Dans cette section, nous analysons l'évolution interannuelle du bilan de masse du Glacier 15 de l'Antizana depuis 1995. Un lien important entre l'ablation et l'ENSO est mis en évidence [Francou *et al.*, 2000 ; Francou *et al.*, 2004]. Les valeurs des bilans de masse et des variables climatiques durant les phases chaudes et froides de l'ENSO sont séparées. Nous pouvons alors dégager les différences du forçage climatique entre les deux phases. Enfin, nous analysons les conséquences de ces changements sur les processus d'ablation. L'étude développée dans la section 6.1.3 constitue une partie de la publication :

Francou, B., M. Vuille, V. Favier, B. Cáceres (2004), New evidence for an ENSO impact on low-latitude glaciers: Antizana Glacier 15, Andes of Ecuador, 0°28'S, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 109, No. D18, D18106.

6.1.1. Analyse initiale du bilan de masse

Depuis 1995, le calcul du bilan de masse du Glacier 15 de l'Antizana, la mesure de la position des balises et celle du front du glacier sont réalisés chaque année en fin de cycle hydrologique (Tableau 6.1). La restitution photogrammétrique de clichés aériens du volcan Antizana réalisés en 1956, 1965, 1993 et 1997 permet de compléter l'analyse de l'évolution de la position du front du glacier et de son bilan de masse.

L'analyse du (Tableau 6.1) permet de constater une forte accélération de l'ablation au cours de la dernière décennie [Francou *et al.*, 2000] avec un bilan record de $-1830 \text{ mm eq.e.an}^{-1}$ au cours de l'année 1995. En revanche, comme ce fut le cas en 1999 et 2000, le bilan de masse peut être positif certaines années. La réponse du front est très rapide et répercute avec quelques mois de retard seulement les pertes/apports du bilan de masse.

Depuis 1995, huit années sur les dix mesurées ont connu un bilan de masse fortement négatif (Figure 6.1.b). La variabilité interannuelle du bilan de masse est très forte dans la zone d'ablation, mais beaucoup plus faible dans la zone d'accumulation (Figure 6.1.a). Au regard de la Figure 6.1.a, au pas de temps annuel, le bilan de masse satisfait globalement le modèle linéaire de Lliboutry [1974] dans la zone d'ablation. Le bilan de masse est fortement déficitaire au front du glacier, où l'ablation atteignit près de $7.6 \text{ m eq.e an}^{-1}$ en 1995. Le gradient du bilan de masse avec l'altitude [e.g. Lliboutry, 1964, pp.463]) est très élevé dans la

zone d'ablation ($18 \text{ mm eq.e.m}^{-1}\text{an}^{-1}$). Cette valeur, proche de celle observée sur le glacier du Zongo en Bolivie ($20 \text{ mm eq.e.m}^{-1}\text{an}^{-1}$ [e.g. *Wagnon*, 1999, pp.63]) est relativement constante d'une année sur l'autre. Le gradient du bilan en fonction de l'altitude s'annule pratiquement au delà de 5300 m d'altitude. En cas de bilan nul, la zone d'accumulation représente environ 72% du glacier [*Cáceres et al.*, 2003], indiquant qu'à l'équilibre, l'ablation n'affecte qu'une faible superficie du glacier mais de façon très intense.

Tableau 6.1 : Bilan spécifique moyen du glacier au cours du temps [*Cáceres et al.*, 2003].

Période	1956-65 ¹	1965-93 ¹	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003 ²	1995-03
Bilan moyen, mm eq.e.an ⁻¹	-251 ³	-146 ³	-1830	-428	-612	-845	515	393	-598	-769	-1362	-615
ELA ⁴ , m	-	-	5245	5115	5110	5100	4960	4980	5085	5145	5225	5030 ⁵
Recul du front, m	-42	-90	-	-54 ⁶	-60	-26	16	27	-27	-15	-55	-194 ⁷

¹A partir de photos aériennes, d'après [*Cáceres et al.*, 2001].

²D'après [*Cáceres et al.*, sous presse].

³D'après [*Francoy et al.*, 2000].

⁴Equilibrium Line Altitude.

⁵ELA₀ = altitude de la ligne d'équilibre lorsque le bilan de masse est équilibré (Figure 6.1).

⁶Entre 1993 et 1996.

⁷Depuis 1993.

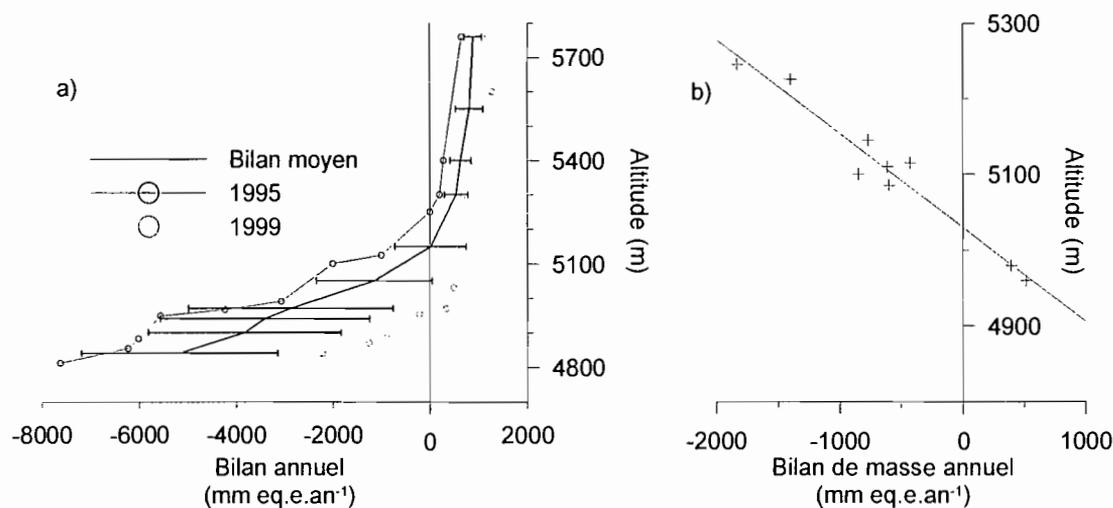


Figure 6.1.a) : Bilan de masse en fonction de l'altitude. Sont représentés les bilans des années 1995, 1999, et le bilan moyen de 1995 à 2003. Les barres horizontales, sur la courbe de bilan moyen, représentent l'écart type pour une altitude donnée. Les mesures n'étant pas réalisées chaque année exactement à la même altitude, les moyennes (et écarts types), pour une altitude donnée, prennent en compte pour chaque cycle la valeur correspondant au point le plus proche de l'altitude considérée. b) Altitude de la ligne d'équilibre (ELA) en fonction du bilan de masse annuel. L'ordonnée à l'origine de la courbe de tendance donne une valeur de ELA₀ de 5030 m d'altitude. En cas de bilan de masse nul, la ligne d'équilibre se trouvera approximativement à cette altitude.

Depuis 1995, des mesures mensuelles d'ablation sont réalisées dans la partie basse du glacier (de 4840 à 5100 m d'altitude). Ces mesures permettent de compléter l'analyse précédente en évaluant le bilan mensuel de la zone d'ablation. Nous constatons que l'ablation est très variable d'un mois sur l'autre (Figure 6.2.a). Pourtant, au cours de l'année, l'ablation ne connaît pas de saisonnalité très marquée (Figure 6.2.b) et l'occurrence de bilans positifs ou négatifs peut avoir lieu pour tous les mois de l'année. Il n'existe pas de saison de très faible ablation comme au cours de l'hiver des moyennes latitudes. Bien qu'il n'existe pas de saisonnalité claire, nous pouvons cependant séparer grossièrement l'évolution de l'ablation au cours de l'année. Janvier est marqué par une ablation modérée. Entre février et mai (FMAM) la variabilité est maximale et avril correspond en général à une ablation maximale. L'ablation peut alors passer de valeurs proches de l'équilibre à des valeurs très fortement négatives. En juin-juillet, l'ablation est modérée et relativement peu variable. L'ablation augmente progressivement de juin à août (JJA). En août et septembre, l'ablation est importante en moyenne. Enfin, l'ablation, qui est très forte en octobre, diminue régulièrement jusqu'en janvier, en raison (en partie) de l'affaiblissement du rayonnement en surface (orientation nord-ouest du glacier (Figure 4.6)). C'est aussi la période de variabilité interannuelle minimale, en partie parce que le rayonnement incident de courtes longueurs d'onde diminue, ce qui limite légèrement l'intervalle de variation du rayonnement net.

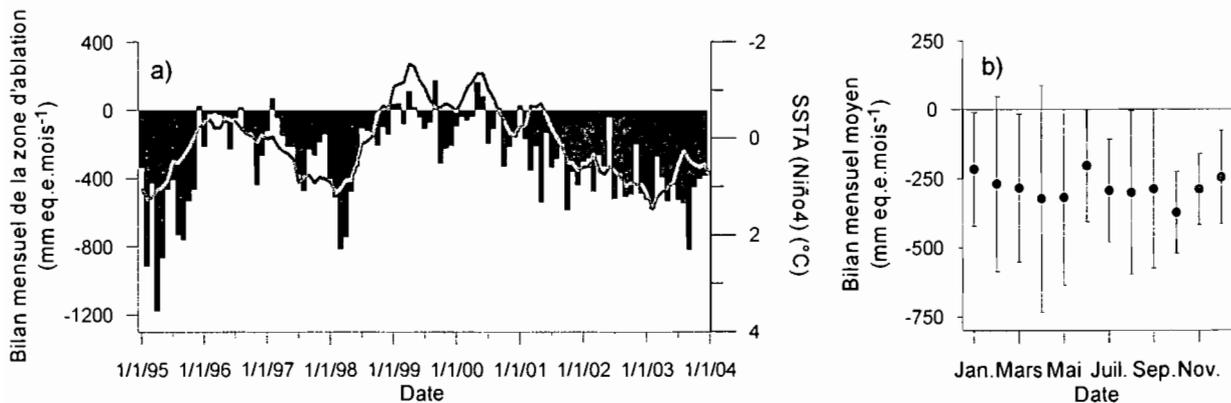


Figure 6.2.a) : Bilans spécifiques mensuels de la zone d'ablation (de 4840 m à 5100 m d'altitude) entre janvier 1995 et Décembre 2003 et anomalies de température de l'océan (SSTA) dans la région Niño-4, décalées de 3 mois (l'axe est orienté vers le bas) [Francou et al., 2004]. b) Moyenne et écart type du bilan de masse mensuel de la zone d'ablation sur la période allant de janvier 1995 à décembre 2003.

6.1.2. Lien entre ablation et ENSO

Entre 1995 et 2003, le bilan de la zone d'ablation a été très variable. Des phases de forte ablation sont observées au cours de l'année 1995, du milieu de l'année 1997 au milieu de l'année 1998, et plus récemment de 2001 à 2003¹⁸ (Tableau 6.1). Ces période d'ablation marquées sont séparées par des phases d'ablation plus modérée au cours de l'année 1996 et plus particulièrement au cours de la période qui s'étale du milieu de l'année 1998 au milieu de l'année 2000. Cette dernière phase a même donné lieu à une avancée importante du front du glacier (Tableau 6.1).

Nous constatons que les périodes d'ablation marquée sont en phase avec les périodes d'anomalie positives de température de l'océan Pacifique (SSTA) de la zone Niño-4 (Figure 6.2.a)). A chaque fois, les phases d'avancées (recul) sont reliées à un événement de type El Niño (La Niña). Les variations de l'index Niño-4 sont décalées de trois mois¹⁹. L'ablation record de l'année 1995²⁰ fait suite à un événement de type El Niño très long [*Trenberth et Hoar*, 1996]. De même, nous constatons qu'entre 2001 et 2003, la persistance de conditions des températures élevées du domaine Niño-4 est relayée par une augmentation croissante de l'ablation jusqu'en 2003. Le bilan de l'année 2003 est le deuxième bilan le plus négatif de la série étudiée (Tableau 6.1). Ainsi, en cas de persistance de conditions de type El Niño, les conséquences sur l'ablation des glaciers semblent amplifiées.

Les phases chaudes et froides induisent des situations d'ablation opposées. Aux anomalies fortement négatives de bilan de masse au cours de situation de type El Niño s'opposent les anomalies positives des situations de type La Niña (Figure 6.3 d'après [*Franco et al.*, 2004]). Il est important d'observer que les situations neutres se rapprochent plutôt des situations de type La Niña, mais ne reflètent pas de tendance marquée (Figure 6.4), ce qui donne un sens à la situation d'opposition entre El Niño et La Niña. Les mois de février, mars, avril, mai puis août et septembre sont marqués par une opposition contrastée des bilans de masse des périodes El Niño et La Niña.

¹⁸Dans la suite du document, l'année 2003 sera ignorée car les mesures n'avaient pas encore été analysées lorsque l'étude de *Franco et al.* [2004] a été réalisée.

¹⁹Retard pour lequel la corrélation entre bilan de masse et les SSTA est maximale [*Franco et al.*, 2004].

²⁰L'ablation en 1995 était plus élevée encore que lors de l'événement de type El Niño d'ampleur exceptionnelle de 1997/1998 [*Fedorov and Philander*, 2000]. Ainsi, le jeu de données utilisé ne semble pas biaisé fortement par l'occurrence de cet événement exceptionnel.

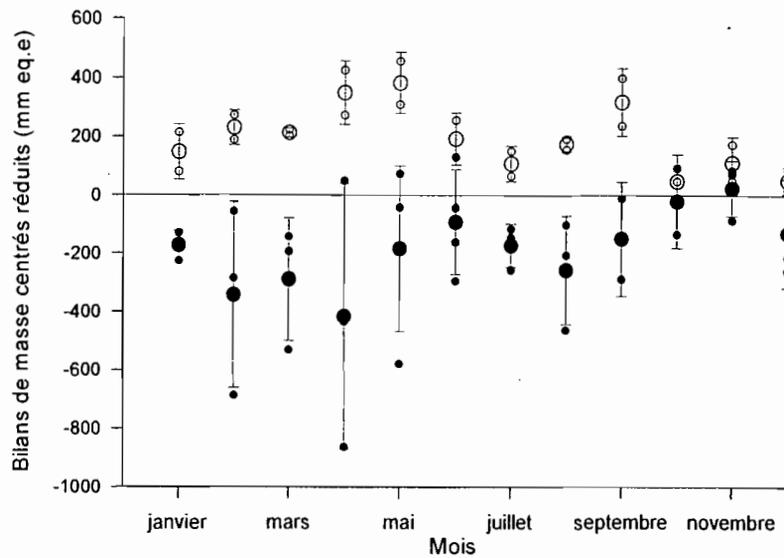


Figure 6.3 : Bilans de masse centrés réduits (période 1995-2002) (en mm eq.e) de la zone d'ablation du Glacier 15 de l'Antizana séparés selon l'occurrence des événements de type El Niño et La Niña (d'après [Francoy et al., 2004]). Les valeurs mensuelles sont représentées (petits cercles), ainsi que la moyenne (gros cercles) et ± 1 écart type (barres verticales). Les périodes marquées par un événement de type El Niño (cercles pleins) ou La Niña (cercles vides) sont définies au Chapitre 3 (Tableau 3.1), décalées de 3 mois de manière à prendre en considération le décalage temporel de 3 mois entre les anomalies de températures de surface du Pacifique tropical et les anomalies de bilan de masse.

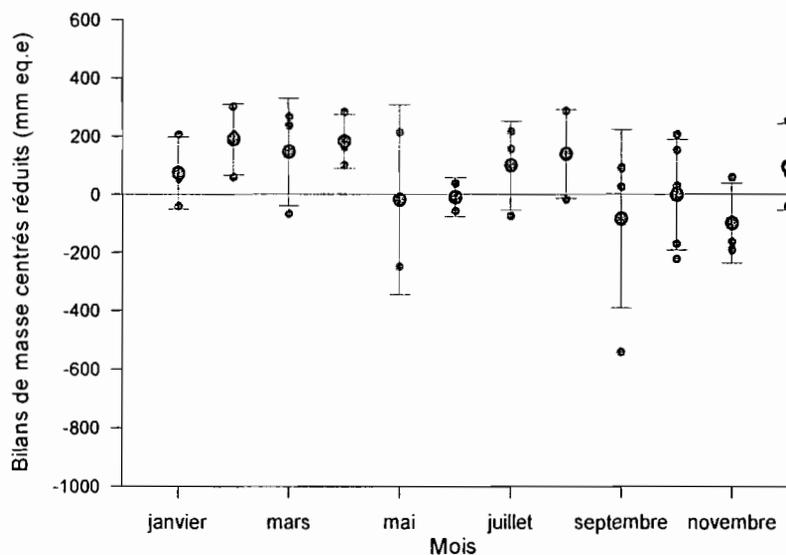


Figure 6.4 : Bilans de masse centrés réduits (période 1995-2002) (en mm eq.e) de la zone d'ablation du Glacier 15 de l'Antizana au cours de phases neutres (idem Figure 6.3). Les valeurs mensuelles sont représentées (petits cercles), ainsi que la moyenne (gros cercles) et ± 1 écart type (barres verticales).

