

Université Pierre et Marie Curie

Ecole Doctorale : Géosciences et Ressources Naturelles

Habilitation à Diriger des Recherches

CLIMAT ET GLACIERS DES ANDES TROPICALES

IMPACTS HYDROLOGIQUES

PIERRE RIBSTEIN

Institut de Recherche pour le Développement

Novembre 2002

Avant-Propos

Ce mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches dresse un bilan synthétique de mon activité de recherche sur l'hydrologie glaciaire dans les Andes tropicales. Initié en janvier 1991 à l'occasion de mon affectation en Bolivie comme chercheur de l'Institut français de recherche scientifique pour le développement en coopération (ORSTOM, devenu IRD), le travail dans les Andes s'est poursuivi en 1995 à mon retour en France où j'ai été successivement affecté au siège de l'ORSTOM à Paris, puis à partir de fin 1997, à l'unité mixte de recherche 7619 (UMR Sisyphe) à l'Université Paris VI, avant de rejoindre en août 2001 la Maison des Sciences de l'Eau à Montpellier.

Ce mémoire ne présente pas la première partie de ma carrière à partir de mon recrutement en 1980 comme chercheur hydrologue à l'ORSTOM jusqu'à ma soutenance de thèse de doctorat en 1990. Ma première décennie professionnelle fut essentiellement "sahélienne", se concluant par ma thèse sur "les modèles de crues appliqués aux petits bassins sahéliens". Elle est résumée dans l'annexe 2.

D'une décennie professionnelle à l'autre, c'est un changement complet de thématique que j'ai opéré, des glacis aux glaciers tropicaux, d'un paysage sans relief notable à un environnement dominé par les gradients d'altitude, de l'Afrique à l'Amérique du Sud. A l'origine de ce changement, il y a une demande des partenaires boliviens de mieux comprendre les ressources en eau des petits bassins de haute montagne. C'est alors que j'ai découvert l'existence de glaciers dans ces bassins et mon ignorance de l'hydrologie glaciaire ! J'ai donc appris à l'école de l'observation naturaliste et des références bibliographiques. J'ai l'orgueil de penser qu'un regard d'hydrologue "pluvial" sur la glace offre une approche originale des processus hydrologiques et du régime des eaux issues de la fonte des glaces.

Pour aborder cette thématique nouvelle, j'ai fonctionné plus en animateur de programme de recherche qu'en chercheur de base. Ces recherches ayant, dès l'origine, été menées en équipe, il est difficile d'individualiser l'apport de chacun. Mise en place par B. Francou, glaciologue, et moi-même, hydrologue, l'équipe s'est ensuite structurée dans un programme de recherche "Neiges et Glaciers Tropicaux" (NGT) dont le responsable a été B. Pouyaud à partir de 1994, pour évoluer ensuite vers une unité de recherche de l'IRD sur les "Glaciers et ressources en eau dans les Andes tropicales. Indicateurs climatiques et environnementaux" (GREAT ICE), que j'anime officiellement depuis le 1^{er} janvier 2001. Progressivement, dans la période d'une dizaine d'années que recouvrent ces travaux, des chercheurs de différentes disciplines ont rejoint le programme initial pour aboutir à l'équipe GREAT ICE qui rassemble une quinzaine de permanents IRD, chercheurs, ingénieurs et techniciens. Mon implication dans le programme a été continue depuis 1991 : en Bolivie jusqu'en 1995 comme co-initiateur des recherches avec B. Francou, depuis la France à partir de 1996 aux côtés de B. Pouyaud responsable de l'équipe "Neiges et Glaciers Tropicaux", et à partir de 2001 comme directeur de l'unité GREAT ICE. Les résultats obtenus sont nombreux et très diversifiés ; seuls ceux proches de l'hydrologie sont présentés dans ce mémoire car ce sont ceux auxquels j'ai le plus contribué comme chercheur.

Cela fait longtemps que ce mémoire aurait dû être rédigé et pourtant il n'aurait jamais vu le jour sans l'insistance amicale de Ghislain de Marsily qui, en plus de m'accueillir dans son laboratoire de Jussieu, m'a toujours soutenu dans cette démarche. J'ai tardé à m'y mettre, mal à l'aise dans la « figure de style » de l'habilitation à diriger des recherches qui

impose de présenter comme une production personnelle ce qui a été, et reste, un travail d'équipe. Je voudrais donc rappeler, pour les remercier, les noms de ceux qui ont apporté une pierre à l'édifice de notre connaissance commune des glaciers tropicaux et de l'hydrologie andine. J'ai eu la chance de bénéficier de nombreuses et efficaces collaborations qui, souvent, ont évolué en sincères amitiés. Certains m'ont accompagné sur une très grande partie, voire la totalité des recherches présentées dans ce document, et je voudrais les citer en priorité car ils ont partagé beaucoup de mes difficultés, de mes doutes et de mes joies : Bernard Francou, Bernard Pouyaud, Edson Ramirez, Pierre Chevallier, Patrick Wagnon, Jean-Emmanuel Sicart. D'autres nous ont aidé au commencement, Jacques Bourges, Robert Hoorelbeck, Ronald Saravia, avant de quitter notre groupe. Certains ont rejoint l'unité en cours de route, Yves Arnaud, Eric Cadier, Jean-Philippe Chazarin, Robert Gallaire, Alain Gioda, Yann L'Hôte, Michel et Monette Servant, Jean-Denis Taupin, Françoise Vimeux. Des collègues ont apporté une contribution sur certains aspects comme Luc Ortlieb, Pierre Soler, Jean Vacher pour le climat dans les Andes, comme Marc Descloîtres et Roger Guérin pour le radar, comme Robert Delmas, Heinz Gaeggeler, Patrick Ginot, Georg Hoffmann, Jean Jouzel, Ulrich Schotterer, Margit Schwikowski, Michel Stievenard pour les carottes de glace. Je dois aussi mentionner Rolando Fuertes et Javier Mendoza, mes collaborateurs boliviens de la première heure qui continuent à oeuvrer dans le programme, ainsi que Willy Tamayo, notre partenaire et ami de Huaraz au Pérou.

Dans un contexte de haute montagne pas facilement accessible, la dynamique de notre programme doit beaucoup à la jeunesse enthousiaste et efficace des coopérants du service national (CSN) et des nombreux étudiants qui nous ont aidés. Comme CSN en Bolivie, il y a eu successivement E. Tiriau, P. Rigaudière, P. Wagnon, Ph. Berthon, J-E. Sicart, J.M. Leblanc, E. Berthier. Parmi les étudiants dont je me suis plus particulièrement occupé, je voudrais citer H. Semiond, A. Erout, T. Schuler, J. de Bernardy, G. Bontron, E. Curinier, H. Dürr, O. Erard, B. Guittard, F. Macarez, M. Stephan. J'ai participé très partiellement à l'encadrement des thèses de A. Talbi et Y. Caballero, et j'interviens parfois dans celles en cours de T. Condom, E. Berthier, V. Favier, K. Sturm et H. Bonnaveira. En mesurant l'importance de la contribution à l'aune de la durée et surtout à la finesse des analyses scientifiques, une mention spéciale est à donner aux " multi-récidivistes " de Bolivie, à ceux qui n'ont pas hésité à revenir vers nous, à partir du stage jusqu'au CSN, au DEA et à la thèse ; ce mémoire doit beaucoup à ceux que j'ai encadré en doctorat : P. Wagnon, J-E. Sicart et E. Ramirez.

Initiées et fortement structurées par l'IRD, les recherches en Bolivie n'auraient cependant pas abouti sans des partenariats forts, tant pour les expérimentations de terrain que pour les analyses et les différents traitements de données. Dès l'origine, nous nous sommes associés à La Paz (Bolivie) avec l'Université Mayor de San Andres (UMSA), avec l'Institut d'Hydraulique et d'Hydrologie (IHH) principalement, mais aussi avec l'Institut de Géologie (IG) et l'Institut de Chimie (IIQ). C'est l'IHH-UMSA qui héberge les chercheurs du programme depuis 1993. Les autres partenaires en Bolivie sont le Service de Météorologie et d'Hydrologie (SENAMHI), la Compagnie d'Electricité (COBEE) et la Compagnie pour l'eau « Aguas del Illimani ». En Equateur, les travaux sont menés avec l'Institut de Météorologie et d'Hydrologie (INAMHI), avec la compagnie d'eau potable de Quito (EMAP) et avec l'Ecole Polytechnique Nationale (EPN). Au Pérou, j'ai personnellement travaillé avec ELECTROPERU, en charge du suivi des glaciers de la Cordillère Blanche jusqu'en 1996. Les deux partenaires péruviens sont maintenant le Service National de Météorologie et d'Hydrologie (SENAMHI) et l'Institut National des Ressources Naturelles (INRENA). En France, des collaborations fortes

ont été établies avec l'UMR Sisyphe à l'Université Paris VI, avec le Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (LGGE) à Grenoble et avec le Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE) à Saclay pour les analyses des carottes de glace. D'autres partenariats, moins formalisés mais néanmoins importants, ont été développés avec l'Université de Berne et le Paul Scherrer Institut (Suisse). Des collaborations sont menées avec l'Université d'Innsbruck (Autriche), l'Université de Stockholm (Suède), l'Université du Massachusetts, l'Université du Wisconsin (USA), l'Université de Düsseldorf (Allemagne), le Byrd Polar Research Center (Ohio, USA), l'Université d'Utrecht (Hollande), la section de glaciologie de l'Académie de Bavière à Munich.

Sommaire

Avant-Propos	1
Sommaire	5
Introduction	7
1 - Glaciers des Andes tropicales et variabilité climatique actuelle	9
1.1 Les glaciers tropicaux	9
1.1.1 Des glaciers à étudier, où et pourquoi ?.....	9
1.1.2 L'état non IRD des connaissances	11
1.1.3 Les glaciers étudiés par l'IRD	14
1.2 Le climat des Andes tropicales.....	17
1.2.1 Le contexte climatique	17
1.2.2 Le phénomène El Niño	20
1.2.3 La variabilité du climat récent	22
1.3 Le bilan de masse et le recul des glaciers	25
1.3.1 Les bilans de masse	25
1.3.2 Le retrait glaciaire et la disparition des petits glaciers.....	26
1.4 Le bilan d'énergie des glaciers.....	28
1.4.1 L'équation du bilan d'énergie	28
1.4.2 La radiation solaire et l'albédo	29
1.4.3 Les radiations de grandes longueurs d'onde.....	33
1.4.4 Les flux turbulents	36
1.4.5 L'intégration du bilan d'énergie	38
1.5 Synthèse de la relation glacier-climat.....	40
2 - Glaciers des Andes tropicales et variabilité hydrologique actuelle	42
2.1 Le régime des précipitations.....	42
2.1.1 La mesure de la neige	42
2.1.2 La variabilité des précipitations	43
2.2 Les écoulements non glaciaires	46
2.2.1 Quelques caractéristiques hydrologiques.....	46
2.2.2 L'observation d'un écoulement ondulatoire.....	47
2.3 L'hydrologie des bassins englacés.....	49
2.3.1 Le régime hydrologique avec glacier.....	49
2.3.2 Les processus d'écoulement de l'eau de fonte	51
2.3.3 La modélisation en hydrologie glaciaire.....	53
2.3.4 Le bilan hydrologique.....	57
2.4 L'impact des événements El Niño et l'hydrologie glaciaire	59
2.4.1 Fonte du glacier Zongo durant l'événement El Niño 1997-98	59
2.4.2 L'influence des glaciers sur les débits	61
2.5 Synthèse de l'hydrologie glaciaire	63
3 - Bilans et perspectives	65
3.1 Variabilité actuelle dans les Andes tropicales	65
3.2 Variabilité passée dans les Andes tropicales.....	67
3.2.1 Les carottes de glace et leur interprétation climatique.....	67
3.2.2 Paléoclimats et paléohydrologie de l'Altiplano.....	71
3.3 Perspectives	73
4 - Références bibliographiques	75
5 - Annexes	81
5.1 Annexe 1 : curriculum vitae	83
5.2 Annexe 2 : mémoire de titres et travaux 1980-1990.....	89
5.3 Annexe 3 : liste exhaustive des publications	95
5.4 Annexe 4 : publications sélectionnées	105

Introduction

L'hydrologie particulière des montagnes tropicales, parfois en milieu endoréique comme l'Altiplano andin, facilite l'intégration des phénomènes liés au changement climatique, fluctuations des glaciers, variations importantes du niveau des nappes souterraines et des lacs. Les objets hydrologiques concernés peuvent être de dimension considérable, comme le lac Titicaca entre la Bolivie et le Pérou. Ils fournissent en même temps aux chercheurs une mémoire relativement accessible des effets des changements climatiques passés à différentes échelles de temps, du siècle à quelques milliers d'années. Les glaciers tropicaux des Andes, particulièrement sensibles aux variations climatiques, dont le phénomène El Niño, présentent un recul accéléré depuis le début des années 1980. Plus à l'aval, les eaux de fonte de ces glaciers sont souvent la principale ressource disponible pour l'énergie hydraulique, les eaux urbaines, minières et agricoles.

Depuis 1991, notre équipe analyse précisément la dynamique hydrologique dans les Andes tropicales sous l'influence des fluctuations climatiques actuelles et passées. Ces recherches, initiées d'abord en Bolivie, se sont ensuite étendues au Pérou et en Equateur. Les travaux sont menés en coopération pour apporter des éléments de réponse aux questions de nos partenaires : i) quelle ressource en eau et quelle variabilité de cette ressource issue des glaciers ? ii) comment se prémunir contre les risques d'accidents glaciaires ? Ces questions sont rassemblées dans le principal objectif de notre programme de recherche qui est de comprendre l'impact des fluctuations climatiques sur le comportement des glaciers. Il s'agit d'analyser les processus actuels pour reconstituer les fonctionnements passés afin de mieux prévoir les évolutions futures. Un des enjeux de nos travaux est de vérifier que les glaciers tropicaux, très sensibles aux variations climatiques, sont de bons enregistreurs des oscillations globales, aussi bien des événements ENSO que du réchauffement climatique. Une meilleure compréhension de la relation glacier-climat doit aboutir à une meilleure quantification des ressources en eau d'origine glaciaire d'une part, à une meilleure interprétation des archives glaciaires d'autre part, à aider enfin les populations à se prémunir contre les risques glaciaires.

L'objectif du présent mémoire est de montrer comment les travaux IRD auxquels j'ai le plus contribué fournissent un ensemble cohérent de résultats tout en soulignant que, encore aujourd'hui, ces glaciers des basses latitudes sont mal connus. J'insisterai sur l'hydrologie glaciaire, thème peu abordé dans les publications scientifiques. Avant le début de notre étude, en 1991, le régime hydrologique des torrents glaciaires des Andes était pratiquement inconnu : en Bolivie, quelques observations éparses (Jordan, 1991) montraient des écoulements plus forts en été (octobre-mars) qu'en hiver austral (avril-septembre) mais aucun élément d'explication n'était avancé. Nos travaux, en particulier les thèses de P. Wagnon (1999) et J.E. Sicart (2002), ont contribué à expliquer cet écoulement de fonte plus important en saison humide.

L'hydrologie des neiges et glaces est le parent pauvre de l'hydrologie et de la glaciologie, dans les Andes comme ailleurs. Non seulement le programme IRD a fourni les premières observations hydrologiques sur la fonte des glaciers andins, mais en plus il offre des séries hydro-glaciologiques relativement longues, avec plus de dix années sur le glacier Zongo en Bolivie. Cet aspect de continuité des observations est important dans une région où les grandes oscillations climatiques, comme les événements ENSO (El Niño – Southern

Oscillation) ont un fort impact sur les systèmes hydrologiques, expliquant une forte variabilité inter-annuelle.

Notre programme de recherche est articulé autour de l'impact de la variabilité climatique sur le cycle de l'eau dans les Andes tropicales. Pour trouver des indicateurs climatiques pertinents pour l'hydrologie, pour expliquer les processus à l'origine des fluctuations des glaciers, pour en déduire la variabilité hydrologique dans les Andes, il faut des expérimentations sur des milieux représentatifs de la région. Tel fut notre démarche avec l'équipement dès 1991 du glacier Zongo en Bolivie, suivis par d'autres glaciers, Chacaltaya (Bolivie), Artesonjaru (Pérou) et Antisana (Equateur).

Nous avons commencé par une comparaison des bilans estimés par les méthodes hydrologiques et glaciologiques. Nous avons ensuite introduit les bilans d'énergie pour relier les fluctuations climatiques aux bilans de masse et à la fonte des glaciers. Les carottages de glace menés en 1997 au Sajama (Bolivie), puis en 1999 à l'Illimani (Bolivie) et en 2000 au Chimborazo (Equateur) offrent l'opportunité de relier les fluctuations climatiques actuelles aux caractéristiques enregistrées par les glaciers, afin de valider les reconstitutions climatiques obtenues avec ces archives glaciaires.

Par ailleurs, notre présence dans les Andes a permis d'étudier certaines caractéristiques hydrologiques en dehors des glaciers, comme la neige sur les surfaces non glaciaires et l'hydrologie de montagne avec des fortes pentes.

J'espère montrer, dans le présent document, que les résultats des différentes opérations se complètent pour fournir une image cohérente des fluctuations glaciaires, de leur interprétation climatique et de leurs conséquences hydrologiques. J'insisterai sur les observations faites en Bolivie, particulièrement sur le glacier Zongo, et je tenterai parfois une régionalisation à l'échelle des Andes tropicales en m'appuyant sur les observations faites dans le cadre du programme au Pérou et en Equateur.

Ce mémoire est divisé en trois grandes parties : les deux premières concernent la situation actuelle, avec pour la première le contexte géographique, climatique et la relation glacier-climat, et pour la seconde la variabilité hydrologique des bassins englacés, alors que la troisième partie aborde bilan et prospective, en insistant sur la reconstitution des situations passées, depuis l'Holocène, qu'il s'agisse de l'interprétation des carottes de glace ou de la paléohydrologie de l'Altiplano. Des commentaires à la fin de certains paragraphes mettent en perspective les opérations de notre programme IRD, en justifiant la pertinence de certaines orientations dans un contexte plus large.

1 Glaciers des Andes tropicales et variabilité climatique actuelle

1.1 Les glaciers tropicaux

1.1.1 Des glaciers à étudier, où et pourquoi ?

Entre les Tropiques du Cancer (23°26'N) et du Capricorne (23°26'S) subsistent des glaciers : sur les trois plus hauts sommets d'Afrique de l'Est (Rwenzori, Mont Kenya et Kilimanjaro), en Indonésie (Irian Jaya) et surtout en Amérique latine, entre le Chili et le Vénézuéla ainsi qu'au Mexique (figure 1). Ces glaciers couvrent une superficie très petite du globe, de l'ordre de 2500 km² selon Jordan (1991), moins que les glaciers du seul massif alpin qui représente environ 3000 km². Ils sont pour la plupart situés dans la Cordillère des Andes (71% au Pérou, 20% en Bolivie, 4% en Equateur et 4% en Colombie, etc.).

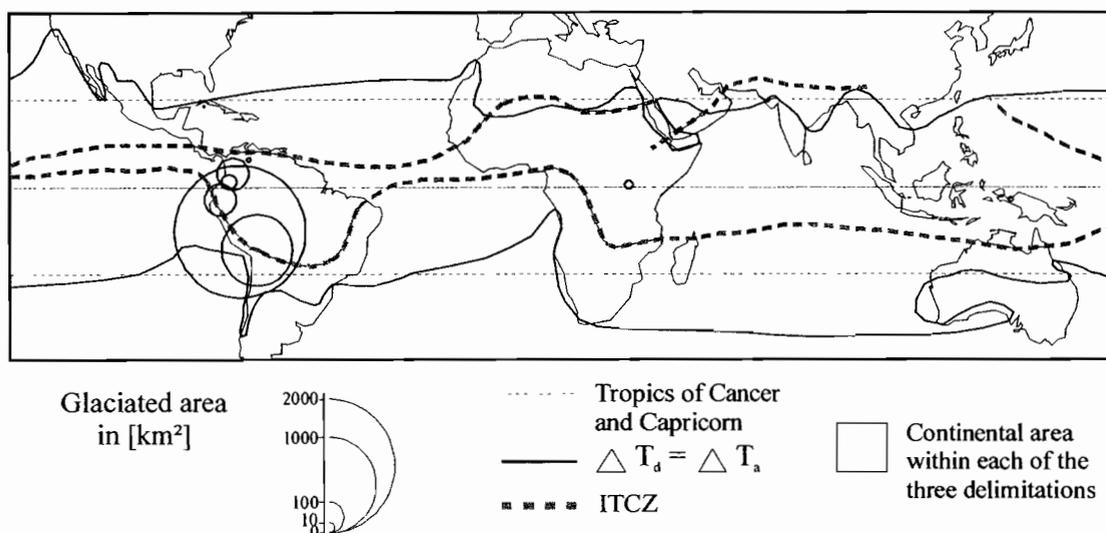


Figure 1. Distribution des surfaces glaciaires selon les pays tropicaux d'après Kaser & Osmaston (2002).

Kaser & Osmaston (2002) apportent une définition restrictive du terme « glacier tropical », ajoutant à la stricte définition astronomique (la région intertropicale est celle où le soleil passe deux fois par an au zénith) une définition thermique (c'est la région où l'amplitude thermique annuelle est inférieure à l'amplitude diurne) et une définition météorologique (c'est la région balayée par la zone de convergence intertropicale, ITCZ en anglais, l'équateur météorologique). Pour ces auteurs, ne sont tropicaux que les glaciers qui sont à l'intérieur des trois limites. Cette définition permet ainsi de différencier la zone tropicale interne (inner tropics en anglais), toujours humide avec deux saisons de plus fortes précipitations, et la zone tropicale externe (outer tropics en anglais), caractérisée par une saison de précipitations et une saison sèche. Les conditions subtropicales correspondent à une situation semi-aride avec une saison humide très courte. Avec cette définition, les glaciers du Mexique, du Nord Chili et du Sud-Bolivien ne sont pas considérés comme tropicaux. Les glaciers en Himalaya ne sont pas situés entre les tropiques mais sont dans la zone balayée par l'ITCZ : certains ont un comportement proche des glaciers tropicaux avec une période d'accumulation en saison chaude (summer accumulation type en anglais).

La définition de Kaser & Osmaston (2002) est intéressante car elle prend en compte les caractéristiques climatiques les plus importantes pour le bilan des glaciers, la radiation, la température et la précipitation. Elle permet ainsi de bien distinguer le comportement des glaciers tropicaux de celui des glaciers des plus hautes latitudes. Dans la suite du document,

nous considérerons comme tropicaux les glaciers que nous étudions du Chili à l'Equateur et nous proposons une ouverture sur les glaciers d'Himalaya.

Les glaciers de montagne, difficilement accessibles, ont depuis longtemps suscité l'intérêt des scientifiques : la Commission Internationale des Glaciers, créée en 1894, a dès son origine décidé d'étudier « les variations en grandeur des glaciers » dans les diverses contrées de la terre [Forel (1895) *in* Haeberli et al. (1998)]. Les motivations des premiers glaciologues ont d'abord été de comprendre la relation glacier-climat pour expliquer pourquoi ces glaciers « varient de volume sans cause apparente » (Forel, 1895) mais aussi pour connaître le passé climatique du globe à partir des archives glaciaires. Cet intérêt s'explique par l'époque, ce dix-neuvième siècle qui aura connu plusieurs fluctuations importantes des glaciers alpins dont le maximum du Petit Age de la Glace (PAG) entre 1825 et 1850, avant un recul généralisé des glaciers. L'époque actuelle connaît un recul accéléré des glaciers andins qui attire de nombreux scientifiques : n'y-a-t-il pas un parallèle possible entre l'intérêt actuel pour les Andes et les premières études dans les Alpes liées au PAG ?

La présence des moraines dans le paysage est à l'origine des études sur l'histoire de notre planète et sur les paléoclimats. Les archives glaciaires enregistrent les fluctuations climatiques avec une très haute résolution. Les glaces des calottes polaires fournissent des séries climatiques longues et précises pour comparer la situation actuelle avec des reconstitutions des climats passés (Houghton et al., 2001). Sous les tropiques, les bilans de masse des glaciers réagissent vite à la variabilité climatique du fait des échanges énergétiques considérables avec l'atmosphère. Plus proches des concentrations humaines que les calottes polaires, les archives glaciaires tropicales pourraient aider à séparer variabilité naturelle et impact anthropique sur le climat, à condition de savoir les interpréter et prouver qu'elles contiennent une information climatique lisible !

Dans l'étude des glaciers alpins, la demande économique et sociale liée à la ressource en eau et aux risques glaciaires n'est apparue qu'ensuite, bien après la question scientifique première qui était (et reste !) la compréhension de la relation glacier-climat. Il faut toutefois reconnaître que l'équipement des Alpes en centrales hydroélectriques a agi de manière considérable sur le développement de la recherche glaciologique en France et en Suisse. Dans les pays pauvres des Andes tropicales, les infrastructures souvent absentes ou défectueuses ne facilitent, ni l'accès aux glaciers, ni l'utilisation de leurs ressources pour l'eau et l'électricité, ni donc le développement des connaissances sur ces réservoirs d'altitude. Or ces glaciers andins surplombent des régions arides ou semi-arides qui manquent d'eau. La majorité de la population de Bolivie et d'Equateur vit en altitude, des villes comme La Paz, Quito, Lima sont alimentées par des eaux d'origine glaciaire (Francou et al., 1997). Des catastrophes naturelles d'origine glaciaire (voir paragraphe 1.1.2 à la suite) ont été très meurtrières dans les Andes (Ames & Francou, 1995) qui justifieraient à elles-seules d'étudier ces glaciers.

Commentaires :

Les glaciers tropicaux restent mal connus jusqu'à aujourd'hui malgré leur intérêt comme archives climatiques et le besoin de connaissances sur la ressource en eau et les risques glaciaires pour les populations qui vivent proches de ces réservoirs. Les fluctuations glaciaires pouvant durer plusieurs décennies, il faut maintenir longtemps sous surveillance un réseau de glaciers représentatifs dans la zone intertropicale. Un

des objectifs du programme IRD est de créer cet observatoire de glaciers sous surveillance et d'y développer des projets de recherche en coopération pour que les partenaires sud-américains prennent en charge eux-mêmes l'avenir de leurs glaciers. L'utilisation des glaciers tropicaux comme marqueurs du climat intéresse non seulement les pays andins mais aussi toute la communauté scientifique car ils pourraient contenir des éléments-clés dans le débat sur l'impact anthropique ou la variabilité naturelle à l'origine du réchauffement climatique actuel. Ces glaciers, situés sous des latitudes particulières d'un point de vue énergétique, fournissent des résultats qui complètent ceux des calottes polaires.

