

Constitution d'une base de données météorologiques sur un site andin de haute altitude: Le site du Charquini, 4795 m, Bolivie

**YVES LEJEUNE¹, YANN L'HOTE², PIERRE ETCHEVERS¹,
PATRICK WAGNON², JEAN-PHILIPPE CHAZARIN² &
PIERRE CHEVALLIER²**

*1 Météo-France, Centre National de Recherches Météorologiques, Centre d'Etudes de la Neige, Grenoble, France
yves.lejeune@meteo.fr*

2 Institut de Recherche pour le Développement, Unité de Recherche GREAT-ICE (Glaciers et Ressource en Eau dans les Andes Tropicales, Indicateurs Climatiques et Environnementaux) Montpellier et Grenoble, France

Résumé Cet article décrit la base de données météorologiques collectées entre octobre 2001 et juillet 2003 sur un bassin versant non englacé de la haute montagne andine, le site du Charquini (4795 m, 16°17'Sud, 68°32'Ouest) en Bolivie. Les données mesurées sont la température et l'humidité relative de l'air, les températures et les flux dans le sol à plusieurs profondeurs, les quatre termes du bilan radiatif, les vitesse et direction du vent, les cumuls des précipitations et la hauteur de neige. Par comparaison à la moyenne montagne des régions tempérées, ce site de haute montagne tropicale diffère principalement par le flux radiatif solaire incident très intense (ce qui le rend propice à la validation des modèles de sol ou de couvert neigeux développés dans les régions tempérées). Dans cet article sont aussi présentées les méthodes d'estimation des paramètres non mesurés, telles que la nébulosité N (couverture nuageuse totale du ciel) et la phase des précipitations, souvent changeante à l'altitude du site, ainsi que la méthode de reconstitution du rayonnement atmosphérique de grandes longueurs d'ondes.

Mots clés Andes tropicales; base de données météorologiques; nébulosité; phases des précipitations; rayonnement de grandes longueurs d'ondes

Meteorological data set build-up on a high Andean site: The Charquini site, 4795 m a.m.s.l., Bolivia

Abstract This paper describes the meteorological database collected between October 2001 and July 2003 on the Charquini site (4795 m, 16°17'S, 68°32'W) located in a non-glacierized catchment of the Bolivian Andes. This database provides air temperature and relative humidity, ground temperatures and fluxes at various depths, the four terms of the radiative balance, wind speed and direction, cumulated precipitation and snow depth. Compared to mid-latitude mountains, this site is very different, mainly because incident solar radiation is almost twice as high in the tropics (which makes the meteorological database valuable to validate soil or snow models built for mid-latitude regions). This paper also presents methods to estimate non-measured parameters such as cloudiness or precipitation phase (snow or rain) and methods to re-calculate incoming long-wave radiation when missing.

Key words tropical Andes; meteorological data base; cloudiness; precipitation phase; incoming short-wave radiation

INTRODUCTION

De récentes études, telles que celles menées par Thompson *et al.* (2003) sur la composition en isotopes stables de l'oxygène (^{18}O), prélevées dans des carottes de glace extraites de plusieurs glaciers sud-américains (Huascarán et Quelccaya Ice Cap au Pérou, Sajama en Bolivie), attestent du réchauffement climatique (supérieur à $+1.5^\circ\text{C}$) auxquelles ont été soumises au cours du siècle dernier les régions tropicales de haute altitude de l'hémisphère sud; réchauffement régionalement plus accentué qu'aux latitudes tempérées (de l'ordre de $+0.6^\circ\text{C}$). Par ailleurs sur ces hautes régions, les prévisions des modèles climatiques de grande échelle (Bradley *et al.*, 2004) évaluent à plus de 2.5°C l'accroissement de la température pour les quatre-vingt futures années. Parallèlement à ces études climatiques, des études de bilans d'énergie réalisées sur le glacier Zongo en Bolivie (Wagnon *et al.*, 1999a,b, 2001; Sicart *et al.*, 2005) ou sur le glacier Antizana en Equateur (Favier *et al.*, 2004a,b) ont apporté une compréhension de plus en plus fine et complète sur le fonctionnement des glaciers tropicaux.

En revanche, l'évolution des couvertures neigeuses des zones non englacées n'a jusqu'alors que très peu été abordée. Pourtant, les ressources en eau, destinées à l'approvisionnement en eau potable ou à la production hydroélectrique des populations vivant au pied des cordillères andines, ne se limitent pas à la seule fonte (neige + glace) des glaciers, mais sont aussi issues de la fusion des couverts neigeux fréquents jusqu'à quelques centaines de mètres en dessous de leurs limites inférieures (Caballero, 2001). Bien que souvent peu conséquents et fugaces, ces manteaux neigeux influent sur les ressources en eau par réduction de l'évaporation et stockage de l'eau. Dans le contexte actuel de réchauffement climatique intense favorisant la disparition rapide des petits glaciers tels que celui de Chacaltaya en Bolivie (Francou *et al.*, 2003), la faible connaissance de l'évolution du couvert nival des zones non englacées méritait d'être affinée et justifiait la conduite d'un projet national de recherches en hydrologie, le projet PNRH01-37, "Dynamique de la couverture neigeuse dans les Andes Tropicales". Par ailleurs sur les hauts bassins andins, l'alternance des précipitations sous forme de pluie ou de neige est fréquente, et cela principalement en saison humide, soit d'octobre à mars. La phase des précipitations n'y dépend pas uniquement de la température (souvent proche de 0°C) mais aussi de la nature de la masse d'air, de son état convectif, des inversions liées à la topographie. Etre capable de mieux évaluer la nature des phases (L'Hôte *et al.*, 2004, 2005) était une condition préalable aux simulations de l'enneigement qui feront l'objet d'un autre travail non présenté ici.

Ces objectifs ne pouvaient être réalisés qu'à la seule condition de disposer localement de données, météorologiques et nivologiques bien documentées. A cet effet, une campagne de mesures a été réalisée durant dix-huit mois sur un site morainique ($16^\circ 17'\text{Sud}$; $68^\circ 32'\text{Ouest}$; 4795 m) de la haute montagne andine (Bolivie). Dans cet article on s'appliquera: (a) à décrire le dispositif expérimental et les données collectées, (b) à définir le contexte climatique et ses particularités par rapport à celui d'un site alpin, (c) à développer les méthodes mises en œuvre pour construire la base de données.

LA STATION “CHARQUINI”, LE SITE D’ETUDES ET LE DISPOSITIF INSTRUMENTAL

Localisé dans le massif du Charquini ($16^{\circ}17'$ Sud; $68^{\circ}32'$ Ouest; 4795 m) à 30 km au Nord de La Paz (Bolivie), le site, bien représentatif des zones non englacées de la haute montagne tropicale (Fig. 1) est facilement accessible malgré son altitude élevée, permettant ainsi son suivi. Ce massif appartient à la Cordillère Royale, limite naturelle d’orientation NW–SE entre le haut bassin amazonien et l’Altiplano. La station automatique a été installée au milieu d’un ancien cirque glaciaire ouvert sur la vallée du Zongo. Autour de la station située sur une plate-forme naturelle, la pente d’une inclinaison de 15° environ est d’orientation Nord–Est. En surface, le sol est recouvert d’éboulis de différentes tailles et de végétation rase (mousses et herbes) occupant moins de 30% de la surface. Les 50 premiers centimètres de sol sont constitués d’environ 70% de sable, 20% de limon et 10% d’argile.