6.1.3. Bilan d'énergie et ablation interannuelle

Dans cette section nous analysons les processus d'ablation lors des situations de type El Niño et La Niña. Nous mettons en évidence les principaux changements qui ont affecté le bilan d'énergie de surface du glacier. Cette section constitue une partie de la publication [Francou *et al.*, 2004] dont nous gardons la numérotation des parties et des figures. Francou *et al.* [2004] présentent un complément important à la présente étude, qui précise l'évolution des caractéristiques atmosphériques entre El Niño et La Niña. Les conclusions sont résumées dans la section discussion de ce chapitre (cf. 6.1.4).

5. Energy fluxes and ablation cycle at the glacier surface

[19] To understand the mass balance variability presented in the previous section, we need to analyze the ablation processes taking place at the glacier surface. This analysis is based on the well-documented cycle March 2002 - March 2003, during which the main terms of the energy balance were measured. Details of this analysis can be found in a companion paper by Favier *et al.* [2004a]. To extend these observations back in time to 1995, we relied on data from the NCEP-NCAR reanalysis and Outgoing Long Radiation (OLR) measured by satellites. Prior to using these proxies, we evaluate in the next section how well they correspond with our own field measurements in 2002/2003.

5.1. Main variables of the ablation process

[20] During the 2002-2003 cycle the net short-wave radiation (S) was the main influx to the surface (123 W m^{-2}). This contribution was partly compensated by the long-wave radiation (L) heat sink (-39 W m^{-2}). The total net all-wave radiation ($R = 84 \text{ W m}^{-2}$) largely dominated the ablation processes with only a minor contribution from the turbulent heat fluxes ($LE+H = -6 \text{ W m}^{-2}$), except during JJAS when winds are strong [Favier *et al.*, 2004a].

5.1.1. Turbulent heat fluxes.

[21] Turbulent heat fluxes are negligible during periods with low winds. During windy periods, sensible and latent turbulent heat fluxes increase in similar proportion but H does not compensate LE completely, hence $LE+H$ always represents a heat sink. Thus we view the latent turbulent heat fluxes LE as

representative of the total turbulent heat fluxes. The latent turbulent heat fluxes depend basically on wind velocity and humidity. During the 2002-2003 cycle these fluxes could not be disregarded, particularly during the windy periods. In fact, when easterlies are strong, as in 2002 between June 1 and October 15, sublimation becomes a significant term in the energy balance and leads to ablation rates as high as 3 mm w.e d⁻¹. An important sink of energy is hence associated with this process, estimated as $LE \approx -100 \text{ W m}^{-2}$, which contributes to reduce melting during the “verano” months (boreal summer). In order to quantify the turbulent fluxes during 1995-2002, we extracted the reanalyzed wind speed and specific humidity data at the 500 hPa level from the grid cell closest to Antizana (77.5°W, 0°S) and calculated the following sublimation-index β_{sub} :

$$\beta_{\text{sub}} = (q - q_s) u \quad (3)$$

where q is the monthly mean specific humidity, q_s the surface specific humidity of a snow/ice surface in melting conditions at 500 hPa and u is the wind speed. The more negative the index, the more sublimation occurs. We are aware of the fact that this empirical index does not physically describe the sublimation process at the glacier surface. However, over the 2002-2003 period, correlation between the β_{sub} -index and the turbulent fluxes at the glacier surface is high, with $r = 0.78$ ($p_r = 0.01$) (Figure 7a). The turbulent heat fluxes observed during the 2002-2003 cycle occur every year on the same order of magnitude. The maximum values always occur between June and September, but the start and end date of increased sublimation can vary considerably. The lowest sublimation is always recorded in October and November. As a consequence, JJAS is the only period during which sublimation can lead to a significant reduction of melting.

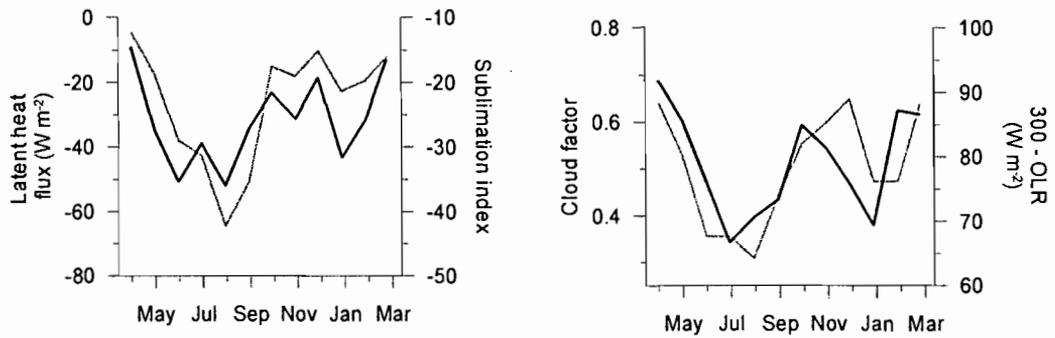


Figure 7. Comparison between monthly mean field measurements and proxy values derived from NCEP-NCAR reanalysis between April 2002 and March 2003. a) comparison between the measured turbulent latent heat flux (gray line) and the sublimation index β_{sub} (black line). b) cloud factor (gray line), deduced from field measurements and OLR values reduced from 300 W m^{-2} (black line). See text for details.

5.1.2. Net radiation - Incoming fluxes and cloudiness.

[22] With a mean slope of 18° and a NW orientation, the strength of the incoming short-wave radiation increases on the Glacier 15 from April to August. On the other hand, a slight minimum occurs during the “veranillo” December-January. The energy influx, however, is modulated by cloud cover, which on Antizana glaciers, is a good proxy for the amount of incoming radiation. Both incoming long-wave $L\downarrow$ and short-wave $S\downarrow$ fluxes are related to cloud cover, $S\downarrow$ negatively, $L\downarrow$ positively. However, changes in $S\downarrow$ are much larger and therefore control the incoming flux rates. By comparing $S\downarrow$ with S_{TOA} , a «cloud factor» cf can be obtained, defined as $cf = 1.3 - 1.4 \cdot S\downarrow / S_{TOA}$, which represents a quantitative cloud cover estimate. The values 1.3 (offset) and 1.4 (scale factor) were derived from a simple linear optimization process [see Favier *et al.*, 2004a]. Cloud cover during the 2002-2003 cycle shows two maxima, one around March and another one around November (Figure 7b), when the S_{TOA} is close to its maximum. Conversely, a clear minimum was observed in June-July-August. This is consistent with the seasonal distribution of precipitation during the studied cycle (not shown). Correlation of OLR, which is a good proxy for convective activity and precipitation [e.g. Liebmann *et al.*, 1998], extracted from the grid cell centered over the Antizana region, with the « cloud factor » shows a good agreement ($r = -0.68$, $p_r = 0.05$) between the two data sets in 2002/2003 (Figure 7b). Clearly low OLR values coincide with high cloud cover and vice-versa. Consequently, OLR is also significantly

correlated with $S\downarrow$ ($r = 0.60$, $p_r = 0.05$) and $L\downarrow$ ($r = -0.84$, $p_r = 0.001$). The seasonal cycle of OLR is very similar to the one in 2002/2003 in each of the eight years, 1995-2002 (not shown). Largest interannual cloud cover variability occurs around March and September (equinox) whereas the higher OLR values between May and August show less variance. Hence incoming fluxes are highest during the “verano”, highly variable during the equinox and feature a slight minimum in December-January.

5.1.3. Net radiation - Net all-wave radiation and albedo.

[23] As shown by *Favier et al.* [2004a], the seasonal evolution of albedo controls the net short-wave radiation ($r = -0.80$, $n_b = 359$; daily values, $p_r = 0.001$) and hence melting rates on the glacier. Albedo is extremely variable and depends on the occurrence of snowfall. After snowfall, the albedo reaches values up to 0.9 and melting stops. After long periods without snowfall, the albedo of the snow first progressively degrades to values close to 0.5 - 0.6, and then abruptly decreases to 0.3 when the bare ice is exposed at the glacier surface. Melting rates closely follow the change in albedo; hence snowfall frequency plays a key-role in the surface energy balance. In order to verify the role of albedo in melting, the analysis of short-wave radiation was extended back to September 1998. Months with data lacking for more than 10 days were removed, thus 37 months of data obtained from the AWS were analyzed. This analysis confirms that the mean net all-wave radiation and mass balance are highly correlated on intraseasonal (monthly) time-scales ($r = -0.90$; $p_r = 0.001$). This highly significant relationship is by and large due to the important link that exists between albedo and mass balance ($r = 0.87$, $p_r = 0.001$).

5.1.4. Temperature dependence of snowfall / rainfall occurrence.

[24] No real dry season exists on Antizana since at least 50 mm w.e. of precipitation falls in each month. But precipitation on the glacier is not always solid. Vertical oscillations of the 0°C isotherm displace the snow/rain limit up and down the glacier. Temperature controls the phase of precipitation and hence the melting rates via the albedo [*Favier et al.*, 2004a]. In order to verify this field observation over a longer period of time, we used the NCEP-NCAR data set to correlate monthly reanalyzed temperature at the 500 hPa-level in the grid

cell closest to Antizana and monthly temperature data from the AWS since September 1998. Although thermal conditions in the free atmosphere and in near-surface levels are different, the reanalyzed temperature correctly reproduces both seasonal and interannual temperature variations observed in the surface boundary layer ($r = 0.71$, $p_r = 0.01$). However, the two temperature series are offset, with the monthly mean temperature at the AWS being 5.3°C higher than the temperature of the free atmosphere at the 500 hPa level. Hence we reconstruct a set of « corrected temperature » on the Antizana site for the considered period by adding 5.3°C to the reanalysis data. This corrected temperature data can be used to determine the temperature threshold at which precipitation changes from liquid to solid and vice-versa, as mass balance and snowfall should be highly correlated at times when all precipitation falls in the form of snow. In *Favier et al.* [2004a], 0.5°C is the best threshold value which optimizes the relation between precipitation and albedo (Figure 8). When the “corrected temperature” exceeds 0.5°C , rain is dominant and mass balance, via the albedo, becomes negative, whereas at lower temperature snowfall leads to an abrupt decrease of melting. Since temperature controls the phase of precipitation, albedo and precipitation are better correlated if we only consider the months with temperature below 0.5°C ($r = 0.53$, $p_r = 0.01$). Precipitation and mass balance are also well correlated during these “cold months” ($r = 0.53$, $p_r = 0.01$). Nevertheless, in some cases such as during the second part of 1995, this distinction between snow and rain cannot explain the strong negative mass balance observed in Figure 8. In this case, a deficit of precipitation offers a better explanation of the strong mass loss.

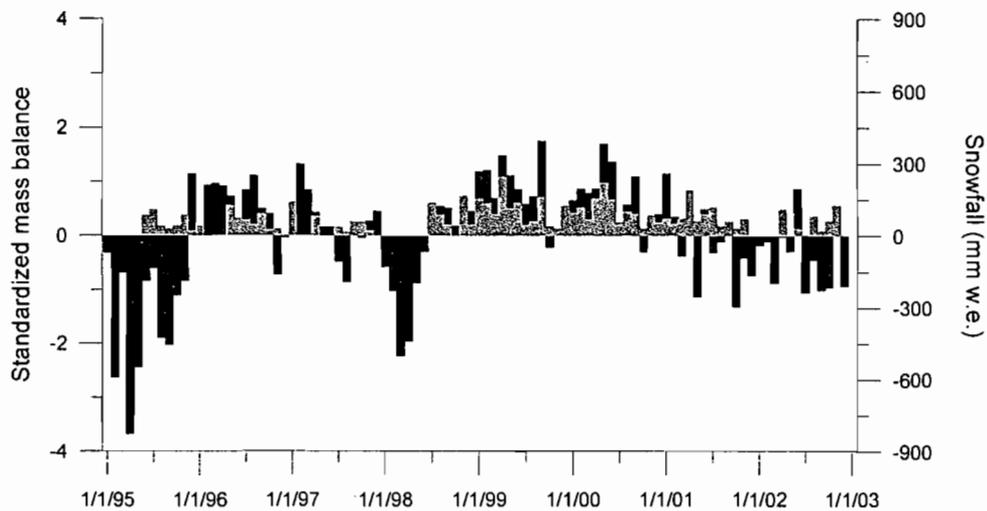


Figure 8. Monthly mass balance anomaly (dark gray) and snowfall amount (light gray). Snowfall is separated from rain by using a temperature threshold of 0.5°C . Reanalyzed temperature is increased by 5.3°C to fit the observed temperature at the glacier surface. See text for details.

[25] In conclusion, the following factors tend to accelerate melting at the glacier surface: 1) air temperature above 0.5°C near the ablation area, as it favors rain over snowfall, 2) weak and sporadic snowfalls, insufficient to maintain a high glacier albedo, 3) low wind speeds, which limit the transfer of energy from melting to sublimation, and 4) low cloud cover, which increases the incoming short-wave radiation, a factor particularly efficient during the periods close to the equinoxes.

5.2 The typical ablation cycle

[26] Compared to the outer tropical areas Bolivia and Peru, the seasonality of climate is weak in Ecuador [Wagnon *et al.*, 1999; Francou *et al.*, 2003]. However, the thermal variability associated with the change of phase of precipitation induces a marked seasonality of the melting processes at the glacier surface. In order to summarize this seasonal ablation cycle and its variability over time, we next briefly discuss its principal characteristics during key times of the year. Three principal periods have been distinguished, which are closely tied to the mass balance evolution defined in the section 4.1.

5.2.1. The key-months April-May and September (AMS).

[27] As shown in Figure 4 AMS control most of the annual mass balance variance. April and May are characterized by strong interannual precipitation and temperature variability (Figures 9.a and Figure 9.b). If air temperature is low (well below 0.5°C) and if precipitation is frequent, a long-lasting snow cover develops on the glacier and albedo remains permanently high. In this case, melting is very reduced. On the other hand, if temperature is well above the threshold of 0.5°C , precipitation will be mostly liquid and hence albedo is lowered as bare ice becomes more and more exposed up to 5000 m. If at the same time, a deficit of precipitation and low cloud cover prevails, melting is greatly enhanced because of the higher solar irradiance during the equinoctial period. In September and, to a lesser extent in August, temperature variability is lower (Figure 9.b) and albedo variations are primarily controlled by the frequency and intensity of snowfall. However, higher sublimation rates in September contribute to reduce overall ablation compared to April-May.

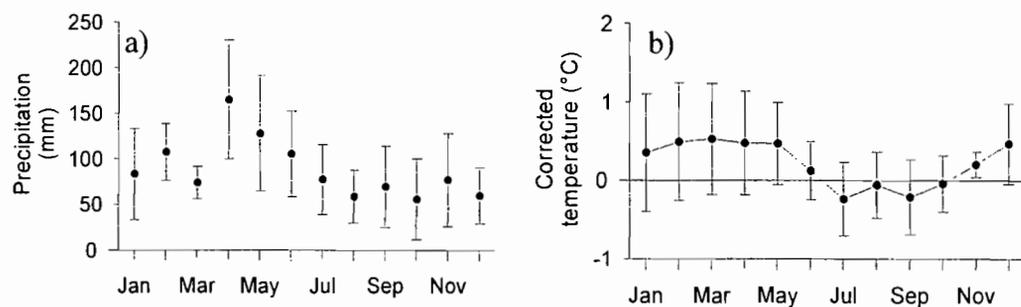


Figure 9.a) Monthly mean precipitation recorded at the glacier snout (rain gauge P3) averaged over the 1995-2002 period. Vertical bars indicate one standard deviation. b) Monthly mean reconstructed temperature (in $^{\circ}\text{C}$) in grid cell nearest Antizana (77.5°W , 0°S) averaged between 1995 and 2002. Vertical bars indicate one standard deviation. A constant value of 5.3°C has been added to the 500 hPa reanalysis data to account for the offset between NCEP-NCAR and AWS data (see text for details).

5.2.2. The summer months JJA.

[28] During the slight thermal minimum of July-August, the year to year variability of temperature is reduced (Figure 9.b). At this time of year precipitation preferentially falls as snow, thereby increasing the albedo. Although cloud cover is generally low and hence incoming short-wave radiation is strong, the high albedo values limit the net all-wave radiative budget. In addition wind speed tends to peak in JJA, which leads to enhanced sublimation, thereby further reducing melt rates. This explains why JJA is normally a period of low ablation. Nevertheless, snowfall in JJA is scarce and does not preclude a slow degradation of the albedo at the glacier surface, which in turn leads to a gradual increase in melt rates toward August.

5.2.3. The October-March period.

[29] Even though precipitation can be significant in October and November, mass balance is always very negative in this period; however more moderate conditions progressively appear in December and January. This secondary precipitation maximum in November, unlike the one between February and June, is limited in time and in quantity. Although temperature is low (Figure 9.b) and allows that most of the precipitation falls in the form of snow, melting can still increase significantly if sublimation is low. If precipitation falls in September, sublimation rates may still be high enough to reduce melting substantially, but if precipitation falls in October or in November when sublimation is already very low (Figure 7a), the fresh snow blanket will rapidly disappear and thereby lead to high ablation rates. December and January (the “veranillo” period) repeat the situation of the “verano”, but with low winds (not shown) and low sublimation (Figure 7a) [Favier *et al.*, 2004a]. Following January, the mass balance variability increases and begins to reflect the typical instability of temperature and precipitation of the first semester.