1.1.2 L'état non IRD des connaissances

Les scientifiques de l'IRD ne sont pas les seuls à étudier les glaciers des Andes tropicales, d'autres équipes s'y sont intéressées et s'y intéressent toujours. Ce chapitre présente brièvement les principales études non IRD, certaines de ces études étant reprises dans la suite du document pour une comparaison, par thème, avec les résultats IRD sur les bilans de masse, sur les bilans d'énergie, sur l'hydrologie, sur les carottes de glace et sur les paléoclimats.

Des sommets andins ont été atteints il y a très longtemps comme le montrent des découvertes archéologiques sur les civilisations pré-Inca (e.g. momies découvertes par J. Reinhard sur l'Ampato au Pérou). Les voyageurs occidentaux à partir du XIX^{ème} siècle se sont intéressés aux sommets englacés des Andes avec un regard de scientifiques (La Condamine, Wiener, d'Orbigny, ...). Les premières études approfondies des glaciers des Andes centrales datent des années 1930 avec en particulier les travaux de l'équipe allemande et autrichienne animée par H. Kaser (Kaser & Osmaston, 2002) au Pérou. Les résultats majeurs de cette époque sont des cartes de la Cordillère Blanche à différentes échelles entre 1:50 000 et 1:200 000, cartes qui permettent de quantifier le recul glaciaire depuis les années 40 au Pérou (voir le recul du glacier Broggi sur la figure 2).

Les catastrophes naturelles, comme l'écroulement de roches et glaces (suite à un séisme) du Huascarán qui a détruit la ville de Yungay (Cordillère Blanche, Pérou) en mai 1970, ont justifié de nouvelles études (Lliboutry et al. 1977) pour protéger les populations des risques glaciaires. C'est ainsi qu'au début des années 1970 a été mis en place un système de surveillance des glaciers péruviens confié à une commission de contrôle des lagunes devenue par la suite « Unidad de Glaciología y de Recursos Hídricos » (UGRH) à Huaraz. Cette institution a pris en charge un inventaire des lacs dangereux, quelques mesures météorologiques et la prise régulière de photographies aériennes à des fins de photogrammétrie.

Le suivi topographique des langues glaciaires et les mesures de balises pour l'estimation des bilans glaciologiques ont commencé en 1968 pour plusieurs glaciers de la Cordillère Blanche. A partir des observations sur deux glaciers, une première étude (Kaser & al. 1990) souligne la forte saisonnalité des bilans de masse avec une accumulation limitée à la seule saison humide et une ablation présente toute l'année mais beaucoup plus forte en saison humide. Les auteurs terminent en insistant sur le besoin d'une étude précise des bilans d'énergie pour expliquer le recul glaciaire observé.

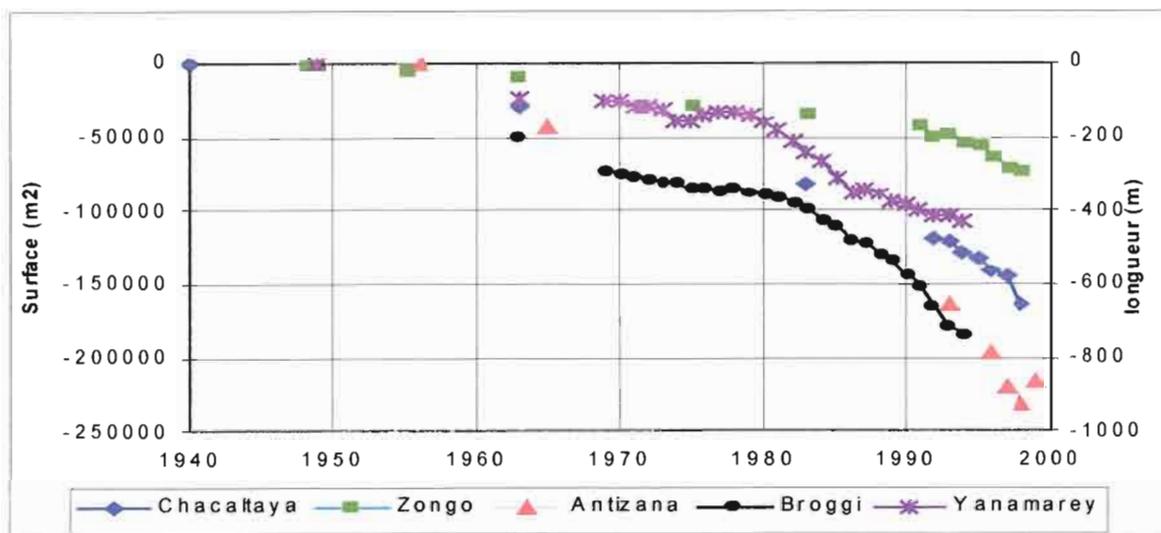


Figure 2. Variations des surfaces pour les glaciers Chacaltaya (Bolivie) et Antizana (Equateur) et des longueurs (à partir d'une origine arbitraire) pour les glaciers Zongo (Bolivie), Broggi et Yanamarey (Pérou), d'après B. Francou et différentes sources.

A partir de quelques données du glacier Yanamarey (Pérou) pour la période 1977-88 et d'une modélisation théorique, les travaux de Hastenrath & Ames (1995^{a, b}) montrent que la diminution de masse du glacier peut s'expliquer par une augmentation, soit de la nébulosité, soit de la température de l'air, soit de l'humidité spécifique, mais sans avoir de données météorologiques assez précises pour valider ces hypothèses. Des travaux récents (Kaser 2001 ; Kaser & Osmaston 2002) proposent une modélisation du bilan de masse spécifique des glaciers tropicaux, intéressante mais peu validée par manque de données assez longues de bilan de masse et de bilan d'énergie. En dehors des travaux de notre équipe, il existe très peu de mesures de bilan énergétique sur des glaciers des Andes tropicales ; on peut citer le travail d'Hastenrath (1978) limitée à quelques cycles jour-nuit de bilans radiatifs sur la calotte de Quelccaya au Pérou ; il existe aussi l'article de Hardy et al. 1998) présentant une année de données météorologiques au sommet du glacier Illimani en Bolivie, sans calcul de bilan d'énergie par les données ne sont pas adaptées.

Dans le corpus de connaissances sur lequel s'est basé l'IRD, il y a les travaux d'inventaire des glaciers au Pérou (Ames et al. 1989), en Bolivie (Jordan 1991), en Equateur (Hastenrath 1981). Nous avons collaboré à la synthèse de ces travaux pour l'ensemble de l'Amérique du Sud (Casassa et al. 1998). Ces travaux principalement fondés sur le traitement de photographies peuvent être complétés par l'utilisation des images satellites : voir à ce sujet le volume sur l'Amérique du Sud de l'atlas par images satellites des glaciers du monde (Williams & Ferrigno 2000). Souvent la résolution du satellite est trop faible car les glaciers tropicaux sont petits, dans un relief particulièrement accidenté qui complique la mise au point de modèles numériques de terrain (Jordan 2000). La télédétection satellitale permet d'atteindre d'autres informations que la géométrie des glaciers, comme la ligne de neige (limite entre la neige récente, peu dense et de fort albédo, et la glace) qui peut être observée par satellite avec une certaine robustesse (Klein & Isacks 1999). La vitesse d'écoulement des glaciers devrait aussi, dans le futur, être estimée par satellite. Cependant tous ces marqueurs « satellitaires » doivent être validés par des observations de terrain qui font souvent défaut.

Il est rapide de faire l'inventaire des études non IRD sur l'hydrologie des glaciers (et même des neiges !) dans les Andes tropicales : on trouve deux pages pour la Bolivie dans (Jordan 1991) et trois pages dans (Kaser & Osmaston 2002) pour les documents largement diffusés. Cette lacune s'explique par l'absence de données fiables et par la difficulté à séparer l'écoulement des neiges et glaces de l'écoulement « pluvial » dans les débits observés à l'exutoire des bassins de montagne. Une étude récente (Kaser et al. sous presse) est basée sur les données anciennes de quelques bassins englacés de la Cordillère Blanche (Pérou). Les travaux cités ci-dessus sont centrés sur la saisonnalité des débits par rapport à celle des précipitations. Ils concluent que l'impact des glaciers correspond à une diminution de la variabilité saisonnière des écoulements par rapport aux écoulements de pluie. Sous les hautes latitudes au contraire, les glaciers augmentent la variabilité des écoulements par rapport aux précipitations. Par manque de données, aucune étude n'aborde les processus hydrologiques et énergétiques pour expliquer ces observations.

Les études approfondies de paléoclimats à partir des moraines andines ont commencé dans les années 70 au Pérou (Clapperton 1972) et en Bolivie avec l'IRD (Servant & Fontes 1978). A partir de considérations simples sur la position de la ligne d'équilibre des glaciers (ligne de séparation entre accumulation et ablation), les « paléoglaciologues » en déduisent des caractéristiques climatiques en supposant une relation équilibrée entre glaciers et climat. Par hypothèse, la relation entre bilan de masse et ligne d'équilibre est considérée constante au cours du temps. Dans les trente dernières années, de nombreux travaux sur le climat andin depuis l'Holocène sont apparus, dont certains utilisent l'altitude de la ligne d'équilibre pour reconstituer les paléoclimats (Seltzer 1990). Pourtant, rares sont les études qui tiennent compte des connaissances récentes sur les glaciers tropicaux pour calibrer leurs estimations des glaciers passés. La reconstitution des fluctuations de deux glaciers au nord Chili à partir d'observations actuelles (nos données du glacier Zongo) semble un exemple à approfondir (Kull & Grosjean 2000). En retour, l'étude des moraines par rapport au contexte glaciaire actuel est une source d'informations sur la dynamique des glaciers en fonction du climat, et donc sur les situations climatiques passées.

Le premier carottage dans les glaces tropicales a eu lieu en 1983 à Quelccaya (Pérou), suivi du Huascarán (Pérou) en 1994, tous deux par l'équipe de L.G. Thompson (USA). L'initiative de notre équipe IRD a permis les carottages du Sajama (Bolivie) en 1997 avec L.G. Thompson puis, avec l'équipe de Berne (Suisse), l'Illimani (Bolivie) en 1999 et le Chimborazo (Equateur) en 2000. L'équipe de Berne (Suisse) a publié des résultats d'un carottage auquel notre équipe IRD a participé sur le Cerro Tapado au Nord Chili (Ginot 2001). Toutes ces opérations ont pour objectif premier la reconstitution à haute résolution du climat depuis le dernier maximum glaciaire. Elles apportent aussi des informations sur les tendances actuelles du climat (Thompson 2000). L'étude des événements El Niño dans les carottes de glace est une demande forte de la communauté scientifique qui espère des séries d'indicateurs El Niño-Southern Oscillation (ENSO), à haute résolution, plus longues que les séries instrumentales de type Southern Oscillation Index (SOI) qui commencent seulement en 1876 (Diaz & Markgraf 2000). Quelques résultats ont été publiés sur les événements ENSO trouvés dans les glaces (Thompson et al. 1984 ; Thompson et al. 2000). Mais les marqueurs extraits des carottes (chimie, isotopes, poussières) manquent encore de validation sur le climat actuel : il faut d'abord comprendre leur signification et s'affranchir des transformations (chimiques et isotopiques) de la neige après la précipitation avant d'imaginer interpréter la variabilité de ces marqueurs d'un point de vue climatique.

H. Kinzl in (Kaser & Osmaston 2002) regrettait en 1942 une certaine " alpine-centred attitude " de la communauté des glaciologues. La situation n'a guère évolué et les traités récents de glaciologie continuent d'ignorer qu'il existe des glaciers au comportement " non alpin ", qui plus est dans l'hémisphère sud ! Le livre très intéressant de (Oerlemans 2001) est un exemple de livre uniquement centré sur les glaciers des moyennes et hautes latitudes.

Commentaires :

Des mesures de bilan d'énergie sur les glaciers sont indispensables pour comprendre la relation glacier-climat à travers la variabilité des bilans de masse, le régime hydrologique du torrent émissaire du glacier, l'interprétation climatique des carottes de glace et la situation des moraines dans le paysage.

1.1.3 Les glaciers étudiés par l'IRD

Le programme « Neiges et Glaciers Tropicaux » de l'ORSTOM (devenu unité GREAT ICE de l'IRD), est opportuniste : il est né de la rencontre en 1991 à La Paz, de B. Francou, géomorphologue affecté pour interpréter d'un point de vue climatique les paysages des Andes et de P. Ribstein, hydrologue affecté pour étudier les écoulements des petits bassins de montagne. Ils se sont retrouvés dans l'étude des glaciers. Programme opportuniste ne veut pas dire sans objectifs : dès l'origine, le but était de comprendre le comportement des glaciers tropicaux et ses liens avec l'environnement dans un large éventail de situations climatiques. Des résultats précis sont entre autre attendus pour l'évaluation des ressources en eau actuelles et futures.

En 1995, quatre années après le démarrage du programme, une réunion internationale organisée par l'IRD a rassemblé à La Paz la majorité des scientifiques travaillant sur les glaciers et les ressources en eau des Andes tropicales (Ribstein et al. 1995). Ce fut un tournant pour le programme et pour l'équipe qui s'est étoffée à partir de cette date avec des spécialistes de différentes disciplines pour mener, par une approche intégrée, l'étude de la relation glacier-climat.

Un objectif important, dès 1991, a été la mise en place d'un réseau d'observations durables des glaciers dans la zone intertropicale, en commençant par les Andes (figure 3). Il s'agit de sites comportant des glaciers relativement accessibles, représentatifs de la zone, inscrits dans des bassins versants fortement englacés dont l'exutoire est contrôlable.

Deux glaciers par pays ont été choisis en Bolivie, Equateur et Pérou. Dans un même pays, les deux glaciers étudiés diffèrent l'un de l'autre par leur taille et leur situation. Quatre glaciers seront plus particulièrement abordés dans ce mémoire : Zongo et Chacaltaya en Bolivie, Antizana en Equateur et Artesonraju au Pérou. Sur chaque glacier, un équipement et un protocole standard de mesures ont été mis en place:

- réseau de balises d'ablation à lectures mensuelles ;
- mesures de l'accumulation en zone haute du glacier deux fois par an, en début et fin de saison humide ;
- topographie annuelle de la langue glaciaire et des balises ;

- pluviomètres totalisateurs (surface de captation de 2000 cm² avec antigel et huile) à lectures mensuelles autour du glacier ;
- un pluviomètre journalier ou pluviographe par site, au moins ;
- un limnigraphe à la station de contrôle avec un déversoir.

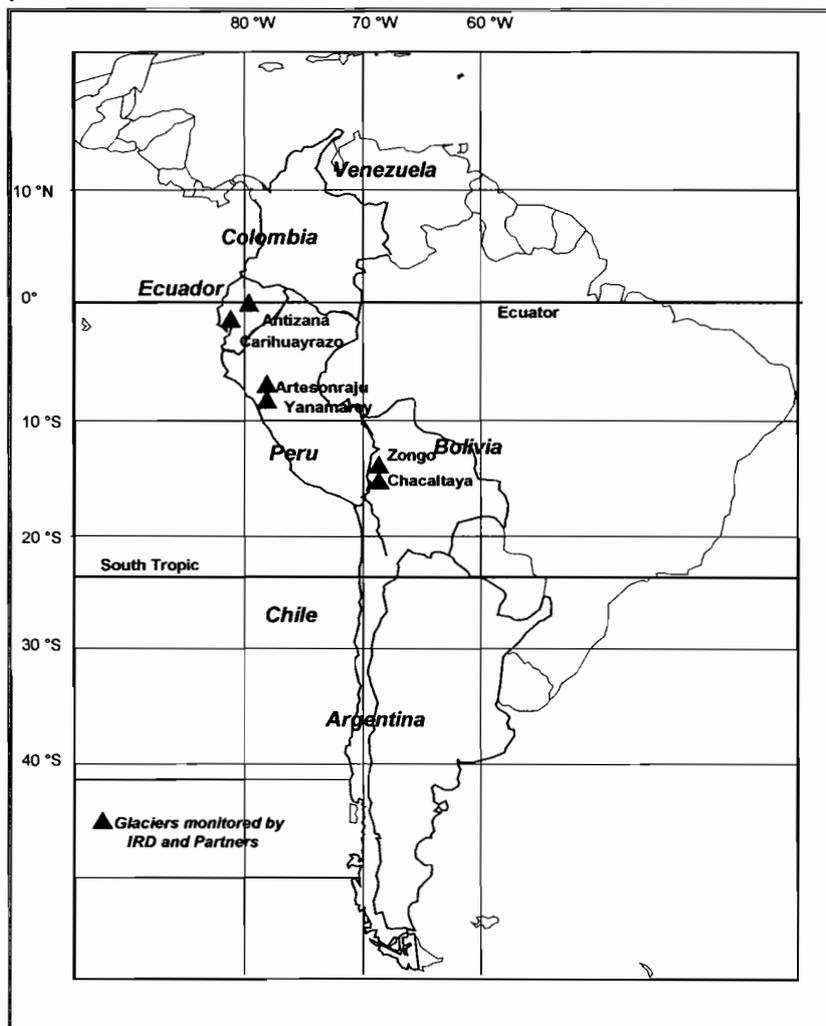


Figure 3. Sites étudiés par l'IRD et ses partenaires, d'après Pouyaud et al. (1995).

Le type et la fréquence des mesures ont été choisis en fonction de la spécificité des glaciers tropicaux. La caractéristique essentielle de ces glaciers est la simultanéité des processus d'accumulation (précipitation) et d'ablation (fonte et sublimation) durant la saison humide. L'autre caractéristique est l'ablation en continu qui impose de mesurer toute l'année les écoulements pour le calcul du bilan hydrologique à comparer au bilan de masse. Aucun glacier tropical autre que ceux de notre équipe ne possède ou n'a possédé des équipements aussi complets. Cette qualité de mesures n'est ni possible ni nécessaire sous les hautes latitudes où l'accumulation d'hiver et découplée de l'ablation au printemps et en été ; par exemple, dans les Alpes il n'y a écoulement de fonte des glaces qu'une partie de l'année.

Le protocole standard a été complété à partir de 1995 par des mesures de bilan d'énergie, d'abord au Zongo, puis à Chacaltaya et à l'Antizana. Il s'agit du suivi toute l'année (fréquence des visites de l'ordre de 15 jours) d'une station fixe de mesures automatiques des différents termes du bilan (flux radiatifs, flux turbulents, température, humidité, vent, sonde

à neige), complétée par des mesures ponctuelles sous forme d'opérations intensives d'environ une semaine sur le glacier (mesures directes de sublimation, contrôle des capteurs, etc.). Ce dispositif énergétique a été conduit pour deux thèses (Wagnon 1999 ; Sicart 2002) sur le Zongo et il est en cours pour la thèse de V. Favier sur l'Antizana. Des prospections plus ponctuelles sont menées sur certains glaciers. Par exemple la campagne géophysique par géoradar a permis de cartographier en trois dimensions le glacier Chacaltaya (Ramirez et al. 2001).

Les principales caractéristiques des glaciers étudiés sont présentés ici :

- ✓ glacier Zongo (Bolivie), situé en Cordillère Royale (16°15'S, 68°10'W), à environ 30 km au nord de La Paz, dans le massif du Huayna Potosi (figure 4) ; le glacier s'écoule sur 3 km, de 6000 m à 4900 m, selon une exposition sud-est puis est. Le glacier a une superficie de 2.15 km² pour un bassin versant de 3.17 km² selon les estimations récentes (Sicart 2002), soit un pourcentage d'englacement d'environ 68% (supérieur si on tient compte d'un petit glacier d'environ 0.2 km² en rive droite, séparé du glacier principal d'un point de vue glaciologique mais pas hydrologique). Les mesures hydrologiques, glaciologiques et météorologiques ont commencé en 1991.

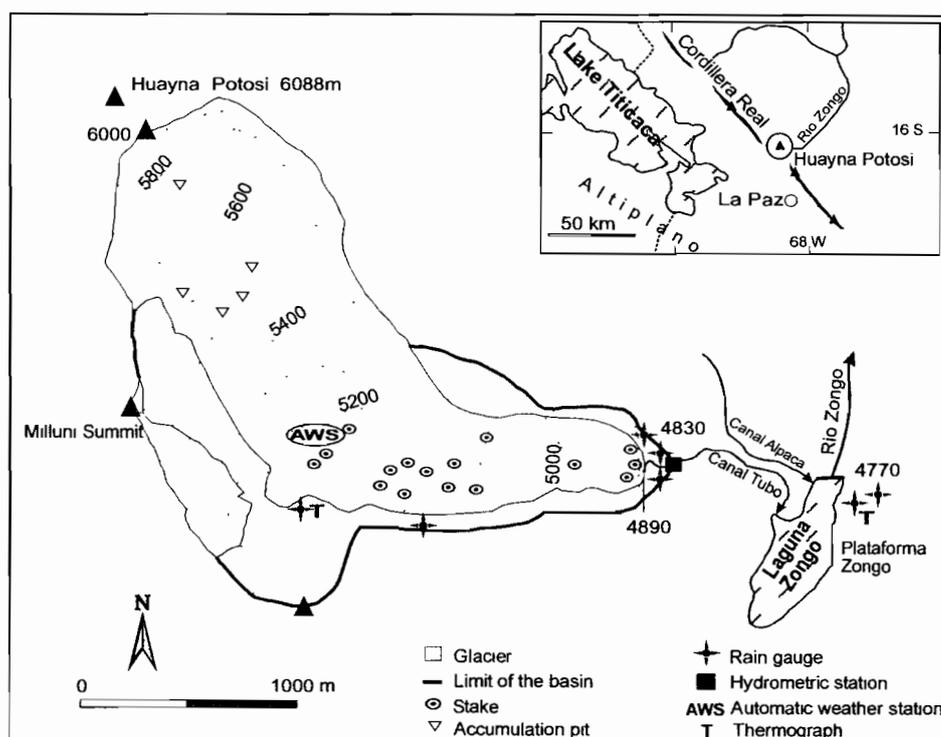


Figure 4. Carte des équipements sur le bassin versant du glacier Zongo, d'après Wagnon et al. (2001).

- ✓ glacier Chacaltaya (Bolivie), situé en Cordillère Royale (16°21'S, 68°07'W), à environ 20 km au nord-est de La Paz, le glacier avait en 1998 une superficie d'environ 0.06 km², entre 5360 m à 5140 m. Le bassin versant étudié a une superficie de 0.53 km², soit un pourcentage d'englacement d'environ 11% (Ramirez et al. 2001). La série de bilans de masse existe depuis 1991 et le contrôle hydrologique a commencé en 1998.
- ✓ glacier Antizana (Equateur), situé à 40 km à l'est de Quito (0°25'S, 78°09'W) ; le glacier étudié par l'IRD est le 15 α selon la dénomination de Hastenrath (1981). Il est orienté au nord-ouest, étendu sur une longueur de 2 km entre 5760 m et 4800 m. Le bassin versant

équipé couvre une superficie de 1.37 km² comprenant deux langues glaciaires, 15 α et 15 β . Le bassin est englacé à 53%, soit une superficie de 0.74 km² presque également répartie entre les deux glaciers. Les mesures glaciologiques ont commencé en 1994 et le limnigraphe a été installé en décembre 1995 (Favier 2001).

- ✓ glacier Artesonraju (Pérou), situé en Cordillère Blanche (08°58'S, 77°38'W), il s'agit d'un bassin versant de 7.9 km², englacé à 78%. Les mesures ont commencé en 1995 avec de nombreuses lacunes les premières années (Erout et al. 2000). On peut considérer, en juillet 2002, qu'il y a environ trois ans de mesures discontinues des bilans de masse et des écoulements issus de ce glacier.

Commentaires :

En fonction des résultats déjà obtenus, le protocole standard doit évoluer dans un souci d'optimisation des efforts. Les bilans d'énergie démontrent que l'albédo sur toute la zone d'ablation est une variable clé pour expliquer les bilans glaciologiques et hydrologiques. Il faut donc développer un système automatique de prises de vue sur la partie aval du glacier avec traitement et restitution sur un modèle numérique de terrain (MNT). Ce type d'expérimentation a souvent été mené pour suivre le couvert neigeux (e.g. (Kirnbauer et al. 1991), plus rarement pour l'albédo (Corripio 2001). La température qui est indispensable pour comprendre les régimes glaciaires sous les hautes latitudes ne présente pas une variabilité suffisante pour expliquer les régimes glaciaires sous les tropiques. Les thermographes seuls devraient donc être remplacés par des pyranomètres /pyrgéomètres pour estimer les flux radiatifs ou par une station météorologique automatique installée en bordure de glacier (et non sur le glacier pour s'affranchir de la couche limite spécifique au glacier). Ce nouveau protocole (avec albédo et station hors glacier) a été proposé en 2002 dans l'observatoire de recherche en environnement (ORE) sur les glaciers du monde, piloté par P. Wagnon (IRD) et C. Vincent (CNRS), qui inclut les glaciers Zongo et Antizana.

1.2 Le climat des Andes tropicales

1.2.1 Le contexte climatique

Les éléments qui contrôlent le climat des Andes tropicales proviennent de la latitude (climat tropical), de la longitude (climat d'Amérique du Sud) et de la topographie (climat de montagne).

Comme l'écrit Hastenrath (1991), le climat tropical présente, par comparaison avec les hautes latitudes, trois spécificités : i) les quantités d'énergie reçues sont importantes et il y a un gain d'énergie pour le système terre-atmosphère ; ii) le climat régional et les conditions météorologiques sont dominés par des circulations locales jusqu'aux échelles moyennes ; iii) les forçages radiatifs ont un cycle diurne plus important que le cycle annuel.

Les alizés, vents d'est des Andes tropicales, diminuant avec l'altitude, la haute montagne accentue le caractère convectif et de faible échelle spatiale des systèmes de précipitations tropicales (Barry 1992).

C'est la chaleur latente stockée dans la vapeur d'eau évaporée des vastes surfaces des océans tropicaux qui est la principale source d'énergie sous les tropiques. Les saisons sont distinguées en terme d'humidité et non de température car l'humidité sous forme vapeur ou liquide est la variable prédominante dans l'atmosphère tropicale, déterminant le climat sur toutes les échelles de temps et d'espace.