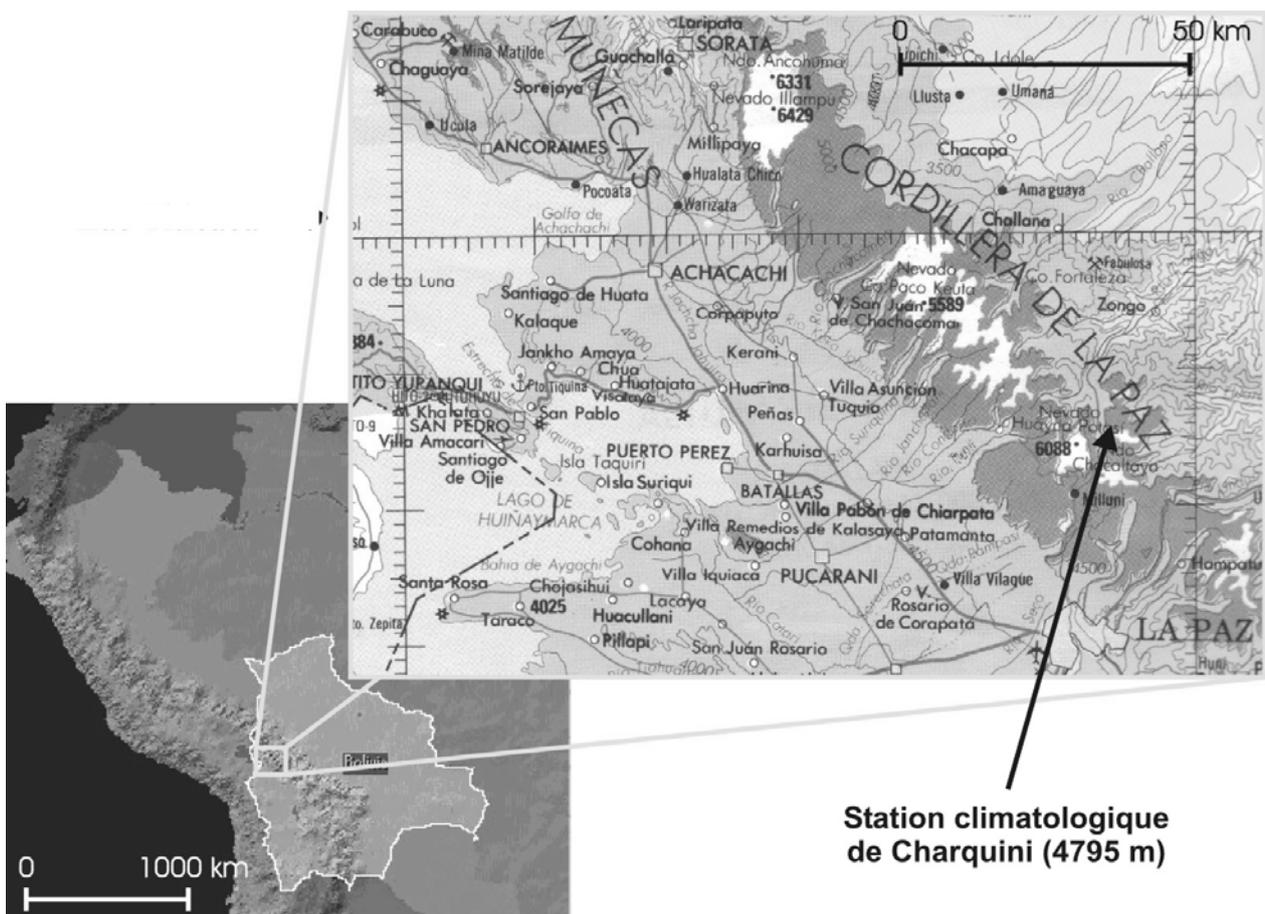


Fig. 1 Localisation géographique du site de mesures Charquini.

La campagne de mesures s’est déroulée du 24 octobre 2001 au 16 juillet 2003 (durée définie par le projet PNRH01-37). Durant cette période, deux centrales de mesures ont collecté: toutes les 10 secondes la température et l’humidité de l’air à 1.50 m

du sol, la lame d'eau des précipitations (pluviomètre totalisateur), les quatre termes du bilan radiatif, la vitesse et la direction du vent à 2.05 m du sol, la hauteur de neige, les températures (−3 cm, −10 cm, −20 cm, −43 cm) et les flux (−3 cm, −43 cm) dans le sol, ainsi que toutes les dix minutes le cumul des précipitations (pluviomètre à augets basculants). La base de données a été constituée à partir des moyennes demi-horaires de ces paramètres, exceptions faites pour la direction du vent et la hauteur de neige pour lesquelles ont été retenues les valeurs instantanées demi-horaires. La pression, non mesurée sur le site, a été évaluée à partir de celle de l'aéroport de La Paz (4071 m). Les caractéristiques du dispositif expérimental et la précision des capteurs sont récapitulées dans le tableau 1. Le fonctionnement de l'instrumentation (pannes, mesures suspectes) est détaillé dans Lejeune *et al.* (2003).

Tableau 1 Caractéristiques du dispositif expérimental.

Quantité mesurée (unité de mesure)	Hauteur capteur (+ spécificité abri)	Type matériel	Précision constructeur
Centrales d'acquisition	...	Campbell CR23X	...
	...	Campbell CR23X	...
Précipitations (mm)	175 cm	Pluviomètre Géonor T-200B	0.1 mm
	160 cm	Pluviographe Hobo	...
Température de l'air (°C)	150 cm (ventilé)	Vaisala HMP45	± 0.2°C à 20°C
	100 cm (non ventilé)	Thermocouple Campbell	...
Humidité relative (%)	150 cm (ventilé)	Vaisala HMP45	± 1% à 20°C
Vitesse (ms ⁻¹) et direction (°) du vent	205 cm	Anémomètre-Girouette Young 05103	± 3 ms ⁻¹ (vit.), ± 3° (dir.)
Radiations "in et out" courtes longueurs d'ondes (Wm ⁻²)	90 cm	Kipp & Zonen CM3 jusqu'au 18/04/2002 Pyranomètre Schenk depuis le 15/05/2002	± 10% sur les cumuls journaliers ... résolution 1 Wm ⁻²
Radiations "in et out" grandes longueurs d'ondes (Wm ⁻²)	90 cm	Kipp & Zonen CG3 jusqu'au 18/04/2002	± 10% sur les cumuls journaliers
Radiations "in et out" globales (Wm ⁻²)	90 cm	Pyrradiomètre Schenk depuis le 15/05/2002	... résolution 1 Wm ⁻²
Températures dans le sol (°C)	−3 cm, −10 cm, −20 cm −43 cm	Thermocouples cuivre-constantan	...
Flux du sol (Wm ⁻²)	−3 cm, −43 cm	Fluxmètres Hukseflux HFP01	Sensibilité, environ 60 μV/Wm ⁻²
Hauteur de neige (cm)	115 cm	Sonde Ultrasons Campbell UDG01	± 1cm ou ± 4% distance à la cible

CONTEXTE CLIMATIQUE

Le climat des Andes boliviennes, typique des tropiques externes, est caractérisé par une quasi-absence de saisonnalité des températures et par l'alternance d'une saison humide d'octobre à mars et d'une saison sèche de mai à août (Vuille, 1999, 2000; Kaser & Osmaston, 2002).