[30] In conclusion, wind speed (not shown) and cloud cover are the main climatic variables that show a pronounced seasonality in the highlands of Ecuador. We can distinguish a well-defined windy period from June to September with strong sublimation, and the rest of the year which features only limited turbulent heat fluxes. Linked to wind strength, cloudiness also shows important seasonal variations. Other factors such as temperature, precipitation

and humidity have more subtle variations. Nevertheless, the interannual variations of these parameters are strong and when interacting with each other they can develop important feedbacks. As shown in section 5.1.4. this is the case for instance between temperature and precipitation when a certain temperature threshold is reached. Hence it is no surprise that ablation varies the most around the time of the equinoxes, in particular during April-May and September. These are the months that show important interannual variations in temperature, precipitation and cloudiness and at the same time feature the highest S_{TOA} .

6. Typical responses of the glacier mass balance to extreme ENSO situations

[31] Once the ablation processes and their interannual variability have been identified, it is possible to specify how the extreme phases of ENSO can impact the glacier evolution. Let us recall that the separation between El Niño and La Niña periods is based on the criteria by *Trenberth* [1997] for the Niño-4 sector and that the SSTA lead Antizana mass balance by three months (see section 4.2).

6.1. Glacier mass balance during La Niña periods

[32] Monthly mass balance and precipitation are highly correlated ($r = 0.76$, $p_r = 0.001$) during La Niña periods as defined in Table 1. On the other hand, no significant correlation exists between the two variables during El Niño. The positive correlation during La Niña is due to the negative temperature anomalies between January and May and in September (Figure 10a), causing all precipitation to fall in the form of snow. Furthermore precipitation amounts are above average during La Niña periods (Figure 10b), hence the snow tends to form a continuous and permanent blanket with high albedo on the glacier surface, typically in April-May-June and August-September. The increased cloud cover and accordingly the reduced short-wave incoming radiation also play a role for reducing melt rates in January-February and September (Figure 10c). On the other hand, strong winds begin earlier and end later than average and typically last from March to October (Figure 10d). Compared with El Niño periods, the stronger sublimation anomaly occurs in March and August (Figure

10e). During the core of the windy period (“verano”), the low specific humidity combines with the wind to strengthen sublimation (not shown). In July, August and OND, temperature and precipitation do not exhibit marked differences between the two phases of ENSO and hence the mass balance is quite similar during both periods.

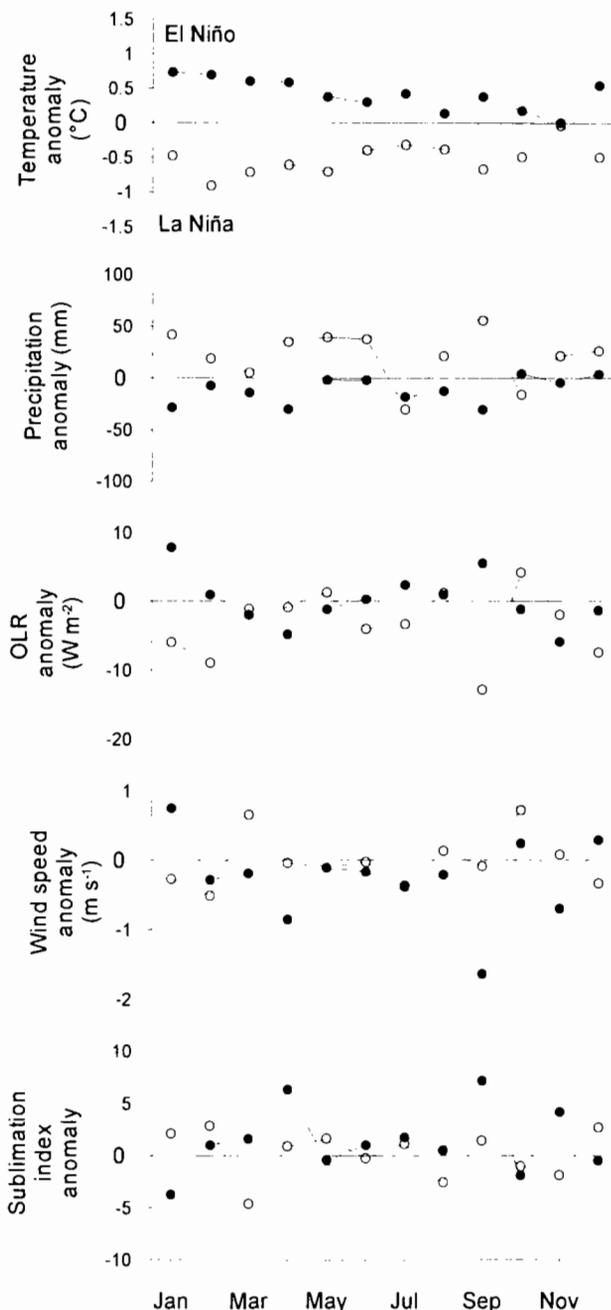


Figure 10. Monthly mean anomalies during La Niña (open circles) and El Niño (filled circles) for a) NCEP-NCAR 500 hPa temperature (in $^{\circ}C$), b) precipitation (in mm) at 4650 m a.s.l., c) OLR (in $W m^{-2}$), d) NCEP-NCAR 500 hPa wind speed (in $m s^{-1}$), e) sublimation (note that sublimation increases when values are more negative). Reanalysis and OLR data are from grid cell closest to location of Antizana. See text for details.

[33] In conclusion, La Niña events are characterized by cold temperatures, abundant snowfall and, to a lesser degree, more constant winds. These factors combine to increase albedo and sublimation, and therefore preclude melting at the glacier surface. Under such conditions the snow line drops to the lower reaches of the glacier and snow will cover the glacier terminus during several weeks. Mass balance variations in these circumstances first and foremost reflect the excess of precipitation, particularly from January to June and in August-September. In 1999 for example, the mass loss at the lowest stakes was only 2000 mm w.e., which is three times less than during a typical El Niño year and the Equilibrium Line Altitude (ELA) dropped to 4960-4980 m, only 150 m above the glacier terminus.

6.2. Glacier mass balance during El Niño periods

[34] From January to May and in September, air temperature is 1 to 2 °C higher during El Niño as compared to La Niña periods (Figure 10a). As a consequence, the snow-rain limit rises up to 5000-5100 m asl, lowering the albedo and enhancing the absorption of energy by the glacier surface. The fact that precipitation decreases almost every month during El Niño periods, particularly during the key months April and September (and also in January), has important implications for the mass balance (Figure 10b). Large positive OLR departures in January and September confirm that cloud cover is indeed reduced and that short-wave radiation receipts are higher during El Niño (Figure 10c). High winds are limited to the core of the “verano” (JJA) and May, unlike La Niña periods where winds are also high during April and September (Figure 10d). The lower wind speed in April and September induces a sublimation decrease, which in turn tends to enhance ablation rates as the entire available energy is consumed by the much more energy-efficient melting (Figure 10e). As shown by the sublimation index, however, the energy sink due to the turbulent fluxes limits melting and thereby contributes to the mass balance equilibrium between June and August. The low variability of mass balance in JJA is thus maintained by the weak temperature and precipitation anomalies. The same climatic control operates in OND, when precipitation and temperature variations are also minor, regardless of the phase of ENSO (Figure 10a-b).

[35] In conclusion, El Niño periods are characterized by increased melt rates. This situation is caused both by rainfall on the glacier due to higher temperatures as well as by a deficit of precipitation, both of which contribute to lower the albedo over large areas of the glacier. A significant reduction in cloud cover during the equinoxes has an important effect on the amount of incoming shortwave radiation. Hence mass balance tends to follow the seasonal cycle of the S_{TOA} , and melting is highest around the equinoxes AM-S and minimal around the solstices JA and DJ. Although sublimation still represents a heat sink, the turbulent heat fluxes limit sublimation to a shorter period (JJA), and melting is more efficient than during La Niña. As a consequence, the glacier experiences an important mass loss in its lowest parts, with rates that exceeded 6000 mm w.e. in 1995, 1997 and 1998. At the same time the ELA rises up above 5100 m asl (when in equilibrium, the ELA is located at 5030 m asl) and the ablation zone can extend to more than 40% of the total area (when in equilibrium, the ablation zone only represents 27 % of the total area).

6.1.4. Discussion (d'après Francou et al. [2004])

L'état de la troposphère et les conditions de circulation générale des régions tropicales sont fortement influencés par les variations de l'ENSO. Au cours des phases froides (La Niña), la circulation atmosphérique au dessus des Andes équatoriales est caractérisée par des conditions plus froides et un flux d'Est plus marqué dans la troposphère supérieure. Des conditions de convection accrue s'étendent sur l'ensemble du bassin Amazonien, jusque dans les Andes tropicales et subtropicales. Ces conditions sont de toutes évidences la cause du surplus de précipitations observé sur le site du glacier 15 de l'Antizana durant La Niña. Le renforcement du flux d'Est, l'augmentation de la convection sur le bassin amazonien, associés à la diminution des températures (0.8 à 1.0°C entre La Niña et El Niño) entraînent une augmentation significative de l'humidité relative de la moyenne troposphère près des Andes. Les variations de température de l'atmosphère (à 500 hPA) de la région de l'Antizana et du bilan de masse du Glacier 15 de l'Antizana sont fortement corrélées à celles de l'indice Niño-4. Les phases chaudes (El Niño) correspondent à des périodes d'ablation intense et de recul du glacier, alors que les phases froides (La Niña) connaissent des bilans positifs et peuvent même être marquées par l'avancée du front. Cette situation contrastée est principalement contrôlée par les variations d'albédo de surface du glacier, qui dépend de l'occurrence de précipitations neigeuses. La température joue un rôle indirect primordial dans l'instauration du manteau

neigeux et, par suite, dans la mise en place de conditions favorables ou non à la fonte du glacier. En effet, la température contrôle la phase des précipitations et détermine la position de la limite pluie/neige qui oscille le long de la surface d'ablation. Au cours des événements de type El Niño, la température de l'air sur le site du Glacier 15 de l'Antizana s'élève (de 1 à 2°C entre El Niño et La Niña [Francou *et al.*, 2004, Figure 10]) et les précipitations sont déficitaires. Ces conditions favorisent une disparition rapide du manteau neigeux et l'augmentation de l'albédo.

L'augmentation de la température de l'atmosphère des Andes Equatoriales et l'ablation du Glacier 15 de l'Antizana apparaissent environ 3 mois après l'élévation de la température moyenne de l'océan dans la région Niño-4. L'intensité des événements de type El Niño et la Niña a tendance à être maximale au cours de l'hiver boréal. L'impact de l'ENSO sur la température de l'air, maximum au cours du premier semestre du cycle hydrologique, coïncide donc avec la principale période de précipitations (avril-mai). Ainsi, les conséquences de l'ENSO sur les précipitations neigeuses sont maximales entre février et mai lorsque le rayonnement en surface est intense, amplifiant ainsi les effets sur la fonte. Les chutes de neige au cours des mois d'août-septembre sont, elle aussi, affectées par l'occurrence d'El Niño. Enfin, en second lieu une diminution notable de la nébulosité et une réduction de la vitesse du vent (qui contrôle grandement les valeurs des flux turbulents de chaleur) participent à l'accentuation de la fonte au cours des événements de type El Niño.

Les huit années étudiées (1995-2002) constituent une période trop courte pour saisir la totalité des influences qui entrent en jeu dans l'ablation du glacier. En particulier, même si les données ne semblent pas biaisées par l'événement exceptionnel de 1997-98, la présence d'un tel événement impose de considérer ces résultats avec précaution. Enfin, il est important de noter que des forçages différents d'El Niño peuvent aussi contribuer de manière significative aux variations du climat régional et à celles du glacier [Vuille *et al.*, 2000b]. Cette étude constitue une première étape dans l'analyse du lien entre la variabilité climatique régionale et l'ablation des glaciers des Andes Equatoriales.

6.2. Analyse comparée des bilans d'énergie de surface de glaciers des régions tropicales interne et externe – Apport à la compréhension de la relation climat-glacier dans les Andes tropicales

6.2.1. Introduction

L'étude de la relation climat-glacier est un axe central de recherche de l'UR Great Ice de l'IRD. De nombreux résultats ont permis de préciser cette relation en zone tropicale externe en Bolivie [e.g. *Ribstein et al.*, 1995 ; *Franco et al.*, 1995 & 2003 ; *Wagnon*, 1999 ; *Wagnon et al.*, 1999 & 2001, *Sicart*, 2002 ; *Sicart et al.*, 2003]. Parallèlement, l'étude menée en Equateur nous renseigne sur la réponse des glaciers au climat de la région tropicale interne, marquée par une plus faible saisonnalité des températures, des précipitations et de l'humidité de l'air. Dans ces deux régions, le suivi des glaciers permet aujourd'hui de mieux comprendre les processus principaux intervenant lors de l'ablation, et les raisons du lien étroit constaté entre l'ablation des glaciers et l'occurrence des événements de type El Niño.

En nous basant sur l'étude de bilans d'énergie de surface établis dans les zones d'ablation du glacier du Zongo (16°15'S) et du Glacier 15 de l'Antizana (0°28'S) (Figure 6.5), nous analysons les conditions de forçage et les processus d'ablation des deux sites. Ces conditions sont comparées à celles rencontrées sur le névé de Caquilla (21°30'S), situé dans la zone subtropicale dans laquelle l'extrême aridité empêche les glaciers de subsister (Figure 6.5) [e.g. *Vuille et Ammann*, 1997]. Nous mettons ici en évidence le rôle central joué par l'albédo dans la fonte et rappelons le rôle primordial des précipitations neigeuses dans la réponse des glaciers au forçage climatique. Cette étude a donné lieu à une publication, que nous reproduisons ci-dessous :

Favier, V., P. Wagnon, P. Ribstein (2004), Glaciers of the outer and inner tropics : A different behaviour but a common response to climatic forcing, *Geophysical Research Letters*, 31, L16403.

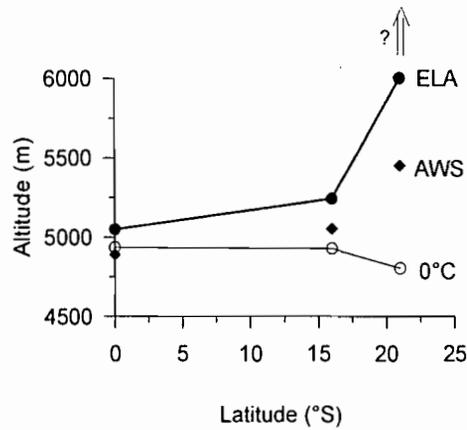


Figure 6.5 : Evolution de la ELA (Altitude de la ligne d'équilibre), de l'altitude de l'isotherme 0°C et de la position des stations météorologiques (AWS) en fonction de la latitude (cf. [Favier *et al.*, 2004b, Table 1 et 2]). L'isotherme 0°C est évalué à partir des mesures de AWS en prenant en compte un gradient de température de (-0.65°C/100m).

6.2.2. Analyse préliminaire – représentativité des données utilisées

L'étude que nous réalisons ici est basée sur la comparaison de deux cycles de mesures météorologiques réalisées en surface du Glacier 15 de l'Antizana (0°28'S, zone tropicale interne) et du glacier du Zongo (16°15', zone tropicale externe). Nous devons en premier lieu vérifier que la comparaison des moyennes obtenues au cours de ces cycles a un sens. Pour ce faire, nous comparons rapidement les conditions climatiques et les bilans de masse calculés depuis le début des mesures sur les deux sites. Le suivi du glacier du Zongo et du Glacier 15 de l'Antizana est réalisé depuis 1991 et 1995 (respectivement), soit 12 et 9 cycles hydrologiques (respectivement) (Tableau 6.2). Les valeurs utilisées pour ces deux glaciers ont été obtenues au cours de phases opposées, mais de faible intensité de l'ENSO. Les conditions de forçages sont, dans les deux cas, proches des moyennes observées depuis le début des mesures (les écarts aux valeurs moyennes sont inférieurs à ½ écart type). En conséquence, les bilans de masse mesurés lors des deux cycles s'écartent peu de la moyenne (0.45 et -0.2 écart type) alors que la variabilité des bilans de masse avec l'ENSO est très grande (± 1.5 écart type environ). Ainsi, les situations sont proches des états moyens observés depuis 1992 et 1995 sur les sites du Zongo et de l'Antizana respectivement. La comparaison de ces deux cycles est donc permise, même si à l'avenir il serait intéressant réaliser une étude similaire à partir de bilan d'énergie établis sur une plus longue période couvrant des phases chaudes et froides de l'ENSO.

Tableau 6.2 : Représentativité des mesures réalisées en surface du glacier du Zongo (Bolivie) et du Glacier 15 de l'Antizana (Equateur) au cours, respectivement, des cycles 1999-2000 et 2002-03. Les valeurs entre parenthèses et en caractères inclinés représentent les écarts types des variables. Les valeurs entre parenthèses et en caractères gras représentent l'écart de la valeur du cycle par rapport à la moyenne, exprimé en terme d'écart type.