Du fait des altitudes élevées, la pression atmosphérique, la densité de l'air et l'humidité absolue sont réduites par rapport au niveau de la mer. Dans les Andes centrales, le cycle thermique entre jour et nuit est amplifié en raison de la faible atténuation du rayonnement solaire et du refroidissement radiatif intense de la surface durant la nuit (Aceituno 1996).

Les tropiques externes d'Amérique du Sud sont caractérisés par l'alternance d'une saison humide et d'une saison sèche au cours de l'année. La saison sèche d'hiver (mai-août) provient du déplacement vers le nord des flux d'ouest (Westerlies en anglais) de la moyenne et haute troposphère qui bloquent les flux humides provenant de l'est (alizés). La saison humide (octobre-mars) s'explique par le réchauffement de la surface de l'Altiplano avec la forte radiation solaire qui provoque l'expansion saisonnière des flux d'est équatoriaux dans la haute troposphère, autorisant l'entrée de flux d'est humides proches de la surface (Vuille et al. 1998 ; Garreaud 1999 ; Vuille et al. 2000). La convection et l'advection d'air humide de l'est (Amazonie principalement) sont à l'origine des précipitations. Pour la situation continentale, une similitude est proposée avec la situation sur les océans, en utilisant le concept de mouvement de la zone de convergence intertropicale (ITCZ en anglais), région du maximum de convergence, de convection, de nébulosité et de précipitations. Dans les Andes centrales (Pérou, Bolivie, Chili), la plus grande partie des précipitations annuelles se concentre entre décembre et mars (été austral), associée principalement à la nébulosité convective qui se développe généralement dans l'après-midi (Aceituno 1996). Bien que d'importance beaucoup plus faible, des épisodes de précipitation sont aussi observés durant l'hiver austral (juin-juillet-août). Les mécanismes physiques qui produisent ces épisodes de précipitations d'hiver sont mal connus, bien que soit admise l'influence possible de perturbations synoptiques provenant du Pacifique sud et de masses d'air froid qui se déplacent vers le Nord en longeant la bordure continentale Est des Andes.

Les variations dans les modes naturels du climat agissent sur l'intensité et la fréquence des différents régimes de temps existants, avec des conséquences directes sur le cycle hydrologique (intensité et trajectoire des dépressions, régions sources d'évaporation et conditions qui y règnent). Ces conséquences se répercutent sur les compositions isotopiques des précipitations qui constituent ainsi un outil privilégié pour étudier les phénomènes climatiques. Dans le cadre du programme, nous avons mis en place un réseau d'échantillonnage du contenu en isotopes des précipitations dans les différents pays, Equateur, Pérou et Bolivie, avec l'hypothèse que l'analyse conjointe de deux isotopes de la molécule d'eau (oxygène-18 et deutérium) permet de tracer les changements importants de la circulation atmosphérique au cours de l'année. Par rapport à l'analyse météorologique, l'information supplémentaire apportée par l'étude isotopique possède un caractère synoptique, traceur de l'histoire de la masse d'air. Cette opération est menée en partenariat avec l'université de Berne. Elle s'inscrit dans une initiative scientifique (ISOHYC), lancée en 1998, financée par une fondation suisse avec l'appui du programme mondial de recherche sur le climat (PMRC) de l'OMM pour étudier les isotopes de l'hydrogène et de l'oxygène dans le cycle hydrologique.

Une étape de modélisation de la circulation atmosphérique est nécessaire pour comprendre l'influence des tendances régionales du climat sur les distributions journalières de la variabilité locale, au niveau des stations de mesure. Des connaissances sont encore à acquérir sur l'impact des grands modes de variabilité du climat d'échelle planétaire sur les processus convectifs et hydrologiques de petite échelle ; ce sont les objectifs en Amérique du Sud de projets comme LBA (The Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia) et CLIVAR-VAMOS (Variability of the American Monsoon System).

Notre équipe aborde ces questions en couplant l'étude des isotopes stables dans les précipitations et la modélisation du cycle isotopique atmosphérique. L'approche par modélisation du cycle isotopique devrait offrir, à terme, un ensemble de données cohérentes à différentes échelles de temps et d'espace, une fois effectuée la validation entre données simulées et observations du contenu en isotopes des précipitations.

La simulation de la variabilité climatique en Amérique du Sud est encore préliminaire car un obstacle reste la résolution spatiale des modèles de circulation générale atmosphérique qui ne permettent pas de simuler de façon réaliste le défilement des perturbations à l'échelle d'une région. En particulier, la région des Andes centrales et de l'Altiplano exige une représentation du relief très détaillée. Une première étude avec des modèles de type méso-échelle (maille entre 50 et 100 km), a permis de quantifier l'influence de la résolution spatiale sur le cycle hydrologique modélisé dans l'Altiplano (Berthier et al. 2000). La thèse de K. Sturm à laquelle nous sommes associés a commencé en 2002 sur l'utilisation d'un modèle méso-échelle comprenant le cycle atmosphérique des isotopes de l'eau pour étudier la variabilité climatique dans les Andes et régionaliser les résultats des carottes de glace. Les résultats attendus des isotopes et de leur modélisation devraient être plus complets que des approches par modèles de rétrotrajectoires qui, pour un degré de confiance donné, permettent de suivre le trajet de parcelles d'air humide dans les quelques jours précédents l'épisode de précipitations (Vuille et al. 1998).

Commentaires :

Dans le vaste champ des sciences du climat, notre équipe trouve sa place dans l'étude des impacts de la variabilité climatique. Notre domaine est l'hydrologie et la glaciologie des hautes montagnes tropicales. Le climat se traduit pour nous en terme de variables de forçage qui peuvent expliquer les fluctuations des valeurs que nous observons : débits, bilans de masse, bilan d'énergie, marqueurs chimiques et isotopiques dans les précipitations et les carottes de glace. Nous demandons ces variables de forçage aux atmosphériciens, nous travaillons avec eux pour combiner ces variables et interpréter nos observations, nous utilisons les sorties des modèles de circulation générale atmosphérique (MCGA) pour extrapoler nos résultats dans le temps et l'espace. Les sorties de modèles et les réanalyses (résultats de l'assimilation par un modèle d'observations satellites et au sol) complètent les observations d'un réseau météorologique particulièrement peu dense en montagne. Notre équipe apporte à cette connaissance des données de stations de haute altitude qui font complètement défaut dans le réseau synoptique. Notre ambition est d'intéresser les spécialistes du climat à notre domaine pour qu'ils adaptent les outils, analyses, modèles, aux spécificités des montagnes tropicales et qu'en retour leurs simulations soient plus précises sur notre zone d'étude mais aussi ailleurs.

1.2.2 Le phénomène El Niño

Parmi les grandes oscillations climatiques, le phénomène El Niño occupe la place la plus importante lorsqu'on s'intéresse à la variabilité climatique en Amérique du Sud. Depuis l'événement extraordinaire de 1982-83, El Niño a fait l'objet d'un très grand nombre d'articles scientifiques et l'événement de 1997-98, le nouvel El Niño du siècle (!), a réactivé notre curiosité scientifique, quinze années après l'autre événement du siècle !

El Niño est l'une des phases d'un système de fluctuation climatique globale, appelé ENSO (El Niño – Southern Oscillation), propre au Pacifique équatorial mais dont les effets affectent pratiquement toute la planète. ENSO se manifeste par des variations de température des eaux de surface (Sea Surface Temperature ou SST en anglais) dans le Pacifique est et central : augmentation des températures en phase chaude (El Niño) et diminution en phase froide (La Niña). Trenberth (1997) propose de définir un événement El Niño à partir des SST de la région Niño3 (5°N à 5°S, 120° à 180°W), en considérant comme El Niño les périodes présentant dans cette région des anomalies positives de température SST supérieures à 0.5 °C durant au moins six mois consécutifs. La Niña est le phénomène opposé avec des anomalies négatives de températures.

Les variations thermiques de l'océan Pacifique sont couplées à l'oscillation des pressions atmosphériques entre la Polynésie et le Nord de l'Australie. Un indice de cette oscillation australe (Southern Oscillation Index ou SOI en anglais) est calculé à partir de la différence de pression entre Tahiti et Darwin en valeurs centrées réduites. Des valeurs négatives de SOI correspondent à des anomalies positives de SST donc à un événement chaud, et inversement pour les événements froids (Aceituno 1993).

L'humidité sur l'Amérique du Sud tropicale provient principalement de l'océan Atlantique en transitant par l'Amazonie. Il faut donc imaginer des « téléconnexions » dans les couplages océan-atmosphère pour expliquer l'impact des phénomènes ENSO du Pacifique sur les précipitations de notre région d'étude. Alors que la variabilité dans le Pacifique semble principalement avoir une influence sur le déplacement zonal des régions de précipitations sur l'Amérique du Sud tropicale, la variabilité dans l'Atlantique (de type dipôle Nord-Sud) induit principalement un mouvement méridien des régions de précipitations. Ainsi, la présence de SST chaudes dans l'Atlantique équatorial et dans l'Atlantique subtropical, combinées avec des SST froides dans l'Atlantique Nord tropical, favorise un déplacement vers le sud de l'ITCZ, responsable de plus de précipitations au sud de la position habituelle de l'ITCZ (Enfield 1996). La situation est inversée au nord de l'ITCZ.

Dans les Andes de Bolivie, des déficits pluviométriques significatifs sont mesurés en saison humide lors de la majorité des événements El Niño (Ronchail 1998) mais il y a de nombreuses exceptions ! Ces résultats apparaissent aussi dans les carottes de glace du Pérou (Thompson et al. 2000) et sont confirmés par une analyse de la circulation atmosphérique au-dessus de l'Altiplano bolivien (Vuille 1999). La variabilité des températures dans les Andes centrales est liée au signal ENSO avec un retard de un à deux mois sur les températures de l'océan dans la partie centrale du Pacifique équatorial (Vuille et al. 2000). Dans les Andes d'Equateur (Vuille et al. 2000), la variabilité climatique (température de l'air et précipitations) est influencée par les températures de surface à la fois de l'Atlantique et du Pacifique, ce qui induit des comportements différents suivant les différentes cordillères.

On peut illustrer l'impact de ENSO dans les Andes à partir d'une étude de notre équipe (Arnaud et al. 2001) par télédétection du glacier Sajama en Bolivie (figure 5). Sur des images satellites et photographie aérienne, l'objectif était de déterminer l'altitude de la ligne de neige et de l'utiliser comme marqueur de la saison humide précédente.

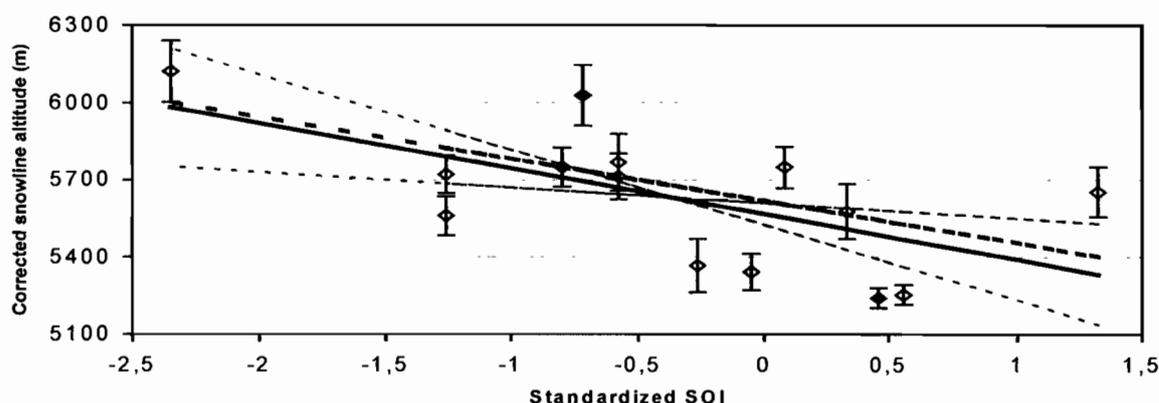


Figure 5. Ligne de neige en fonction de l'indice d'oscillation australe SOI (d'octobre à mars). Les barres d'erreur correspondent à un écart-type. Les symboles en noir sont des valeurs moins fiables. En traits gras plein et pointillés, deux droites de régression OLS (Ordinary Least Squares) et LAR (Least Absolute Residual) et, en pointillés légers, intervalles de confiance à 95%, d'après Arnaud et al. (2001).

Dans ce travail, un modèle simple d'évolution de la ligne de neige a été développé pour prendre en compte les dates d'acquisition des images et ajuster l'altitude de la ligne de neige au milieu de la saison sèche. La ligne de neige, représentative de la saison humide précédente, est négativement corrélée à l'indice SOI, traduisant des précipitations déficitaires en situation El Niño. La plus haute altitude de ligne de neige correspond à l'événement El Niño de 1997-98, très déficitaire malgré un événement La Niña en 1996-97.

La période qui nous intéresse, depuis 1991, présente une prédominance des phases El Niño sur les phases La Niña ; il y a l'événement chaud très long de 1991 à 1995 de type El Niño (« El Niño like ») et l'événement chaud extraordinaire de 1997-98. Deux phases La Niña sont à noter, faible en 1996-97 et forte en 1998-99.

L'indice SOI a été calculé à partir de 1876, avec cependant des valeurs moins fiables avant 1935. Des événements sont répertoriés comme El Niño ou La Niña depuis qu'il existe des séries instrumentales de type SOI ou SST, donc depuis la fin du XIXe siècle. Il est possible de rallonger cette série en considérant les impacts des ENSO dans certaines régions d'Amérique du Sud (surtout Pérou) à partir des archives de la colonisation espagnole. Cette étude initiée par W.H. Quinn a ensuite été reprise par un chercheur IRD (Ortlieb 2000) pour aboutir à une série ENSO depuis le seizième siècle. A. Gioda, chercheur de notre équipe (Gioda & Prieto 1999), travaille aussi sur les archives de la colonisation espagnole en Bolivie pour en déduire les caractéristiques du climat depuis le seizième siècle. Il a reconstruit une longue série climatique en étudiant les archives de la ville de Potosi et des Andes de Bolivie. Le contexte climatique est proche de celui des carottes de glace et des fluctuations des glaciers que nous observons. Il ne s'agit pas, pour A. Gioda, d'identifier avec certitude les événements ENSO du passé (tous les ENSO n'ont pas un fort impact dans la région de Potosi) mais d'obtenir une chronique fiable du climat passé pour ensuite en déduire les événements extrêmes qui peuvent être liés aux températures du Pacifique.

Dans le cadre de l'initiative ISOHYC pour l'utilisation des isotopes stables de l'eau en hydroclimatologie, le réseau d'échantillonnage mis en place en Amérique du Sud devrait permettre de connaître la signature isotopique des événements ENSO dans les précipitations, et sa comparaison avec les signatures non ENSO. Sous notre responsabilité, un projet PALENZO a été financé trois ans à partir de 1998 par le programme PNEDC (programme national de la dynamique du climat) pour étudier la variabilité climatique interannuelle dans l'océan Pacifique et les conséquences sur les glaciers des Andes tropicales. Cette étude a été menée à partir des reconstitutions de températures et de salinité des eaux de surface dans les archives océanographiques que constituent les coraux massifs du genre *Porites* vivant encore actuellement. Un enregistrement corallien aux Fidji a montré que dans le Pacifique l'influence des événements El Niño est modulée par une variabilité décennale de type ENSO. Le projet est actuellement en phase de comparaison des enregistrements dans le corail et dans la glace. Des projets de type ISOHYC et PALENZO sont incontournables pour espérer obtenir des séries d'événements ENSO plus longues que les séries instrumentales, en parallèle au travail mené à partir des archives historiques.

Commentaires :

Beaucoup d'études tentent de relier directement les fluctuations hydrologiques ou glaciologiques aux événements ENSO, par exemple en cherchant la meilleure corrélation entre le SOI et le phénomène considéré. Les corrélations n'étant pas explicatives par essence, nous pensons important de compléter ce type de travaux par l'analyse des relations ENSO-climat local et phénomène étudié-climat local, pour comprendre ensuite la relation phénomène étudié-ENSO. Cela explique notre démarche d'analyser finement les processus énergétiques dans les sites d'étude pour caractériser le climat local qu'on pourra ainsi relier d'une part au climat régional et d'autre part au comportement des glaciers et de l'hydrologie.

1.2.3 La variabilité du climat récent

La figure 2 (page 12) montre l'accélération du recul de différents glaciers des Andes tropicales depuis le milieu des années 1970. Ce recul accéléré est maintenant admis par tous mais son explication reste un sujet de controverse : augmentation de la fréquence des El Niño et/ou réchauffement global ?

Par cette question, c'est la variabilité climatique depuis l'origine des données instrumentales (milieu du XIX^{ème} siècle) que nous abordons. Nous proposons des éléments de réponse, à travers l'analyse fréquentielle des variables climatiques d'une part, à travers les observations des tendances climatiques dans les Andes tropicales d'autre part.

Allan (2000) a étudié les interactions entre ENSO et des fluctuations de plus basse fréquence (de la décennie au siècle) trouvées dans les séries de pression moyenne (SLP) et de températures de surface (SST) de la mer. Le signal ENSO « classique » apparaît comme une composition de deux fréquences, 2 à 2.5 ans et 2.5 à 7 ans, qui interagissent et aboutissent à des phénomènes ENSO différents d'une fois sur l'autre. Des caractéristiques similaires à ENSO (réchauffement de l'océan, fluctuations climatiques, ...) apparaissent dans le Pacifique pour des fréquences plus basses que celles d'ENSO (décennales à séculaires). L'existence d'événements persistants (El Niño ou La Niña), comme de 1990 à 1995, pourrait

s'expliquer par les déphasages entre les fréquences décennales (11 à 13 ans, 15 à 20 ans) et les hautes fréquences caractéristiques des ENSO (2 à 2.5 ans, 2.5 à 7 ans). De même, les changements qui apparaissent dans différentes séries climatiques au milieu des années 70, en 1976 selon (Diaz et al. 2001), comme l'importance des EL Niño par rapport à La Niña dans la période récente, pourraient correspondre à ces oscillations quasi-décennales de type El Niño (« El Niño like »).

El Niño peut maintenant être perçu comme une phase d'un mode naturel de variabilité – La Niña est la phase complémentaire – qui résulte des interactions non stables entre le Pacifique tropical et l'atmosphère. La mise en évidence de ces différentes fréquences dans les séries océan-atmosphère est récente et leur explication fait l'objet d'intenses recherches. L'influence du réchauffement climatique a été avancée par certains auteurs (voir, par exemple, Trenberth & Hoar 1996) pour expliquer la persistance des événements chauds récents (exemple de 1990-95). On ne peut aujourd'hui, ni affirmer, ni exclure une telle influence. On peut simplement noter que des événements longs de ce type sont déjà apparus dans les 150 dernières années (Allan & D'Arrigo 1999).

Pour analyser la variabilité climatique, il faut tenir compte des différentes oscillations océan-atmosphère mais aussi de l'intensité de ces oscillations. Du fait des interactions entre des oscillations de plusieurs fréquences différentes, les corrélations entre ENSO et les observations climatiques varient dans le temps. Diaz et al. (2001) montrent, par des corrélations glissantes sur 21 ans, que le lien entre les indicateurs ENSO et les précipitations régionales ont fortement varié au cours du XX^{ième} siècle pour quatre régions du globe, dont l'Argentine.

Différents articles concernent des observations de changement climatique dans l'atmosphère tropicale. L'étude de Vuille & Bradley (2000) indique une augmentation significative de température dans les Andes tropicales, environ 0.1°C/décade depuis 1939, et une accélération importante de ce réchauffement dans les dernières décennies (0.2°C/décade de 1959 à 1998). Diaz & Graham (1996) comparent les hauteurs de l'isotherme 0°C (observations des radiosondages et données de stations synoptiques d'altitude) avec les simulations d'un modèle de circulation général atmosphérique MCGA. Une augmentation d'altitude de plus de 100 m de l'isotherme 0°C est identifiée dans la zone intertropicale 15 N° – 15 S° pour la période 1970-88. Les auteurs relient le retrait des glaciers tropicaux à ce réchauffement qui selon eux correspond à un cycle hydrologique plus intense et une augmentation des températures SST du Pacifique. D'autres auteurs montrent qu'il y a eu une période d'augmentation de l'altitude de l'isotherme 0°C à la fin des années 70 mais une diminution de cette altitude ensuite (Gaffen et al. 2000). Des articles récents confirment le renforcement de la circulation générale dans les Tropiques au cours de la dernière décennie (Chen et al. 2002 ; Wielicki et al. 2002) qui mettent en jeu une croissance de l'activité convective à l'équateur (donc augmentation de la couverture nuageuse !). Ils mettent en évidence de grandes oscillations décennales dans le bilan en énergie des tropiques, sans donner de réelles explications, ni montrer s'il s'agit d'une simple fluctuation sur la dernière décennie ou s'il y a un processus à plus long terme. Une conclusion de ces articles est la difficulté de simuler correctement les couvertures nuageuses dans les modèles de circulation générale déjà mentionnée par (Houghton et al. 2001).

Utilisant une démarche classique (observations interpolées, réanalyses et sorties de modèle MCGA), un article récent (Vuille et al. soumis) traite du changement climatique dans les Andes tropicales au XX^{ième} siècle. Les résultats les plus significatifs sont une augmentation

du couvert nuageux (calculé par OLR, « Outgoing Longwave Radiation ») dans les tropiques (diminution dans les subtropiques), une augmentation des précipitations au nord de 11°S et une légère diminution au sud de 11°S depuis 1948. Ce sont plutôt les précipitations de décembre à février qui diminuent, surtout au sud de 16°S. Le réchauffement indiqué par les températures est de l'ordre de 0.13°C/décade depuis 1939 et il est plus fort à partir du milieu des années 1970. La pression de vapeur d'eau proche de la surface a augmenté ainsi que l'humidité absolue alors que l'augmentation de l'humidité relative est peu significative. Toutes ces tendances sont induites par des forçages qui proviennent du Pacifique tropical. Vuille et al. (soumis) concluent que les changements de température et d'humidité sont la première cause de recul des glaciers équatoriaux (tropiques internes) alors que la décroissance du couvert nuageux et des précipitations explique le recul dans les Andes tropicales arides (tropiques externes), ces conclusions étant appuyées par nos résultats sur les glaciers Zongo, Chacaltaya et Antizana.

Un résultat de notre équipe (Arnaud et al. 2001) montre une tendance à la hausse de l'altitude de la ligne de neige (figure 6) dont on a vu au chapitre précédent qu'elle est influencée par les événements ENSO. Cette figure illustre la difficulté à distinguer un possible réchauffement climatique dans une période fortement marquée par des événements chauds de type ENSO.

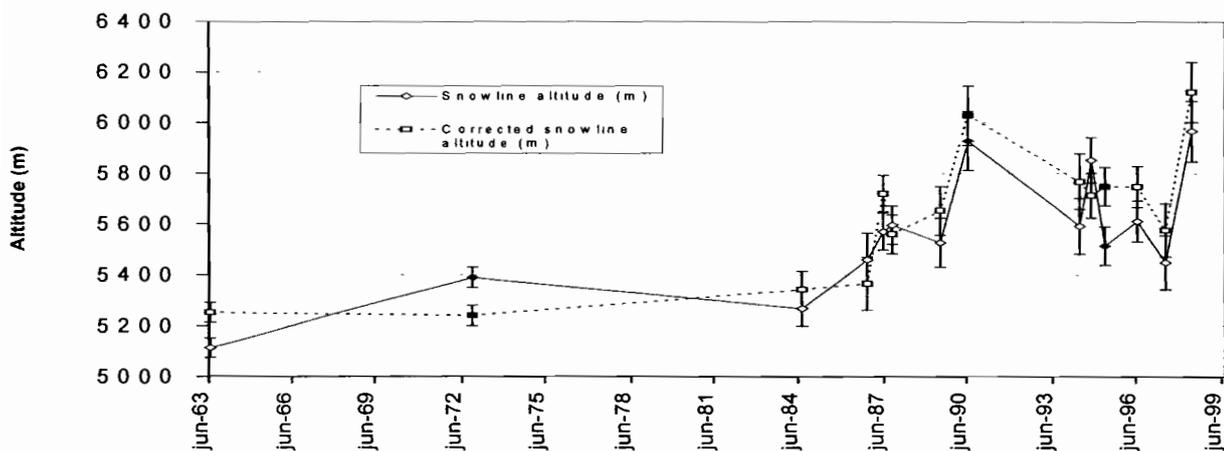


Figure 6. Evolution de l'altitude de la ligne de neige (les barres d'erreurs indiquent l'incertitude d'un écart-type) de 1963 à 1998. Une correction de l'altitude est proposée pour rapporter la ligne de neige au milieu de la saison sèche, d'après Arnaud et al. (2001).

Commentaires :

L'explication du recul glaciaire des Andes tropicales se heurte à une double difficulté. Il faut d'une part séparer une tendance à long terme parmi des fluctuations de type ENSO de différentes fréquences et d'autre part identifier dans les séries climatiques la part des variables liées à la température et celle des variables liées à l'humidité (nébulosité, humidité, précipitation...).

1.3 Le bilan de masse et le recul des glaciers

1.3.1 Les bilans de masse

Le bilan de masse d'un glacier est sa variation de masse au cours de l'année hydrologique qui commence au 1^{er} septembre en Bolivie et au Pérou, et au 1^{er} janvier en Equateur. Ce bilan s'exprime en hauteur d'eau lorsqu'il s'agit du bilan de masse spécifique c'est-à-dire du bilan divisé par la superficie concernée. Il est positif en zone d'accumulation et négatif en zone d'ablation du glacier. La frontière entre les deux zones est la ligne d'équilibre du glacier. En amont de la ligne d'équilibre, la masse accumulée est en moyenne supérieure à la masse perdue par ablation (situation inverse à l'aval de la ligne d'équilibre). Cette ligne est proche (en moyenne) de la ligne de neige qui sépare neige fraîche et glace. Pour estimer le bilan, on échantillonne la surface du glacier en mesurant chaque mois des émergences de balises en zone d'ablation et en mesurant deux fois par an la quantité de neige par carottage dans le névé en zone d'accumulation. Les bilans ponctuels sont pondérés en considérant des tranches d'altitude puis intégrés sur la surface pour aboutir au bilan de masse total du glacier. La figure 7 représente les valeurs des bilans pour les trois glaciers, Zongo, Chacaltaya et Antizana. Il faut noter la similitude de comportement, en particulier l'impact d'El Niño 1997-98 (août 97-sept. 98 est noté 1998).