Les conditions météorologiques à la station Charquini

Pour les mois d'octobre 2002 à mars 2003 de la saison humide 2002–2003 (Fig. 2), le cumul de précipitations de 1079 mm représente 85% de celui de l'année complète (juillet 2002–juin 2003); les moyennes des températures de $+2.1^{\circ}\text{C}$ et de l'humidité relative de 87%, sont respectivement supérieures de 0.5°C et de 14% à celles de l'année complète; celle du vent de 1.1 m s^{-1} est légèrement plus faible que celle de 1.3 m s^{-1} de l'année complète. La saisonnalité, saison sèche (mai à août) – saison humide (octobre à mars) est donc bien appréhendée par les mesures de la station Charquini. De plus on peut retenir que du 24 octobre 2001 au 16 juillet 2003, 84% du cumul des lames d'eau et 75% des occurrences de précipitations se sont produites entre -1°C et $+3^{\circ}\text{C}$, soit dans une gamme de températures où l'alternance des phases pluie ou neige est très fréquente.

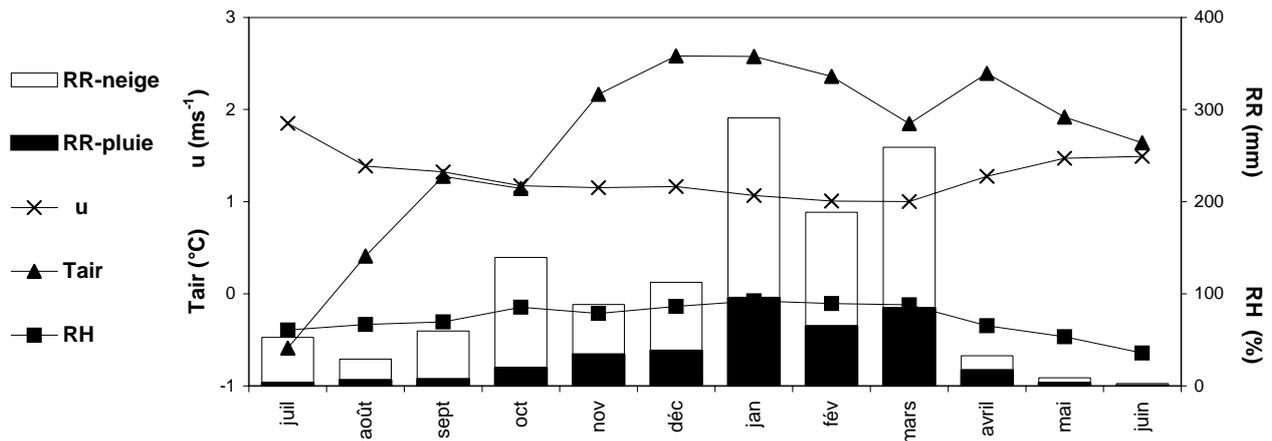


Fig. 2 Moyennes mensuelles des: température de l'air (Tair), humidité relative (RH), vitesse du vent (u), et cumuls mensuels des précipitations (RR, pluie ou neige) à la station Charquini (juillet 2002–juin 2003).

Par ailleurs, Bourqui (2003) a réalisé un travail de comparaison entre les données pluviométriques de la station Charquini et celles de la station Plataforma (4750 m) éloignée de 2 km. Cette étude, effectuée sur treize mois de novembre 2001 à décembre 2002, montre que si le pluviomètre de la Plataforma minore les lames d'eau réelles des précipitations (Sicart, 2002), les cumuls mensuels des deux sites sont en revanche très bien corrélés ($R^2 = 0.908$). Ainsi il est légitime de faire référence à la pluviométrie (climatologie de trente années de la Plataforma) pour critiquer celle des saisons humides 2001–2002 et 2002–2003 de la station Charquini. Le travail de Bourqui (2003) a été étendu à toute la période de mesures sur les données pluviométriques Charquini. Il montre que si avec 811 mm, le cumul des mois de novembre à mars de la saison humide 2001–2002 est légèrement déficitaire, celui de 1079 mm des mois d'octobre à mars de la saison 2002–2003 est quant à lui un peu excédentaire. Ces cumuls, proches de la valeur de 1000 mm évaluée par Caballero (2001) pour cette tranche d'altitude, confirment par ailleurs l'absence d'occurrence Niño ou Niña au cours des saisons hydrologiques 2001–2002 et 2002–2003 (Wagon *et al.*, 2001).

Forçages météorologiques de la haute montagne andine: comparaison avec la moyenne montagne alpine, le cas du Col de Porte

Le Col de Porte (CDP), localisé à une altitude de 1320 m dans le massif de la Chartreuse (45°30'Nord, 5°77'Est) dans les Alpes françaises est le site de référence du Centre d'Etudes de la neige (CEN) de Météo-France pour le suivi du couvert nival saisonnier (Lejeune & Martin, 1995). Les conditions météorologiques du Charquini pour les mois de novembre à mars de l'été austral, saison humide et période préférentielle de chutes de neige sur la haute montagne andine, ont été comparées à celles du CDP, pour les mois de décembre à avril de l'hiver boréal, saison d'accumulation hivernale sur les Alpes. Les moyennes mensuelles, de la température T_{air} et de l'humidité relative RH de l'air, de la vitesse du vent u , des précipitations RR (Fig. 3), et des flux radiatifs (Fig. 4) des mois d'hiver (boréal) du CDP ont été évaluées sur les 10 années de la période 1996–2005. Celles de l'été austral du Charquini ont été établies sur les deux saisons humides 2001–2002 et 2002–2003 de la campagne de mesures. On peut noter qu'il fait un peu plus froid au CDP (moyennes des T_{air} de +0.9°C au CDP et +2.3°C au Charquini) et que la variabilité inter-mensuelle de la T_{air} est plus marquée sur le site alpin que sur le site andin (amplitudes de 4.4°C au CDP et 0.6°C au Charquini). Les précipitations (quantité et phase), l'humidité relative RH et la force du vent u , comme les rayonnements atmosphériques de grandes longueurs d'ondes LW_{in} sont sur les deux sites très comparables. En revanche, sur le site du Charquini, le rayonnement solaire incident SW_{in} est en moyenne deux fois plus fort que sur le CDP (gain moyen d'environ 90 W m⁻²) et sa variabilité inter-mensuelle est moins marquée que sur le site alpin. Parallèlement, on peut retenir: (a) que sur le CDP l'accumulation du manteau neigeux débute mi-octobre, que le maximum d'épaisseur est atteint en mars (125 m), que la disparition du couvert saisonnier se produit au cours de la première décennie de juin (statistiques 1961–2004), et, (b) qu'en saison humide sur le Charquini le sol est plus fréquemment déneigé qu'il n'est enneigé; les couvertures neigeuses les plus conséquentes (de l'ordre de 20 cm d'épaisseur) ne recouvrent pas le site plus de 2 à 5 jours consécutifs.