Valeur	Glacier du Zongo ¹	Glacier 15 de l'Antizana
Cycle étudié	1999-2000	2002-03
Bilan de masse du cycle (mm eq.e)	116 (0.45)	-769 ² (-0.20)
Bilan de masse moyen (mm eq.e)	-230 (760)	-615 (745)
Bilan de masse minimal (mm eq.e)	-1962 (-2.28)	-1830 (-1.63)
Bilan de masse maximal (mm eq.e)	797 (1.35)	515 (1.52)
S_1^3 au cours du cycle ($W m^{-2}$)	200	239
S_1^3 moyen ($W m^{-2}$)	209 (10) ⁴	229(66) ⁵
T^3 au cours du cycle ($^{\circ}C$)	-1.4	0.3
T^3 moyen ($^{\circ}C$)	-1.1 (0.6) ⁴	0.1 (0.8) ⁵
P au cours du cycle (mm)	925	970
P moyen (mm)	960 (118)	1055 (228)

¹D'après [Rabatel et Mendoza, 2004].

²Bilan de masse de l'année 2002.

³Rayonnements (températures) mesurées à 5150 m d'altitude entre 1998 et 2003.

⁴Ecart type des valeurs annuelles.

⁵moyenne et écart type calculés à partir des valeurs journalières du 4 septembre 1998 au 31 août 2003, soit 1423 jours complets de mesures de S_1 et 1348 jours complets de mesures pour T .

6.2.3. *Glaciers of the outer and inner tropics : A different behaviour but a common response to climatic forcing*

Abstract

[1] We have compared the annual surface energy balance (SEB) of Zongo Glacier (16°S, Bolivia, outer tropics) and Antizana Glacier 15 (0°S, Ecuador, inner tropics). On annual time scale energy fluxes are very similar in the ablation zone: turbulent heat fluxes compensate each other and net short-wave radiation dominates the SEB. Albedo is central in controlling the melting. Consequently solid precipitation occurrence manages the annual mass balance variability. In the outer tropics, the annual melting is directly related to the annual distribution of precipitation, the period December-February being crucial. However, in the inner tropics, liquid precipitation can occur on the ablation zone, and snowline altitude remains very sensitive to air temperature. Tropical glaciers react rapidly to El Niño events, mainly because of an induced precipitation deficit in the outer tropics and to a temperature increase in the inner tropics, both leading to a rise in snowline altitude.

1. Introduction

[2] The relationship between glacier behaviour and climate has long been a central issue in glaciology [e.g. *Kuhn*, 1981; *Oerlemans*, 1994; *Hock*, In press]. However, glacier-atmosphere interactions are complex especially in the tropics where accumulation and ablation are synchronous and ablation is permanent throughout the year [e.g. *Hastenrath and Ames*, 1995; *Kaser*, 2001]. Combined glacier mass and energy balance studies on low-latitude glaciers provide valuable knowledge on the tropical and global climate [*Wagnon et al.*, 2001; *Francois et al.*, 2003 and 2004]. We compare herein the annual cycle of the surface energy balance (SEB) of two glaciers: Zongo Glacier, located in Bolivia ($16^{\circ}15'S$, outer tropics) [*Wagnon et al.*, 1999; *Sicart*, 2002] and Antizana Glacier 15, located in Ecuador ($0^{\circ}28'S$, inner tropics) [*Favier et al.*, 2004a]. We also present some short-term SEB measurements performed over a non-permanent snow field, Caquilla in southern Bolivia ($21^{\circ}30'S$, subtropical climate), in order to briefly compare with ablation processes under dry subtropical conditions. In the tropical climate characterized by a lack of thermal seasonality, glaciers are particularly sensitive (i) to albedo itself controlled by the occurrence and the amount of solid precipitation throughout the year, (ii) to incoming long-wave radiation mainly related to cloudiness and (iii) to air humidity that conditions the sharing of energy between melting and sublimation. Although their mass balance is directly related to the moisture content of the atmosphere (precipitation, cloudiness, specific humidity), glaciers of both the outer and the inner tropics react differently to climatic forcing. In this paper, after a short description of these glaciers, their climatic setting, the data and the methodology, the differences in their respective SEB will be outlined in order to better understand the climatic response of outer and inner tropics' glaciers.

2. Glaciers, climatic setting, data and methodology

[3] Table 1 describes the major morphological, geographical and glaciological features of Zongo Glacier, Antizana Glacier 15 and Caquilla snow field. Within the tropical climate, *Kaser* [2001] distinguishes the inner tropical climate with more or less continuous precipitation throughout the year to the outer tropical climate characterized by one dry season (where subtropical conditions prevail,

April-September) and one wet season (where tropical conditions are dominant, October-March). The subtropical climate of southern Bolivia is characterized by an extreme dryness of the air and precipitation is not high enough to maintain glaciers. Half-hourly records of an Automatic Weather Station (AWS) installed at the glacier surface allow us to study local climatic setting and local surface energy balance. Figure 1 displays the dimensionless values of several meteorological variables measured at 5050 m a.s.l. and 4890 m a.s.l. on Zongo Glacier and Antizana Glacier 15 respectively and Table 2 gives the annual means and the standard deviations of these variables. The tropical climate is characterized by homogeneous temperature conditions throughout the year with a slight seasonality of air temperature in the outer tropics (higher temperatures during the austral wet summer, October-March). At low latitudes, incident solar radiation is also more or less constant throughout the year, the seasonality of the extra-terrestrial irradiance in the outer tropics being attenuated by the pronounced cloudiness seasonality. In the humid inner tropics, stable humidity conditions cause accumulation and ablation to occur simultaneously throughout the year, whereas the outer tropics are characterized by a pronounced seasonality of specific humidity, precipitation and cloudiness. Thus, notable accumulation occurs only during the humid season and ablation, strong during the wet months, is reduced the rest of the year [Kaser, 2001].

Table 1. Morphological, geographical and glaciological features of Zongo Glacier, Antizana Glacier 15 and Caquella snow field.

	Zongo Glacier	Antizana Glacier 15	Caquella snow field
Country	Bolivia	Ecuador	Bolivia
Climatic zone	Outer tropics	Inner tropics	Subtropics
Latitude	16°15'S	0°28'S	21°30'S
Longitude	68°10'W	78°09'W	67°55'W
Elevation max	6000 m a.s.l.	5760 m a.s.l.	5960 m a.s.l.
Elevation min	4900 m a.s.l.	4840 m a.s.l.	5400 m a.s.l.
Surface	2.4 km ²	0.71 km ²	Several km ²
Exposition	South	North-West	South-East
Mean ELA	5240 m a.s.l.	5050 m a.s.l.	-
Altitude of the AWS	5050 m a.s.l.	4890 m a.s.l.	5450 m a.s.l.
Sky view factor*	0.94	0.95	≈0.98
Measurement period	Aug.99-Aug.00	Mar.02-Mar.03	04/25-04/28/01

* at AWS

[4] The energy stored into the top layers of the glacier ΔQ is calculated as (fluxes toward the surface positive) [e.g. *Oke*, 1987] :

$$\Delta Q = S_{\downarrow}(1-\alpha) + L_{\downarrow} - L_{\uparrow} + H + LE \quad [\text{in W m}^{-2}] \quad (1)$$

where S_{\downarrow} is the incident short-wave radiation, α is the albedo ($S = S_{\downarrow}(1-\alpha)$ is the net short-wave radiation), L_{\downarrow} and L_{\uparrow} are incoming and outgoing long-wave radiation respectively ($L = L_{\downarrow} - L_{\uparrow}$ is the net long-wave radiation), and H and LE are turbulent sensible and latent heat fluxes respectively. Conduction into the ice/snow or heat supplied by precipitation are neglected. Although conduction is not negligible on Caquella, this hypothesis does not affect the results presented here. When the surface temperature is at the melting point, ΔQ represents the melting calculated in Eq. (1). The four radiative fluxes are measured locally at 5050 m a.s.l., at 4890 m a.s.l. and at 5450 m a.s.l. on Zongo Glacier, Antizana Glacier 15 and Caquella respectively with a CNR1 Kipp&Zonen net radiometer. The turbulent fluxes are calculated using the bulk aerodynamic approach calibrating the roughness lengths on direct sublimation field measurements. Temperature and humidity are measured using an artificially ventilated HMP 45 Vaisala sensor and wind speed is measured using a Young 05103 anemometer. See *Wagnon et al.* [1999] and *Favier et al.* [2004a] for details.

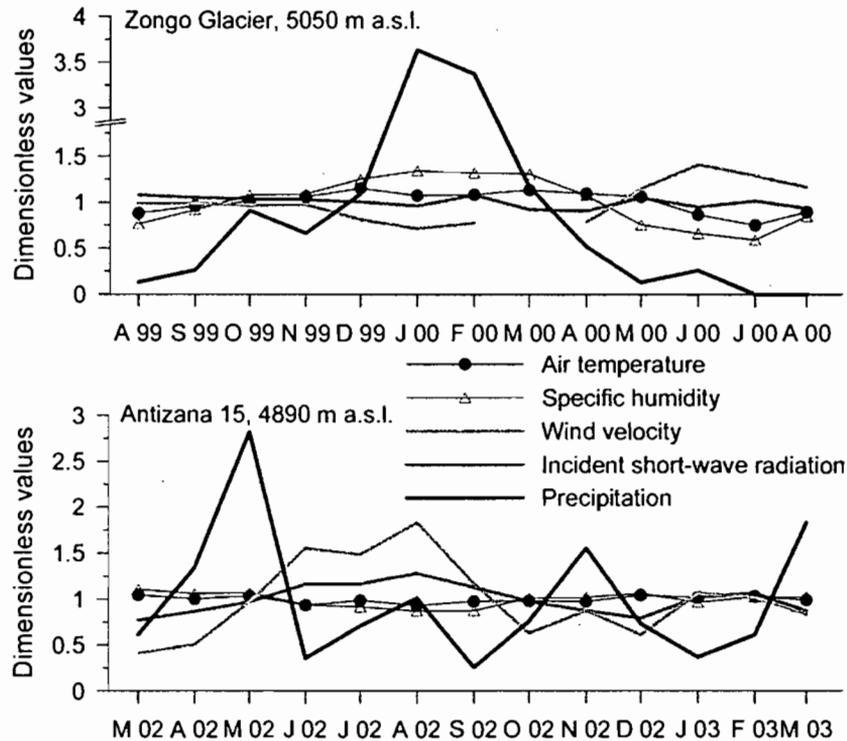


Figure 1. Dimensionless values of incident short-wave radiation, air temperature, specific humidity and wind speed at 5050 m a.s.l. on Zongo Glacier (Aug. 1999 – Aug. 2000; upper panel) and at 4890 m a.s.l. on Antizana Glacier 15 (Mar. 2002 – Mar. 2003; lower panel). Also shown are the dimensionless values of precipitation at 4750 m a.s.l. and 4650 m a.s.l. on Zongo Glacier and Antizana Glacier 15 respectively. Variables were made non dimensional by dividing the monthly mean by the annual mean. Air temperatures for both glaciers have been artificially shifted by +10°C in order not to mix negative and positive values. Note that the y-axis for Zongo glacier is broken. In the lower panel, dimensionless values of March 2002 are for 15 days only (except for precipitation amount).

3. Results

[5] Table 2 and Figure 2 give a full comparison of all the terms of the SEB of both glaciers for two annual cycles, the hydrological year 1999-2000 (September 1 – August 31) for Zongo Glacier [Sicart, 2002] and March 14, 2002 – March 14, 2003 for Antizana Glacier 15 [Favier *et al.*, 2004a]. Although both cycles are not synchronous and slightly differ regarding ENSO conditions, they allow the main features of each SEB to be pointed out and to be compared to each other, which is the aim of this paper. Moreover, this comparison makes sense, since annual mass balance of both cycles reflected quite well the average of mass balance recorded over 10 years and 8 years on Zongo Glacier and on Antizana Glacier 15 respectively.

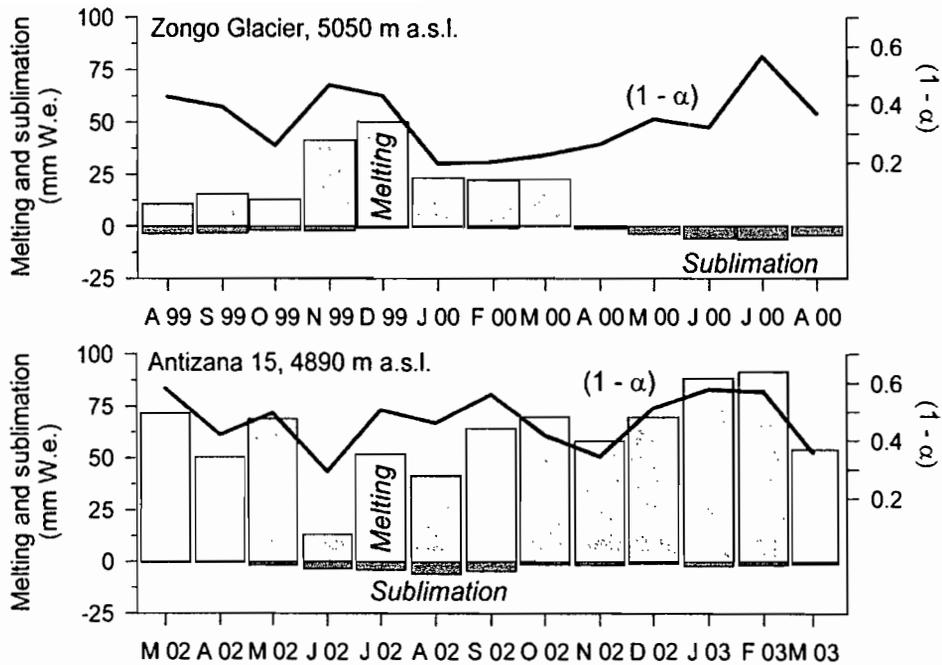


Figure 2. Monthly mean values of melting, sublimation and 1-albedo ($1-\alpha$) at 5050 m a.s.l. on Zongo Glacier (Aug. 1999 – Aug. 2000; upper panel) and at 4890 m a.s.l. on Antizana Glacier 15 (Mar. 2002 – Mar. 2003; lower panel). In the lower panel, mean values of March 2002 are for 15 days only.

[6] Considering the meteorological variables, both sites are very similar. However, the moisture conditions on Antizana Glacier 15 are slightly affected by a foehn effect [Favier *et al.*, 2004a] and the moisture values are site-specific to some extent. Taking into account the altitude difference, the annual mean temperatures are identical and the mean specific humidity is a little lower on Zongo Glacier than on Antizana Glacier 15. Very small standard deviations in Ecuador underline the absence of thermal seasonality in the inner tropics. Only wind speed, higher on Antizana Glacier 15, is strongly variable throughout the year with a marked windy season from June to October, coinciding with a slight minimum in moisture. Although we might have expected a much higher cloudiness and heavier precipitation in Ecuador in relation with the humid climate of the inner tropics, the difference in the annual cloudiness and in the annual precipitation between these two glaciers is not significant, only the seasonal distribution of the cloud cover and the precipitation being completely different. Finally, precipitation always falls as snow on Zongo Glacier, whereas more than one quarter of the total

precipitation is rain at the altitude of the AWS on Antizana Glacier 15 [Favier *et al.*, 2004a].

Table 2. Annual mean values and standard deviations (calculated from daily values) of each meteorological and SEB variables of Zongo Glacier at 5050 m a.s.l. (from [Sicart, 2002]) and of Antizana Glacier 15 at 4890 m a.s.l.. Also presented are the mean values over 3.5 days (April 25-28, 2001) of each meteorological and SEB variables of Caquella snow field. T is air temperature, Rh and q are relative and specific humidity respectively, u is wind speed, S_{\downarrow} , S_{\uparrow} and S are incident, reflected and net short-wave radiation respectively, α is albedo, L_{\downarrow} , L_{\uparrow} and L are incoming, outgoing and net long-wave radiation respectively, R is net all-wave radiation, T_s is surface temperature, H and LE are turbulent sensible and latent heat fluxes respectively and z_0 is the calibrated roughness length.

	Zongo Glacier (5050 m a.s.l.) 09/01/99-08/31/2000 [Sicart, 2002]		Antizana Glacier 15 (4890 m a.s.l.) 03/14/02-03/14/2003		Caquella (5450 m a.s.l.) 04/25-28/2001
Variable	Annual mean	Standard deviation	Annual mean	Standard deviation	Mean
T ($^{\circ}\text{C}$)	-0.8	1.4	0.3	0.7	-4.2
Rh (%)	71	21	81	11	12
q (g kg^{-1})	4.7	1.5	5.5	0.7	0.61
u (m s^{-1})	2.7	1.2	4.8	3.5	5.6
cloudiness	0.53		0.50	0.23	0.27
S_{\downarrow} (W m^{-2})	209	61	239	68	247
S_{\uparrow} (W m^{-2})	137	48	116	51	162
α	0.66	0.18	0.49	0.18	0.70
L_{\downarrow} (W m^{-2})	258	45	272	29	195
L_{\uparrow} (W m^{-2})	303	13	311	3	297
T_s ($^{\circ}\text{C}$)	-3.1	2.1	-1.4	0.7	-5.2
S (W m^{-2})	72	49	123	57	85
L (W m^{-2})	-45	35	-39	27	-102
R (W m^{-2})	27	36	84	46	-16
H (W m^{-2})	21	27	21	19	7
LE (W m^{-2})	-31	41	-27	31	-71
z_0 (mm)	3.2	-	2.9	-	0.07
$H+LE$ (W m^{-2})	-10	20	-6	17	-64
$R+H+LE$ (W m^{-2})	19	40	78	49	-80
total precip.(mm)	925	-	970	-	<300
solid precip.(mm)	925	-	715	-	?
Liquid precip.(mm)	0	-	255	-	0
Melting (mm)	1800	-	7400	-	0
sublimation (mm)	346	-	300	-	790*

* for 1 year

[7] Considering the radiative fluxes, due to similar values for cloudiness, specific humidity and air temperature, incoming long-wave radiation is only slightly lower on Zongo Glacier but with a higher standard deviation stemming from its pronounced seasonality (Table 2). Outgoing long-wave radiation shows that on both glaciers, melting conditions are encountered almost every day, at least during a few hours, but refreezing processes are more efficient on Zongo Glacier than on Antizana Glacier 15, as shown by the lower surface temperature. Due to the latitude and the thick cloud cover over Bolivia during the summer months of maximum potential irradiance (October – March), incident short-wave radiation is smaller on Zongo Glacier than on Antizana Glacier 15. Reflected solar radiation depends on albedo which is difficult to compare because albedo is very variable from year to year [Wagnon *et al.*, 2001] and strongly site-dependent. Besides, albedo is lower on Antizana Glacier 15 mainly because the AWS is located closer to the glacier terminus than on Zongo Glacier, and because part of the precipitation is rain.