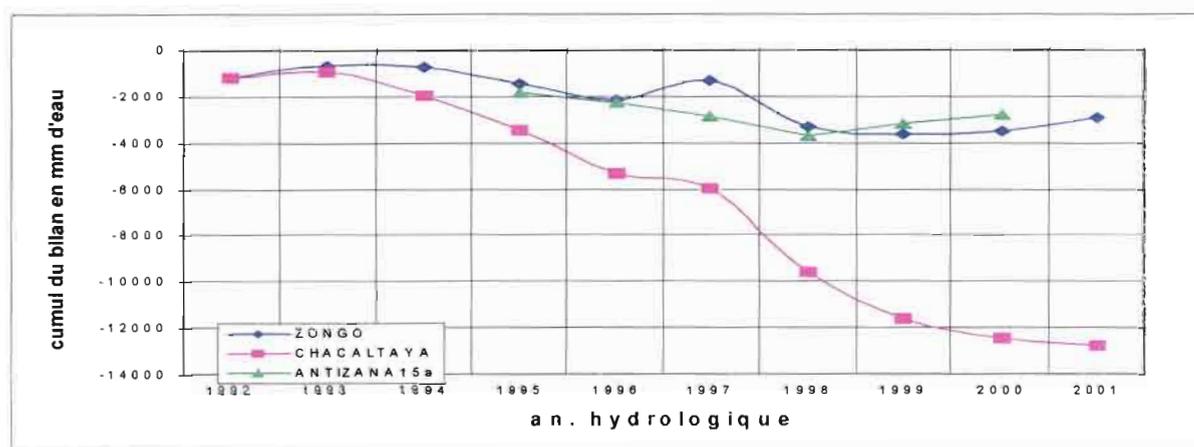


Figure 7. Evolution de 1992 à 2001 du bilan de masse cumulé des glaciers Zongo et Chacaltaya en Bolivie et du glacier Antizana en Equateur (d'après B. Francou).

Une quinzaine de balises est lue chaque mois sur le glacier Zongo. Le bilan de masse local est environ -7 m au front du glacier et +1 m en zone d'accumulation (valeurs annuelles). La ligne d'équilibre a oscillé entre une altitude minimum de 5050 m en 1992-93 et une altitude maximum de 5510 m en 1997-98. Le glacier a perdu plus de 3.2 m en neuf ans (valeurs cumulées), soit un bilan moyen annuel d'environ -0.4 m (accumulation de 0.9 m et ablation de 1.3 m) selon Berthier et al. (2001). Le bilan annuel est contrôlé par les valeurs de saison humide, d'octobre à mars, alors que les valeurs de saison sèche montrent peu d'ablation et peu de variabilité interannuelle. Le glacier Chacaltaya, dans un environnement climatique similaire à celui du Zongo, présente une ablation beaucoup plus forte (bilan moyen annuel de -1.3 m) du fait de sa taille et de son altitude relativement réduite. Le glacier Antizana, représentatif des tropiques internes, présente un bilan moyen annuel négatif de -0.6 m environ pour les dernières années (Francou et al. 2000).

En Bolivie, les événements ENSO ont un impact majeur sur le recul des glaciers (Francou et al. 1995 ; Ribstein et al. 1995). Les bilans de masse sont généralement négatifs

en situation El Niño, associés à des déficits de précipitation et des anomalies positives de température.

Un article de notre équipe (Francou et al. soumis) montre que, pour le glacier de Chacaltaya, les valeurs de bilan de masse s'ajustent assez bien aux anomalies de température calculées à partir des réanalyses NCEP/NCAR estimées au niveau 500 hPa. Ce résultat s'appuie beaucoup sur le bilan très négatif au cours de l'événement de 1997-98 qui s'est produit avec des températures très supérieures à la moyenne. Dans l'article, les champs de corrélation entre le bilan de masse de Chacaltaya et les températures en surface de l'océan illustrent clairement le forçage du Pacifique tropical sur le comportement du glacier. Les températures fortes, associées au déficit de précipitations et à l'augmentation de radiation solaire due à la diminution du couvert nuageux, forment un ensemble de facteurs favorables à une ablation importante des glaciers lors des événements ENSO.

Les mesures de bilan de masse ne pouvant être menées que sur un petit nombre de glaciers, il est important de régionaliser les résultats pour connaître le comportement glacier-climat à l'échelle d'un ensemble comme les Andes tropicales. Plusieurs approches complémentaires sont possibles pour cette régionalisation. Une étude fine des processus physiques sur les glaciers observés peut permettre une certaine extrapolation (Oerlemans 2001). Une modélisation robuste du bilan de masse (Kaser 2001) est applicable sur un glacier avec peu de données en entrée (gradient altitudinal de précipitation, température, albédo, ...). Enfin, une approche climatologique à grande échelle (Francou et al. soumis) permet une certaine extrapolation de résultats locaux.

Commentaires :

Les bilans de masse, fondés sur des données mensuelles et annuelles, nécessitent des mesures sur la durée pour être statistiquement représentatifs. Après dix ans d'observations, nous commençons seulement à régionaliser les observations. Une modélisation du bilan de masse, en liaison avec des modèles climatiques, est prévue pour mener une étude synthétique sur l'impact du changement climatique sur les glaciers des Andes tropicales.

1.3.2 Le retrait glaciaire et la disparition des petits glaciers

Le recul des glaciers (figure 2) est noté sur l'ensemble de la chaîne andine et dans d'autres massifs montagneux des basses et moyennes latitudes (Haeberli et al. 1998). Ce phénomène ne peut s'expliquer que par un forçage climatique à grande échelle, et non par des conditions plus locales. L'accélération de ce recul, qui apparaît dans le milieu des années 70, est en cohérence avec une oscillation climatique remarquée par de nombreux scientifiques, « 1976-77 Pacific climate shift » selon Diaz et al. (2001). Pour comprendre le lien entre ce forçage climatique et les glaciers, il est intéressant de détailler précisément le recul d'un petit glacier comme Chacaltaya. La figure 8 présente la carte des différentes extensions de ce glacier de Chacaltaya.

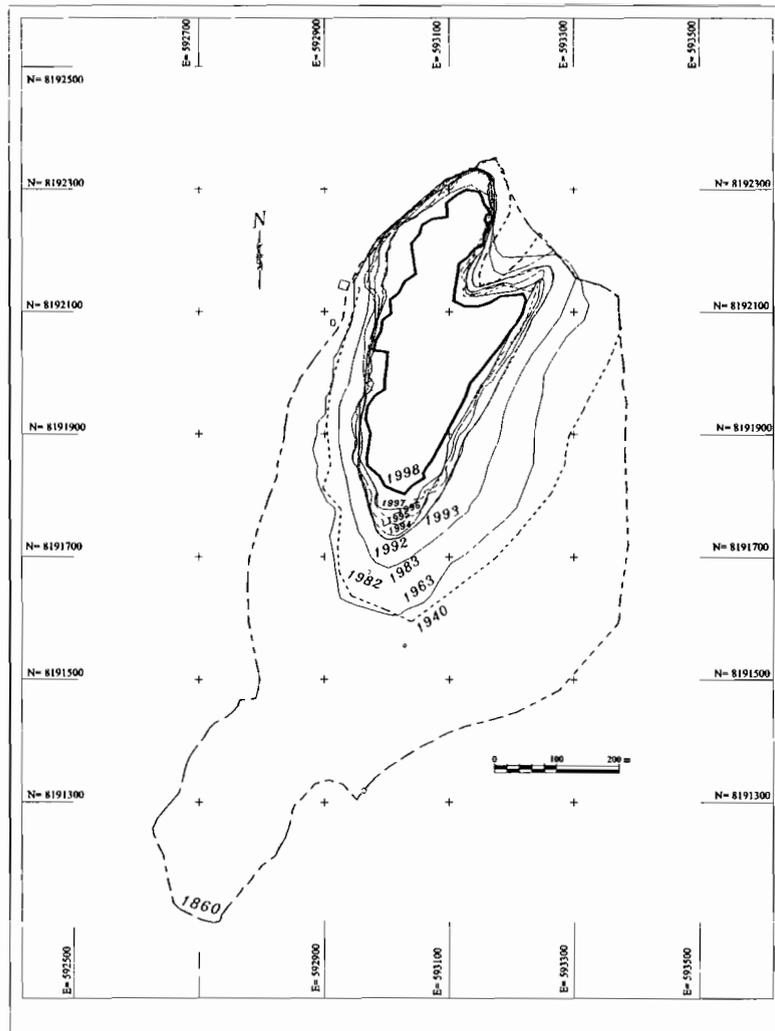


Figure 8. Evolution du glacier de Chacaltaya depuis le Petit Age de la Glace (PAG) qui est estimé à 1860 (à partir de la moraine frontale), d'après Ramirez et al. (2001).

La carte de la figure 8 a été obtenue par notre équipe en croisant un grand nombre d'informations sur le glacier. La moraine du PAG, très visible dans le paysage, est attribuée à 1860 à partir des données historiques dans la région mais il est dommage de ne pas pouvoir confirmer cette date par des techniques quantitatives (lichénométrie, géochimie,...). La photographie oblique de 1940 et les photographies verticales de 1963 et 1983 ont permis les reconstitutions photogrammétriques des surfaces glaciaires. Les topographies annuelles du contour et les relevés mensuels des balises ont conduit à une carte précise de la topographie du glacier depuis 1991. En 1998, l'utilisation d'un géoradar opérant à une fréquence de 50 Hz a fourni une carte des épaisseurs de glace. L'ensemble de ces informations a abouti à une quantification du recul glaciaire en surface et en volume de glace perdue. Ce glacier a perdu près de 90% de sa surface depuis le maximum d'extension au Petit Age de la Glace. En équivalent en eau, le glacier a perdu 0.22 m de 1940 à 1963, 0.56 m de 1963 à 1983, 0.96 m de 1983 à 1998. Le glacier a perdu 3.34 m d'eau l'année El Niño 1997-98,.

Des glaciers tels que Chacaltaya, appelés « glaciers réservoirs » (Liboutry 1964), présentent des vitesses d'écoulement très faibles. Le glacier est en ablation (quelques années en accumulation) sur toute sa surface, la ligne d'équilibre est le plus souvent au-

dessus du sommet et il n'y a pas de zone d'accumulation. Avec une épaisseur maximum de 16 m de glace en 1998, on peut raisonnablement prévoir la disparition de ce glacier en 10 à 15 ans en se basant sur le bilan moyen de -1.5 m de glace observé entre 1991 et 1998 .

Commentaires :

Le glacier de Chacaltaya, fierté de La Paz, est la plus haute station de ski du monde. Or, l'influence des parois rocheuses (« effets de bord ») en accélère la fonte. Comme les observations de 2002 montrent qu'il va se couper en deux, nous abandonnerons prochainement les mesures car il n'y a plus aucune représentativité.

1.4 Le bilan d'énergie des glaciers

1.4.1 L'équation du bilan d'énergie

Pour bien comprendre la relation glacier-climat, une étape incontournable est l'étude des flux d'énergie entre la surface du glacier et l'atmosphère. On obtient ainsi le bilan d'énergie de surface du glacier, c'est-à-dire la quantité d'énergie disponible pour réchauffer ou fondre la neige et la glace. Le bilan d'énergie des glaciers tropicaux a été très peu étudié car il n'est pas facile d'obtenir des mesures précises des différents flux à très haute altitude. Nous avons installé les premiers équipements à partir de 1993 mais il nous aura fallu plusieurs années avant d'obtenir des mesures de qualité suffisante. Deux thèses sont maintenant achevées sur le bilan d'énergie du glacier Zongo (Bolivie), celle de Patrick Wagnon sur le bilan d'énergie local et celle de Jean-Emmanuel Sicart sur l'intégration du bilan d'énergie pour calculer les débits de fonte. L'expérience au Zongo sert maintenant pour la thèse de V. Favier sur les écoulements de l'Antizana en Equateur et devrait servir dans un an pour une thèse sur le bilan d'énergie d'un glacier du Pérou.

L'équation du bilan d'énergie à la surface de glace ou de neige est l'application de la loi de conservation de l'énergie sur les composantes verticales des flux en surface :

$$R + B + H + LE + P = 0 \quad (1)$$

$$R = (1-\alpha) G + RI_{\downarrow} - RI_{\uparrow} \quad (2)$$

où R est la radiation nette, G est la radiation solaire globale (directe et diffuse), α est l'albédo de la surface, RI_{\downarrow} et RI_{\uparrow} sont respectivement la radiation de grandes longueurs d'onde incidente et émise par la surface, B est le flux total sous la surface (incluant la fusion), H et LE sont les flux turbulents de chaleur sensible et de chaleur latente, P est l'énergie apportée par les précipitations qui est négligeable par rapport aux autres flux.

Les flux ont la dimension d'énergie par unité de surface et de temps, et sont comptés positifs lorsqu'ils sont dirigés vers la surface. B représente le changement d'énergie interne de la glace et l'énergie de changement de phase (positif = gel, négatif = fusion).

Commentaires :

Le calcul du bilan d'énergie sur glacier nécessite de collecter les données de stations météorologiques automatiques (SMA ou AWS en anglais), complétées par un grand nombre de mesures de terrain. Les flux radiatifs, la température et l'humidité de l'air, la hauteur de neige, la vitesse et la direction du vent sont mesurés sur le glacier Zongo à 5150 m (voir figure 4) depuis le début des mesures de bilan d'énergie. Cette station fixe SMA à 5150 m, au niveau de la ligne d'équilibre du glacier, est considérée comme la station de référence dans les travaux de notre équipe. Des stations SMA ont aussi été installées à 5050 m et à 5550 m pour une ou deux années hydrologiques.

Il n'existe aucune autre SMA, en dehors de celles de notre programme, qui ait fourni des mesures fiables pendant au moins un cycle annuel sur un glacier tropical. Il s'agit d'équipements fragiles qui nécessitent une mission de contrôle au moins une fois par 15 jours pour vérifier les capteurs (niveau, propreté, fiabilité).

1.4.2 La radiation solaire et l'albédo

Les pyranomètres qui enregistrent les radiations de courtes longueurs d'onde (radiation solaire globale et réfléchie) sont des instruments plutôt fiables. Le principal problème concerne le dépôt de neige qui, lors des précipitations, fausse les mesures de l'appareil orienté vers le ciel (environ 15% des mesures demi-horaires en 1998-99, selon Sicart 2002).

La radiation solaire globale est forte toute l'année en raison de la basse latitude et de la haute altitude. La moitié de la radiation solaire extraterrestre atteint la surface du glacier Zongo, contre 25% seulement pour certains glaciers des Alpes (Oerlemans 2001).

La figure 9 présente les valeurs horaires de la radiation solaire globale enregistrée en 1999-2000 sur le glacier Zongo à 5150 m. Durant la saison sèche (mai à août 2000), les jours sont les plus courts de l'année, les contours de la radiation sont réguliers parce que la nébulosité est faible. En saison humide d'octobre à mars, c'est la période de radiation maximale en limite d'atmosphère mais les nuages fréquents réduisent la radiation solaire globale, surtout l'après-midi. La dissymétrie de l'énergie reçue, entre matinée à ciel clair et après-midi avec nuages, avait été notée au sommet du glacier Sajama en Bolivie (Hardy et al. 1998). Elle explique l'extension asymétrique de certains glaciers tropicaux, les pentes orientées à l'est recevant une insolation forte le matin, celles orientées à l'ouest recevant une insolation réduite par les nuages de l'après-midi (Hastenrath 1991).

L'albédo est le rapport entre la radiation réfléchie et la radiation solaire incidente G de courtes longueurs d'onde. Il fluctue au cours de l'année entre 0.20 et 0.9 en zone d'ablation suite aux chutes de neige qui recouvrent temporairement la surface en fusion. Dans un article (Sicart et al. 2001), nous avons examiné l'influence de l'inclinaison et de l'orientation des surfaces sur les mesures d'albédo. L'application a été menée sur deux sites (les stations SMA 5150 m et 5050 m du Zongo) dont les pentes sont légèrement orientées vers l'est. Par ciel clair, la position horizontale des pyranomètres entraîne un artefact de mesures sous la forme d'une décroissance diurne de l'albédo. Les mesures ont été corrigées selon Grenfell et al. 1994) en considérant les distributions des pentes et des orientations (mesurées par topographie, d'échelle centimétrique) des surfaces vues par les pyranomètres.

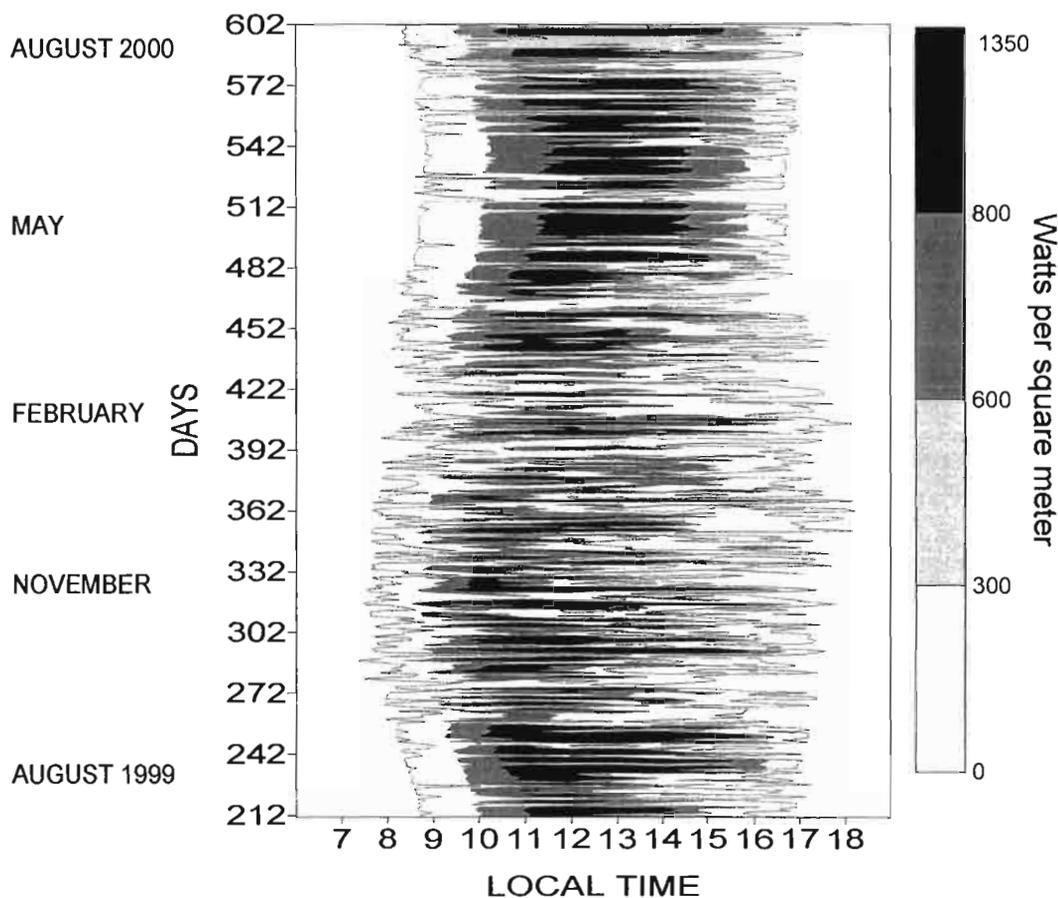


Figure 9. Valeurs horaires de la radiation solaire globale sur le glacier Zongo à 5150 m, d'août 1999 à août 2000. L'heure locale est en abscisses, le jour en ordonnées et les contours indiquent les valeurs de radiation globale, d'après Sicart (2002).

Très souvent, les mesures instantanées de radiation solaire en milieu de journée dépassent l'ensoleillement théorique maximum, pouvant atteindre des valeurs proches de 2000 W m^{-2} . Le renforcement de la radiation solaire est dû à la diffusion multiple entre la surface de neige très réfléchissante et la base des nuages (« effet de loupe »).

La figure 10 montre l'évolution en 1998-99 de la distance entre la surface et les capteurs (précipitation/ablation), de l'albédo et du bilan radiatif solaire ($R_c = (1 - \alpha) G$). Les variations de la radiation solaire absorbée par la surface sont contrôlées par l'albédo. On distingue trois périodes. Lors de l'installation progressive de la saison humide (septembre - décembre), les chutes de neige sont peu fréquentes et fondent rapidement pour faire apparaître la glace (l'albédo redescend à des valeurs inférieures à 0.3 en quelques jours). C'est la période du maximum d'énergie solaire absorbée par la surface. Au cœur de la saison humide (janvier - mars), les chutes de neige sont fréquentes, la neige se maintient bas en altitude, l'albédo à 5150 m reste supérieur à 0.6, l'énergie solaire absorbée est faible. D'avril à août, la décroissance progressive de l'albédo jusqu'à une valeur de 0.6 correspondant au névé est interrompue par quelques chutes de neige.

La taille des grains et l'angle solaire affectent l'albédo de la neige dans le proche infrarouge, alors que l'albédo visible est sensible au contenu en poussières et à l'épaisseur de neige pour des couches inférieures à 10 cm environ. Des mesures de la réflectance spectrale de la neige ont été effectuées sur le Zongo à 5150 m en juin 1999 pour mettre en évidence l'effet de l'aérosol atmosphérique contenu dans la neige sur la réduction de l'albédo

visible. Des concentrations en impuretés de quelques parts-par-million réduisent l'albédo et leur effet dépend beaucoup de leur composition. Sous les tropiques, les sources de poussières sont proches des glaciers, comme au Zongo où une route en terre à 1 km du glacier dessert plusieurs usines hydroélectriques. Des dépôts de poussières (cryoconites) sont souvent observés en surface de la zone d'ablation du glacier Zongo.

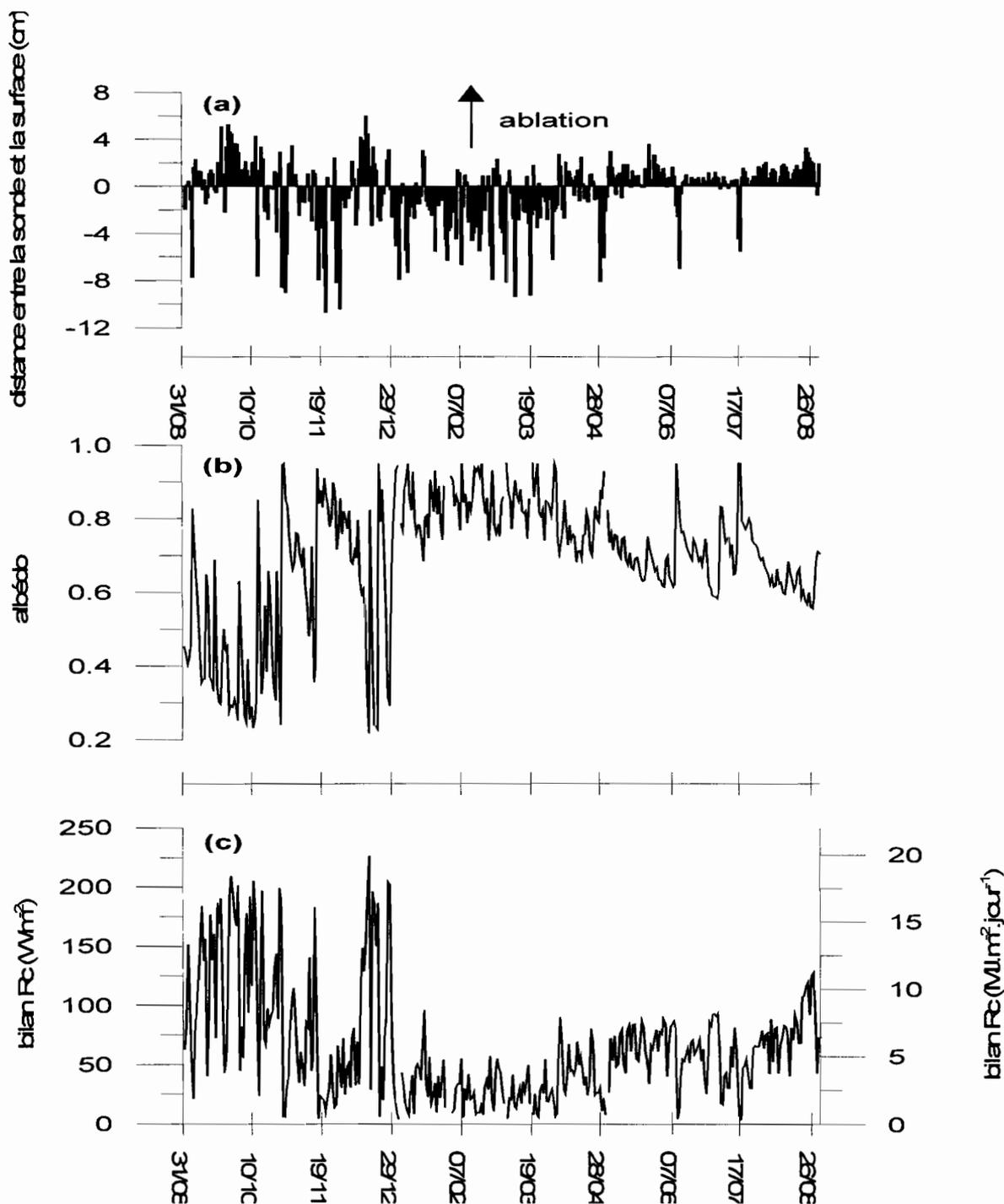


Figure 10. (a) montre les variations de la distance entre la surface et la sonde à ultrason. (b) et (c) montrent respectivement l'albédo et le bilan radiatif de courtes longueurs d'onde. Moyennes journalières à 5150 m sur le glacier Zongo de septembre 1998 à août 1999. L'albédo est calculé entre 9h et 15h30 heures locales, d'après Sicart (2002).

En saison humide, l'albédo est contrôlé par la transformation rapide de la neige en fusion (décroissance de l'albédo) et par les nuages (légère augmentation de l'albédo). Des chutes de grésil (grains de glace ronds et « gris ») sont parfois observées près du front du glacier, entraînant un albédo plus faible que pour la neige.