En saison humide, des premières évaluations du bilan énergétique de surface sur le site du Charquini montrent que les flux turbulents sont faibles en raison d'un vent faible. De plus la chaleur latente perdue par sublimation des grains de surface des couvertures neigeuses est largement compensée par l'apport de chaleur sensible issu de l'air circulant au dessus de ces couvertures. Ce constat s'accorde bien aux résultats obtenus sur le glacier Zongo par Wagon (1999a,b) et Sicart (2005). Pour cette même saison humide, les longues périodes de déneigement du site du Charquini et l'importance des flux solaires auxquels il est exposé favorisent le stockage dans son sol de quantités de chaleur importantes, là où celui du CDP, rapidement enneigé en début d'hiver de manière persistante, ne cesse ensuite de se refroidir par transfert de chaleur vers le manteau neigeux jusqu'à sa disparition. Ces différences d'apports de chaleur du sol vers la couverture neigeuse, probablement très conséquentes, s'ajoutent à celles quantifiées précédemment sur les flux solaires pour expliquer la vulnérabilité des manteaux neigeux tropicaux au regard des manteaux neigeux alpins. Il sera essentiel d'en tenir compte pour simuler correctement l'évolution de l'enneigement du Charquini.

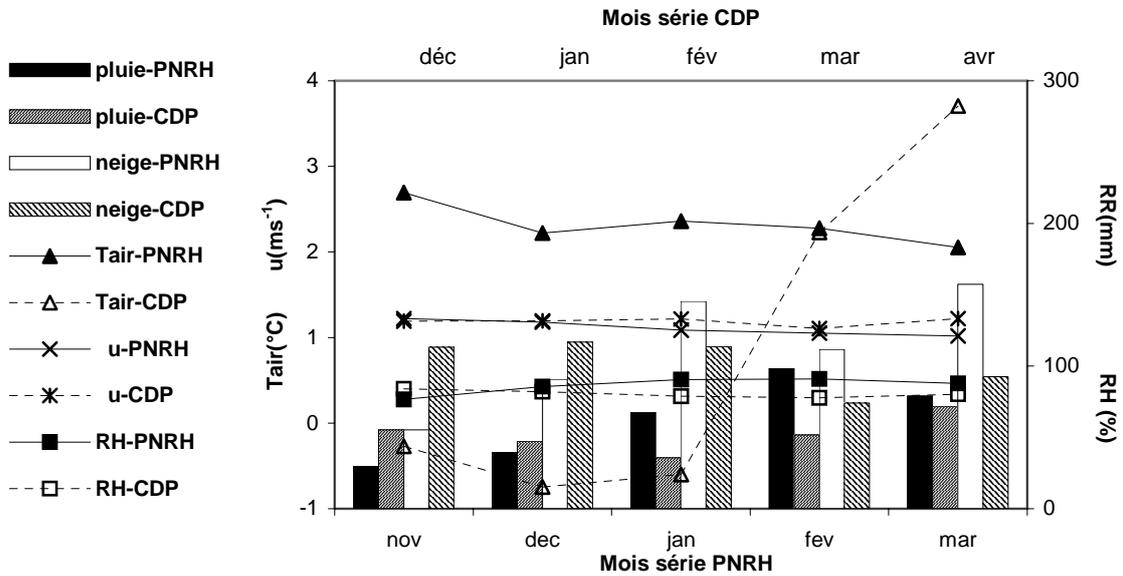


Fig. 3 Moyennes mensuelles des: température de l'air (Tair), humidité relative (RH), vitesse du vent (u), cumul des précipitations de pluie et de neige (RR) du PNRH Charquini (2 années, mois de novembre à mars) et du Col de Porte CDP (9 années, mois de décembre à avril).

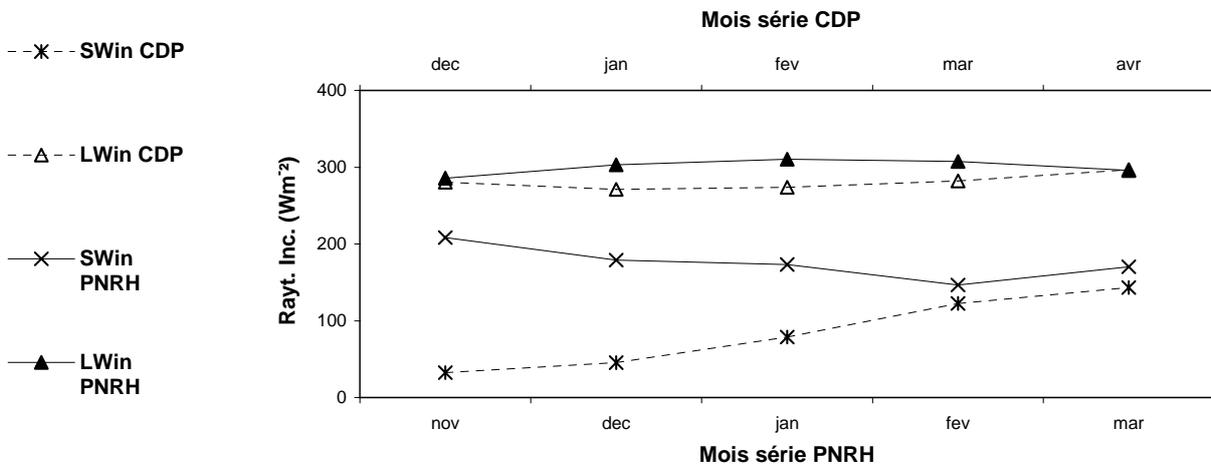


Fig. 4 Moyennes mensuelles des rayonnements incidents de courtes (SWin) et grandes longueurs d'ondes (LWin) du PNRH-Charquini (2 années, mois de nov.-mars) et du Col de Porte CDP (9 années, mois de décembre à avril).

LA CONSTITUTION DE LA BASE DE DONNEES

La méthodologie de constitution des jeux de données Charquini et ses différents algorithmes sont relatés en détail dans Lejeune *et al.* (2003). Dans la suite de cet article seront abordés les développements les plus conséquents de ce travail. Ils se rapportent à l'évaluation de la couverture nuageuse (ou nébulosité) N , à la reconstitution du rayonnement incident de grandes longueurs d'ondes LW_{in} sur les périodes de dysfonctionnement du pyrgéomètre (1501/2002–23/03/2002 et 15/05/2002–16/07/2003) et aux traitements des précipitations. L'interruption des mesures, du 18/04/2002 au

14/05/2002, suite au remplacement des capteurs de rayonnements nous a conduits à traiter les données en deux séries distinctes: 20/10/2001–18/04/2002 et 15/05/2002–16/07/2003.