[8] Considering the turbulent heat fluxes, noting that AWS' locations with respect to the equilibrium line altitude are similar, a similar situation is observed with a strongly negative latent heat flux (corresponding to a mass loss through sublimation) partly counter-balanced by a positive sensible heat flux. This is surprising because in the humid inner tropics, sublimation was expected to be weak [Kaser, 2001]. In fact, the latent heat flux is almost as important as in the outer tropics because of stronger winds that favour turbulence in the surface boundary layer between June and October.

[9] Figure 2 displays the monthly ablation (melting + sublimation) together with the monthly albedo on both sites. During the wet season in the outer tropics like during the entire year in the inner tropics, an anticorrelation is visible between melting and albedo, suggesting that inner tropics conditions prevail during the wet season in Bolivia. During the dry season in the outer tropics, sublimation is high, leaving almost no energy for melting that occurs only a few hours a day. This situation is more typical of the subtropics.

[10] Table 2 also displays the records of a short duration measurement campaign conducted on Caquilla snow field, under the dry and stable conditions of the subtropical climate, mainly under the influence of subsiding

dry air masses [Vuille, 1999]. Despite the short duration of the measurement period (3.5 days), these measurements can be briefly and qualitatively compared to those performed on the previous tropical glaciers (Table 2). The main difference comes from the extremely low specific humidity that implies a record latent heat flux (sublimation rates higher than 2 mm water equivalent per day) and an exceptionally low incoming long-wave radiation (in relation with the very low cloudiness and the very high altitude), that is not compensated by the increase in incident solar radiation (also related to low cloudiness). Therefore, melting conditions are not encountered on this snow field any more and ablation occurs almost only through sublimation. Anyway, glaciers do not exist in this region because precipitation is too weak to compensate sublimation.

4. Discussion and conclusion

[11] The SEB in the ablation areas of Zongo Glacier and Antizana Glacier 15 is dominated by the net short-wave radiation S which is partly compensated by the negative net long-wave radiation L (Table 2). Since S is closely related to albedo, albedo appears as a central variable controlling the amount of energy available at the surface of the ablation area of inner and outer tropics' glaciers. With its positive feedback on albedo, solid precipitation is therefore a key meteorological variable to the variability of the melting of all tropical glaciers. In the outer tropics where liquid precipitations almost never occur on glaciers, the mass balance is closely related to the total amount and the annual precipitation distribution. However, in the inner tropics, air temperature is still a very important meteorological variable managing the mass balance of the glaciers in that it controls the phase of the precipitation. Subtropical dryness illustrates an extreme situation where the precipitation deficit prevents glacier from developing.

[12] The seasonality of the precipitation hence that of the melting is also very different between both climatic zones, which induces a different functioning of the respective glaciers. In Bolivia, precipitation is weak and sporadic between October and December, low albedo bare ice is usually exposed at the surface of the ablation area, and absorption of short-wave radiation is thus

maximum, leading to an intense melting. This situation ends between December and February as soon as precipitation becomes high and frequent enough to maintain a permanent snow cover of high albedo on most of the glacier surface [*Sicart et al.*, 2003]. Thus, the inter-annual variability of the mass balance of the glacier mostly depends on the inter-annual variability of the precipitation especially during the crucial period December-February [*Franco et al.*, 2003], reflecting weakened (enhanced) easterly wind conditions and reduced (increased) moisture influx from continental lowlands [e.g. *Vuille*, 1999]. However in Ecuador, on seasonal time scales mean ablation rates remain at a quite constant level throughout the year, and the inter-annual variability of the mass balance of the glacier is mainly controlled by year-to-year variations in air temperature that govern the snowline altitude [*Franco et al.*, 2004]. Glaciers of the inner tropics are therefore more sensitive to temperature changes and especially to global warming than glaciers of the outer tropics which have a 4- to 6-month dry season of very reduced melting (Figure 2). Indeed, the elevation of the equilibrium line with respect to the 0°C-level, a suitable criterion to describe the glacier sensitivity to temperature change, increases with latitude [*Kuhn*, 1981]. In the subtropics, this altitude difference reaches several hundred meters, making glaciers, if there were any, very little sensitive to air temperature and restricting ablation to only sublimation as seen for Caquilla snow field.

[13] The climatic change affecting the tropical part of South America is nowadays dominated by El Niño periods. The last decade was marked by long [*Trenberth and Hoar*, 1996] and vigorous El Niño events [*Fedorov and Philander*, 2000]. During these periods, tropical glaciers usually experience strongly negative mass balances [*Wagnon et al.*, 2001; *Franco et al.*, 2004]. Although precipitation decreases and temperature increases are observed on both sites during El Niño periods, the relationship implying a negative mass balance is different when considering glaciers of the outer or the inner tropics. In Bolivia, ablation is strongly enhanced because of the deficit of precipitation (particularly between December and February) and the subsequent albedo decrease prevailing during El Niño conditions [*Wagnon et al.*, 2001], whereas in Ecuador El Niño episodes warm conditions induce a rise in the snowline altitude, and therefore a decrease in albedo under this altitude. The result is

identical: melting is enhanced and the mass balance is negative [*Francou et al.*, 2004]. Consequently, most tropical glaciers are not in equilibrium under the present climate and should the present trend of intense El Niño periods extend in the future, tropical glaciers would retreat at a fast rate.

Acknowledgments

[14] This work is sponsored by the French Program ORE Glacioclim. We thank particularly J.E. Sicart and B. Francou for their suggestions and comments.

Chapitre 7 : Conclusion et perspectives

Les glaciers de montagne ont une faible inertie de réponse aux variations du climat et sont considérés comme d'excellents indicateurs climatiques. La relation glacier-climat est depuis longtemps une problématique centrale en glaciologie, qui a déjà fait l'objet d'un important effort scientifique à travers le monde. Les interactions entre les glaciers et le climat sont complexes, et l'analyse détaillée des processus de fonte en surface est indispensable à leur compréhension. Dans cette optique, l'analyse combinée des bilans de masse et du bilan d'énergie de surface est une étape incontournable. Comprendre cette relation en zone tropicale est particulièrement intéressant en raison du lien étroit observé entre les conditions atmosphériques et la variabilité de l'ENSO (El Niño Southern Oscillation) et de l'utilisation importante des eaux fonte des glaciers Andins pour des applications humaines.

Cette thèse constitue une première analyse de la fonte des glaciers des Andes en zone Equatoriale. Nous étudions un bassin versant englacé du volcan Antizana ($0^{\circ}28'S$, $78^{\circ}09'W$), situé à 40 km à l'Est de Quito (capitale de l'Equateur). Le Glacier 15 de l'Antizana (0.71 km^2) fait partie d'un important massif englacé de la Cordillère Orientale, dont les eaux de fonte sont captées en partie afin d'assurer l'alimentation en eau potable et la production d'électricité pour les villes de Quito et du plateau inter-andin. Ce glacier est constitué de deux langues parallèles appelées glaciers 15α et 15β . Le bassin versant est étudié depuis 1995 et cette thèse est la première analyse approfondie réalisée à partir de la base de données constituée. La qualité des mesures réalisées et leur incertitude sont critiquées. En raison des mauvaises conditions climatiques, les mesures sur le site sont complexes et la réalisation de missions de routine, afin de contrôler l'état des stations est indispensable à la qualité des données. En particulier, la récolte de données hydrologiques sur le bassin versant est rendue très complexe en raison de l'important transport solide lié aux dépôts de couches de cendres volcaniques. Enfin, pour compléter les mesures de terrain, nous avons utilisé les données de réanalyses-1 (NCEP-NCAR) et d'OLR (Outgoing Longwave Radiation, NOAA). Ces données constituent une information qualitative importante, mais qui doit être complétée et validée par l'analyse de mesures de surface, plus particulièrement lorsque l'on cherche à estimer le bilan d'énergie de surface.

Nous avons tout d'abord vérifié que les hypothèses de calcul du bilan d'énergie de surface étaient respectées en surface du glacier étudié. Le calcul des valeurs des flux turbulents de

surface est celui qui demande le plus d'attention. Nous calculons les flux turbulents de chaleur à l'aide de la méthode bulk, en appliquant des corrections en fonction de la stabilité, évaluée à l'aide du nombre de Richardson bulk. Dans un premier temps, nous estimons les hauteurs de rugosité de la température, de l'humidité et de la quantité de mouvement à l'aide de profils mesurés en surface du glacier et par application de la méthode bulk. L'étude des valeurs de rugosité montre qu'elles évoluent selon un comportement différent du modèle théorique d'*Andreas* [1987]. Aussi, les hauteurs de rugosité de surface sont considérées égales à un paramètre unique que nous calculons à partir de mesures de sublimation réalisées à l'aide de lysimètres. Ce choix joue sur les valeurs des hauteurs de rugosité mais altère peu les valeurs finales des flux turbulents calculés. De plus, en raison de l'occurrence de vents catabatiques, les calculs des flux turbulents de surface sont réalisés dans la limite d'applicabilité de la théorie des similitudes de Monin-Obukhov. Néanmoins, l'erreur commise dans le calcul final des flux turbulents de surface est faible en raison du calage que nous réalisons sur les hauteurs de rugosité. Nous avons donc pu établir le bilan d'énergie de surface en un point de la zone d'ablation du Glacier 15 de l'Antizana au cours de l'année 2002-03. Le cycle 2002-03 étudié (du 14 mars 2002 au 14 mars 2003) est représentatif des conditions moyennes enregistrées sur le site depuis 1995. Les résultats de calcul du bilan d'énergie de surface sont validés à partir de mesures de fonte journalière et d'ablation mensuelle. Nous observons que la pente du glacier joue un rôle important dans la valeur des flux radiatifs reçus par la zone d'ablation.

Le glacier est soumis à un cycle climatique annuel caractéristique de la zone tropicale interne. Les températures ne connaissent pas de saisonnalité notable. Les précipitations peuvent être importantes tout au long de l'année, et le site ne connaît pas de saison sèche marquée. Un léger maximum de précipitations est néanmoins observé entre février et juin. Seule la vitesse du vent connaît une saisonnalité marquée et l'été boréal se caractérise par un renforcement important des flux d'Est. Ces vents coïncident avec une légère diminution de l'humidité de l'air et de la nébulosité. Enfin, en raison de l'orientation Nord-Ouest et de la pente moyenne de la zone d'ablation, le rayonnement solaire est maximum d'avril à août et présente un léger minimum en décembre-janvier. Sous de telles conditions climatiques, l'ablation et l'accumulation sont importantes tout au long de l'année.

Le bilan d'énergie de surface répond à ce forçage climatique. En raison du vent violent et des conditions d'humidité modérées qui ont régné du début du mois de juin 2002 à la moitié du mois d'octobre 2002, cette période est marquée par une sublimation élevée (jusqu'à 3 mm

eq.e jour⁻¹). Aussi, les flux turbulents ne peuvent pas être négligés sur le site du Glacier 15 de l'Antizana, et ils constituent un important puits d'énergie de début juin 2002 à mi-octobre 2002, ce qui limite l'ablation du glacier. Cependant, en raison de l'intensité du rayonnement solaire tout au long de l'année, l'albédo de surface contrôle les variations de l'ablation du glacier. Les valeurs d'albédo dépendent de la présence de neige en surface car la glace absorbe beaucoup mieux le rayonnement solaire que la neige. La fréquence des chutes et les fortes accumulations de neige sont essentielles pour limiter l'ablation du glacier. Dans la zone tropicale interne, l'isotherme 0°C oscille le long de la zone d'ablation. C'est pourquoi, en contrôlant la phase des précipitations, la température joue un rôle fondamental sur l'altitude de la limite pluie/neige et la mise en place du manteau neigeux sur la zone d'ablation. Ainsi des températures élevées contribuent indirectement à une accélération importante de l'ablation.

La variabilité interannuelle des circulations atmosphériques et des conditions moyennes de forçage climatique est élevée, en lien étroit avec celle de l'ENSO. Au cours des phases froides de l'ENSO (La Niña), des conditions de convection accrue sont observées sur l'ensemble du bassin amazonien, jusque dans les Andes tropicales et subtropicales. Ces conditions sont très probablement l'origine de l'augmentation des précipitations constatée alors sur le site du Glacier 15 de l'Antizana. Parallèlement, les températures de l'atmosphère diminuent considérablement, les flux d'Est se renforcent, et l'humidité relative de la moyenne troposphère augmente de manière significative près des Andes d'Equateur. Ces conditions influent directement sur l'enneigement en surface du glacier. Les événements de type La Niña (El Niño), marqués par des précipitations neigeuses plus fortes (faibles) et plus (moins) fréquentes, induisent une diminution (augmentation) importante de l'ablation. En second lieu, les diminutions notables de la nébulosité et de la vitesse du vent (qui contrôle grandement les valeurs des flux turbulents de chaleur) participent à l'accentuation de la fonte au cours des événements de type El Niño. Les variations de température de l'atmosphère suivent celles observées dans la zone Niño-4 de l'océan Pacifique (5°N-5°S, 150°O-90°O) avec trois mois de retard. L'impact de l'ENSO sur la température de l'air et le bilan de masse est donc maximum au cours du premier semestre du cycle hydrologique.

Le forçage climatique et le bilan d'énergie établi en surface du Glacier 15 de l'Antizana ont ensuite été comparés à ceux observés en surface du glacier du Zongo (Bolivie, zone tropicale externe). Ces conditions sont analysées brièvement en rapport avec celles observées à la

surface du névé de Caquilla (Bolivie, zone subtropicale) où l'extrême aridité empêche les glaciers d'exister. Nous mettons de nouveau en évidence le rôle central joué par l'albédo dans la fonte et rappelons le rôle primordial des précipitations neigeuses dans la réponse des glaciers tropicaux au forçage climatique. En Bolivie, où les précipitations tombent en général sous forme solide à la surface de la zone d'ablation, la variabilité interannuelle de la fonte dépend principalement de l'occurrence de précipitations des mois de décembre à février. Ce glacier est donc un excellent indicateur des changements de circulations atmosphériques et du déficit de précipitations, dans cette région, qui est associé à l'occurrence des situations de type El Niño. En revanche, en Equateur, la variabilité du bilan de masse dépend principalement des variations de températures qui gouvernent la position de la ligne de neige à la surface du glacier. Ainsi, les glaciers de la zone tropicale interne sont extrêmement sensibles aux variations de température reliées à l'ENSO et au réchauffement global. A cause de la fréquence élevée des événements de type El Niño au cours de la dernière décennie, les glaciers de ces deux régions ont connu un retrait marqué et ce retrait continuera si la tendance actuelle se prolonge dans le futur.

Nous avons voulu étudier les répercussions du retrait du Glacier 15 de l'Antizana sur la ressource en eau. Nous avons constaté qu'il était difficile de relier les bilans hydrologique et glaciologique sur le bassin versant étudié. Les lames d'écoulements déduites à partir des données du bilan de masse de 1997 à 2002 sont deux fois plus élevées que les lames réelles écoulées à l'exutoire du bassin versant. Il existe des fuites vers l'extérieur du bassin versant que nous ne mesurons pas au niveau de la station hydrologique. Nous avons recherché la zone dans laquelle ces fuites se produisaient. Lors de son écoulement entre le front du glacier et l'exutoire du bassin versant, les torrents émissaires des langues 15 α et 15 β traversent une moraine frontale, qui constitue un système d'écoulement complexe et très variable. Nous avons étudié ce système par traçage avec de la saumure. Ces traçages nous ont permis de constater que la moraine n'était très probablement pas le lieu d'importantes fuites vers l'extérieur du bassin versant étudié. Cependant, un calcul spatial de fonte confirme qu'au moment des traçages, les débits de fonte des glaciers 15 α et 15 β étaient supérieurs à ceux mesurés dans les torrents émissaires des glaciers. En l'absence de fuite en aval du glacier, ce résultat suggère que les fuites se produisent sous le glacier. Cette dernière étape montre l'intérêt d'approches couplées, qui si elles avaient été réalisées seules n'auraient pas pu mettre en évidence l'existence de fuite.

La question des fuites reste une problématique qui suscite de nombreuses interrogations sur le site du Glacier 15. Elle met en évidence que les faibles écoulements en provenance du glacier 15 ne sont pas représentatifs de la ressource en eau réellement disponible depuis les glaciers du massif. Cependant, nous pouvons nous interroger sur la ressource en eau utilisable pour les applications humaines. Les fuites constatées sont-elles aussi observées pour d'autres bassins versants du massif ? Ainsi, les données hydrologiques et glaciologiques récoltées sur le bassin versant du glacier de Los Crespos, sur le versant Ouest du volcan, seront riches d'enseignements.