A l'échelle du glacier du Zongo, l'augmentation de la radiation solaire directe avec l'altitude est très faible, bien inférieure aux incertitudes sur la mesure. La réflexion solaire sur les pentes de neige environnantes augmente généralement la radiation globale par augmentation du rayonnement solaire diffus. Pour le calcul en tout point du glacier, la mesure de la radiation globale est divisée en ses composantes directe et diffuse. La nébulosité est estimée par le rapport entre radiation globale mesurée et radiation théorique extraterrestre. Lorsque la nébulosité augmente ce rapport diminue et l'éclairement diffus augmente. L'ombre projetée du relief (éclairement purement diffus) est calculée à partir de la position du soleil et du modèle numérique de terrain. Du fait de la haute altitude du glacier Zongo, le minimum d'éclairement diffus par ciel clair atteint 6 % de la radiation globale alors qu'en Europe on considère plutôt 15 % (Hock 1998).

L'albédo de la neige diminue rapidement avec les cycles de fusion et regel qui entraînent un grossissement et un arrondissement des grains, ainsi qu'une concentration des poussières en surface. L'albédo de la glace est fonction de la concentration et de la répartition des poussières en surface mais varie plus lentement que l'albédo de la neige. Une diminution de 0.8 à 0.7 de l'albédo de la neige entraîne une augmentation de 50 % de l'énergie absorbée, alors qu'une diminution de 0.4 à 0.3 pour la glace augmente l'énergie absorbée de moins de 20 %. Il n'y a pas de transition progressive entre la neige et la glace qui représentent deux modes distincts de valeurs d'albédo. Lorsque la couche de neige est fine (quelques centimètres), le rayonnement solaire pénètre jusqu'à la glace entraînant une baisse de l'albédo, ce qui accentue la fusion et augmente la vitesse de disparition de la neige. Au Zongo, pour modéliser l'albédo en l'absence de précipitation, c'est la formule classique (U.S. Army Corps of engineers 1956) qui a été appliquée :

$$\alpha_{\text{neige}} = \alpha_{\text{névé}} + (\alpha_{\text{neige fr}} - \alpha_{\text{névé}}) \exp(-n_j/n^*) \quad (3)$$

où $\alpha_{\text{névé}}$ est l'albédo du névé (0.6) et $\alpha_{\text{neige fr}}$ l'albédo de la neige fraîche (0.90), n_j le nombre de jours depuis la dernière chute de neige importante, n^* un paramètre d'échelle de temps (on fixe $n^* = 10$ jours) qui intègre les effets de la transformation de la neige.

Pour tenir compte de l'accélération de la décroissance de l'albédo lorsque la neige est peu épaisse, donc de l'influence de la glace sous-jacente, on applique :

$$\alpha = \alpha_{\text{neige}} + (\alpha_{\text{glace}} - \alpha_{\text{neige}}) (1 + e_s/e_s^*)^k \quad (4)$$

où α_{neige} est calculé selon l'équation (3), α_{glace} l'albédo de la glace (0.35) e_s l'équivalent en eau de la couche de neige et e_s^* un paramètre d'échelle de l'équivalent en eau (6 mm d'eau). Pour le Zongo, on fixe $k = 3$.

Lorsque la couche de neige est peu épaisse, l'équation (4) est appliquée pour calculer les variations horaires de l'albédo, sauf pour le névé. Lors des chutes de neige, l'augmentation d'albédo (au pas horaire) est proportionnelle à l'intensité des précipitations.

L'application successive des formules (3) et (4), avec les valeurs entre parenthèses pour le glacier Zongo, a été introduite dans le modèle de Hock (1998) pour reproduire les variations d'albédo sur l'ensemble du glacier (Sicart 2002).

Commentaires :

Sur le glacier Zongo, il est fréquent d'observer (en début d'année hydrologique) des fines couches de neige fraîche qui recouvrent la glace ou la neige ancienne. C'est une conséquence de la simultanéité des périodes d'accumulation et d'ablation qui caractérise le fonctionnement des glaciers tropicaux. Ces situations, importantes pour le calcul du bilan de masse et de l'hydrologie, conduisent à une paramétrisation originale de l'albédo à partir des mesures horaires des précipitations (équation (4)).

1.4.3 Les radiations de grandes longueurs d'onde

Le flux incident $RI\downarrow$ de grandes longueurs d'onde provient des émissions de l'atmosphère qui dépendent principalement des bandes d'émission de la vapeur d'eau et du dioxyde de carbone. La radiation $RI\uparrow$ émise par la surface dépend du facteur d'émission de la glace ou de la neige et de la température de surface. $RI\uparrow$ résulte de l'ensemble des flux d'énergie par conduction au sein de la couche de surface où s'effectuent les transferts d'énergie. Elle est obtenue par l'équation :

$$RI\uparrow = \varepsilon \sigma T^4 \quad (5)$$

où ε est le facteur d'émission, $\sigma = 5.6698 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ la constante de Stefan-Boltzmann, T la température des premiers dixièmes de millimètres de la surface du glacier.

La température est bornée à 0°C lorsque la surface est en fusion. Pour le glacier Zongo, on considère un facteur d'émission de la surface du glacier égal à 0.99, ce qui correspond à une émission de 312 W m^{-2} à 0°C .

Sur le glacier Zongo, jusqu'en 1999, un bilanmètre mesurait la radiation nette c'est-à-dire le bilan des quatre flux radiatifs. Couplé à des pyranomètres qui mesurent les radiations solaires globale et réfléchie, le bilanmètre peut fournir par différence le bilan radiatif de grandes longueurs d'onde. Cependant, les mesures des bilanmètres sont entachées d'erreurs importantes qui nous ont conduit en juillet 1999 à changer les bilanmètres par des pyrgéomètres Kipp & Zonen CG3.

Les erreurs sur les mesures des pyrgéomètres sont liées aux interférences de la radiation solaire : après calibration, une correction de 2 % de la radiation globale a été appliquée sur la radiation incidente $RI\downarrow$ mesurée au Zongo.

La figure 11 montre l'évolution des flux radiatifs de grandes longueurs d'onde au cours de l'année 1999-2000. Le bilan est généralement négatif (-50 W m^{-2} en moyenne), sauf en saison des précipitations où il peut atteindre entre $+10$ et $+20 \text{ W m}^{-2}$. L'émission de la surface varie peu, entre 280 et 312 W m^{-2} correspondant à une température moyenne de -9°C en saison sèche et 0°C en saison des pluies (Sicart 2002).

La radiation incidente est forte en saison des pluies à cause de la forte humidité et des nuages fréquents. Elle est faible en saison sèche à cause de la faible épaisseur de

l'atmosphère sèche, plus faible que la radiation dans les montagnes plus basses des moyennes latitudes.

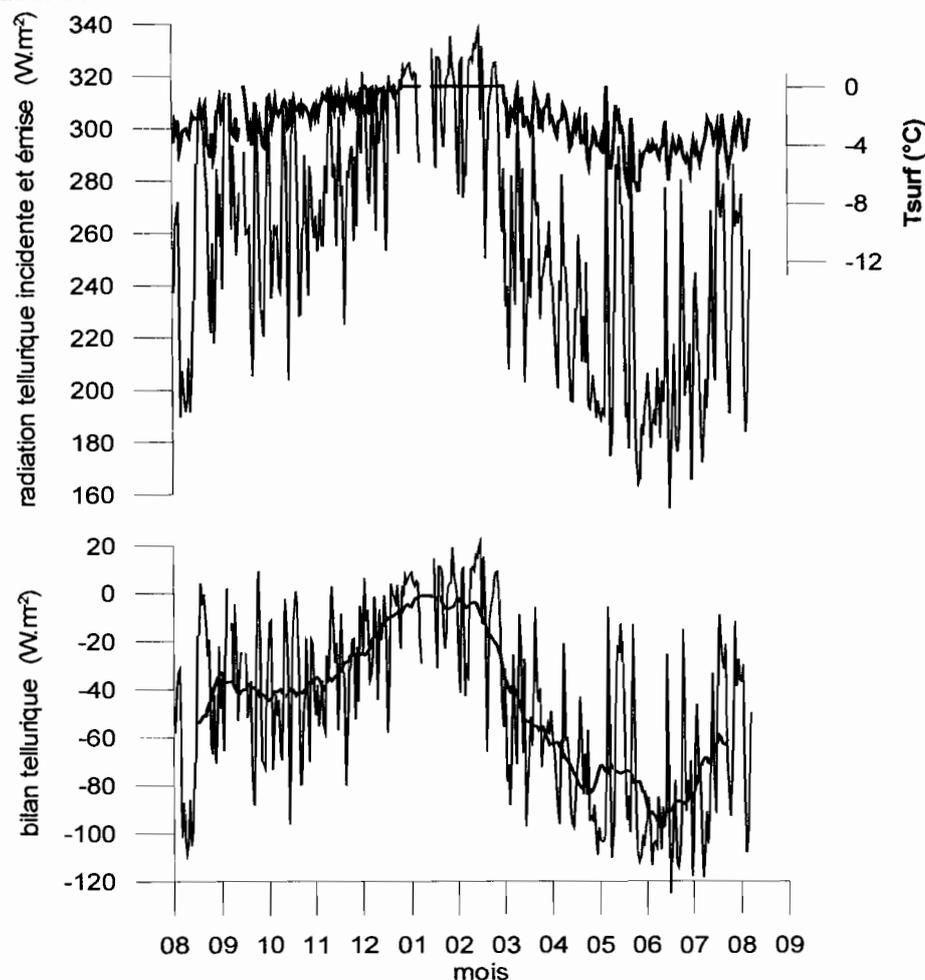


Figure 11. moyennes journalières des flux radiatifs de grandes longueurs d'onde à 5050 m sur le glacier Zongo en 1999-00. Le graphe du haut représente la radiation atmosphérique incidente (trait fin) et l'émission de la surface (trait gras). L'axe de droite montre la température de surface déduite de $RI\uparrow$. Le graphe du bas montre le bilan de grandes longueurs d'onde (telluriques) et sa moyenne mobile (31 jours), d'après Sicart (2002).

La figure 12 présente les températures déduites de l'émission de surface. En zone d'ablation, la surface atteint les conditions de fusion toutes les journées de l'année. Elle est proche de la fusion les jours et les nuits de saison des pluies (janvier-mars). En saison sèche, la surface est en fusion deux à trois heures durant les après-midi, l'amplitude entre jour et nuit étant très forte (entre 10 et 15°C). Le flux incident est maximum les après-midi de saison des pluies et minimum les nuits de saison sèche.

Pour les glaciers tropicaux, il y a une saisonnalité marquée du bilan radiatif de grandes longueurs d'onde, contrôlée par le flux incident : le bilan est presque nul en saison des pluies et représente une forte perte d'énergie en saison sèche (maximale en journée).

La source de variation de $RI\downarrow$ est beaucoup plus le facteur d'émission que la température d'émission de l'atmosphère.

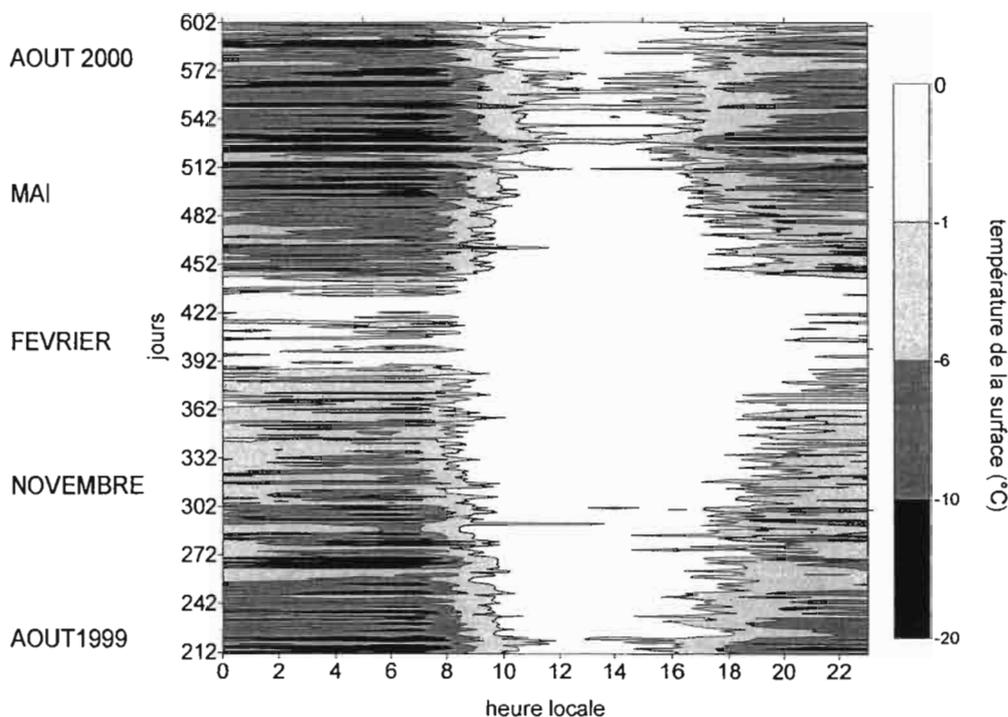


Figure 12. Température de surface déduite de l'émission horaire de la surface, sur le glacier Zongo à 5050 m d'août 1999 à août 2000, d'après Sicart (2002).

La paramétrisation du facteur d'émission a été ajustée aux conditions spécifiques du glacier Zongo (selon Brutsaert 1975).

$$RI\downarrow = 1.24 \left(\frac{e}{T} \right)^{1/7} (1 + a n^b) \sigma T^4 \quad (6)$$

avec e pression de vapeur d'eau, T température de l'air, a et b deux paramètres ; n est indexé selon le rapport de la radiation solaire globale (G) sur la radiation solaire extraterrestre (R_{extra}) :

$$n = 1.3 - 1.4 \frac{G}{R_{extra}} \quad (7)$$

L'équation (6) contient le facteur d'émission proposé par Brutsaert (1975) et un terme pour l'augmentation de ce facteur par les nuages. Pour les constantes a et b , on obtient des valeurs ($a = 0.4$, $b = 1$) calées sur les données du glacier Zongo (année 1999-2000, station 5050 m). La valeur de a est beaucoup plus forte que les valeurs proposées dans la littérature (Brutsaert 1982) et reflète la forte augmentation de $RI\downarrow$ par les nuages dans l'atmosphère sèche de haute altitude. Il y a un contraste marqué entre la faible radiation atmosphérique par ciel clair de saison sèche et la forte augmentation de cette radiation en présence des nuages de saison des pluies. L'augmentation de la radiation atmosphérique par les nuages est mal simulée au pas horaire en raison de la difficulté de quantifier le couvert nuageux, en particulier la nuit.

A l'échelle journalière, l'émission des nuages est correctement simulée par une fonction linéaire de l'atténuation atmosphérique de la radiation solaire. Deux effets s'opposent lors des passages nuageux : la radiation solaire est réduite alors que la radiation thermique augmente. Sur une surface de neige réfléchissant fortement le rayonnement

solaire, l'augmentation de la radiation thermique peut compenser et même dépasser la réduction de la radiation solaire, ce que Ambach (1974) nomme le « paradoxe radiatif ».

Pour l'extrapolation à la surface du glacier, R_{\downarrow} est partagé entre ses composantes atmosphérique et d'émission du relief. Par temps nuageux, la radiation de grandes longueurs d'onde est distribuée uniformément sur le glacier. Par ciel clair, l'émission du relief entraîne une variation spatiale qui peut être indexée sur le facteur de vue du ciel.

Commentaires :

Des mesures de la température dans le manteau de surface de neige ou de glace ont été menées sur le glacier Zongo pour estimer la radiation émise par la surface et le changement d'énergie interne de la glace. Cependant, trop d'erreurs entachent ces mesures pour pouvoir les utiliser directement. Un travail est en cours pour interpréter ces valeurs et modéliser l'équation de la chaleur dans la neige et la glace des tropiques.

1.4.4 Les flux turbulents

Les transferts d'énergie et de quantité de mouvement sont dominés par l'écoulement moyen dans le plan horizontal et par la turbulence sur la verticale. Le vent moyen est responsable d'un transport horizontal rapide (de l'ordre de plusieurs m s^{-1}) ou advection. La turbulence, mouvement irrégulier d'une particule de fluide visqueux au voisinage d'une surface de discontinuité, intéresse la couche limite de surface (environ 10 m de hauteur), partie inférieure de la couche limite atmosphérique. Cette couche de surface est une couche pleinement turbulente où les flux peuvent être considérés comme constants. Sous l'action de la turbulence, des « bouffées » (ensemble de molécules ou eddies en anglais) peuvent s'échapper de l'écoulement moyen. On peut schématiser en considérant que chaque bouffée se déplace en bloc, verticalement, à faible vitesse, en transportant une certaine quantité d'une grandeur (température, humidité) qu'elle conserve. A un certain niveau, elle réintègre l'écoulement moyen en cédant la quantité de la grandeur transportée.

Dans la couche limite de surface, les équations de conservation de la vapeur d'eau, de la quantité de mouvement et de l'énergie se simplifient pour conduire au calcul des flux turbulents de chaleur sensible H et de chaleur latente LE de l'équation (1). Les méthodes de mesure de ces flux turbulents se basent sur la théorie de similitude de Monin-Obukhov en considérant un critère adimensionnel de stabilité.

Dans le cas des glaciers, le vent catabatique s'écoule par gravité le long des pentes lorsque la surface est plus froide que l'atmosphère environnante. Ce vent présente un maximum de vitesse à faible hauteur, entre 2 et 10 m.

Les flux turbulents pourraient être mesurés directement par la méthode de corrélation turbulente (eddy correlation) avec un anémomètre ultrasonique mais il s'agit d'un instrument cher et mal adapté à la mesure en continu sur glacier. Ils peuvent aussi être déduits des profils verticaux de température, d'humidité relative et de vitesse de vent dans la couche limite de surface (méthode des profils en appliquant la théorie de Monin-Obukhov). Dans le cas de données limitées, une approximation est possible en n'utilisant qu'un seul niveau de mesures et en estimant les conditions de surface (bulk method) : température à

0°C, humidité à pression de vapeur saturante (6.1 hPa), vitesse de vent nulle. L'application de la bulk method impose l'estimation de trois longueurs de rugosité (de la vitesse du vent, de la température et de l'humidité) qui sont les hauteurs où la quantité considérée prend sa valeur de surface, dans un profil logarithmique (atmosphère neutre).

Les flux turbulents à 5150 m sur le glacier Zongo ont été calculés dans le cadre de la thèse de Wagnon (1999) et de différents articles (Wagnon et al. 1999^{a, b} ; Wagnon et al. 2001). Les observations indiquent la présence fréquente, dans la journée, d'une « couche chaude » avec maximum de température vers 20-30 cm au-dessus de la surface. Cette couche chaude, qui implique une divergence de la chaleur sensible, a été observée sur d'autres milieux glaciaires (voir Meesters et al. 1997). Avec les capteurs de la station météorologique SMA du glacier Zongo à 30 et 180 cm, il n'est pas possible d'appliquer la méthode des profils en présence de la couche chaude à 20-30 cm. La méthode développée par P. Wagnon considère donc la bulk method en journée et la méthode des profils la nuit. Des mesures directes de sublimation ont été menées lors de campagnes intensives sur le glacier avec des lysimètres suivant la méthode proposée par Hastenrath (1978). Ces valeurs permettent d'estimer une longueur de rugosité unique en faisant l'hypothèse que les trois longueurs (vent, humidité, température) sont égales entre elles. Il s'agit donc d'une « longueur de rugosité de calage » (entre 2 et 30 mm), représentative de la rugosité de surface qui présente les valeurs les plus fortes en saison sèche.

Les résultats de la thèse de Wagnon (1999) montrent que le flux turbulent de chaleur sensible H demeure toujours positif mais plus faible et de signe opposé au flux de chaleur latente. Ce flux de chaleur latente LE est négatif toute l'année, ce qui indique une perte de masse par sublimation qui est une caractéristique des glaciers tropicaux externes (Kaser & Osmaston 2002). La présence fréquente de pénitents en surface des glaciers confirme l'importance de la sublimation qui est directement liée au vent, à l'humidité spécifique et à la hauteur de rugosité qui sont donc des paramètres clés de calcul des flux turbulents.

Selon Wagnon (1999), l'année 1996-97 (considérée comme année moyenne), a connu une sublimation de -18.1 W m^{-2} (202 mm d'équivalent en eau) à 5150 m sur le glacier Zongo, pour un flux de chaleur sensible de 6.1 W m^{-2} . Des valeurs de sublimation supérieures à 1 mm jour^{-1} ont fréquemment été observées en zone d'ablation du glacier Zongo, valeurs plus faibles que la sublimation moyenne de 1.9 mm jour^{-1} mesurée sur le Cerro Tapado en zone très aride du Chili (Ginot 2001).

L'incertitude sur la mesure des flux turbulents est forte mais difficile à quantifier, certainement supérieure à 30 %. Ces flux dépendent surtout du vent, puis de l'humidité et de la température. Les psychromètres utilisés pour la thèse de P. Wagnon ne sont pas adaptés aux mesures d'humidité sur le glacier Zongo (valeurs en permanence trop fortes) à cause de perturbations sur la température mouillée et de la faible pression atmosphérique. Comme il y a calage sur la sublimation mesurée, on peut penser que l'estimation de la hauteur de rugosité compense en partie l'incertitude sur l'humidité. Les psychromètres ont été remplacés en 1999 par des hygro-thermomètres Vaisala ventilés. Une autre incertitude tient à la couche limite de surface qui peut être réduite à quelques dizaines de centimètres du fait du vent catabatique et de la couche chaude vers 20-30 cm.

Pour l'extrapolation à l'échelle du glacier Zongo, c'est la bulk method qui est utilisée à partir d'une extrapolation spatiale de la température, de l'humidité et du vent.

Commentaires :

Pour diminuer l'incertitude sur les flux turbulents, il est prévu de mener des expérimentations avec différents anémomètres sur un mât jusqu'à 5-10 m de hauteur afin de bien caractériser la couche limite de surface et d'étudier le vent catabatique.

1.4.5 L'intégration du bilan d'énergie

Après avoir commenté les termes radiatifs (R) et turbulents (H et LE), on peut comparer la variabilité de leurs valeurs mensuelles sur la figure 13.

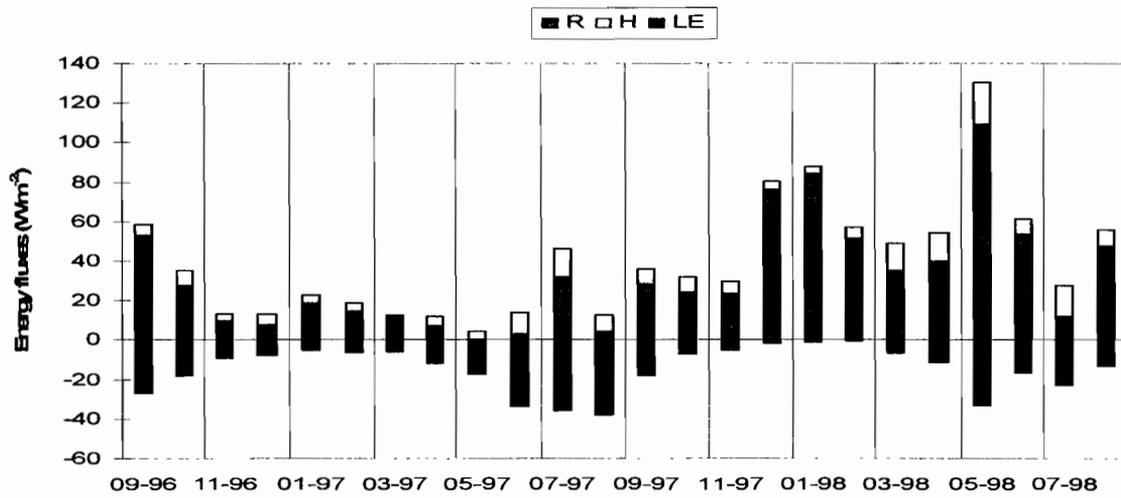


Figure 13. Valeurs moyennes mensuelles du bilan radiatif R, de la chaleur sensible H et de la chaleur latente LE sur la glacier Zongo à 5150 m de septembre 1996 à août 1998, d'après Wagnon et al. (2001).

Comme nous l'avons noté précédemment, les flux turbulents sont entachés d'une forte incertitude mais leur saisonnalité est une caractéristique des bilans d'énergie des glaciers des tropiques externes. Le bilan radiatif joue un rôle prépondérant dans le bilan d'énergie. Le flux de chaleur latente, négatif, présente des valeurs fortes en saison sèche (forte sublimation) et réduites en saison humide. Le flux de chaleur sensible est positif mais faible et présente une faible variabilité saisonnière.

Pour atteindre la fusion, il faut déterminer le terme B de l'équation (1) qui représente le changement d'énergie interne de la glace et l'énergie de changement de phase S :

$$B = - \int_0^{z^*} \frac{d(\rho_i c_i T_i)}{dt} dz + S \quad (7)$$

avec ρ_i la masse volumique, c_i la chaleur spécifique, T_i la température.

B se réduit à la somme de la radiation et de la conduction de chaleur (Sicart 2002). Le glacier Zongo est tempéré sauf une couche superficielle d'environ 1 m d'épaisseur à 5150 m sujette à des variations saisonnières de température. Le flux de conduction est faible mais peut contribuer à réduire l'énergie disponible pour la fusion en saison sèche.

En régime permanent, le bilan d'énergie devient :

$$R + S + H + LE = 0 \quad (8)$$

La fonte locale S peut donc se déduire des flux radiatifs et turbulents (équation (8)). Les résultats commentés ici concernent le bilan d'énergie local sur le glacier Zongo. L'intégration à l'échelle du bassin sera abordée avec l'hydrologie dans la deuxième partie.

L'année est divisée trois périodes. De septembre à décembre, les précipitations ne sont pas encore fréquentes, la ligne de neige est haute en altitude, l'albédo est faible et le ciel est peu couvert de nuages. La fonte S est très forte à cause de la radiation solaire qui est proche de sa valeur maximale au solstice d'été. Du fait du ciel sans nuages, le bilan radiatif de grandes longueurs d'onde est négatif, surtout en journée à cause de l'augmentation de la température de surface. De janvier à avril, c'est le centre de la saison des pluies, les nuages et les chutes de neige sont fréquents réduisant la radiation solaire. La fonte reste forte parce que la radiation de grandes longueurs d'onde n'est plus une perte d'énergie et peut même être positive du fait de l'émission des nuages convectifs de basse altitude. En saison sèche, de mai à septembre, la radiation solaire est un peu plus faible. A cause des chutes de neige de la fin de la saison humide, l'albédo a une forte valeur réduisant d'autant le bilan radiatif de courtes longueurs d'onde. La fonte est faible car le bilan radiatif de grandes longueurs d'onde est très négatif durant les jours sans nuages de la saison sèche et le manteau de surface est refroidi. Le vent catabatique est renforcé quand le ciel est clair accroissant la convection turbulente, la perte d'énergie par sublimation dépasse le gain en chaleur sensible de telle sorte que les flux turbulents représentent un puits d'énergie.