Evaluation de la nébulosité N et reconstitution du rayonnement incident de grandes longueurs d'ondes (LW_{in})

Un des objectifs de la constitution de la base de données Charquini était l'évaluation (au pas de temps demi-horaire) de la nébulosité N, paramètre d'entrée du modèle de neige CROCUS (Brun *et al.*, 1989, 1992) que l'on utilisera pour simuler l'enneigement du site. Plusieurs auteurs, tel que Berliand (1952) (formulation (1) détaillée par la suite), proposent des expressions calibrées qui explicitent le lien physique existant entre LW_{in} , RH, T_{air} et N. Sur le Charquini, en raison des dysfonctionnements du pyrgéomètre, N n'a pu d'une part être extraite d'une telle expression, et d'autre part devait être déterminée en premier lieu pour ensuite pouvoir reconstituer les mesures erronées de LW_{in} . N a donc été évaluée (au pas de temps demi-horaire) par la méthode suivante (méthode pw). Cette méthode, décrite en détail par ce qui suit, diffère le jour et la nuit:

- (a) Le jour, le rayonnement solaire SW_{in} , somme du rayonnement direct SW_{in-dir} du disque solaire non occulté par les nuages et du rayonnement diffus $SW_{in-diff}$ provenant de la voûte céleste (sauf disque solaire) et des nuages, fluctue en fonction de N. Le modèle SAFRAN (Durand *et al.*, 1998, 1999), module éprouvé de fourniture de données météorologiques à la chaîne SAFRAN-CROCUS-MEPRA, outil opérationnel de Météo-France d'aide à la prévision des risques d'avalanches, évalue pour un lieu donné les flux solaires SW_{in} (et leur répartition en SW_{in-dir} et $SW_{in-diff}$). Pour contrôler cette évaluation il utilise un schéma de rayonnement solaire théorique basé sur les travaux de Perrin de Brichambaut et Vauge (1981). Les rayonnements théoriques (et leur partition direct-diffus) issus de ce schéma dépendent de N et des caractéristiques géographiques (latitude et longitude) et topographiques (altitude, orientation et inclinaison) du lieu. Sur Charquini, à chaque pas de temps, ce schéma nous a permis de simuler les rayonnements $SW_{in}(N)$ théoriques pour onze nébulosités N du ciel clair ($N = 0$) au ciel couvert ($N = 1$). La nébulosité N_{pw} estimée est, de ces onze nébulosités N, celle qui permet de minimiser l'écart entre les rayonnements SW_{in} mesuré et théoriques.
- (b) La nuit, l'évaluation de la couverture nuageuse a été appréhendée à partir des valeurs ou (et) des évolutions temporelles des paramètres, précipitations, T_{air} , et RH qui, dépendantes de N, sont caractéristiques en cas de couverture totale du ciel ($N = 1$). A partir des mesures disponibles, des critères objectifs ont été établis afin d'identifier les périodes pour lesquelles le site se trouvait, soit noyé dans le nuage, soit sous un ciel totalement couvert. Les justifications physiques de ces critères (séparés ici dans un souci de lisibilité mais souvent concomitants) et leurs valeurs seuils, spécifiques au site, sont: (a) le site est complètement couvert ou "dans le nuage", si l'air est proche de la saturation ($RH > 98\%$) ou si une précipitation significative se produit ($\geq 0.6 \text{ mm h}^{-1}$), (b) le site couvert au pas de temps précédent

le reste si RH est forte (>97%) et si la variation de T_{air} sur le pas de temps est faible ($\leq 0.1^\circ\text{C}$), (c) le site non couvert au pas de temps précédent le devient sur le pas de temps si RH est forte (>96%) et si le refroidissement nocturne s'est ralenti (baisse de T_{air} plus faible de 0.3°C sur le pas de temps que celle mesurée au cours du pas de temps précédent). L'établissement des valeurs seuils du pas de temps et celles des variations entre deux pas de temps, de T_{air} , RH, et des précipitations, a été réalisé par comparaison des N_{pw} ainsi estimées aux N_{berl} estimées par la formule de Berliand (1) (sur les périodes de bon fonctionnement du pyrgéomètre). Sur toute la période de mesures environ 12% des nébulosités nocturnes ont ainsi été estimées comme celles d'un ciel couvert. Celles restant indéterminées ont été interpolées linéairement à partir des valeurs de jour et de nuit déjà définies. Telle interpolation se justifie par le fait qu'invasions et disparitions des masses nuageuses sur ces hauts reliefs sont le plus souvent lentes et progressives (Wagon, 1999).

La validation de la méthode a été réalisée par comparaison des N_{pw} aux observations (140) réalisées lors des campagnes de mesures. La moyenne de 0.64 des nébulosités observées est très proche de celle de 0.63 des nébulosités N_{pw} estimées. L'écart quadratique moyen (RMS) des deux populations est de 0.26. Cette méthode est donc satisfaisante même si elle mériterait d'être validée sur un plus grand échantillon d'observations.

Chaque année sur le site du CDP (Lejeune & Martin, 1995) un jeu de données météorologiques d'entrée du modèle de neige CROCUS (Brun *et al.* 1989, 1992) est constitué. La nébulosité N , paramètre d'entrée du modèle non mesurée sur le site, est extraite (par encadrements successifs) de la formule de Berliand (1952) qui s'énonce:

$$LW_{\text{in}} = \varepsilon \sigma T_{\text{air}}^4 \quad (1)$$

avec:

$$\varepsilon = 0,58 + 0,9 k N_{\text{berl}}^2 + 0,06 e_{\text{air}}^{-0,5} (1 - k N_{\text{berl}}^2) \quad (2)$$

et

$$k = 0,09 + 0,2 N_{\text{berl}} \quad (3)$$

où: LW_{in} s'exprime en W m^{-2} , T_{air} et e_{air} (tension de vapeur de l'air) mesurées à une hauteur standard, s'expriment respectivement en Kelvin et en hpa. $\sigma (= 5,67 \cdot 10^{-8} \text{W m}^{-2} \text{K}^{-4})$ est la constante de Stefan Boltzmann. N_{berl} est la nébulosité (en $1/10^{\text{ème}}$ de 0 à 1), k est une fonction de N_{berl} .

Sur Charquini, disposant de la nébulosité N_{pw} au pas de temps demi-horaire, LW_{in} a été reconstitué avec la formule de Berliand (1) sur toutes les périodes de dysfonctionnement du pyrgéomètre.

Une telle estimation de LW_{in} à partir de N_{pw} , paramètre lui-même estimé, nécessitait aussi d'être discutée. Sur les périodes de bon fonctionnement du pyrgéomètre, méthode pw d'évaluation de N puis méthode d'estimation de LW_{in} par la formule de Berliand ont successivement été appliquées. Les valeurs diurnes et nocturnes des LW_{inpw} ainsi estimés ont été comparées à celles des LW_{in} mesurés (tableau 2). Les moyennes (jour + nuit) des écarts (ou biais moyen) sont de 9W m^{-2} (4%) du 20/10/2001 au 15/01/2002 et de 1W m^{-2} (0%) du 24/03/2002 au 18/04/2002, les RMS sont pour ces deux périodes de 33W m^{-2} et 35W m^{-2} . En outre, le flux moyen quotidien LW_{inpw} estimé a été comparé à celui LW_{in} mesuré et à ceux $LW_{\text{in-10}}$ et

LW_{in+10} mesurés affectés de l'incertitude constructeur ($\pm 10\%$ sur le cumul quotidien, cf. tableau 1). Sur la Fig. 5 (20/10/2001-15/01/2002) le flux estimé suit correctement les fluctuations journalières du flux mesuré et reste à quelques exceptions près compris dans l'intervalle d'incertitude de la mesure. L'ensemble de ces comparaisons nous permet donc de considérer que la méthode pw, qui évalue LW_{in} à partir des seules données météorologiques du dispositif expérimental sans aucune connaissance des profils verticaux d'humidité et de température de la masse d'air située au dessus du site d'études, est satisfaisante.

Tableau 2 Comparaison des moyennes, des écarts relatifs moyens et des écarts quadratiques moyens (RMS) des rayonnements grandes longueurs d'ondes LW_{in} mesurés (LW_{mes}) et estimés par la méthode pw (LW_{pw}) durant les périodes de bon fonctionnement du pyrgéomètre.