Enfin, nous avons développé un modèle hydrologique de fonte distribuée à l'échelle du glacier. La spatialisation de l'albédo à partir de photographies terrestres constitue l'étape originale de ce modèle de fonte. Un tel modèle est un outil très intéressant, qui offre de nombreuses perspectives. Son utilisation ouvre des possibilités importantes de prévision et de gestion locale de la ressource en eau glaciaire, qui trouve une application directe dans les Andes tropicales. Cependant, pour accéder à une prévision de qualité, une meilleure connaissance du climat est indispensable. Les prévisions actuelles d'évolution future du climat sont trop incertaines pour prévoir avec précision l'évolution de cette ressource. Comprendre le climat local et régional demande encore un effort de recherche colossal, qui passe par l'interprétation de mesures au sol et/ou issues de l'observation satellitale, et par l'amélioration des outils de modélisation du climat. Il s'agit donc d'un effort de compréhension des processus physiques propres à chaque discipline reliée au climat : climatologie, météorologie, océanographie, glaciologie, télédétection... Cependant, il est nécessaire de coupler les approches. A titre d'exemples, on ne peut comprendre l'origine et le fonctionnement d'El Niño sans étudier les rétroactions entre l'océan et l'atmosphère, on ne peut interpréter les signaux isotopiques des carottes de glace sans faire l'analyse de l'origine des précipitations et du signal qu'elles contiennent (traçage des nuages), ou encore, on ne peut reconstruire les climats du passé sans faire de datation précise des phases froides (carottes de glace, dendrochronologie, ou datation des moraines...). Dans l'étude du climat des régions tropicales, l'analyse des bilans d'énergie de surface des glaciers joue aussi un rôle important car elle est une étape incontournable pour déchiffrer les indications climatiques enregistrées par les glaciers.

Cette étude réalisée sur le site du Glacier 15 de l'Antizana constitue en Equateur une première étape intéressante et prometteuse. L'analyse de l'Antizana doit aussi être étendue, car les

comparaisons réalisées entre l'Equateur et la Bolivie [Favier et al., 2004b], ou à l'échelle des Alpes [Vincent, 2002 ; Vincent et al., sous presse], montrent l'intérêt d'analyses à grande échelle dans l'interprétation de l'impact du climat sur les glaciers. C'est dans ce but que l'Observatoire de Recherche en Environnement (ORE) GLACIOCLIM (les GLACIers, un Observatoire du CLIMat) a été créé. Cet observatoire vise à compléter, homogénéiser et pérenniser les mesures glaciologiques et météorologiques menées sur un nombre limité de glaciers représentatifs de zones climatiques variées, allant des tropiques (Antizana et Zongo) à l'Antarctique en passant par les régions tempérées (Alpes). L'objectif de Glacioclim est de constituer une banque de données indispensable pour l'étude et la modélisation de la relation glacier-climat non seulement dans différentes régions du monde mais aussi à une échelle globale. Ainsi, cette thèse, en apportant une meilleure connaissance de la relation glacier-climat dans la zone tropicale interne, apporte une contribution significative à ce projet. Cet effort doit toutefois être maintenu pour atteindre une meilleure connaissance à l'échelle globale.

Références Bibliographiques

- Aceituno, P., et A. Montecinos, Diurnal cycle over the south american Altiplano: comparison of NCEP/NCAR reanalysis with upper-air observations during the Visviri field experiment. *Proc. Sixth International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography. Santiago, Chile. Amer. Meteor. Soc.*, 412-413, 2000.
- Ahlmann, H.W., Scientific results of the Norwegian-Swedish Spitzbergen expedition 1931, part 5 : The Fourteenth of July Glacier, *Geogr. Ann*, 17(3-1), 167-218, 1935.
- Allan, R. P., A. Slingo, et V. Ramaswamy, Analysis of moisture variability in the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts 15-year reanalysis over the tropical oceans, *J. Geophys. Res.*, 107(D15), ACL 1-1 to ACL 1-5, 2002.
- Ambach, W., The influence of cloudiness on the net radiation balance of a snow surface with high albedo, *J. Glaciol.*, 13(67), 73-84, 1974.
- Ambach, W., Nomographs for the Determination of Meltwater from Snow and Ice Surfaces, *Ber. Naturwiss. Med. Ver. Innsbruck*, 73, 7-15, 1986.
- Anderson, D. L. et C. S. Benson, *The Densification Diagenesis of Snow, in Ice and Snow, Properties: Processes and Applications*, edited by W.D. Kingery, pp. 391-411, MIT press, Cambridge, Mass, 1963.
- Andreas, E. L., A Theory for Scalar Roughness and the Scalar Transfer Coefficient over Snow and Sea Ice, *Boundary Layer meteorol.*, 38, 159-184, 1987.
- Arck, M., et D. Scherer, Problems in the Determination of Sensible Heat Flux over Snow, *Geogr. Ann.*, 84A(3/4), 157-169, 2002.
- Bakalowicz, M., Variations de la conductivité d'une eau en fonction de la température, et précision des mesures, *Ann. Spéléol.*, 30(1), 3-6, 1975.
- Barnston A., H. Van den Dool, S. Zebiak, T. Barnett, M. Ji, D. Rodenhuis, M. Cane, A. Leetmaa, N. Graham, C. Ropelewski, V. Kousky, E. O'Lenic, R. Livezey, Long-lead seasonal forecast : where do we stand ?, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 75, 11, 2097-2113, 1994.
- Barry, R. G., *Mountain Weather and Climate*, 1^{ière} ed., 400 pp., Routledge, London, 1992.
- Beltrando, G. et L. Chemery, *Dictionnaire du climat*, 344 pp., 1995.
- Berk, A., L. S. Bernstein, et D. C. Roberstion, MODTRAN, A Moderate Resolution Model for LOWTRAN 7, *Technical report GL-TR-89-012*, Air Force Geophysics Laboratory, 1989.

- Bintanja, R. et M. Van den Broeke, The surface energy balance of Antarctic snow and blue ice, *J. Appl. Meteorol.*, 34(4), 902-926, 1995.
- Bintanja, R., S. Jonsson, et W. Knap, The Annual Cycle of the Surface Energy Balance of Antarctic Blue Ice, *J. Geophys. Res.*, 102(D2), 1867-1881, 1997.
- Bird, R. E., et R. L. Hulstrom, A simplified clear sky model for direct and diffuse insolation on horizontal surfaces, *Technical Report SERI/TR-642-761*, Solar Research Institute, Golden, Colorado, 1981a.
- Bird, R. E., et R. L. Hulstrom, Review, evaluation and improvements of direct irradiance models, *Trans. ASME J. Solar Energy Eng.*, 103, 182-192, 1981b.
- Bjerknes, J. H., Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific, *Monthly Weather Rev.*, 97, 163-172, 1969.
- Bontron, G., B. Francou, B. Cáceres, L. Maisincho, E. Ayabaca, A. de la Cruz, R. Chango, L. A. Garzón, et D. Neubert, *Glaciar 15 del Antizana (Ecuador). Mediciones glaciológicas, hidrométricas, meteorológicas y topográficas (Años 1997 y 1998)*, IRD- EMAAP- INAMHI, 142 pp., 1999.
- Bourges, B., Improvement in Solar Declination Computation, *Solar Energy*, 35(4), 367-369, 1985.
- Boussinesq, J., *Essai sur la théorie des eaux courantes*, Mémoires présentés par div. Savants à l'Acad. des Sciences de l'Institut de France, 23, 1-680, 1877.
- Braithwaite, R. J., On glacier energy balance, ablation and air temperature, *J. Glaciol.*, 27(97), 381-391, 1981.
- Braithwaite, R. J., Positive degree-day factors for ablation on the greenland ice sheet studied by energy balance modelling, *J. Glaciol.*, 41(137), 153-160, 1995.
- Braithwaite, R. J. et O. B. Olesen, Effect of glaciers on annual runoff, Johan Dahl Land, South Greenland, *J. Glaciol.*, 34(117), 200-207, 1988.
- Brugman M. M., Groundwater discharge within a glaciated strato-volcano; what happens to missing surface runoff?, *Geological Society of America, 1988 centennial celebration*, Abstract, 1988.
- Brugman, M. M., Scale dependent albedo variations and runoff from a glacierized alpine basin, *Snow, Hydrology and Forests in High Alpine Areas (Proceeding of the Vienna Symposium, August 1991. Bergmann, Lang, Frey, Issler and Salm ed.)*, IAHS Publ. 205, 61-71, 1991.

- Brun, E., E. Martin, V. Simon, C. Gendre, et C. Coleou, An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting, *J. Glaciol.*, 35(121), 333-342, 1989.
- Brun, E., P. David, M. Sudul et G. Brunot, A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting, *J. Glaciol.*, 38(128), 13-22, 1992.
- Brutsaert, W., On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies, *Water Resour. Res.*, 11(5), 742-744, 1975.
- Brutsaert, W., *Evaporation in the Atmosphere, Theory, History, And Applications*, 1st ed., 299 pp., Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 1982.
- Caballero, Y, *Modélisation des écoulements d'origine pluvio-glaciaire en contexte de haute montagne tropicale*, thèse de doctorat, Université de Montpellier II, 198 pp., 2001.
- Cáceres, B., L. Maisincho, V.Favier, B. Francou, J. Ramirez, A. Vargas, F. Cruz, et D. Neubert, *El Glaciar 15 del Antizana (Ecuador), Balance de masa, topografía, meteorología, hidrología y balance de energía. (Año 2001)*, IRD-INAMHI-EMAAPQ, Quito, 100 pp., 2001.
- Cáceres, B., L. Maisincho, J. D. Taupin, V. Favier, P. Tachker, J. P. Chazarin, B. Francou, E. Cadier, et F. Cruz, *El Glaciar 15 del Antizana (Ecuador), Balance de masa, topografía, meteorología, hidrología y balance de energía (Año 2002)*, IRD-INAMHI-EMAAPQ, Quito, 97 pp., 2003.
- Cáceres, B., L. Maisincho, R. Bucher, E. Cadier, J. D. Taupin, J. P. Chazarin et B. Francou, *El Glaciar 15 del Antizana (Ecuador), Balance de masa, topografía, meteorología, hidrología y balance de energía (Año 2003)*, IRD-INAMHI-EMAAPQ, Quito, Sous presse.
- Chapman, W., et J. Walsh, Recent variations of sea ice and air temperature in high latitudes, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 74, p. 33-47, 1993.
- Chazarin J. P., *Mat de vent et températures ventilées*, Note technique n°6, 2 pp., 2002.
- Chazarin J. P., *Auto Photo, Appareil photo automatisé*, Note technique n°8, 12 pp., 2003.
- Chazarin J. P., *Totem, Gradient de vitesse de vent, température et humidité*, Note technique n°10, 3 pp., 2003.
- Chen, J., B. E. Carlson, et A. D. Del Genio, Evidence for Strengthening of the Tropical General Circulation in the 1990s, *Science*, 295, 838-841, 2002.
- Christy, J., R. W. Spencer et W. D. Braswell, MSU tropospheric temperatures: dataset construction and radiosonde comparisons, *J. Atm. and Oceanic Technol.*, 17, 1153 – 1170, 2000.

- Christy, J., et W. Norris, What may we conclude about global tropospheric temperature trends?, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L06211, 2004.
- Colbeck, S. C., A theory of water percolation in snow, *J. Glaciol.*, 11(63), 369-385, 1972.
- Colbeck, S. C., An overview of seasonal snow metamorphism, *Rev. Geophys. and Space Phys.*, 20(1), 45-61, 1982.
- Collins, D. N., Quantitative determination of the subglacial hydrology of two alpine glaciers, *J. Glaciol.*, 23, 347-361, 1979.
- Colton, M.C., et G. A. Poe, Intersensor calibration of DMSP SSM/I's: F-8 to F14, 1987-1997, *IEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 37, 418-439, 1999.
- Corripio, J. G., Vectorial algebra algorithms for calculating terrain parameters from DEMs and the position of the sun for solar radiation modelling in mountainous terrain, *Int. J. Geograph. Sci.*, 17(1), 1-23, 2003.
- Corripio, J. G., Snow surface albedo estimation using terrestrial photography, *Int. J. Remote Sens.*. Accepted, 2004.
- Corripio, J. G. et R. S. Purves, *Surface Energy Balance of High Altitude Glaciers in the Central Andes: the Effect of Snow Penitentes*, edited by C. de Jong, D. Collins, and R. Ranzi, *Climate and Hydrology in Mountain Areas*, Wiley & Sons, London. In Press (est. pub. April 2005), 2004.
- Dandin, P., *Variabilité basse fréquence simulée dans l'océan Pacifique tropical*, thèse de Doctorat de l'Université Paris VI, 273 pp., 1993.
- De la Casinière, A. C., Heat exchange over a melting snow surface, *J. Glaciol.*, 13(67), 55-72, 1974.
- De la Condamine, C.M., *Journal du Voyage à l'Équateur*, 1751.
- Denby, B., *Modelling and interpretaion of turbulent fluxes in katabatic flows, applications to glaciers and the Greenland ice sheet*, phd. Thesis, Institute for Marine and Atmospheric research, Utrecht, Netherlands, 163 p., 2001.
- Denby, B., et W. Greuell, The Use of Bulk and Profile Methods for Determining Surface Heat Fluxes in the Presence of Glacier Winds, *J. Glaciol.*, 46(154), 445-452, 2000.
- Diaz, H. F., and N. E. Graham, Recent Changes in Tropical Freezing Heights and the Role of Sea Surface Temperature, *Nature*, 383,152-155, 1996.
- Dozier, J., Recent Researchin Snow Hydrology, *Rev. Geophys.*, 25(2), 153-161, 1987.
- Duguay, C. R., Radiation modeling in mountainous terrain Review and Status, *Mountain Research and Development*, 13(4), 339-357, 1993.

- Easterling, D., B. Horton., P. Jones, T. Peterson, T. Karl, D. Parker, M. Salinger, V. Razuvayev, N. Plummer, P. Jamason, et C. Folland, Maximum and minimum temperature trends for the globe, *Science*, 277, p. 364 – 367, 1997.
- EPICA members, Eight glacial cycles from Antarctic ice core, *Nature*, 429, p. 623 – 628, 2004.
- EMAAP-Q, *Perfil del Proyecto de Agua potable Rios Orientales*, pp. 100, 2002.
- Favier, V., *Etude hydrologique du bassin versant du glacier 15 de l'Antizana (0°25'S, 78°09'O)- Première modélisation hydrologique à partir du bilan d'énergie et d'une approche précipitation/débit*, rapport de DEA, Université de Montpellier II, UFR Sciences, 59pp., 2001.
- Favier, V., Cáceres, B., Maisincho, L., Francou, B., de la Cruz, A., Chango, R. et Neubert, D., *El Glaciar 15 del Antizana (Ecuador). Mediciones glaciológicas, hidrométricas, meteorológicas y topográficas (año 1999)*, rapport NGT- Ecuador, IRD-EMAAP-INAMHI, Quito, Equateur, 100pp., 2000.
- Favier, V., P. Wagnon, et P. Ribstein, Glaciers of the outer and inner tropics : A different behaviour but a common response to climatic forcing, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L16403, 2004a.
- Favier, V., P. Wagnon, J. P. Chazarin, L. Maisincho, et A. Coudrain, One-year measurements of surface heat budget on the ablation zone of Antizana Glacier 15, Ecuadorian Andes, *J. Geophys. Res.*, Vol. 109, No. D18, D18105, 2004b.
- Fedorov, A. V. et S. G. Philander, Is El Niño changing?, *Science*, 288, 1997-2002, 2000.
- Fountain, A., et W. Tangborn, The effect of glaciers on streamflow variations, *Water Resour. Res.*, 21, 579 – 586, 1985.
- Fountain, A. G. et A. Vecchia, How many Stakes are Required to Measure the Mass Balance of a Glacier?, *Geogr. Ann., Series A, Physical Geography*, 81(4), p. 563, 1999.
- Fournier, R., *Informe sobre la construcción de la estación limnimétrica del Antizana*, Informe ORSTOM-EMAAP-Q, Quito, 1996.
- Francou, B., Ribstein, R. Saravia et E. Tiriau, Monthly balance and water discharge of an intertropical glacier: Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16°S, *J. Glaciol.*, 41(137), 61-67, 1995.
- Francou, B., E. Ramírez, B. Cáceres, et J. Mendoza, Glacier Evolution in the Tropical Andes During the Last Decades of the 20th Century: Chacaltaya, Bolivia, and Antizana, Ecuador, *Ambio*, 29, 416-422, 2000.