La chaleur latente de sublimation L_s est 8.5 fois plus grande que la chaleur latente de fusion L_f : $L_s = 2.834 \cdot 10^6 \text{ J Kg}^{-1}$, $L_f = 0.334 \cdot 10^6 \text{ J Kg}^{-1}$. La sublimation consomme donc 8.5 fois plus d'énergie que la fonte et réduit donc d'autant l'énergie disponible pour la fonte. Même si en masse la sublimation est toujours faible, elle met en œuvre des quantités d'énergie importantes (tableau 1).

Tableau 1. Fusion, sublimation et ablation totale en termes énergétiques et massiques, pour l'année hydrologique 1996-97 à 5150 m sur le glacier Zongo, d'après Wagnon (1999)

Variable	S W m ⁻²	-LE W m ⁻²	A W m ⁻²	m mm eau	s mm eau	a mm eau
Année 96-97	8.7 (32%)	18.1 (68%)	26.8 (100%)	-821 (80%)	-202 (20%)	-1023 (100%)
Saison humide Nov.96-Fév.97	9.7 (57%)	7.3 (43%)	17.0 (100%)	-301 (92%)	-27 (8%)	328 (100%)
Saison sèche Mai 97-Août 97	2.5 (7%)	31.3 (93%)	33.8 (100%)	-80 (41%)	-117 (59%)	197 (100%)

S est la fusion, LE la chaleur latente, A=S - LE (ablation) en termes énergétiques ; m est la fonte, s est la sublimation, a=m + s (ablation) en mm d'équivalent en eau

Commentaires :

Au démarrage du programme, la station météorologique de référence a été installée à l'altitude de la ligne d'équilibre du glacier Zongo en nous basant sur des travaux comme ceux de Ohmura et al. (1992). En effet ces auteurs indiquent que le climat de la ligne d'équilibre présente les conditions minimales pour maintenir un glacier et qu'il s'agit donc d'une information essentielle pour relier les changements climatiques aux variations glaciaires. Pourtant, la ligne d'équilibre représente l'emplacement de plus grande variabilité de l'état de surface (neige, névé ou glace), selon l'état des précipitations antérieures. Il est donc difficile d'extrapoler les résultats de cet emplacement à l'ensemble de la zone d'ablation. En conséquence, pour la thèse de J.E. Sicart, nous avons installé deux stations, une première fixe à la ligne d'équilibre et une deuxième, mobile, au centre de la zone d'ablation.

1.5 Synthèse de la relation glacier-climat

Il y a dix ans, au démarrage du programme sur le glacier Zongo en Bolivie, l'objectif principal était de comprendre la relation glacier-climat pour expliquer les écoulements issus des glaciers. Rapidement deux questions plus précises ont émergé de l'étude : i) comment expliquer la variabilité saisonnière de l'ablation ? ii) comment expliquer le recul accéléré des glaciers tropicaux ? Dans cette première partie, nous pensons avoir apporté des éléments de réponse à la première question : ce sont les radiations de grandes longueurs d'onde, l'albédo de la zone d'ablation, la sublimation forte et le froid nocturne dans la couche superficielle qui expliquent l'ablation (fusion) faible de saison sèche. Sous les tropiques, les véritables marqueurs de la relation glacier-climat sont la nébulosité, les précipitations qui contrôlent l'albédo et l'humidité atmosphérique.

Les connaissances acquises sont utiles pour proposer maintenant des éléments de réponse à la deuxième question : l'accélération du recul glaciaire serait liée à l'augmentation de température et d'humidité. Les flux turbulents n'expliquent que très partiellement les processus à l'origine de ce recul. En effet, le réchauffement devrait augmenter le flux de chaleur sensible mais celui-ci est faible toute l'année du fait de la stabilité thermique, des vents faibles et de la faible densité de l'air à haute altitude. La diminution de l'humidité en hiver augmente la sublimation, laissant moins d'énergie pour la fonte, mais ce phénomène agit surtout en saison sèche alors que la fonte est prononcée en saison humide. En conséquence, la raison principale du recul glaciaire pourrait se trouver dans le bilan radiatif, en particulier dans l'augmentation de la radiation de grandes longueurs d'onde, et/ou de la radiation solaire si les nuages arrivent plus tardivement (janvier-février).

Plusieurs auteurs (Chen et al. 2002 ; Wielicki et al. 2002), notent un accroissement de la convection dans la zone intertropicale, et même une légère augmentation de la pression de vapeur d'eau proche de la surface (0.1 à 0.2 hPa decade⁻¹) selon Vuille et al. (soumis). L'importance de l'humidité atmosphérique avait été proposée par Hastenrath & Kruss (1992) pour expliquer le recul des glaciers du Mont Kenya depuis le début du XXe siècle. Dans un article sur le glacier Yanamarey (Pérou), Hastenrath & Ames (1995^a) montrent qu'il ne faudrait qu'une augmentation de 1/10 de nébulosité ou 1 g kg⁻¹ d'humidité

spécifique pour expliquer l'ablation observée du glacier alors que la même ablation serait obtenue par un réchauffement de 2°C, trop fort par rapport au réchauffement actuel.

Les résultats présentés ici proviennent principalement d'une station météorologique en zone d'ablation du glacier Zongo. Leur extrapolation à l'échelle du bassin versant englacé sera présentée avec l'application d'un modèle (Hock 1998) dans la partie suivante dans laquelle apparaissent aussi des commentaires sur l'estimation des précipitations.

Les valeurs de bilan d'énergie demandent à être précisées avant d'être extrapolées à d'autres sites des Andes tropicales. Des précisions doivent en particulier être apportées pour diminuer l'incertitude sur l'estimation des flux turbulents. Il faut préciser la hauteur de la couche limite de surface en mesurant les vitesses de vent à différents niveaux (entre 0 et 5 à 10 m). Il faut re-calibrer la méthode d'estimation des flux turbulents développée par P. Wagnon en remplaçant les psychromètres par des hygro-thermomètres Vaisala ventilés. Il faut enfin étudier précisément la couche chaude qui détermine les niveaux de mesure pour l'application de la méthode des profils.

Les mesures de bilan d'énergie en saison sèche sur les sommets englacés des Andes, à Quelccaya (Hastenrath 1978), au Sajama (Hardy et al. 1998 ; Vuille et al. 1998), à l'Illimani (Wagnon et al. soumis), sur le glacier Tapado au Chili (Ginot 2001), complètent les résultats du glacier Zongo. L'albédo est fort toute l'année et le bilan radiatif est négatif avec des valeurs réduites lors de ciels nuageux (augmentation des radiations de grandes longueurs d'onde). Le flux de chaleur latente est négatif (sublimation) en saison sèche, surtout aux plus hautes altitudes des zones subtropicales. Le flux de chaleur sensible est positif et compense la chaleur latente les jours de ciel clair. Il n'y a jamais fonte mais changement d'énergie interne du glacier, en particulier un front froid pénètre dans le manteau en saison sèche par ciel clair. Pour des radiations nettes comparables, la sublimation semble plus forte dans les tropiques externes qu'en Antarctique (Wagnon et al. soumis).

Quelle représentativité accorder aux résultats obtenus au glacier Zongo ? On peut déjà souligner que le glacier Chacaltaya en Bolivie présente des comportements similaires au glacier Zongo, malgré sa plus petite superficie (Francou et al. soumis). La régionalisation à l'ensemble de la chaîne andine devra se baser sur les études d'autres glaciers, comme le glacier Artesonraju au Pérou et le glacier Antizana en Equateur.

Comment régionaliser ces premiers résultats aux glaciers des tropiques internes ? Les premiers résultats du glacier Antizana (Favier 2001) montrent qu'il n'y a pas de saisonnalité marquée, ni des précipitations, ni de l'ablation. Il existe, certaines années, des périodes plutôt sèches de un à trois mois au cours desquelles le flux de chaleur latente, négatif (sublimation), peut être important du fait de vents forts et d'une grande hauteur de rugosité. Il peut y avoir condensation sur de courtes périodes avec vent faible (LE positif). La sublimation annuelle est certainement plus faible que pour le glacier Zongo. Le flux de chaleur sensible semble très variable, en général de direction opposée au flux de chaleur latente. La variabilité de la fusion pourrait s'expliquer d'abord par le bilan radiatif, en particulier la variabilité de l'albédo due à l'alternance ablation/précipitation et des radiations de grandes longueurs d'onde liées à la nébulosité importante.

2 Glaciers des Andes tropicales et variabilité hydrologique actuelle

2.1 Le régime des précipitations

2.1.1 La mesure de la neige

En hydrologie « pluviale », la variabilité des écoulements est dominée par la variabilité des pluies. En hydrologie nivale et en glaciologie, par contre, la neige agit comme un réservoir d'eau qui atténue la variabilité des précipitations et relâche régulièrement l'eau en entrée des systèmes hydrologiques d'altitude. C'est la situation observée dans les hautes latitudes mais pas exactement sous les tropiques. En effet, du fait des échanges énergétiques importants, les couvertures neigeuses tropicales sont fugaces, même à des altitudes élevées, et se maintiennent rarement plus de quelques jours, en saison humide, en dehors des glaciers. Les chutes de neige de saison humide ne sont pas très intenses et le manteau neigeux, peu épais, subit une ablation forte sur les glaciers. Les précipitations, qui contrôlent l'albédo, jouent un rôle clé dans la variabilité de la fusion et du bilan de masse.

La forte variabilité diurne des conditions météorologiques, caractéristique des tropiques, impose de mesurer les chutes de neige à pas de temps court (quelques heures). Les mesures avec des pluviographes ne sont pas adaptées parce qu'elles sont déficitaires du fait de la turbulence qui agit sur les chutes de neige. De plus, il faut des pluviographes chauffants qui provoquent une évaporation partielle de la précipitation. Enfin, ces appareils sont très difficiles à installer et à maintenir sur un glacier. Nous proposons une méthode d'estimation des précipitations avec une sonde qui mesure la hauteur entre la surface du manteau neigeux et un capteur à ultrasons (Sicart et al. sous presse). Cette sonde à neige est fréquemment utilisée en glaciologie, (par exemple Hardy et al. 1998), mais pas, à notre connaissance, pour l'estimation des précipitations à pas de temps courts. La figure 14 synthétise les résultats de deux années hydrologiques au niveau journalier, avec cet appareil au glacier Zongo.

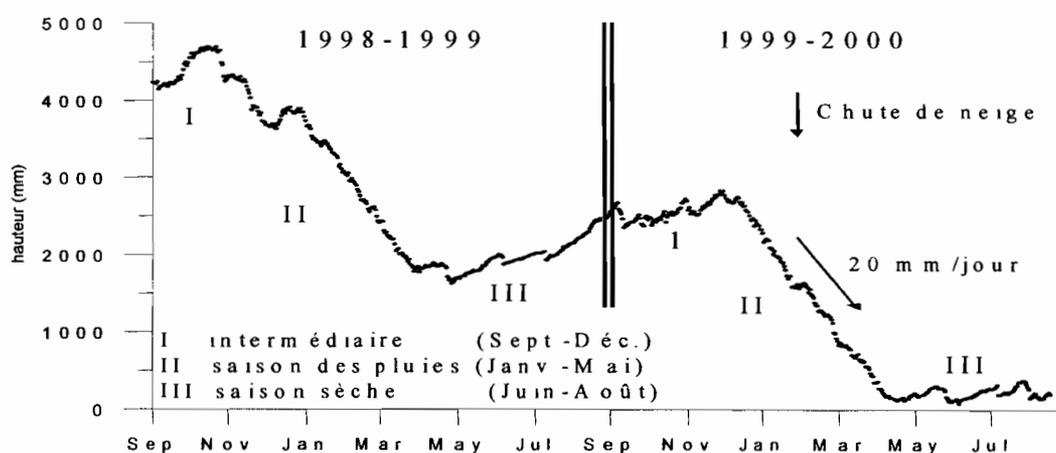


Figure 14. Mesures journalières de la sonde à ultrasons à 24h00, de 09/1998 à 08/2000 sur le glacier Zongo, à 5150 m. Une diminution (augmentation) de hauteur est due à une chute de neige (la fonte ou le tassement), d'après Sicart et al. (sous presse).

L'incertitude sur les mesures et la sensibilité de cette méthode de mesure des précipitations ont été étudiées en détail ; la solution préconisée est une précipitation moyenne de trois mesures demi-horaires consécutives, à relever toutes les trois heures.

Sur la figure 14, on distingue nettement les trois saisons déjà mentionnées à propos de l'albédo dans le chapitre 1.4.2. En saison intermédiaire, la fonte est importante et alterne avec les chutes de neige qui deviennent de plus en plus fréquentes. En saison des pluies, il neige en moyenne deux jours sur trois, l'accumulation nette est régulière et pratiquement identique les deux années (environ 20 mm de neige par jour). La saison sèche s'installe brutalement à partir de mai. Pour obtenir des hauteurs d'eau et non de neige, la méthode a été calibrée avec un pluviomètre totalisateur (2000 cm² d'ouverture) installé à côté de la sonde, sur le glacier Zongo de septembre 1999 à avril 2000 et relevé tous les quinze jours environ. Les densités de neige fraîche sont de 250 kg m⁻³ environ, les mesures étant faites dans les heures qui suivent la chute de neige en saison des pluies. Ces densités sont fortes et s'expliquent par des températures élevées lors des chutes de neige (supérieures à - 3° C), la neige étant pratiquement fondue lorsqu'elle précipite.

Commentaires :

Un projet PNRH (Programme National de Recherche en Hydrologie) est en cours sur la dynamique de la couverture neigeuse dans les Andes tropicales. Depuis octobre 2001, une station météorologique complète a été installée dans la vallée du Zongo, à 4795 m d'altitude, pour étudier les alternances de neige et de pluie. Un pluviographe par pesée, de marque GEONOR, équipé d'antigel, donne toute satisfaction pour la mesure des précipitations solides et liquides. A la fin de cette opération, il devrait être installé en bordure du glacier dans le cadre de l'ORE (observatoire de recherche en environnement) GLACIOCLIM.

2.1.2 La variabilité des précipitations

Dans les Andes boliviennes, les précipitations d'été sont associées au réchauffement solaire de surface, induisant une convection profonde et une advection d'air humide de l'Amazonie (Garreaud 1999). Elles apparaissent habituellement sous forme d'averses typiques d'après-midi et de soirées, dans certaines périodes favorables de l'été avec des vents qui permettent l'entrée de flux d'est proches de la surface. Durant l'hiver, des conditions sèches dominent associées avec des flux importants d'ouest sur l'Altiplano (Vuille 1999). Malgré les difficultés de mesure des précipitations à haute altitude et les incertitudes sur les mesures de neige, nos résultats sont cohérents avec la présentation ci-dessus issue du traitement de données satellitales et de sorties de modèles climatiques à grande échelle. Les vents mesurés à la station du glacier Zongo à 5150 m sont faibles toute l'année, pratiquement toujours inférieurs à 5 m s⁻¹. Dans la journée, ce sont les vents de vallée (est à sud-est) qui dominent. Les précipitations d'été sont généralement liées à ces vents de vallée, chargés d'humidité, qui se condensent le long des contreforts andins (Sicart et al. sous presse). Le vent catabatique, de direction nord à nord-ouest, souffle la nuit et n'apporte pas de précipitations (figure 15). En été, on observe des alternances de une à deux semaines de périodes humides, avec ciel couvert la journée, et de périodes sèches, avec ciel dégagé.

Notre étude du bassin versant du rio La Paz, incluant le glacier de Chacaltaya et la ville de La Paz, illustre le régime des précipitations dans la région (Ramirez et al. 1995). Les données de la station San Calixto (La Paz, 3700 m d'altitude, depuis 1891) indiquent une moyenne annuelle de 570 mm avec un faible coefficient de variation annuel (CV=0.17). La

saisonnalité des précipitations est marquée avec plus de 80 % des précipitations d'octobre à mars (56 % des précipitations de décembre à février) et une forte variabilité des pluies en saison sèche. Les intensités de pluies sont faibles : pluie décennale journalière de 40 mm, intensité maximale décennale de 18 mm h⁻¹ en une heure. A l'échelle du bassin versant de 508 km², entre 3175 m et 5392 m d'altitude, les vents dominants avec précipitations sont les vents d'est. La quantité de précipitation peut être reliée à l'altitude mais aussi à l'orientation de la vallée et à la distance à l'axe central de la cordillère. Les stations du bassin versant ne sont plus corrélées entre elles, au niveau mensuel, lorsqu'elles sont distantes de 9 à 10 km.

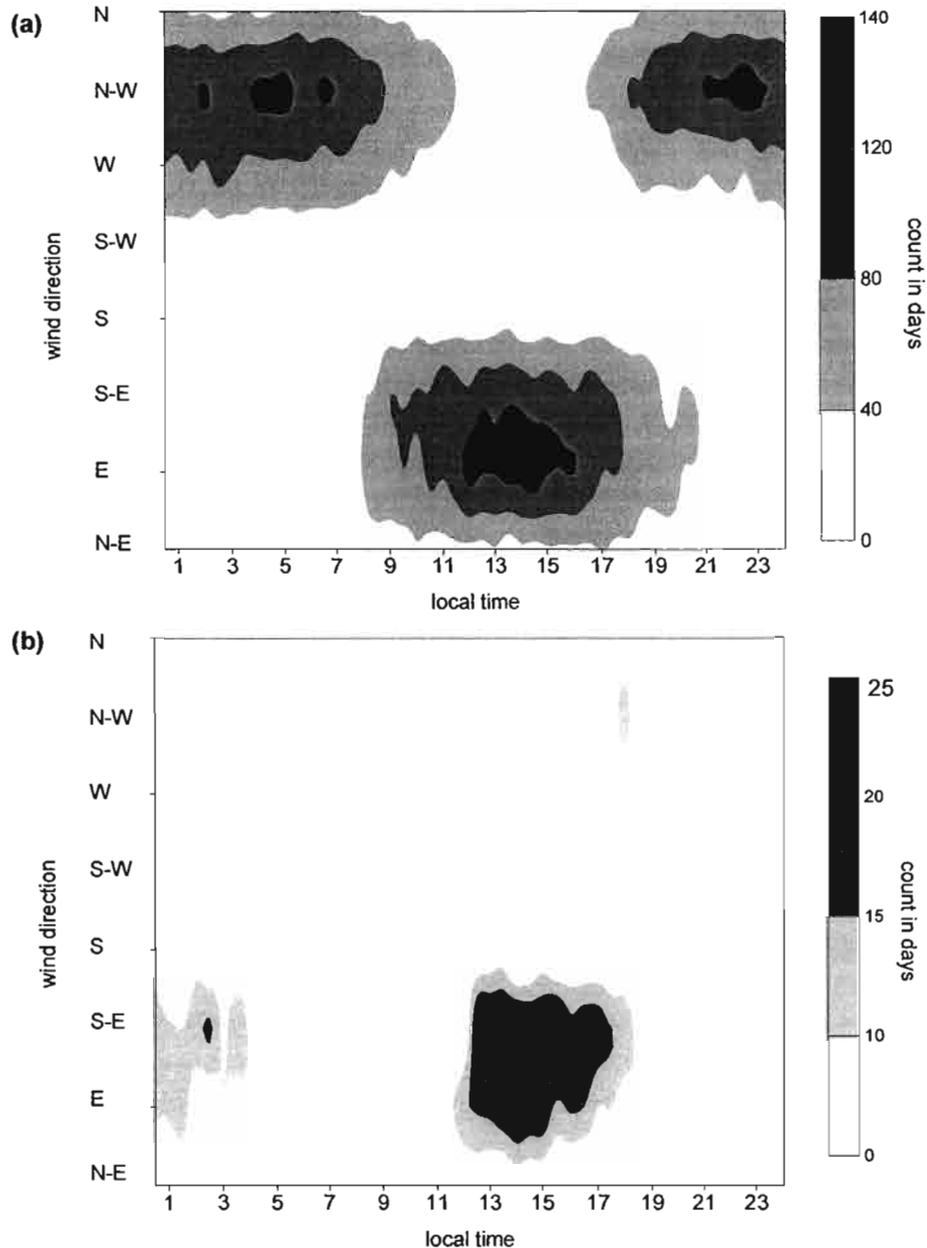


Figure 15. Valeurs horaires de direction de vent sur le glacier Zongo à 5150 m. Les contours représentent le nombre de jours de l'année (a) pour 1999-2000 où chaque verticale représente 365 valeurs de direction de vent et (b) la direction du vent durant les précipitations de 1999-2000, d'après Sicart (2002).

Dans la vallée du rio Zongo, la compagnie bolivienne d'électricité gère des centrales hydroélectriques en cascade sur une distance de 40 km environ. Chaque centrale possède un pluviomètre à relevés journaliers depuis 1971 (Pouyaud et al. 1999). Ces valeurs donnent

une information sur la relation entre altitude et précipitations. La station la plus basse (1195 m) reçoit en moyenne 2750 mm de pluie, alors que la plus haute (4750 m) n'en reçoit que 830 mm. Il y a une décroissance de la précipitation avec l'altitude. Dans la zone entre 2700 et 3400 m de la vallée du Zongo, il y a un changement marqué du régime des précipitations. En dessous (au-dessus) de cette altitude, le nombre de jours sans pluie est inférieur à 170 (supérieur à 200), la moyenne des pluies maximales annuelles (période 1971-96) est supérieure à 55 mm (inférieure à 40 mm). Le gradient d'altitude est plus marqué en zone basse qu'en altitude. Par rapport au total annuel, le pourcentage de pluies en saison humide est plus fort (près de 80 % pour les six mois les plus pluvieux) pour les stations hautes que pour les stations basses (moins de 70 % pour les six mois les plus pluvieux).

La notion de gradient d'altitude des précipitations est discutable, dépendant des types de précipitation et de l'orientation des vallées par rapport aux arrivées de masses d'air humide. Différents auteurs notent que les précipitations peuvent atteindre un maximum sur les flancs des montagnes, à l'altitude des nuages, en particulier sous les tropiques où les précipitations sont généralement d'origine convective (Barry 1992). Dans le bassin du glacier Zongo (3.17 km², figure 4), il y a en permanence au moins 6 pluviomètres totalisateurs (ouverture de 2000 cm²) et un pluviomètre à lectures journalières (ouverture de 314 cm²), équipement complété pour certaines périodes par un pluviographe. Le traitement des données ne fait apparaître aucune relation systématique entre la précipitation et l'altitude (entre 4750 et 5165 m), ni au niveau annuel, ni au niveau mensuel. Les différences de surface de captation expliquent les mauvaises corrélations entre les valeurs des pluviomètres totalisateurs et celles du pluviomètre journalier. Des différences d'environ 20 % apparaissent d'un pluviomètre totalisateur à l'autre, expliquées par les « effets de site » et le vent en particulier. L'installation d'un pluviomètre sur le glacier a montré que le déficit de mesures sur les moraines, par rapport au glacier, est d'au moins 20 % à cause du vent ; il est aussi possible que le glacier, en creux, reçoive plus de neige mais c'est difficile à vérifier.

Deux à cinq carottages sont effectués chaque année entre 5500 et 5700 m pour estimer l'accumulation en zone haute du glacier. On obtient un bilan d'accumulation de l'ordre d'un mètre d'équivalent en eau par an. Cette valeur est peut être sous-estimée : fusion non négligeable, erreur de mesure avec le carottier, non prise en compte du regel. En raison de la forte densité de neige fraîche et des faibles vitesses de vent, le vent déplace peu la neige au sol. Le principal facteur de variation et d'incertitude sur l'accumulation dans le calcul du bilan de masse est la précipitation elle-même. En valeurs absolues, on connaît mal les hauteurs de précipitation mais les bonnes corrélations entre les valeurs des pluviomètres totalisateurs indiquent que les valeurs relatives (la répartition temporelle du total annuel), sont correctement estimées.

Commentaires :

Lors des carottages en haut des glaciers, le bilan d'accumulation est obtenu par l'intégration du manteau nival de surface jusqu'au niveau de l'année précédente. Ce niveau, celui de la surface de saison sèche de l'année précédente n'est pas facile à repérer ce qui introduit une incertitude sur le calcul du bilan. La méthode peut être améliorée en utilisant des marqueurs magnétiques (pastilles RECCO). C'est particulièrement crucial en Equateur où la faible saisonnalité de l'accumulation introduit beaucoup d'ambiguïté sur le repérage de la couche annuelle précédente.

2.2 Les écoulements non glaciaires

2.2.1 Quelques caractéristiques hydrologiques

Quel que soit le bassin englacé étudié, il y a toujours une partie non glaciaire qu'il faut prendre en compte lorsqu'on étudie l'écoulement à l'exutoire.

Dans les Andes tropicales, nous avons étudié deux sites dont les écoulements ne sont pas influencés par les glaciers : les bassins d'Achumani, e.g. (Bourges et al. 1995), et la haute vallée du Zongo à l'occasion de la thèse d'Yvan Caballero, e.g. (Caballero et al. 2002).

L'étude à Achumani avait pour objectif l'analyse des écoulements de crues et les transports solides associés de petits bassins versants en cours d'aménagement dans la région de La Paz. Deux bassins emboîtés, le rio Huayllani à l'intérieur du rio Achumani, ont été observés de 1989 à 1992. L'altitude maximale est de 4975 m et les exutoires se trouvent à 3620 et 3580 m, pour des superficies de 17.5 km² et 38.9 km². Le relief est très escarpé et le réseau de drainage découpe des thalwegs dans les formations sédimentaires tendres du plioquaternaire dont les pentes sont souvent supérieures à 20 %. Les plus fortes pentes sont dans la partie intermédiaire des bassins. Sur le plus petit bassin du Huayllani, la lame écoulee approche 190 mm/an pour une précipitation (pluie, neige, grêle) de l'ordre de 610 mm/an. Si on ne prend en compte que le ruissellement qui apparaît immédiatement après l'averse, le coefficient de ruissellement est souvent proche de 10 % et ne dépasse pas 25 % malgré le relief très favorable à l'évacuation rapide de surface. L'écoulement de base prend une part importante qui explique le coefficient d'écoulement annuel de l'ordre de 30 %. Les forts débits ne sont pas produits par une crue isolée mais apparaissent durant un cycle d'averses qui peuvent se produire sur plusieurs jours (figure 16). Les crues sont rapides, avec des temps de réponse de l'ordre de l'heure. L'hydrogramme est toujours complexe avec de multiples pointes. L'état de saturation des sols joue un rôle prépondérant, les écoulements mensuels étant très faibles pour des lames précipitées mensuelles inférieures à 30 mm. La saisonnalité des écoulements est plus marquée que celle des précipitations : en moyenne de 1989 à 1992, la pluie d'octobre à mars a contribué pour 77% à la pluie annuelle alors les écoulements de la même période ont contribué pour 91% de la lame écoulee annuelle.