Périodes	Jour				Nuit				Jour et nuit			
	moy. ($W m^{-2}$) LW_{mes}	LW_{pw}	écart relatif (%)	RMS ($W m^{-2}$)	moy. ($W m^{-2}$) LW_{mes}	LW_{pw}	écart relatif (%)	RMS ($W m^{-2}$)	moy. ($W m^{-2}$) LW_{mes}	LW_{pw}	écart relatif (%)	RMS ($W m^{-2}$)
20/10/01–15/01/02	307	287	7	35	286	283	1	31	296	285	4	33
24/03/02–18/04/02	304	292	4	33	281	294	-5	36	292	293	0	35

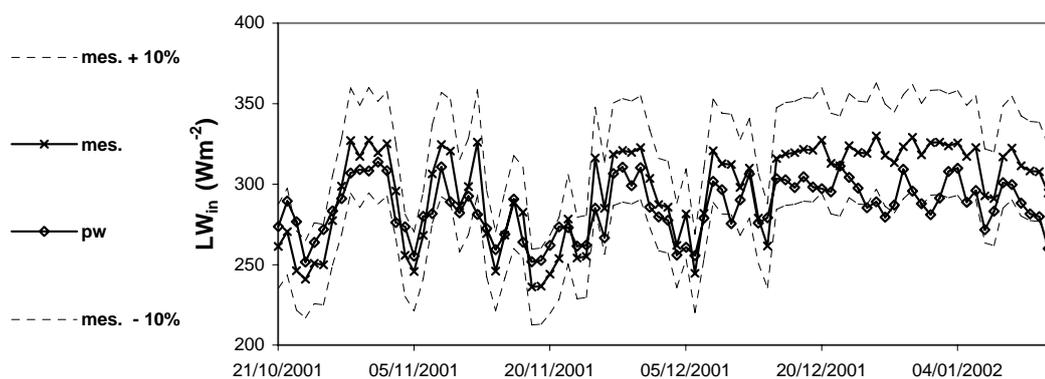


Fig. 5 Moyennes quotidiennes des rayonnements grandes longueurs d'ondes incidents LW_{in} mesurés (mes.) et estimés par la méthode pw (pw), et enveloppes LW_{in+10} (mes. + 10%) et LW_{in-10} (mes. -10%) d'incertitude de la mesure, au cours de la première période de bon fonctionnement du pyrgéomètre (87 jours).

Estimation de la phase des précipitations et correction de la lame d'eau mesurée

Les variations d'épaisseur du manteau neigeux sont un critère très utile d'estimation des phases. Cependant sur Charquini, les mesures de hauteur de neige sont très incomplètes et peu fiables et seules quelques valeurs supérieures à 2 cm ont été retenues (avec une précision de ± 2 cm). Leur trop petit nombre ne nous a pas permis d'en tenir compte dans l'algorithme de discrimination des phases. La méthode développée est donc la suivante:

Au delà de $+3^{\circ}C$ la phase est pluie, en deçà de $-1^{\circ}C$ la phase est neige. Entre ces deux seuils de température, des critères de discrimination ont été établis à partir de toutes les mesures disponibles. Ceux qui prévalent d'une discrimination sous forme de neige sont: (a) par rapport au pas de temps précédent, un accroissement de l'albédo ($>$

0.1), un refroidissement marqué des premiers centimètres de sol (baisse du flux du sol à -3 cm (>15 W m⁻²) et de T_{sol} à -3 cm ($> 1.5^{\circ}\text{C}$)), (b) sur le pas de temps, une perte de chaleur du sol au profit de la surface (traduit par convention de signe par un flux de sol négatif), un sol "froid" (T_{sol} à -3 cm $< +1.5^{\circ}\text{C}$), la présence d'une pellicule de neige sur la coupelle du capteur SW_{in} (albédo mesuré supérieur à 1), une intensité de précipitation susceptible de refroidir localement la masse d'air (>1 mm h⁻¹), et enfin un air plus ou moins froid ($T_{\text{air}} < 0^{\circ}\text{C}$ ou $0^{\circ}\text{C} < T_{\text{air}} < +2^{\circ}\text{C}$ ou $T_{\text{air}} > +2^{\circ}\text{C}$). La manifestation de chacun de ces critères, leur intensité et leur caractère discriminant dépendent de l'état d'enneigement (ou non) du sol en début de pas de temps et de l'occurrence de précipitations, et en ce cas de leur phase, lors du pas de temps précédent. L'algorithme de la méthode a été construit en ce sens (les seuils détaillés précédemment sont ceux utilisés pour un sol déneigé au début du pas de temps, sans chutes de neige au cours du pas de temps précédent; à contrario les critères et les seuils utilisés diffèrent).

Comme pour la nébulosité, la campagne de terrain de février 2002 nous a permis d'observer sur le site les phases de 54 événements précipitants. Ces observations et les estimations correspondantes ont été comparées dans une table de contingence (tableau 3). En considérant que les mauvaises estimations sont celles de pluie pour neige et inversement, que les bonnes estimations sont neige pour neige, pluie pour pluie, ou pluie et neige mélangée pour pluie et neige mélangée, et que les estimations moyennes sont trivialement les autres, le score des mauvaises estimations est de 2, celui des bonnes est de 32, celui des moyennes est de 20. Le biais le plus conséquent de la méthode est de privilégier la phase liquide: pluie estimée pour un mélange de pluie et neige observé (13 cas) ou mélange de pluie et neige estimé pour neige observée (4 cas). Ce biais toujours observé pour des températures supérieures à $+1^{\circ}\text{C}$ devrait peu influencer sur les simulations de l'enneigement, mais cela est d'autant plus difficile à appréhender que l'observation d'un mélange de pluie et neige n'en définit pas la partition réelle de la phase liquide et de la phase solide. On peut donc considérer que la méthode, bien que testée sur un petit échantillon d'observations est globalement concluante et que les simulations d'enneigement permettront d'en parfaire l'évaluation pour les cas les plus discutables.

Tableau 3 Table de contingence des phases observées et estimées.

		Observations		
		Pluie	Pluie et neige	Neige
Simulations	Pluie	22	13	1
	Pluie et neige	2	0	4
	Neige	1	1	10

Comme le recommande l'organisation mondiale de la météorologie, l'OMM, la non captation par les pluviomètres d'une part des lames d'eau de précipitation, d'autant plus importante en cas de chutes de neige froides et ventées, nécessite que les cumuls mesurés soient réévalués. Ces corrections sont dépendantes du type de pluviomètre, de la température de l'air, de la vitesse du vent et de la phase (Forland *et al.*, 1996). Sur le jeu de données Charquini, après estimation des phases, le cumul des

précipitations a ainsi été majoré de 5%; majoration relativement faible puisque la plupart des chutes de neige se sont produites pour des vents faibles et des températures de l'air voisines de 0°C.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

La méthodologie développée pour l'estimation des données non mesurées et pour la reconstitution des mesures manquantes pourra être appliquée, moyennant quelques adaptations, sur le site de l'ORE-Glacioclim (Observatoire de Recherche en Environnement – Les GLACIers, un Observatoire du CLIMat; Wagnon et Vincent, 2003) du glacier Zongo (6000–4900 m), situé en face du Charquini. Des forçages atmosphériques complets pour des modèles physiques de neige et de sol et des données de validation ont ainsi pu être constitués à l'échelle locale sur la haute montagne tropicale pour les deux périodes 24/10/2001–17/04/2002 et 15/05/2002–16/07/2003. Un tel jeu de données est inusuel sur ces régions dont une des caractéristiques climatiques est d'être soumises à des flux solaires très intenses permettant à leurs sols de stocker en absence de neige de grandes quantités de chaleur. Le jeu Charquini nous permettra de tester les capacités des modèles de sol ISBA (Noilhan *et al.*, 1989, 1996) et du modèle de neige CROCUS (Brun *et al.*, 1989, 1992) de METEO-France (modèles développés et validés sur les montagnes des régions tempérées) à représenter le couvert neigeux du site Charquini. Ces futures modélisations devraient contribuer à affiner la compréhension des processus d'évolution du couvert nival des hautes régions tropicales. Le travail décrit précédemment en était donc le préambule indispensable.