- Francou, B., M. Vuille, P. Wagnon, J. Mendoza et J. E. Sicart, Tropical Climate Change Recorded by a Glacier in the Central Andes During the Last Decades of the 20th Century : Chacaltaya, Bolivia, 16°S, *J. Geophys. Res.*, 108(D5), 4154-4165, 2003.
- Francou, B., M. Vuille, V. Favier, et B. Cáceres, New evidence for an ENSO impact on low-latitude glaciers: Antizana Glacier 15, Andes of Ecuador, 0°28'S, *J. Geophys. Res.*, Vol.109, No.D18, D18106, 2004.
- Fu, Q., C. Johanson, S. Warren, et D. Seidel, Contribution of stratospheric cooling to satellite - inferred tropospheric temperature trends, *Nature*, 429, 55 – 58, 2004.
- Gaffen, D. J., B. D. Santer, J. S. Boyle, J. R. Christy, N. E. Graham, et R. J. Ross, Multidecadal Changes in the Vertical Temperature Structure of the Tropical Troposphere, *Science*, 287, 1242-45, 2000.
- Garratt, J. R., The atmospheric boundary layer, Cambridge, Cambridge University Press, 1992.
- Garreaud, R. D. et P. Aceituno, Interannual Rainfall Variability over South American Altiplano, *J. Clim.*, 14(12), 2779-2789, 2001.
- Garstang, M., et D. R. Fitzjarrald, *Observations of surface to atmosphere interactions in the tropics*, 1^{ière} ed., 405 pp., Oxford University Press, Oxford, 1999.
- Gastambide, A., Equateur: de la crise bancaire de 1998 à la crise politique de 2000, *Problèmes d'Amérique latine*, 36, 61-76, 2000.
- Gray, D. M., D. I. Norum, et G. E. Dyck, Densities of Prairie snowpacks, *Proc. 38th Annu. Meet. West. Snow Conf.*, 24-30, 1970.
- Grenfell, T. C., S. G. Warren, et P. C. Mullen, Reflection of solar radiation by the Antarctic snow surface at ultraviolet, visible, and near-infraredwavelengths, *J. Geophys. Res.*, 99(D9), 18, 669-18, 684, 1994.
- Greuell, W. et J. Oerlemans, Sensitivity studies with a mass balance model including temperature profile calculations inside the glacier, *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, 22(2), 101-124, 1986.
- Greuell, W. et T. Konzelmann, Numerical modelling of the energy balance and the englacial temperature of the Greenland Ice Sheet. Calculation for the ETH-Camp location (West Greenland, 1155 m a.s.l.), *Global and Planetary Change*, 9, 91-114, 1994.
- Greuell, W., et M. de Ruyter de Wildt, Anisotropic reflection by melting glacier ice: measurements and parameterizations in Landsat TM bands 2 and 4, *Remote sensing of the environment*, 70, 265-277, 1999.

- Hadley, G., Concerning the cause of the general trade wind, London, *Phil. Trans., Roy. Soc.* 39, 58-73, 1735.
- Halberstam, I., et J. P. Schieldge, Anomalous Behaviour of the Atmospheric Surface Layer over a Melting Snowpack, *J. Appl. Meteorol.*, 20, 255-265, 1981.
- Hartmann, D. L., Tropical Surprises, *Science*, 29(5556), 811, 2002.
- Hastenrath, S., Heat-budget measurements on the Quelccaya Ice Cap, Peruvian Andes, *J. Glaciol.*, 20(82), 85-97, 1978.
- Hastenrath, S., *The glaciation of the Ecuadorian Andes*, Balkema, 173 pp., 1981.
- Hastenrath, S., *Climate dynamics of the Tropics*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 488 pp., 1991.
- Hastenrath, S., et P. D. Kruss, The Dramatic Retreat of Mount Kenya's Glaciers between 1963 and 1987 : Greenhouse Forcing, *Ann. Glaciol.*, 16, 127-133, 1992.
- Hastenrath, S. et A. Ames, Diagnosing the imbalance of Yanamarey Glacier in the Cordillera Blanca of Peru, *J. Geophys. Res.*, 100, 5105-5112, 1995.
- Hock, R., *Modelling of Glacier Melt and Discharge*, PHD Thesis, ETH Geographisches Institut, 126 pp., 1998.
- Hock, R., Glacier melt: A review of processes and their modelling, *Progress in Phys. Geog.*, Sous presse.
- Hock, R., et B. Holmgren, Some Aspects of Energy Balance and Ablation of Storglaciären, Northern Sweden, *Geogr. Ann.*, 78A, 121-131, 1996.
- Hoffmann, G., Taking the Pulse of the Tropical Water Cycle, *Science*, 301(5634), 776-777, 2003.
- Hoffmann, G., E. Ramirez, J. D. Taupin, B. Francou, P. Ribstein, R. Delmas, H. Dürr, R. Gallaire, J. Simões, U. Schotterer, M. Stievenard, et M. Werner, Coherent Isotope history of Andean Ice cores over the last century, *Geophys. Res. Lett.*, 30(4), 1179, 2003.
- IPCC, *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Contribution of the Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge and New York, 881pp., 2001.
- Iqbal, M., *An introduction to Solar Radiation*, Academic Press, Toronto, 1983.
- Johannesson, T., O. Sigurdsson, T. Laumann, et M. Kennett, Degree-day glacier mass-balance modelling with application to glaciers in Iceland, Norway and Greenland, *J. Glaciol.*, 41(138), 345-358, 1995.

- Joly, A., Commentaire sur "Le front polaire : un concept dépassé qui a la vie dure", *La Recherche*, n° 276, vol. 26, 479-480, 1995.
- Jones, P., K. Briffa, T. Barnett, et S. Tett, High-resolution palaeoclimatic records for the last millennium: interpretation, integration and comparison with General Circulation Model control run temperatures, *The Holocene*, 8, p. 455 – 471, 1998.
- Jouzel, J., et C. Lorius, Evolution du climat: du passé vers le futur: C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes / *Earth & Planetary Sciences*, 328, p. 229 – 329, 1999.
- Kaser, G., *Gletscher in den Tropen, ein Beitrag zur Geographie der tropischen Hochgebirge, in Habilitationsschrift*, 254 pp., Eingereicht bei der Naturwiss. Fak. der Univ. Innsbruck, Austria, 1996.
- Kaser, G., A review of the modern fluctuations of tropical glaciers, *Global and Planetary Change*, 22, 93-103, 1999.
- Kaser, G., Glacier-Climate Interaction at Low-Latitudes, *J. Glaciol.*, 47(157), 195-204, 2001.
- Kaser, G., A. Ames et M. Zamora, Glacier Fluctuation and Climate in the Cordillera Blanca, Peru, *Ann. Glaciol.*, 14, 136-141, 1990.
- Kaser, G., et H. A. Osmaston, *Tropical Glaciers*, 228 pp., Cambridge University Press, New York, 2002.
- Kaser, G., I. Juen, C. Georges, J. Gomez, et W. Tamayo, The impact of glaciers on the runoff and the reconstruction of mass balance history from hydrological data in the tropical Cordillera Blanca, Perú, *J. Hydrol.*, 282, 130-144, 2003.
- King, J. C., et P. S. Anderson, Heat and Water Vapour Fluxes and Scalar Roughness Lengths over an Antarctic Ice Shelf, *Boundary Layer meteorol.*, 69, 101-121, 1994.
- Klok, E. J., et J. Oerlemans, Model study of the spatial distribution of the energy and mass balance of Morteratschgletscher, Switzerland, *J. Glaciol.*, 48(163), 505-518, 2002.
- Knap, W. H. et C. H. Reijmer, Anisotropy of the reflected radiation field over melting glacier ice: measurements in landsat TM Bands 2 and 4, *Remote sensing of the environment*, 65, 93-104, 1998.
- Kousky, V.E., and M.T. Kayano, Principal modes of outgoing longwave radiation and 250 mb circulation for the South American sector, *J. Clim.*, 7, 1131-1143, 1994.
- Kuhn, M., "Climate and Glaciers" Sea Level, Ice and Climatic Change (Proceedings of the Canberra Symposium, Dec. 1979), *IAHS publ.*, 131, 3-20, 1981.

- Kuhn, M., Methods of assessing the effects of climate changes on snow and glacier hydrology. In G. J. Young (Ed.), *Proceedings of the Kathmandu Symposium 1992, Snow and Glacier Hydrol., IAHS, 218*, 135-144, 1993.
- Kumar, A., et M. P. Hoerling, The nature and causes for the delayed atmospheric response to El Niño. *J. Climate*, *16*, 1391-1403, 2003.
- Lachenbruch, A., et B. Marshall, Changing climate: geothermal evidence from permafrost in the Alaskan Arctic, *Science*, *234*, p. 689 – 696, 1986.
- Lamb, H. H., *CLIMATE Present, Past, and Future, Volume 1*, Fundamentals and Climate Now, Methuen, London, 613 pp., 1972.
- Lecce, S. A., Flow separation and diurnal variability in the hydrology of Conness Glacier, Sierra Nevada, California, U.S.A., *J. Glaciol.*, *39*, 216-222, 1993.
- Liebmann, B., et C. A. Smith, Description of a complete (interpolated) Outgoing Longwave Radiation dataset, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, *77*(6), 1275-1277, 1996.
- Liebmann, B., J. A. Marengo, J. D. Glick, V. E. Kousky, I. C. Wainer, et O. Massambani, A comparison of rainfall, outgoing longwave radiation and divergence over the Amazon basin, *J. Climate*, *11*, 2898-2909, 1998.
- Lliboutry, L., *Traité de Glaciologie*, 1040 pp., Masson et Cie, Paris, 1964.
- Lliboutry, L., Multivariate statistical analysis of glacier annual mass balance, *J. Glaciol.*, *13*(69), 371-392, 1974.
- Lindzen, R., et C. Giannitsis, Reconciling observations of global temperature change, *Geophys. Res. Lett.*, *29*(12), 1583, 2002.
- Magnuson, J., D. Robertson, B. Benson, R. Wynne, D. Livingston, T. Arai, R. Assel, R. Barry, V. Card, E. Kuusisto, N. Granin, T. Prowse, K. Stewart, et V. Vuglinski, Historical trends in lake and river ice cover in the Northern Hemisphere, *Science*, *289*, 1743 – 1746, 2000.
- Male, D. H. et R. J. Granger, Snow surface energy exchange, *Water Resour. Res.*, *17*(3), 609-627, 1981.
- Mann, M., R. Bradley, et M. Hughes, Northern Hemisphere temperatures during the past millennium: inferences, uncertainties and limitations, *Geophys. Res. Lett.*, *26*, 759 – 762, 1999.
- Marks, D. et J. Dozier, Climate and energy exchange at the snow surface in the alpine region of the Sierra Nevada, 2, Snow cover energy balance, *Water Resour. Res.*, *28*(11), 3043-3054, 1992.

- Marks, D., J. Dozier, et R. E. Davis, Climate and energy exchange at the snow surface in the alpine region of the Sierra Nevada, 1, Meteorological measurements and monitoring, *Water Resour. Res.*, 28(11), 3029-3042, 1992.
- Martin, S., Wind regimes and heat exchange on Glacier de Saint-Sorlin, *J. Glaciol.*, 14(70), 91-105, 1975.
- Mears, C., M. Schabel, et F. Wentz, A reanalysis of the MSU channel 2 tropospheric temperature record, *J. Clim.*, 16, p. 3650 – 3664, 2003.
- Meesters, A. G. C. A., J. Bink, H. F. Vugts, F. Cannemeijer et E. A. C. Henneken, Turbulence Observations Above a Smooth Melting Surface on the Greenland Ice Sheet, *Boundary Layer Meteorol.*, 85, 81-110, 1997.
- Menard Y., T. Delcroix, El Niño, l'enfant du vent et de la mer, *Pour la science, Dossier hors-serie, juin 1996*, 36-38, 1996.
- Menegoz, M., *Estimation des longueurs de rugosité sur le glacier 15 de l'Antizana dans le cadre de la détermination des flux turbulents de chaleur*, Projet de fin d'études, ENSHMG, Grenoble, 87 pp., 2003.
- Menegoz, M., *Etude de la couche limite atmosphérique sur le glacier de l'Antizana (Equateur) et estimation des flux turbulents*, Rapport de stage de MASTER « Terre, Univers, Environnement » (TUE), 50pp., 2004.
- Michaux, H., *Equateur*, Journal De Voyage. Paris, 1928.
- Mölg, T., D. R. Hardy, et G. Kaser, Solar-radiation-maintained glacier recession on Kilimanjaro drawn from combined ice-radiation geometry modeling, *J. Geophys. Res.*, 108(D23), 4731, 2003.
- Monin, A. S. et A. M. Obukhov, Basic laws of turbulent mixing in the ground layer of the atmosphere, *Tr. Geofiz. Institut. Akad. Nauk, S.S.S.R.*, 24(151), 164-187, 1954.
- Moore, R. D., On the Use of Bulk Aerodynamic Formulae over Melting Snow, *Nordic Hydrol.*, 14(4), 193-206, 1983.
- Morris, E. M., Turbulent transfer over snow and ice, *J. Hydrol.*, 105, 205-223, 1989.
- Munro, S. D., Surface roughness and bulk heat transfer on a glacier: comparison with eddy correlation, *J. Glaciol.*, 35(121), 343-348, 1989.
- Obled, C. et B. Rosse, Modèles mathématiques de la fusion nivale en un point : Cahiers ORSTOM, série Hydrologie, XII, 4, 235-256, 1975.
- Obled C., et H. Harder, A review of snow melt in the mountain environment, *Workshop on Modeling of snow cover Runoff, U.S. Army Cold Reg. Res. Lab., Hanover (N. H.), 25-28 Sept. 1978*, 179-204, 1979.

- Obleitner, F., et J. de Wolde, On intercomparison of instruments used within the Vatnajökull glacio-meteorological experiment, *Boundary Layer Meteorol.*, 92, 27-37, 1999.
- Oerlemans, J., *On the response of valley glaciers to climatic change*, in K. A. Dordrecht, ed., *Glacier fluctuations and climatic change*, p. 353 – 372, 1989.
- Oerlemans, J., The Atmospheric Boundary Layer over Melting Glaciers, *In Clear and Cloudy Boundary Layer*, edited by A.A.M., Duynkerke Holtslag, P.G., Royal Netherlands Academy of Arts and Sciences, 129-153, 1998.
- Oerlemans, J., Quantifying Global Warming from the Retreat of Glaciers, *Science*, 264, 243-245, 1994.
- Oerlemans, J., *Glaciers and Climate Change*, 148 pp., Balkema Publishers, 2001.
- Oerlemans, J. et B. Grisogono, Glacier Winds and Parameterisation of the Related Surface Heat Fluxes, *Tellus*, 54A, 440-452, 2002.
- Oerlemans, J. et E. J. Klok, Energy balance of a glacier surface: analysis of Automatic Weather Station data from the Morteratschgletscher, Switzerland, *Arct. Antarct. and Alpine Res.*, 34(123), 115-123, 2002.
- Oerlemans, J. et W. Knap, A 1 Year Record of Global Radiation and Albedo in the Ablation Zone of Morteratschgletscher, Switzerland, *J. Glaciol.*, 44(147), 231-238, 1998.
- Oke, T. R., *Boundary Layer Climates*, 2nd ed., 435 pp., Routledge, New York, 1987.
- OMM, *Guide des instruments et méthodes d'observation météorologiques*, 6^{ième} ed., 480 pp., Secrétariat de l'Organisation Météorologique Mondiale, Genève, 1996.
- Paltridge, G. W., et C. M. R. Platt, *Radiative processes in meteorology and climatology*, Elsevier Scientific Publishing Company, New York, 314 pp., 1976.
- Pelto, M.S., The impact of sampling density on glacier mass balance determination, *Hydrol. Processes*, 14, Issue 18, 3215 – 3225, 2000.
- Petit, J., J. Jouzel, D. Raynaud, N. Barkov, J. Barnola, I. Basile, M. Bender, J. Chapellaz, J. Davis, G. Delaygue, M. Delmotte, V. Kotyakov, M. Legrand, V. Lipenkov, C. Lorius, L. Pepin, C. Ritz, E. Saltzman, et M. Stievenard, Climate and atmospheric history of the past 420000 years from the Vostok ice core, Antarctica, *Nature*, 399, 429 – 436, 1999.
- Plüss, C., *The Energy Balance Over an Alpine Snow Cover*, 115 pp., Geogr. Inst. ETH Zürich, 1997.
- Pomeroy, J.W, B. Toth, R.J. Granger, N.R. Hedstrom, et R.L.H. Essery, Variation in Surface Energetics during Sownmelt in a Subarctic Mountain Catchment, *J. Hydrometeorol.*, 4(4), 702-719, 2003.