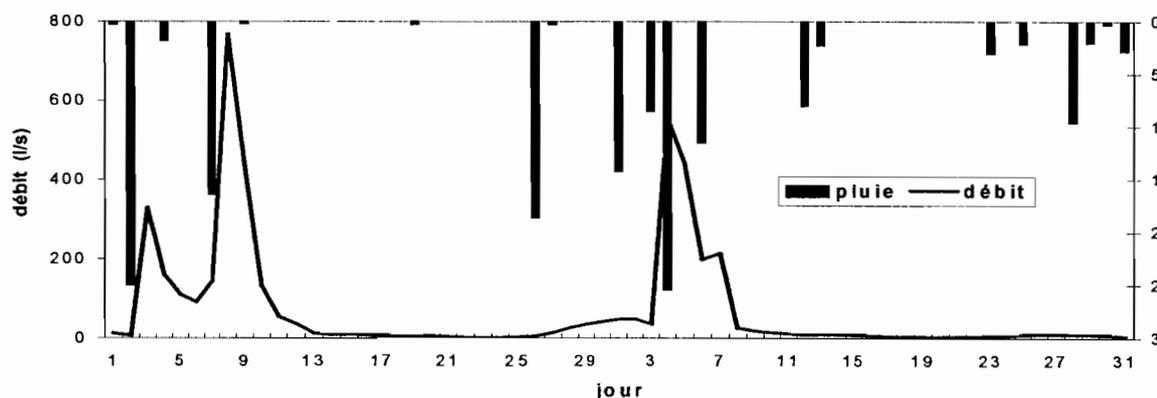


Figure 16. Pluies et débits journaliers en novembre et décembre 1991 au rio Huayllani dans la région de La Paz.

Des teneurs en matières en suspension supérieures à 200 g/l ont été mesurées à l'exutoire du rio Achumani. Le charriage représente jusqu'à 56 % du flux sédimentaire total.

Le bassin versant étudié dans la thèse d'Y. Caballero a une superficie de 95 km² qui comprend des glaciers (11 %, dont le glacier Zongo), des roches granitiques massives affleurantes (62 %), des formations de pente (25 %) et des formations de fond de vallée constituées de sols humides et tourbeux (2 %). L'objectif de la thèse était la connaissance de la ressource et l'optimisation de sa gestion dans le bassin aménagé du rio Zongo. Un schéma de surface (ISBA) a été appliqué pour transformer les bilans énergétique et hydrique en écoulement du bassin. Le comportement hydrologique des formations de pente (moraines latérales et cônes d'éboulis) a été étudié au moyen de traçage par le sel (Caballero et al. 2002). Ces formations de pente, situées dans la partie intermédiaire du bassin, reçoivent la totalité des écoulements des surfaces rocheuses et de la fonte de neige et glace qui se produisent en amont. Par leur position au sein du bassin, ces formations ont donc une influence déterminante sur les temps de transfert des écoulements. Les vitesses d'écoulement mesurées se répartissent entre 25 m jour⁻¹ (moraine latérale) et 216 m jour⁻¹ (cône d'éboulis). La proportion importante d'argile et de limon dans les moraines latérales explique les temps de transfert plus longs que dans les cônes d'éboulis. Ces derniers fonctionnent comme un milieu fracturé avec des flux hétérogènes mais rapides. En saison sèche, du fait du faible contenu en eau, les temps de transfert sont allongés par rapport aux estimations en saison des pluies.

A l'exutoire du bassin du glacier Zongo, comme dans les bassins équipés de la haute vallée du rio Zongo, les stations limnigraphiques reposent sur des socles rocheux non fissurés. Au pied du glacier Zongo, la comparaison des écoulements de part et d'autre d'une rupture de pente a prouvé qu'il n'y avait pas d'infiltration : tous les flux transitent par la station de mesures. Ce n'est pas le cas en Equateur car l'Antizana est un volcan et la station limnigraphique est placée sur une épaisse couche de cendres (Favier 2001). Par ailleurs le torrent émissaire du glacier s'infiltré dans une moraine frontale (qui contient des glaces « mortes ») et ressort plus à l'aval. Dans le cas de l'Antizana, l'étude hydrologique du glacier Antizana nécessite donc un pré-traitement des données pour relier la fonte au climat.

Commentaires :

Les thèses de J.E. Sicart sur l'hydrologie du glacier Zongo et de Y. Caballero sur les écoulements de la haute vallée du rio Zongo ont été menées sur la même période (1999-2001). L'idée était de rapprocher les outils de modélisation pour, d'une part mieux prendre en compte les glaciers dans les modèles hydrologiques, et d'autre part mieux tenir compte des surfaces non glaciaires dans les modèles de glacier. Les avancées scientifiques de ces deux thèses vont permettre en particulier d'améliorer les modèles utilisés au glacier Zongo (actuellement on considère un coefficient d'écoulement constant pour l'hydrologie non glaciaire).

2.2.2 L'observation d'un écoulement ondulatoire

Dans le cadre de notre étude des rios Achumani et Huayllani, nous avons observé la formation de trains d'ondes (roll waves en anglais), particulièrement en janvier 1993 (Bourges et al. 1995 ; Molina et al. 1995). Il s'agit de vagues qui se propagent en rouleaux

dans le cours d'eaux. Les trains d'onde apparaissent à partir d'une profondeur d'eau critique H_l d'environ 0.3 m. Ces vagues ne se forment pas dans le lit naturel mais seulement dans la partie aménagée des rios (canaux de plus de 1400 m de long).

Les équipements mis en place pour l'étude du rio Achumani nous ont permis d'intéressantes observations et des mesures de ce phénomène. Le front d'onde peut atteindre une célérité de l'ordre de 8 à 9 m s⁻¹. Après le passage de ce front et la mise en vitesse de l'eau dans toute la section par un brassage intense, l'épaisseur diminue rapidement jusqu'à, dans certains cas, l'interruption totale de l'écoulement. Il n'est apparu aucune périodicité, les intervalles entre les vagues successives pouvant être de quelques secondes à quelques minutes. Une fois le régime ondulatoire atteint, la fréquence de passage des ondes est indépendante du débit.

A partir de la hauteur limite H_l , le régime d'écoulement est turbulent avec une valeur du nombre de Reynolds de 6 à 7.5 10⁵. Du fait de l'instabilité, on a calculé un « écoulement permanent équivalent » en intégrant sur un pas de temps de quelques minutes le débit des vagues. Le régime est torrentiel, le nombre de Froude étant toujours supérieur à 1, voisin de 2.5 au-delà de la hauteur limite H_l . Un article (Julien & Hartley 1986) montre pourtant que des trains d'ondes peuvent être observés dans des écoulements fluviaux avec des nombres de Froude aussi faibles que 0.74. Le régime est instable si on considère le nombre de Vedernikov supérieur à 1. Les nombres de Reynolds (Re), Froude (Fr) et Vedernikov (Ve) augmentent avec la hauteur d'eau jusqu'à la valeur critique ($Re=7 \cdot 10^5$, $Fr=1.5$, $Ve=1$). Au-delà, il y a discontinuité physique de l'écoulement. Quand l'écoulement est instable ($Ve>1$), la moindre perturbation dans la masse du liquide provoque la formation de vagues. Il est donc difficile de déterminer les facteurs qui constituent l'amorce de ces vagues ou ceux qui sont responsables de leur irrégularité. On peut imaginer la possible résonance multiharmonique du débit due à la superposition de trains d'ondes de fréquences différentes pouvant être formées aussi bien par les apports de nombreux petits sous-bassins que par des séries d'averses approchées. On peut aussi penser à une résonance « hydraulique » du canal, conséquence de la succession régulière des seuils de stabilisation, ou enfin à un effet de barrage des gros galets qui s'accumulent à l'aval des premiers seuils du canal, avant d'être emportés sous la pression de l'eau (effets d'embâcle – débâcle).

Les plus fortes crues, génératrices du phénomène de vagues, sont les plus chargées, tant en matières en suspension qu'en matériaux charriés. Les nombres Re , Fr et Ve estimés précédemment ne sont donc pas exacts parce qu'ils sont calculés en considérant un fluide constitué d'eau claire. Cependant, différentes publications montrent que l'apparition de vagues est propre aux modifications de l'écoulement du fait de la canalisation et non aux propriétés du mélange eau-éléments granulaires et particulaires.

Ces vagues provoquent des dégâts importants en zone urbaine. Leur apparition traduit la possibilité pour l'eau de dissiper l'énergie potentielle élevée due à la pente. Les débits exceptionnels sur lesquels sont basés les calculs de dimensionnement des canaux peuvent être largement dépassés en débits instantanés en raison de la modification du régime des écoulements. La solution serait de maintenir l'écoulement en régime stable et donc de réduire sa vitesse, par exemple en élargissant la section mouillée, mais avec des risques de sédimentation, comme nous l'avons observé en aval des canaux.

Nos observations nous ont permis de caractériser ce phénomène surtout connu par des mesures en canaux de laboratoire. Nous avons mené une analyse hydraulique

préliminaire. Des études plus approfondies sont maintenant nécessaires mais, outre la difficulté à observer un tel phénomène, rare et éphémère, la technologie est mal adaptée pour le mesurer : vitesses très élevées, régime transitoire, fortes concentrations d'alluvions...

Commentaires :

Ce type d'écoulement ondulatoire a été observé sur un glacier au Groenland (Carver et al. 1994). Dans un canal naturel de glace à forte pente alimenté par l'eau de fonte, des vagues sont apparues, à intervalles de 6 à 7 secondes, fournissant des débits de pointe de 0.5 à $1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, alternant avec des phases où le canal est à sec.

2.3 L'hydrologie des bassins englacés

2.3.1 Le régime hydrologique avec glacier

Dans les hautes latitudes, le régime glaciaire se caractérise par une oscillation journalière des débits et une variation saisonnière marquée à cause de l'énergie disponible pour la fonte. Selon (Réminiéras 1976), c'est un régime à faible irrégularité interannuelle du fait de la grande régularité des températures qui conditionnent les variations de débits.

La figure 17 illustre le régime hydrologique du torrent émissaire du glacier Zongo. Les valeurs ont été actualisées sur 9 années hydrologiques (de septembre à août de l'année suivante) de 1991 à 2000 (Berthier et al. 2001). On note les oscillations journalières avec un débit maximum généralement entre 12h et 17h. Les débits les plus importants apparaissent dans la saison intermédiaire, lors des épisodes secs avant que la saison humide ne soit réellement installée (Ribstein et al. 1995). Le débit instantané maximum annuel est toujours apparu en novembre ou décembre, proche du maximum de radiation solaire du solstice d'été. Le plus fort débit instantané observé est de 1280 l s^{-1} , soit $400 \text{ l s}^{-1}/\text{km}^2$. Les débits diminuent rapidement lors des chutes de neige (figure 17, en haut). Le torrent émissaire ne s'est jamais tari de 1991 à 2002 mais les minima journaliers sont faibles, inférieurs à 20 l s^{-1} .

La fonction d'autocorrélation des débits horaires diminue rapidement ($r^2=0.50$ en moins de cinq heures) : l'eau de fonte transite en quelques heures jusqu'à l'exutoire (Sicart 2002). Les débits journaliers sont fortement autocorrélés. En 1995-96, la corrélation avec le débit du jour précédent (j-1) est ($r^2=0.89$), avec celui de deux jours avant ($r^2=0.74$), avec celui de cinq ou de dix jours avant (même valeur pour j-5 et j-10 : $r^2=0.52$). En saison des pluies, le débit est plus régulier qu'en saison sèche.

Pour 1991-2000, le module est 155 l s^{-1} , soit une lame écoulée de 1544 mm sur les 3.17 km^2 du bassin versant. La saisonnalité des débits est relativement marquée. En saison humide (octobre à mars), il s'écoule 71 % du module, pour une précipitation à la même saison de 84 % de la précipitation annuelle au pluviomètre 4750 m. Le débit moyen mensuel est supérieur à 200 l s^{-1} d'octobre à février et inférieur à 100 l s^{-1} de mai à août. En prenant comme référence des précipitations la moyenne de 4 pluviomètres totalisateurs, on obtient une lame précipitée de 920 mm qui, comparée à la lame écoulée de 1544 mm, montre un excès de fonte correspondant au recul glaciaire présenté en première partie.

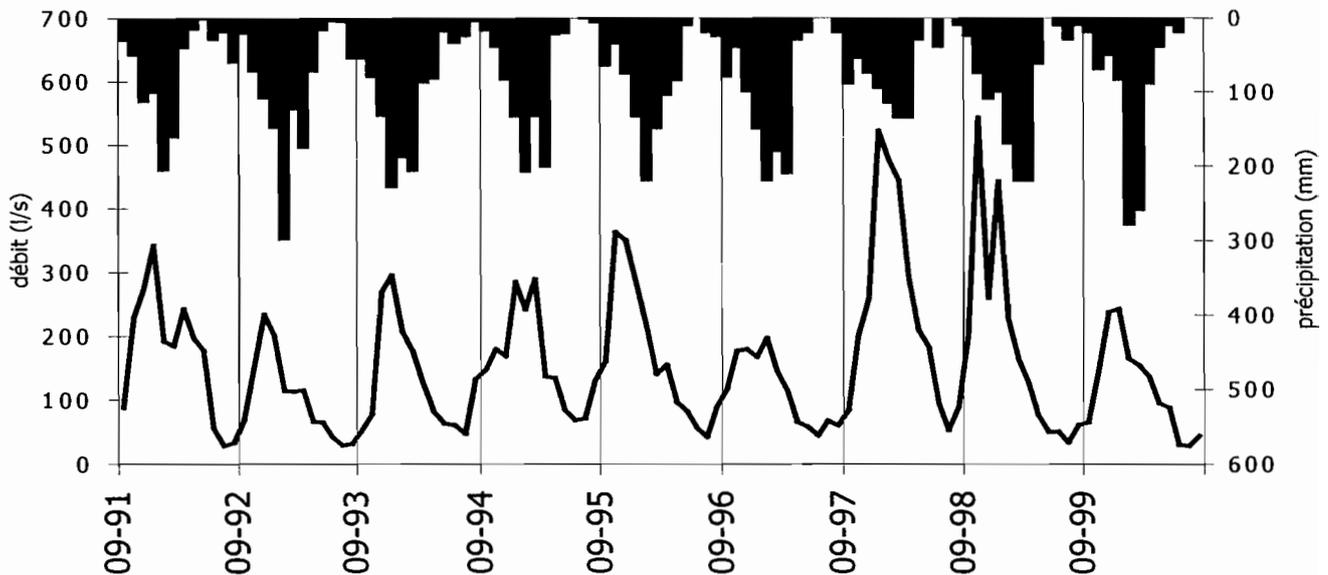
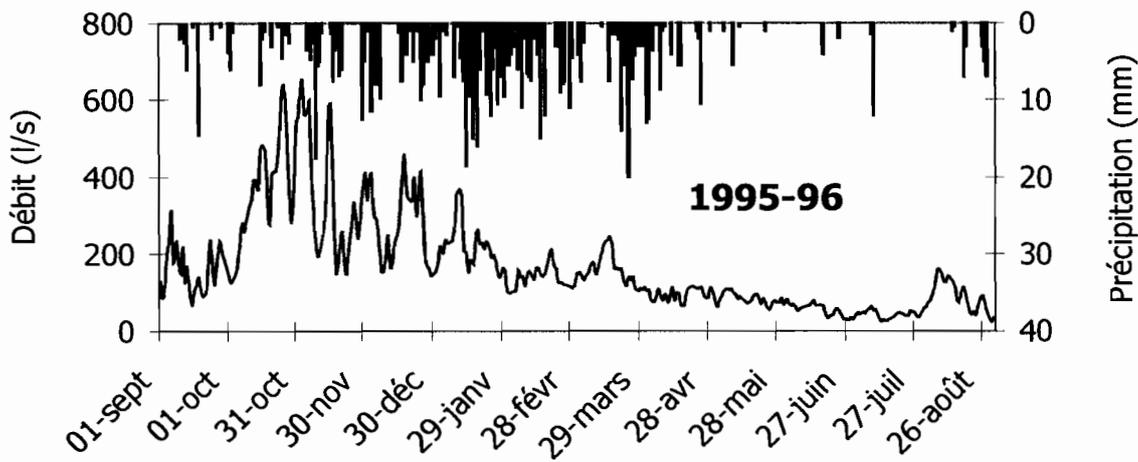
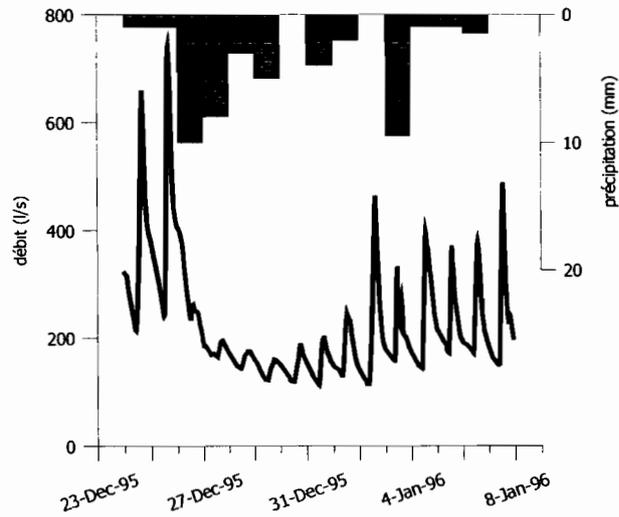


Figure 17. Précipitations et débits à l'exutoire du glacier Zongo. Les précipitations sont les valeurs au pluviomètre 4750 m. Figure du haut : débits instantanés du 24/12/95 au 7/1/96, figure du milieu : débits journaliers de l'année 1995-96, figure du bas : valeurs mensuelles de septembre 1991 à août 2000.

Le coefficient de variation annuel est 0.28, plus fort que celui ($CV=0.17$) calculé sur la même période 1991-2000 pour les précipitations à 4750 m. La durée variable de la saison humide explique cette variabilité plus grande des écoulements (Ribstein et al. 1995).

En comparant avec les valeurs au glacier Vernagtferner en Autriche, (Wagnon 1999) note un module annuel du même ordre de grandeur mais un écoulement mieux réparti dans l'année au glacier Zongo et des débits spécifiques maximaux plus faibles qu'en Autriche.

Pour les topiques humides, les observations à l'Antizana en Equateur (Favier 2001) montrent un régime hydrologique qui n'est pas du tout saisonnier et qui apparaît fortement influencé par les événements ENSO, avec des oscillations journalières nettes.

Commentaires :

A l'échelle des bassins englacés, les oscillations journalières correspondent à l'intégration des variations spatiales et temporelles des processus de fonte, stockage et transfert d'eau. Il serait intéressant d'analyser les hydrogrammes journaliers du torrent émissaire du glacier Zongo pour rechercher des caractéristiques des différents processus hydrologiques : fonte de neige, fonte de glace, écoulement non glaciaire... Une analyse préliminaire montre des différences de forme et d'amplitude des hydrogrammes selon les saisons (intermédiaire, humide, sèche). Des techniques automatiques de classification, plus objectives, peuvent être appliquées (Hannah et al. 2000).

2.3.2 Les processus d'écoulement de l'eau de fonte

L'eau du glacier qui s'écoule dans le torrent émissaire peut suivre différents cheminements : ruissellement en surface, pénétration dans les moulins et crevasses, circulation dans et à la base du glacier... En utilisant la conductivité électrique comme marqueur, nous avons divisé l'écoulement total en deux composantes (Wagnon et al. 1998). La première, écoulement intraglaciaire (Q_e , englacial flow en anglais), correspond à de l'eau de fusion superficielle qui a circulé sans enrichissement ionique (conductivité faible). La seconde, écoulement sous-glaciaire (Q_s , subglacial flow en anglais), a circulé suffisamment longtemps au contact du lit rocheux ou de sédiments pour présenter un enrichissement ionique notable (conductivité forte). Le modèle de mélange se réduit à un système de deux équations à deux inconnues (Q_e et Q_s), en considérant d'une part la conservation du débit :

$$Q_t = Q_e + Q_s \quad (9)$$

avec Q_t débit total, Q_e débit intraglaciaire, Q_s débit sous-glaciaire.

et d'autre part la conservation des éléments dissous :

$$C_t Q_t = C_e Q_e + C_s Q_s \quad (10)$$

avec C la concentration dans l'écoulement total (C_t), intraglaciaire (C_e), sous-glaciaire (C_s). La concentration est estimée par la conductivité électrique.

C_e correspond à la plus faible conductivité de l'eau liquide mesurée à la surface du glacier ($C_e=1 \mu S cm^{-1}$). C_s correspond au maximum de conductivité mesuré dans les plus

faibles écoulements ($C_s=65 \mu\text{S cm}^{-1}$). L'expérimentation a été menée durant 16 journées de mesures, entre février 1995 et mars 1996, sous différentes conditions météorologiques.

Des expérimentations complémentaires ont été faites de mars à juin 1997 (Schuler 1997). Des traceurs colorés (uranine et rhodamine) ont permis la visualisation de certains chemins préférentiels de l'eau dans le glacier. Du sel NaCl a aussi été injecté pour identifier des vitesses d'écoulement.

Certains hydrogrammes journaliers ont été échantillonnés pour la mesure des teneurs isotopiques en ^{18}O . En appliquant le modèle de mélange aux valeurs isotopiques, on peut distinguer l'eau récente (identifiée à la neige) et l'eau plus ancienne (glace).

L'application du modèle de mélange avec la conductivité électrique est critiquée pour les glaciers alpins (e.g. Sharp et al. 1998), principalement à cause des réactions après mélange (post-mixing reactions en anglais), la valeur de conductivité n'étant pas conservée après mélange. Au Zongo, les conditions sont plutôt favorables à ce modèle (Wagnon et al. 1998). Des mesures en différents sites n'ont pas montré d'augmentation de conductivité entre la sortie du glacier et la station à l'aval : les réactions après mélange semblent négligeables. La présence d'eau toute l'année dans les conduits glaciaires permet de considérer des valeurs constantes de concentrations pour les deux composantes Q_e et Q_s .

La conductivité électrique de l'eau de fonte présente des variations diurnes inverses des variations de débit, le minimum de conductivité apparaissant lors du maximum de débit. En effet, les variations journalières de débits sont dues à l'alimentation accrue en eau de fusion superficielle qui circule principalement à travers le réseau intraglacière. La figure 18 montre la décomposition par la conductivité pour 7 journées d'observation en saison humide.

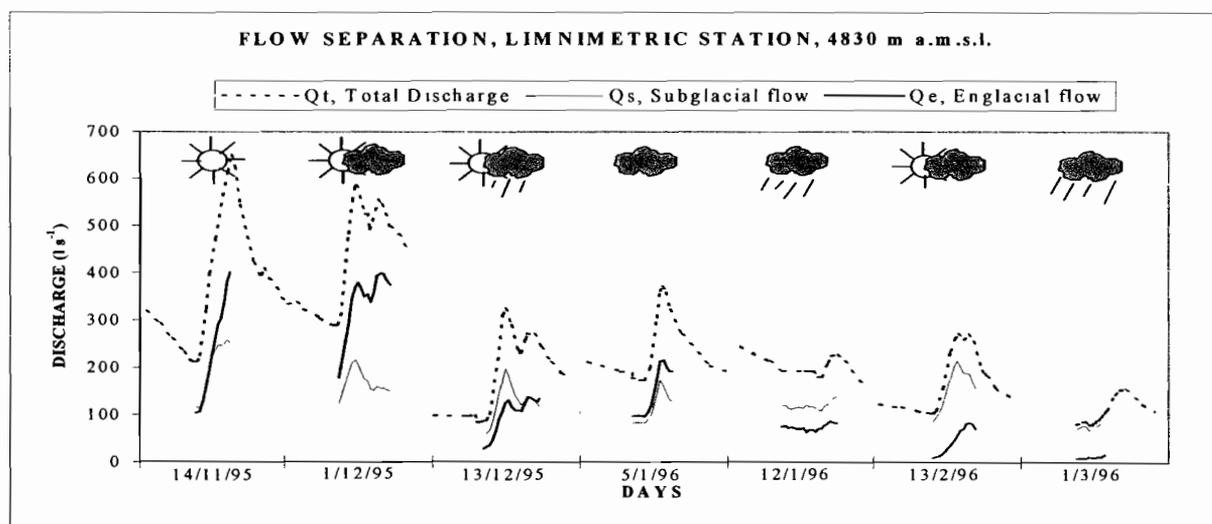


Figure 18. Séparation par la conductivité électrique de l'écoulement total en deux composantes, intraglacière (Q_e) et sous-glaciaire (Q_s), à la station limnigraphique du glacier Zongo, d'après Wagnon et al. (1998).

L'écoulement intraglacière présente des oscillations journalières marquées. Il domine le débit, Q_e entre 50 et 80% de Q_t , sauf lors des journées de ciel couvert, durant lesquelles le débit faible est principalement alimenté par de l'eau sous-glaciaire (exemple du 1/3/96). L'écoulement sous-glaciaire présente aussi des oscillations journalières qui prouvent que les deux modes de cheminement sont interconnectés, comme le montre aussi la décomposition isotopique. Les expériences avec NaCl ont été interprétées à l'aide d'un modèle d'écoulement

dans des fissures entourées d'une matrice poreuse. Les vitesses moyennes de flux obtenues sont entre 0.06 et 0.14 m s⁻¹ et la dispersivité de l'ordre de 1 m. Ces valeurs sont comparables à celles obtenues pour des aquifères fissurés. Pour un même point d'injection à des dates différentes, les expériences de traçage donnent des temps de transfert différents qui indiquent que le système de drainage évolue avec le temps suivant les mouvements du glacier. Les directions d'écoulement correspondent aux directions des crevasses.