Remerciements Cette étude a été réalisée grâce à un financement du Programme National français de Recherche en Hydrologie. On remercie Joel Noilhan et Florence Habets du Groupe de Modélisation Moyenne Echelle du CNRM de METEO-France pour leurs collaborations actives au projet PNRH 01-37 ainsi que Pierre Ribstein, Robert Gallaire, Rolando Fuertes, Alvaro Soruco, Etienne Berthier, Bernard Francou de l'IRD (GREAT-ICE), ainsi que tous les représentants de l'IRD et leurs collaborateurs locaux à La Paz (Bolivie).

REFERENCES

- Berliand, M. E. & Berliand, T. G. (1952) Measurement of the effective radiation of the earth with varying cloud amounts, *Izv. Akad. Nauk SSR, Ser. Geofiz.*, 1, (in Russian).
- Bourqui, M. (2003) Forçages climatiques et précipitations en très haute montagne tropicale, comparaison sols nu et englacé-Vallée du Rio Zongo (Cordillère Royale, Bolivie). Mémoire de DEA, Université Montpellier II, 55p.
- Bradley, R. S., Keimig, F. T. & Diaz, H. F. (2004) Projected temperature changes along the American Cordillera and the planned GCOS Network. *Geophys. Res. Lett.* **31**(16), doi:10.1029/2004GL020229.
- Brun, E., Martin, E., Simon, V., Gendre, C. & Coleou, C. (1989) An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting. *J. Glaciol.* **35**(121), 333–342.
- Brun, E., David, P., Sudul, M. & Brunot, G. (1992) A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *J. Glaciol.* **38**(128), 13–22.
- Caballero, Y. (2001) Modélisation des écoulements d'origine pluvio-nivo-glaciaire en contexte de haute montagne tropicale – application à la haute vallée du Zongo (Bolivie), Thèse de doctorat, Univ. Montpellier 2, France.
- Durand, Y., Giraud, G. & Mérindol, L. (1998) Short-term numerical avalanche forecast used operationally at Météo-France over the Alps and Pyrenees. *Ann. Glaciol.* **26**, 357–366.

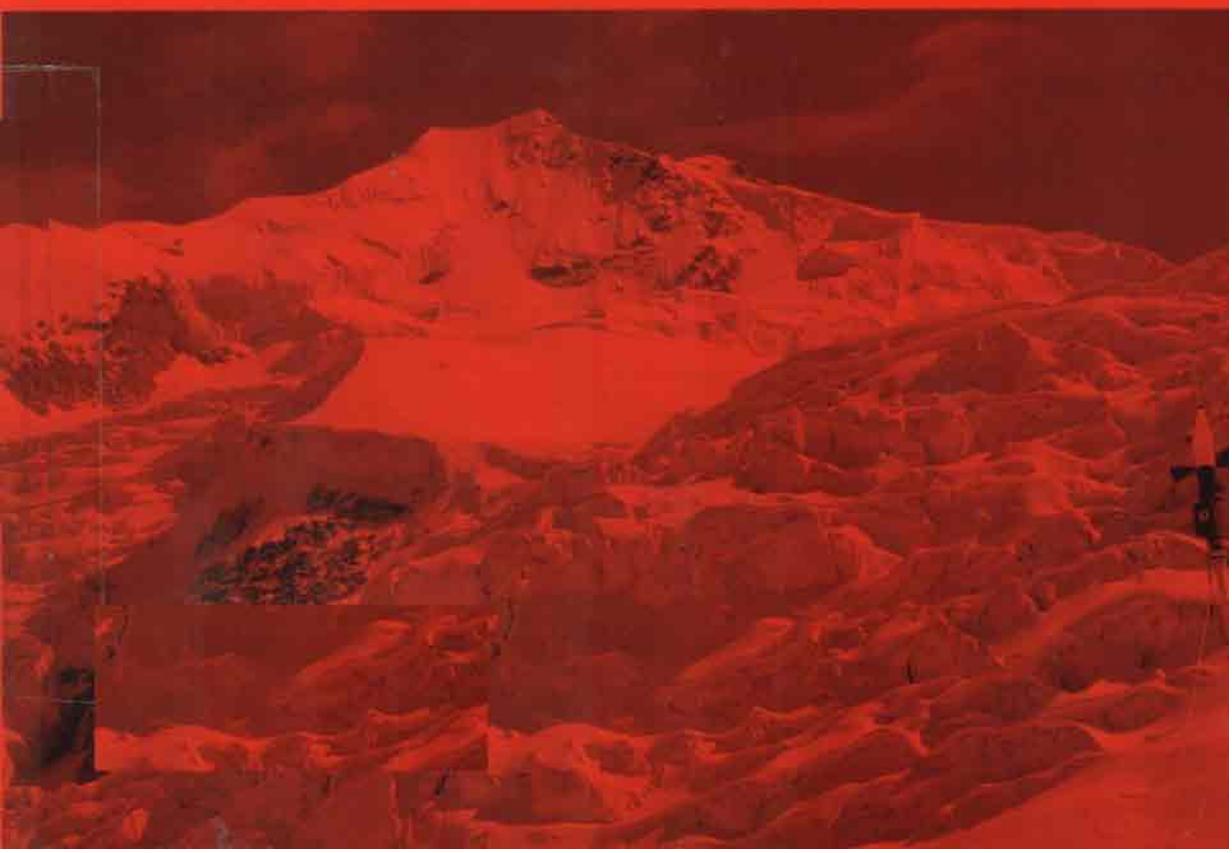
- Durand, Y., Giraud, G., Brun, E., Méridol, L. & Martin, E. (1999) A computer-based system simulating snowpack structures as a tool for regional avalanche forecasting. *J. Glaciol.* **45**(151), 469–484.
- Favier, V., Wagnon, P., Chazarin, J. P., Mashinsho, L. & Coudrain, A. (2004a) One-year measurements of surface heat budget on the ablation zone of Antizana glacier 15, Ecuadorian Andes. *J. Geophys. Res.* **109**(D18, D18105), doi: 10.1029/2003JD004359.
- Favier, V., Wagnon, P. & Ribstein, P. (2004b) Glaciers of the inner and outer tropics: a different behaviour but a common response to climatic forcing. *Geophys. Res. Lett.* **31**(L16403), doi:10.1029/2004GL020654.
- Forland, E. J., Allerup, P., Dahlström, B., Elomaa, E., Jonsson, T., Madsen, H., Perälä, J., Vedin, H. & Vejen, F. (1996) Manual for operational correction of Nordic precipitation data. Klima Report N°24/96, DNMI, Nordic Working Group on Precipitation (NWGP).
- Francou, B., Vuille, M., Wagnon, P., Mendoza, J. & Sicart, J. E. (2003) 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), ACL 1.1–1.12.
- Kaser, G. & Osmaston, J. (2002) *Tropical Glaciers*. Int. Hydrology Series, UNESCO and Cambridge University Press, Cambridge, New York, USA.
- L'Hôte, Y., Chevallier, P., Etchevers, P., Lejeune, Y. & Wagnon, P. (2004) Pluie ou neige? Dispositif de mesures pluviographiques dans les Andes de Bolivie et interprétation des enregistrements. *Hydrol. Sci. J.* **49**(2), 273–281.
- L'Hôte, Y., Chevallier, P., Coudrain, A., Lejeune, Y. & Etchevers, P. (2005) Relationship between precipitation and air temperature: comparison between the Bolivian Andes and the Swiss Alps. *Hydrol. Sci. J.* **50**(6), 989–997.
- Lejeune, Y. & Martin, E. (1995) Application du modèle CROCUS aux données de la saison 93/94 du Col de Porte et de la campagne LEADEX 92. Météo-France, Centre National de Recherches Météorologiques – Centre d'Etude de la Neige, Note de Centre no. 6, France.
- Lejeune, Y., L'Hôte, Y. & Chevallier, P. (2003) Instrumentation et constitution d'une base de données météorologiques et nivologiques dans les Andes; Station Charquini, 4795 m, Bolivie. Météo-France, Centre National de Recherches Météorologiques – Centre d'Etude de la Neige, Note de Centre N°21, France. (Disponible sur: http://www.mpl.ird.fr/hydrologie/pch/documents/PNRH01-37/pdf/PNRH0137_note_charquini.pdf).
- Noilhan, J. & Planton, S. (1989) A simple parametrization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Weath. Rev.* **117**, 536–549.
- Noilhan, J. & Mahfouf, J. F. (1996) The ISBA land surface parametrization scheme. *J. Global & Planetary Change* **13**, 145–159.
- Perrin de Brichambaut, C. & Vauge C. (1981) Le gisement solaire: Evaluation de la ressource énergétique. Technique et documentation, ed. Lavoisier, Paris, France.
- Sicart, J. E. (2002) 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 – Pierre et Marie Curie, Paris, France.
- Sicart, J. E., Wagnon, P. & Ribstein, P. (2005) Atmospheric controls of the heat balance of Zongo Glacier (16°S, Bolivia). *J. Geophys. Res.* **110** D12106, doi:10.1029/2004JD005732.
- Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E., Davis, M. E., Lin, P. -N., Henderson, K. & Mashiotta, T. A. (2003) Tropical glacier and ice core evidence of climate change on annual to millennial time scales. Highest Volume. *Climatic Change* **59**(1–2), 137–155.
- Vincent, C., Ribstein, P., Wagnon, P., Francou, B., Favier, V., Le Meur, E. & Six, D. (2005) Glacier fluctuations in the Alps and in the tropical Andes. *CR Geosci.* **337**, 97–106.
- Vuille, M. (1999) Atmospheric circulation over the Bolivian Altiplano during dry and wet period and extremes phases of the Southern Oscillation. *Int. J. Climate* **19**, 1579–1600.
- Vuille, M. (2000) Interannual climate variability in the Cental Andes and its relation to Tropical Pacific and Atlantic forcing. *J. Geophys. Res.* **105**(12), 447–460.
- Wagnon, P. (1999) Analyse du bilan d'énergie d'un glacier tropical, Application à la relation glacier-climat. Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier, Grenoble, France.
- Wagnon, P., Ribstein, P., Francou, B. & Pouyaud, B. (1999a) Annual cycle of energy balance of Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia. *J. Geophys. Res.* **104** D4, 3907–3923.
- Wagnon, P., Ribstein, P., Kaser, G. & Berton, P. (1999b) Energy balance and runoff seasonality of a Bolivian glacier. *Global & Planetary Change* **22**, 49–58.
- Wagnon, P., Ribstein, P., Francou, B. & Sicart, J. E. (2001) Anomalous heat and mass budget of Zongo Glacier, Bolivia during the 1997-98 El Niño year. *J. Glaciol.* **47**(156), 21–28.
- Wagnon, P. & Vincent, C. (2003) Climate change as recorded by glaciers. *IGBP Global Change News Lett.* **56**, 13–16.