- Poulenard, J., *Les sols des Páramos d'Equateur sur couverture pyroclastique – Diversité, génèse et propriétés physiques*, Thèse en Pédologie, Université Henri Poincaré – Nancy I, 290 pp., 2000.
- Pouyaud, B., P. Ribstein, M. Zapata, A. Rodriguez, et J. Yerren, Water Ressources from the glaciers of the Codillera Blanca Peru). Variability for the second half of the century, *EGS-EGU Meeting*, Nice, France, April 26-30, abstract, 2004.
- Praderio, E., *Etude sur le transfert de l'eau du glacier 15 de l'Antizana, ressource principale en eau potable de la ville de Quito, Equateur*, mémoire de Postgrade en Hydrologie et Gestion des Ressources en Eau, ISTE - HYDRAM, EPFL, 70 pp., 2003.
- Prandtl, L., Über, Flüssigkeitsbewegung bei sehr kleiner Reibung, *Verhandl. III, Internat. Math.-Kong., Heidelberg*, Teubner, Leipzig pp. 484-491, 1904.
- Prandtl, L., *Führer durch die Strömungslehre*, Vieweg u. Sohn, Braunschweig, 1942.
- Rabatel, A., et J. Mendoza, Glaciares de Zongo, Chacaltaya y Charquini Sur (16°S, Bolivia), *Mediciones Meteorológicas, Hidrológicas y Glaciológicas, Año Hidrológico 2002-2003*, rapport IRD-IHH-SENAMHI, Bolivia, 93 pp., 2004.
- Ramirez, E., B. Francou, P. Ribstein, M. Descloîtres, R. Guérin, J. Mendoza, R. Gallaire, B. Pouyaud, et E. Jordan, Small-sized glaciers disappearing in the Tropical Andes. A case study in Bolivia : The Chacaltaya Glacier, 16°S, *J. Glaciol.*, 47, 187-194, 2001.
- Ramirez, E., G. Hoffmann, J. D. Taupin, B. Francou, P. Ribstein, N. Caillon, F. A. Ferron, A. Landais, J. R. Petit, B. Pouyaud, U. Schotterer, J. C. Simões, M. Stievenard, A new Andean ice core from Nevado Illimani (6350 m) Bolivia, *Earth and Planetary Sci. Lett.*, 6674, 1-14, 2003.
- Reynolds, O., On the dynamical theory of incompressible viscous fluid and the determination of the criterion, *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A186, Part I, 123-161, 1895.
- Ribstein, P., E. Tiriau, B. Francou, et R. Saravia, Tropical climate and glacier hydrology: A case study in Bolivia, *J. Hydrol.*, 165, 221-234, 1995.
- Robinson, D., Hemispheric snow cover and surface albedo model validation, *Ann. Glaciol.*, 25, pp. 241 – 245, 1997.
- Robinson, D., Northern Hemisphere snow cover during satellite era, *5 th Conf. Polar Met. and Ocean*, pp. 255 – 260, 1999.
- Rossel, F., *Influence du Niño sur les régimes Pluvimétriques de l'Equateur*, Thèse de Doctorat, Université de Montpellier II, 289 pp., 1997.
- Rothrock, D. A., Y. Yu et G. A. Maykut, Thinning of the Arctic Sea-Ice Cover, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 3469-3472, 1999.

- Schlichting, *Boundary Layer Theory* (trans. J. Kestin), 7th edition, McGraw-Hill, Hamburg, 817 pp., 1979.
- Schwerdtfeger, W., *Climates of Central and South America*, 1st ed., Vol. 12, Elsevier Scientific, 1976.
- Sémiond, H., B. Francou, E. Ayabaca, A. de la Cruz, et R. Chango, *El Glaciar 15 del Antizana. Investigaciones glaciológicas 1994-1997*, NGT-Ecuador, ORSTOM-EMAAP-Q, 94pp., 1997.
- Sharp, M., G. H. Brown, M. Tranter, I. C. Willis, et B. Hubbard, Comments on the use of chemically based mixing models in glacier hydrology, *J. Glaciol.*, 41(138), 241-245, 1995.
- Sicart, J. E., *Contribution à l'étude des flux d'énergie, du bilan de masse et du débit de fonte d'un glacier tropical : le Zongo, Bolivie.*, Thèse de Doctorat, Université Paris VI, 333 pp., 2002.
- Sicart, J. E., P. Ribstein, P. Wagnon, et D. Brunstein, Clear-Sky Albedo Measurements on a Sloping Glacier Surface: A Case Study in the Bolivian Andes, *J. Geophys. Res.*, 106(D23), 31729-31737, 2001.
- Sicart, J. E., P. Ribstein, J. P. Chazarin, et E. Berthier, Solid precipitation on a tropical glacier in Bolivia measured with an ultrasonic depth gauge, *Water Resour. Res.*, 38(10), 1189, 2002.
- Sicart, J. E., P. Ribstein, B. Francou et R. Gallaire, Etude des précipitations et de la fonte sur un glacier tropical: le glacier du Zongo, Bolivie, 16°S, *Hydrol. Sciences J.*, 48(5), 799-808, 2003.
- Sicart, J. E., P. Wagnon, et P. Ribstein, On the Relation between Meteorological Conditions and the Melting of Outer Tropics' Glaciers, *J. Geophys. Res.*, Soumis.
- Singh, P., et V. Singh, Snow and glacier hydrology, *Water Science and Technology Library*, v. 37: Dordrecht, 742 pp., 2001.
- Stauffer, B., *Ice cores: gases I (Principles)*, notes de cours, Glaciers and Ice Sheets in the Climate System, Karthaus summer school, 9-20 September, 2003.
- Stull, R. B., *An introduction to boundary layer meteorology*, Kluwer Academic Publishers, 666 pp., 1988.
- Thom, A. S., *Momentum, mass and heat exchange of plant communities, in Vegetation and the Atmosphere*, Vol. 1, Principles, ed. J.L. Monteith, pp. 57-109, Academic Press, London, 1975.

- Thompson, L., Ice core evidence for climate change in the Tropics: implications for our future, *Quaternary Sci. Rev.*, 19, pp. 19 – 35, 2000.
- Thompson, L. G., E. Mosley-Thompson et B. Morales Arnao, El Niño-Southern Oscillation events recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya Ice Cap, Peru, *Science*, 226, 50-53, 1984.
- Thompson, L. G., E. Mosley-Thompson, J. F. Bolzan, et B. R. Koci, A 1500-year record of tropical precipitation in ice cores from the Quelccaya Ice Cap, Peru, *Science*, 229, 971-973, 1985.
- Thompson, L. G., E. Mosley-Thompson, M. E. Davis, P.- N. Lin, K. A. Henderson, J. Cole-Dai, J. F. Bolzan, et K.-B. Liu, Late Glacial Stage and Holocene tropical ice core records from Huascarán, Peru, *Science*, 269, 46-50, 1995.
- Thompson, L. G., M. E. Davis, E. Mosley-Thompson, T. A. Sowers, K. A. Henderson, V. S. Zagorodnov, P.- N. Lin, V. N. Mikhalenko, R. K. Campen, J. F. Bolzan, J. Cole-Dai et B. Francou, A 25,000 year tropical climate history from Bolivian ice core, *Science*, 282, 1858-1864, 1998.
- Thompson, L. G., E. Mosley-Thompson, K. A. Henderson, Ice-core palaeoclimate records in tropical South America since the Last Glacial Maximum, *J. Quaternary Sci.*, 15, 377-394, 2000.
- Trenberth, K. E., The definition of El Niño, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78 (12), 2771-2777, 1997.
- Trenberth, K. E. et T. J. Hoar, The 1990-1995 El Niño-Southern Oscillation event: longest on record, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 57-60, 1996.
- Trenberth, K. E., D. P. Stepaniak, J.W. Hurrell, et M. Fiorino, Quality of Reanalysis in the Tropics, *J. Clim.*, 14, 1499-1510, 2001.
- Trenberth, K. E., B. A. Wielicki, A. D. Del Genio, T. Wong, J. Chen, B. E. Carlson, R. P. Allan, F. Robertson, H. Jacobowitz, A. Slingo, D. A. Randall, J. T. Kiehl, B. J. Soden, C. T. Gordon, A. J. Miller, S. Yang, et J. Susskind, Changes in Tropical Clouds and Radiation, *Science*, 296, 2095a-2095, 2002.
- Trystram, F., *Le procès des étoiles - Récit de la prestigieuse expédition de trois savants français en Amérique du Sud et des aventures qui s'ensuivirent (1735-1771)*, Petite bibliothèque Payot., pp. 329, 1979.
- U.S. Army Corps of Engineers, *Summary Report of the Snow Investigations, Snow Hydrology*, North Pacific Division, Portland Oregon, 1956.

- Van den Broeke, M. R., Momentum, Heat and Moisture Budgets of the Katabatic Wind Layer over a Mid-Latitude Glacier in Summer, *J. Appl. Meteorol.*, 36, 763-774, 1997.
- Vincent, C., Influence of climate change over the 20th Century on four French glacier mass balances, *J. Geophys. Res.*, 107(D19), 4375-4388, 2002.
- Vincent, C., G. Kappenberger, F. Valla, A. Bauder, M. Funk, et E. Le Meur, Ice ablation as evidence of climate change in the Alps over the 20th Century. *J. Geophys. Res.*, 109, D10104, doi:10.1029/2003JD003857.
- Villacis, M. J., *Influencia de El Niño-Oscilación del sur sobre la precipitación en los Andes Centrales del Ecuador*, Tesis de Grado, Esc. Pol. Nac., Quito, 199 pp., 2001.
- Vinnikov, K., A. Robock, R. Stouffer, J. Walsh, C. Parkinson, D. Cavalieri, J. Mitchell, D. Garrett, D. et V. Zakharov, Global warming and Northern Hemisphere sea Ice extent, *Science*, 286, p. 1934 – 1937, 1999.
- Vinnikov, K.Y., et N.C., Grody, Global Warming Trend of Mean Tropospheric Temperature Observed by Satellites, *Science*, 302, 269-272, 2003.
- Vuille, M., Atmospheric circulation over the Bolivian altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the southern oscillation, *Int. J. Clim.*, 19, 1579-1600, 1999.
- Vuille, M et C. Ammann, Regional snowfall patterns in the high arid Andes, *Clim. Change*, 36, 413-423, 1997.
- Vuille, M., et R. S. Bradley, Mean Annual Temperature Trends and Their Vertical Structure in the Tropical Andes, *Geophys. Res. Lett.*, 27(23), 3885-3888, 2000.
- Vuille, M., R. S. Bradley, et F. Keimig, Interannual climate variability in the Central Andes and its relation to tropical Pacific and Atlantic forcing, *J. Geophys. Res.*, 105(12),447-460, 2000a.
- Vuille, M., R. S. Bradley, et F. Keimig, Climate Variability in the Andes of Ecuador and Its Relation to Tropical Pacific and Atlantic Sea Surface Temperature Anomalies, *J. Clim.*, 13, 2520-2535, 2000b.
- Wadhams, P., et N. Davis, Further evidence of sea ice thinning in the Arctic Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 27, p . 3973 – 3976, 2000.
- Wagnon, P., *Analyse du bilan d'énergie d'un glacier tropical, application à la relation glacier-climat*, thèse de doctorat, Laboratoire de Glaciologie et Geophysique de l'Environnement, Université Joseph Fourier, Grenoble I, 199 pp., 1999.
- Wagnon, P., P. Ribstein, T. Schuler et B. Francou, Flow separation on Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, *Hydrol. Processes.*, 12, 1911-1926, 1998.

- Wagnon, P., P. Ribstein, B. Francou et B. Pouyaud, Annual Cycle of Energy Balance of Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, *J. Geophys. Res.*, 104(D4), 3907-23, 1999.
- Wagnon, P., P. Ribstein, B. Francou et J. E. Sicart, Anomalous heat and mass budget of Zongo Glacier, Bolivia, during the 1997-98 EL Niño year, *J. Glaciol.*, 47(156), 21-28, 2001.
- Wagnon, P., J. E. Sicart, E. Berthier et J. P. Chazarin, Wintertime high altitude surface energy balance of a Bolivian glacier, Illimani, 6340 m above sea-level, *J. Geophys. Res.*, 108(D6), 4 –14, 2003.
- Warren, S. G., Optical properties of snow, *Rev. Geophys. and Space Phys.*, 20(1), 67-89, 1982.
- Warren, S. G., et W. J. Wiscombe, A Model for the Spectral Albedo of Snow. II : Snow containing Atmospheric Aerosols, *J. Atm. Science*, 37, 2734-2745, 1980.
- Wentz, F.J., et E.A. Francis, Nimbus-7 SMMR ocean products, 1979-1984, *Tech. Rep. 033192, Remote Sens. Syst.*, Santa Rosa, Calif., 36 pp., 1992.
- Wentz, F., et M. Schabel, Effects of orbital decay on satellite - derived lower - tropospheric temperature trends, *Nature*, 384, pp. 661 – 664, 1998.
- Wielicki, B. A., T. Wong, R. P. Allan, A. Slingo, J. T. Kiehl, B. J. Soden, C. T. Gordon, A. J. Miller, S. K. Yang, D. A. Randall, F. Robertson, J. Susskind, et H. Jacobowitz, Evidence of large decadal variability in the tropical mean radiative energy budget, *Science*, 295, 841-844, 2002.
- Wiscombe, W. J., et S. G. Warren, A Model for the Spectral Albedo of Snow. I: Pure Snow, *J. Atm. Sci.*, 37, 2712-2733, 1980.
- Woo, M. K., et B. B. Fitzharris, Reconstruction of mass balance variations for Franz Josef Glacier, New Zealand, 1913-1989, *Arct. and Alpine Res.*, 24, 281-290, 1992.
- Wyrski, K., El Niño: The dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to Atmospheric forcing, *J. Phys. Oceanogr.*, 5, 572-584, 1975.
- Zuo, Z. et J. Oerlemans, Contribution of glacier melt to sea-level rise since AD 1865: a regionally differentiated calculation, *Clim. Dynamics*, 13, 835-845, 1997.

RESUME en français

Cette thèse constitue la première analyse de la base de données constituée depuis 1995 sur le Glacier 15 de l'Antizana (0.71 km², 0°28'S, 78°09'O) en zone tropicale interne. Nous analysons la qualité des mesures et contrôlons que les hypothèses de calcul du bilan d'énergie de surface sont respectées. En raison de l'occurrence de vent catabatique, les conditions d'application de la théorie des similitudes de Monin-Obukhov ne sont pas rigoureusement vérifiées. Néanmoins, l'erreur commise dans le calcul final des flux turbulents de chaleur reste modérée. Nous établissons le bilan d'énergie de surface en un point du glacier sur un an, puis élargissons notre analyse à partir de mesures glaciologiques et hydrologiques réalisées depuis 1995. Au cours de l'été boréal, les flux turbulents de chaleur constituent un important puits d'énergie, qui limite l'ablation du glacier. Cependant, nous mettons en évidence le rôle clé de l'albédo dans la fonte et rappelons l'importance des précipitations neigeuses dans la réponse des glaciers tropicaux au forçage climatique. En zone tropicale interne, la température, en contrôlant la phase des précipitations, contrôle indirectement l'évolution de l'albédo, donc de l'ablation. Lors d'événements de type El Niño, le réchauffement de l'atmosphère tropicale provoque des précipitations liquides et non neigeuses à la surface du glacier, et l'ablation augmente fortement. Le retrait important du glacier au cours de la dernière décennie témoigne d'une diminution de la ressource en eau glaciaire, dont l'estimation reste mal connue en raison de l'existence d'écoulements souterrains sous le glacier qui ne transitent pas à l'exutoire du bassin versant. La réponse du Glacier 15 de l'Antizana se distingue de celle observée en zone tropicale externe, où les précipitations tombent en général sous forme solide sur la zone d'ablation, et où la variabilité interannuelle de la fonte dépend principalement des cumuls de précipitation des mois de décembre à février. Les glaciers d'Equateur sont d'excellents indicateurs des variations de température liées au réchauffement global et à l'ENSO. Si la tendance actuelle marquée par de fréquents événements de type El Niño se prolonge dans le futur, les glaciers d'Equateur reculeront rapidement.

TITRE en anglais

Surface Energy Balance and Melt Production of a Glacier in the Andes of Ecuador; Glacier-Climate Relationships in the Tropical Zone

RESUME en anglais

An important database has been collected since 1995 on the Antizana Glacier 15 (0.71 km², 0°28'S, 78°09'W) in the inner tropics. The quality of measurements is analysed and examination of Surface Energy Balance (SEB) assumptions is achieved. With the occurrence of katabatic winds, turbulent heat fluxes are calculated under conditions that do not strictly respect Monin-Obukhof similarity theory. However, errors in the final results of turbulent heat fluxes estimations are moderate. The SEB was calculated at one location in the ablation zone of the glacier during an annual cycle. Moreover, the results were completed with glaciological and hydrological measurements recorded since 1995. During the boreal summer, turbulent heat fluxes represent an important heat sink that induces reduced melting. Nevertheless, albedo is shown to play a key role in melting and solid precipitations are of major importance in glacier response to climatic forcing. In the inner tropics, considering that the phase of precipitation depends on temperature, temperature indirectly controls the melting evolution. During El Niño events, the ablation strongly increases, principally due to the warming of the atmosphere that induces liquid precipitations to occur over the glacier surface. The important shrinkage of Antizana Glacier 15 during the last decade has consequences in reducing water resources for human applications. However, a rigorous estimation of water resources is very difficult since groundwater circulations under the glacier induce the existence of missing runoff. The response of Antizana Glacier 15 to climatic forcing is different from the one observed in the outer tropics, where almost all the precipitation is solid over the glacier and where the inter-annual variability of ablation mostly depends on precipitations from December to February. Finally, the glaciers in the Andes of Ecuador are very good climatic indicators for temperature variability related to global warming and to ENSO. Should the present trend of intense El Niño periods extend in the future, Equatorial glaciers would retreat at a fast rate.

DISCIPLINE

Météorologie, océanographie physique et physique de l'environnement.

MOTS-CLES

Bilan d'énergie de surface, relation glacier-climat, variabilité climatique, ENSO, modélisation hydrologique distribuée, couche limite atmosphérique, zone tropicale.

INTITULE ET ADRESSE DE L'UFR OU DU LABORATOIRE

Unité de Recherche Great-Ice de l'IRD – IRD (case MSE) – 300, avenue Emile Jeanbrau, 34095 Montpellier Cedex 5.