IAHS Publication 318
ISSN 0144-7815



Glacier Mass Balance Changes and Meltwater Discharge

Edited by
Patrick Ginot & Jean-Emmanuel Sicart





Glacier Mass Balance Changes and Meltwater Discharge

Edited by:

PATRICK GINOT

IRD Great Ice, La Paz, Bolivia

JEAN-EMMANUEL SICART

IRD Great Ice, Montpellier, France

Proceedings of a workshop on *Andean Glaciology* and a symposium on the *Contribution from Glaciers and Snow Cover to Runoff from Mountains in Different Climates* held during the 7th Scientific Assembly of the International Association of Hydrological Sciences (IAHS) in Foz do Iguaçu, Brazil (4–9 April 2005). The workshop and the symposium were convened by the former IAHS International Commission on Snow and Ice (ICSI), which has since developed into two closely associated organisations: the International Association of Cryospheric Sciences (IACS) and the IAHS International commission on Snow and Ice Hydrology (ICSIH).

IAHS Publication 318

in the IAHS Series of Proceedings and Reports

Published by the International Association of Hydrological Sciences 2007

IAHS Publication 318

ISBN 978-1-901502-39-8

British Library Cataloguing-in-Publication Data.

A catalogue record for this book is available from the British Library.

© IAHS Press 2007

This publication may be reproduced as hard copy, in whole or in part, for educational or nonprofit use, without special permission from the copyright holder, provided acknowledgement of the source is made. No part of this publication may be electronically reproduced, transmitted or stored in a retrieval system, and no use of this publication may be made for electronic publishing, resale or other commercial purposes without specific written permission from IAHS Press.

The papers included in this volume have been peer-reviewed and some were extensively revised by the Editors, in collaboration with the authors, prior to publication.

IAHS is indebted to the employers of the Editors for the invaluable support and services provided that enabled them to carry out their task effectively and efficiently.

The information, data and formulae provided in this volume are reproduced by IAHS Press in good faith and as finally checked by the author(s); IAHS Press does not guarantee their accuracy, completeness, or fitness for a given purpose. The reader is responsible for taking appropriate professional advice on any hydrological project and IAHS Press does not accept responsibility for the reader's use of the content of this volume. To the fullest extent permitted by the applicable law, IAHS Press shall not be liable for any damages arising out of the use of, or inability to use, the content.

The designations employed and the presentation of material throughout the publication do not imply the expression of any opinion whatsoever on the part of IAHS concerning the legal status of any country, territory, city or area or of its authorities, or concerning the delimitation of its frontiers or boundaries.

The use of trade, firm, or corporate names in the publication is for the information and convenience of the reader. Such use does not constitute an official endorsement or approval by IAHS of any product or service to the exclusion of others that may be suitable.

Publications in the series of Proceedings and Reports are available from:
IAHS Press, Centre for Ecology and Hydrology, Wallingford, Oxfordshire OX10 8BB, UK
tel: +44 1491 692442; fax: +44 1491 692448; e-mail: jilly@iahs.demon.co.uk

Printed by Alden Group, Oxford, UK.