Par rapport aux glaciers des hautes latitudes, le système de drainage du glacier Zongo, en eau toute l'année, semble plus développé et plus complexe.

Une étude du glacier Storglaciären en Suède (Schneider 2001) montre que le névé de la zone d'accumulation apporte de l'eau à l'écoulement à l'aval. Jusqu'à la fermeture des pores qui correspond à la transition névé-glace (profondeur environ 20 m à Storglaciären), le névé est un milieu perméable avec une vitesse de percolation de l'ordre de 0.1 à 0.2 m h⁻¹ et une conductivité hydraulique de l'ordre de 5 10⁻⁵ m s⁻¹. Un aquifère existe sur plusieurs mètres au-dessus de cette transition imperméable névé-glace. Les crevasses de la zone de névé servent de système de drainage et sont connectées aux conduits intraglaciers de la zone d'ablation. Ces propriétés sont caractéristiques de tous les glaciers tempérés. Lorsque le bilan de masse est équilibré, la zone d'accumulation représente près de 70 % de la surface du glacier. Sur le glacier Zongo, on peut observer, presque systématiquement en été, de l'écoulement en surface du glacier dans la zone de névé au-dessus de la ligne d'équilibre. Une étude « hydrogéologique » de la zone de névé d'un glacier tropical pourrait, comme à Storglaciären, apporter des informations sur cette zone amont dont la contribution à l'écoulement est souvent négligée alors qu'elle représente plus des deux-tiers de la superficie.

Commentaires :

Chaque traceur offre une décomposition spécifique de l'écoulement. Seule l'utilisation conjointe de plusieurs traceurs, complétée par la modélisation, peut confirmer ou infirmer certains processus identifiés par les observations. Pour le glacier Zongo, de nouvelles expérimentations avec traceurs pourraient apporter une aide précieuse pour distinguer des processus différents de fonte selon les saisons.

2.3.3 La modélisation en hydrologie glaciaire

Pour le glacier Zongo, précipitations et débits à l'échelle annuelle sont anticorrélés, le coefficient de détermination (r^2) étant de 0.73 pour sept années de mesures (1991-1998). A des échelles de temps plus courtes, les corrélations sont très faibles : $r^2=0.16$ pour 84 valeurs mensuelles et $r^2=0.01$ pour plus de 2000 valeurs journalières. Pourtant, lorsqu'on cherche au niveau journalier la meilleure corrélation multiple entre débits journaliers et variables météorologiques, la précipitation est sélectionnée parmi les variables explicatives. Chaque année, la meilleure équation de régression est calculée sur les débits journaliers (environ 300 données observées). La radiation extra-terrestre (données issues de la théorie) est introduite, au même titre que cinq variables observées : précipitation, température, radiation nette et radiations de courtes longueurs d'onde incidentes et réfléchies. Les coefficients de détermination (r^2), entre 0.51 et 0.75 suivant les années, sont assez élevés malgré une mauvaise reconstitution des pics de débits et des valeurs de basses eaux. Les

coefficients devant chaque variable changent beaucoup d'une année sur l'autre, leur signe change aussi, ce qui prouve l'absence de signification physique de ces corrélations.

Pour reconstituer les débits en cas de lacune des mesures, pour régionaliser les écoulements des glaciers andins et pour relier l'hydrologie glaciaire au climat passé et futur, les corrélations ne peuvent pas remplacer la modélisation physique. Dans le cadre de notre programme sur le glacier Zongo, différents travaux de modélisation ont été menés pour simuler les débits glaciaires.

Dans le cadre d'un stage à La Paz, nous avons appliqué aux données du glacier Zongo le modèle ETH-HBV3 (Schuler 1997). Les températures et les précipitations sont distribuées par tranche d'altitude de 200 m. Le module de fonte, neige et glace, est une équation « degré-jour » (la fusion est reliée aux températures de l'air supérieures à un seuil). Pour l'application au glacier Zongo, des adaptations ont été nécessaires. Le coefficient de fonte de l'équation degré-jour, variable selon les saisons, est une sinusoïde interpolée selon la position astronomique du soleil. Un paramètre de nébulosité a été introduit pour réduire le coefficient de fonte lorsqu'il y a des nuages. Le gradient de température est différent les jours avec précipitation et les jours de ciel clair. Il a fallu individualiser les deux modules, celui d'accumulation (précipitations solides ou liquides selon une température seuil) et celui d'ablation (fonte ou non selon une température seuil) pour reproduire les différentes situations. Le modèle est opérationnel avec des données journalières mais a aussi été appliqué avec deux valeurs par jour des températures pour tenir compte du cycle diurne. Au moins seize paramètres sont calés sur les données. Les résultats sont corrects en calibration (critère de Nash au maximum de 0.75 pour 1993-94 et 1994-95) mais s'effondrent en validation (critère de Nash de 0.57 pour 1995-96). C'est en particulier la période intermédiaire (octobre-décembre) à fort débit qui est la plus mal reproduite.

Des modèles « degré-jour » comme le modèle ETH ont été appliqués avec succès sur un grand nombre de bassins englacés des Alpes et de l'Himalaya. Leur réussite provient du fait que la température de l'air est généralement bien corrélée aux principaux termes du bilan d'énergie dans les hautes latitudes. Sur le glacier Zongo, la température de l'air varie peu alors que le débit suit une saisonnalité marquée. La température n'explique que moins de la moitié de la variance de la fusion ou du bilan d'énergie en moyenne journalière. Les corrélations sont mauvaises essentiellement car le flux de chaleur sensible est faible toute l'année. Les corrélations entre températures et bilan d'énergie sont contrôlées par les flux radiatifs. De signes opposés, les corrélations entre la température et les deux flux radiatifs de courtes et grandes longueurs d'onde tendent à se compenser, avec pour conséquence une corrélation faible entre température et radiation nette (Sicart 2002). Ces faibles corrélations avec la température et le bilan d'énergie expliquent l'échec des modèles degré-jour appliqués aux données du glacier Zongo (Rigaudière et al. 1995 ; Schuler 1997).

Pour les bassins avec glaciers, les modèles hydrologiques à base physique comportent un module de fonte basé sur la spatialisation du bilan d'énergie, un module d'hydrologie non glaciaire et un module de transfert de l'eau de pluie et de fonte (Hock 1998 ; Sharp et al. 1998). D'un modèle à l'autre, les différences proviennent surtout des paramétrisations de chaque terme du bilan d'énergie. Le module de transfert comprend en général des réservoirs linéaires en parallèle et le module hydrologique est le plus souvent sommaire. Nous avons testé deux modèles sur le glacier Zongo.

Un modèle complet basé sur le bilan énergétique a été développé dès 1995 (Ribstein et al. 1995 ; Rigaudière et al. 1995 ; Schuler 1997) à partir des données météorologiques de la station à 5150 m. Dans ce modèle, le stock de froid est géré dans la couche superficielle de 1 m d'épaisseur en résolvant l'équation de la chaleur par un schéma aux différences finies. Les écoulements estimés par secteur sont ensuite transférés à l'exutoire par des réservoirs linéaires (un réservoir lent et un réservoir rapide en parallèle par secteur modélisé). De nombreux paramètres (16 constantes + 5 paramètres supplémentaires par secteur) doivent être calés. Ils traduisent surtout le manque de données pour valider les paramétrisations. Avec un pas de temps de calcul de 6 heures et les données de 1993-94, les résultats en calibration sont corrects : la corrélation entre valeurs journalières observées et calculées est de $r^2=0.87$. Les résultats en validation sont par contre beaucoup moins bons du fait des paramètres calés qui corrigent les flux pour forcer le modèle à reproduire la saisonnalité des débits. L'échec en validation est cependant riche d'enseignement. On voit ainsi qu'il est possible de valider un tel modèle en débits sans que ni les hypothèses, ni les paramétrisations ne soient réellement validées. On note aussi l'importance d'un calcul précis de la sublimation. Les précipitations à petits pas de temps sont entachées d'erreurs qui sont compensées par les autres termes du bilan d'énergie mais enlèvent une partie de la signification physique des résultats.

Un autre travail de modélisation a été mené dans le cadre de la thèse de J.E. Sicart. Le modèle choisi (Hock 1998) est proche de celui décrit précédemment. Dans ce travail, l'attention a porté sur la spatialisation du bilan d'énergie. La modélisation étant d'abord utilisée comme outil d'analyse des processus hydrologiques, le principe de parcimonie a guidé la démarche : le moins possible de paramètres pour limiter les sources d'erreurs. La version initiale du modèle, appliquée avec succès sur des glaciers des hautes latitudes, a nécessité des adaptations dans le cas du glacier Zongo. Les variables d'entrée sont les mesures à 5050 m. Les précipitations sont mesurées par la sonde à ultrasons sans tenir compte de gradient avec l'altitude. Une température de l'air critique distingue la neige fraîche et le grésil. Le gradient de température est $0.6^\circ\text{C}/100\text{ m}$. La contribution des parties non glaciaires est estimée par un coefficient d'écoulement fixé à 0.8 (Ribstein et al. 1995). Trois réservoirs linéaires sont considérés dont les temps de résidence sont 350 h, 30 h et 16 h et correspondent respectivement à la fusion du névé, de la neige en zone d'ablation et de la glace. La spatialisation des flux radiatifs et turbulents a été décrite dans le chapitre sur les bilans d'énergie (page 28). Une période de simulation du 24 novembre 1999 au 2 février 2000 a servi de test. Au début de cette période, les débits sont maximaux, la ligne de neige est à son altitude la plus haute de l'année 1999-2000, la couverture neigeuse initiale est considérée comme nulle en aval de la zone de névé. La figure 19 présente les résultats de la simulation de référence. L'albédo est obtenu par les formules (3) et (4). En cumul sur la période de simulation, le modèle produit un peu trop d'eau (excès de 15 %). Les erreurs tendent à se compenser. Le modèle surestime les débits en début et fin de période de simulation alors qu'il sous-estime la fusion de fin décembre à début janvier en raison d'une trop grande étendue de neige. Les pics de fusion de la glace ne sont pas simulés début janvier, entraînant une erreur considérable pendant une semaine (Sicart 2002).

Les forts débits sont essentiellement causés par la fusion de la glace dont le faible temps de résidence entraîne un cycle diurne marqué du débit, mais aussi par la neige de la zone de névé qui produit un débit de base important. A partir de janvier, la ligne de neige se maintient à proximité du front et la glace ne produit plus d'eau. La fusion de la neige qui recouvre temporairement la zone d'ablation augmente progressivement pour atteindre en fin

de période une contribution au débit similaire à celle de la zone de névé. En raison de sa grande superficie, la zone de névé (au-dessus de 5150 m) fournit 55 % de la fusion totale. Le modèle surestime la production des parties les plus hautes du glacier pour plusieurs raisons : i) le regel n'étant pas considéré, toute la fusion atteint l'exutoire ; ii) la température de surface ne varie pas avec l'altitude (RI↑ supposé constant à la valeur à 5050 m), iii) les variations d'albédo sont correctement simulées mais les erreurs, même faibles, entraînent une forte erreur sur la fusion (figure 19). Les erreurs d'albédo conduisent à une sous-estimation de 200 mm sur la fusion totale à 5050 m alors que l'excès de débit provient d'une surestimation de la production des zones hautes du glacier. Le modèle peut donc simuler correctement les débits mais pour de mauvaises raisons : la validation doit se faire non seulement sur les débits mais aussi sur différentes variables de sorties comme l'albédo, le bilan de masse, la position de la ligne de neige, des traçages en zone de névé, la quantification de la fusion en zone haute.

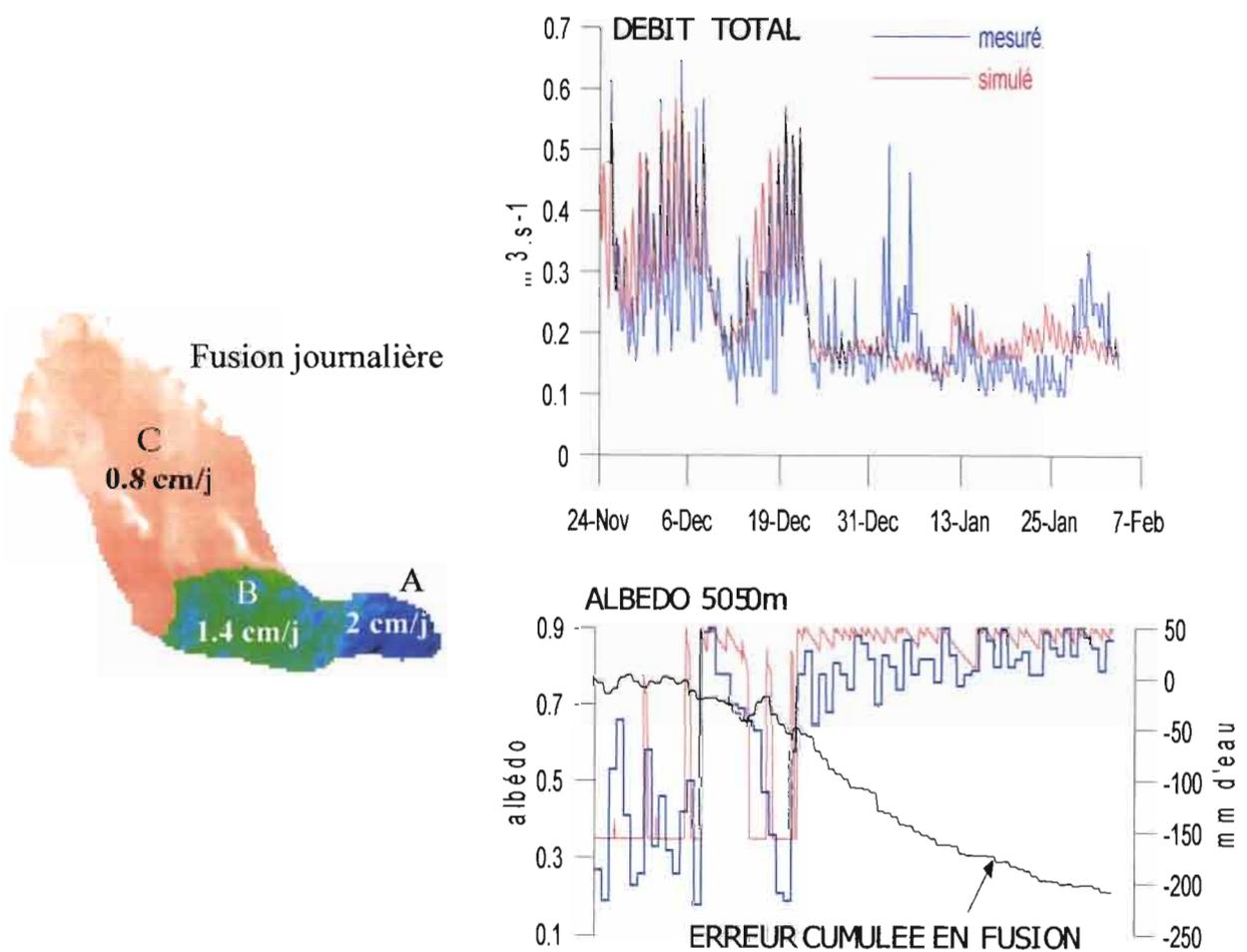


Figure 19. Distribution de la fusion en surface (figure de gauche), débits mesurés et simulés (figure du haut à droite) et albédo à 5050 m (figure du bas à droite) avec bleu=mesuré, rouge=simulé, noir=erreur cumulée en fusion, du 24 novembre 1999 au 2 février 2000 au glacier Zongo, d'après Sicart (2002).

Le modèle a ensuite été testé pour la période du 12 février au 31 juillet 2000. Les incertitudes sont fortes en saison sèche. La surface n'est plus en régime permanent de fusion. Le changement d'énergie interne de la glace est négligé. La température de surface est ajustée par itération pour annuler la somme des flux radiatifs et turbulents. Dans

certaines simulations, la fusion diurne est retardée jusqu'à ce que le stock de froid nocturne ait été compensé. Dans la réalité, la faible conductivité thermique de la glace permet la fusion en surface même si la couche sous la surface est à une température négative.

En imposant cinq cartes qui fixent la position de la ligne de neige durant la période simulation, le modèle surestime les débits de fonte du glacier Zongo. En raison des variations continues de la ligne de neige, il faudrait de très nombreuses cartes sur la période de simulation car le débit est très sensible aux variations d'albédo.

Pour le glacier Antizana en Equateur, un modèle a été développé en limitant à la seule zone d'ablation la surface du glacier qui contribue à la fusion (Favier 2001). Le modèle comprend huit paramètres à optimiser. Il simule bien les variations diurnes de l'écoulement pour la période de calage mais les résultats en validation se dégradent fortement. C'est le concept de ligne de neige qui sous-tend le modèle. Pour l'instant il n'existe aucune mesure directe de la ligne de neige qui permettrait de valider les fondements d'un tel modèle. Une à deux photographies par jour de la zone d'ablation permettraient de combler cette lacune.

Commentaires :

Le modèle doit d'abord être considéré comme un outil d'analyse avant d'être un outil de prévision. L'objectif n'est pas un accord numérique parfait avec les observations. L'accent est mis sur l'examen des hypothèses, les équations et les paramètres étant déterminés à partir des caractéristiques observables du fonctionnement énergétique du glacier. Il devrait maintenant être possible de régionaliser les résultats obtenus (Sicart 2002) et d'appliquer un modèle hydrologique à des bassins englacés avec peu de données, dans un objectif d'évaluation des ressources en eau.

2.3.4 Le bilan hydrologique

En analysant l'hydrologie d'un bassin englacé, on peut calculer le bilan de masse du glacier. L'équation du bilan de masse annuel b_n du glacier s'écrit :

$$b_n = P_{an} - 1/S_g [D S - (S - S_g) c_e P_{an}] \quad (11)$$

avec S_g surface du glacier, S surface du bassin versant, D lame totale écoulee à l'exutoire du bassin versant, c_e coefficient d'écoulement des surfaces non glaciaires, P_{an} précipitation moyenne sur le bassin versant.

Le tableau 2 montre la comparaison des bilans de masse par la glaciologie (méthode décrite en section 1.3.1) et par l'hydrologie. Les deux méthodes aboutissent à des bilans qui présentent une variabilité similaire mais le bilan hydrologique est nettement inférieur au bilan glaciologique. La sublimation étant négligée dans le bilan hydrologique, ce dernier devrait pourtant être supérieur au bilan de masse par la glaciologie. L'incertitude par la méthode glaciologique (estimée à ± 400 mm) ne peut expliquer cette différence. De même, l'augmentation du coefficient d'écoulement de 0.8 à 1 (!) pour les surfaces non glaciaires augmente de moins de 150 mm le bilan hydrologique. Il faut augmenter les précipitations d'environ 50 % pour obtenir des bilans comparables par les deux méthodes (Sicart 2002) alors que les pluviomètres totalisateurs indiquaient plutôt 20% (section 2.1.2). Même si ce

résultat demande confirmation, on peut déjà en tirer deux leçons : i) l'incertitude sur les précipitations est la principale source d'erreur sur les bilans des glaciers ; ii) le glacier reçoit certainement plus de précipitations que les moraines environnantes sur lesquelles sont placés les pluviomètres.

Tableau 2. Bilan de masse du glacier Zongo de 1991 à 2000 par le bilan hydrologique et par le bilan glaciologique, d'après Berthier et al. (2001)

Année	Module (l s ⁻¹)	Précipitation annuelle (mm)	Apport moraine (l s ⁻¹)	Apport glacier (l s ⁻¹)	Bilan hydro (mm/an)	Bilan glacio (mm/an)
91/92	170	920	24	146	-1226	-900
92/93	103	1060	27	75	-45	+516
93/94	125	850	22	103	-665	-88
94/95	161	850	22	139	-1193	-703
95/96	172	826	21	151	-1385	-675
96/97	116	1051	27	89	-256	+797
97/98	243	810	21	222	-2446	-1962
98/99	187	942	24	163	-1445	-333
99/00	119	952	25	94	-433	+116
Moyenne	155	918	24	131	-1011	-359

Surface glacier (2.15 km²)

Surface moraine (1.02 km²)

Précipitation annuelle : moyenne annuelle de quatre pluviomètres totalisateurs P₂, P₃, P₄, P₅

Apport moraine (l.s⁻¹) : (0.8*Précipitation*surface moraine) / 1 an

Apport glacier (l.s⁻¹) : Module annuel - Apport moraine

Bilan de masse (mm) : Précipitation annuelle (mm) - [Apport glacier (l.s⁻¹)* 1an / surface glacier]

A l'échelle du glacier, il devrait donc y avoir un surplus de fonte qui doit se situer entre moins de 400 mm (bilan glaciologique) et plus de 1000 mm (bilan hydrologique) suivant la valeur réelle de la précipitation.

Des centrales hydro-électriques sont installées en cascade le long du rio Zongo. Depuis 1973, sous la responsabilité de la COBEE (Compagnie Bolivienne d'Énergie Électrique) gestionnaire de ces centrales, des mesures de hauteurs d'eau sont réalisées deux fois par jour (7 h et 15 h) dans des canaux à l'aval du glacier Zongo. Ces mesures sont réalisées à 4800 m environ, au droit d'un déversoir rectangulaire qui reçoit l'eau d'un tube de quelques centaines de mètres de long dont la prise d'eau est juste à l'aval du limnigraphe du glacier à 4830 m. Des jaugeages au déversoir rectangulaire ont permis de traduire les deux hauteurs d'eau journalières en deux débits instantanés : à 7 h débit de basses eaux et à 15 h débit de pointe. Par corrélation multiple entre ces débits instantanés et les débits journaliers calculés à partir des enregistrements du limnigraphe à 4830 m, on a pu reconstituer les débits journaliers depuis 1973 (Ribstein et al. 1999). Des difficultés sont apparues dans la reconstitution : tube en charge à partir de 375 l s⁻¹, gel matinal dans les lagunes, ... Le coefficient de détermination (r²) est de 0.71 en valeurs journalières (2312 valeurs) et de 0.85 en valeurs mensuelles (82 valeurs) pour la période de calibration 1991-1998. Pour obtenir une chronique mensuelle complète, 14 valeurs mensuelles manquantes ont été reconstituées par corrélation avec la température à La Paz (r²=0.76) (Ribstein et al. 1995).

Le pourcentage de glacier dans le bassin versant aurait diminué de 79 % en 1975 à moins de 70 % aujourd'hui. De 1973 à 1998, la moyenne des précipitations est d'environ

1000 mm (pluviomètre à 4750 m + 20 %) pour un module du torrent émissaire de 1580 mm qui correspond à 159 l s^{-1} . L'excès d'eau due à la fonte est donc du même ordre de grandeur pour 1973-1998 que pour la dernière décennie (tableau 2).

Pour un glacier petit comme Chacaltaya, le bilan de masse par la méthode glaciologique est de -1300 mm pour la dernière décennie et de -540 mm environ pour la période 1940-1998. Pour un bassin versant correspondant à la position du glacier en 1940 ($\text{surf}_{1940}=0.223 \cdot 10^6 \text{ m}^2$, $\text{surf}_{1998}=0.060 \cdot 10^6 \text{ m}^2$), le débit aurait augmenté d'au moins 20 % entre 1940 et 1998, avec les bilans de masse estimés dans la décennie 40 (-220 mm an^{-1}) et dans la dernière décennie (-1300 mm an^{-1}), en supposant que les précipitations n'ont pas changé dans la période (Ramirez et al. 2001). Le recul du glacier apporte ainsi une augmentation significative du débit à l'échelle du bassin versant « 1940 ».

Pour le glacier Artesonraju au Pérou, il s'écoule environ 1800 mm par an du bassin de 7.9 km^2 englacé à 78 % pour une précipitation annuelle de l'ordre de 1200 mm (B. Pouyaud, communication personnelle). Le bilan net du glacier serait (équation (11)) de -800 mm , avec toujours l'incertitude sur la précipitation pour le calcul du bilan par la méthode hydrologique. Avec les données du glacier Yanamarey (surface de 0.9 km^2) au Pérou, (Hastenrath & Ames 1995^a) trouvent un bilan du glacier inférieur à -1100 mm et en déduisent un module de 80 l s^{-1} dont la moitié proviendrait des précipitations et l'autre moitié de la fusion en excès.

Le bilan de masse du glacier Antizana ($S=1.37 \text{ km}^2$, $S_{\text{glacier}}=0.74 \text{ km}^2$) serait de l'ordre de -950 mm en moyenne pour les quatre dernières années (Francou et al. 2000) pour une précipitation de l'ordre de 1200 mm mesurée aux pluviomètres totalisateurs autour du glacier. En 1999 et 2000, l'écoulement mesuré dans le torrent émissaire a été d'environ 10 l s^{-1} . L'application de l'équation (11) souligne un problème : pour mettre en cohérence les bilans de masse hydrologique et glaciologique, il faut admettre que toute l'eau n'est pas mesurée à la station et qu'il y a infiltration dans les cendres volcaniques.

Commentaires :

Le calcul du bilan hydrologique montre que les précipitations constituent le plus grand facteur d'incertitude de l'étude du glacier Zongo. Il faudrait étudier spécifiquement la mesure des précipitations durant une année hydrologique en comparant la sonde à neige (avec des mesures de densité), le pluviomètre à pesée GEONOR et d'autres appareils (pluviomètre chauffant ?), les mesures d'accumulation en zone haute. Pour l'étude du glacier Antizana, l'incertitude provient aussi de la mesure des débits à la station limnigraphique qui ne contrôle pas l'ensemble des écoulements de fonte.

2.4 L'impact des événements El Niño et l'hydrologie glaciaire

2.4.1 Fonte du glacier Zongo durant l'événement El Niño 1997-98

Ce chapitre illustre les sujets abordés dans les chapitres précédents en analysant le comportement hydrologique du glacier Zongo durant deux années hydrologiques, septembre 96 à août 1997 et septembre 1997 à août 1998. Les conditions climatiques de ces

deux années ont été particulières : l'année 1996-97 correspondait à un faible événement la Niña, alors que l'année 1997-98 a connu un des plus forts événements El Niño du siècle.

Les caractéristiques hydrologiques sont très contrastées (tableau 2) : en 1996-97 la précipitation moyenne était de 1051 mm pour un écoulement de 1150 mm (116 l s^{-1}) alors qu'en 1997-98 elle était de 810 mm pour un écoulement de 2420 mm (243 l s^{-1}) (Ribstein et al. 1999). L'année El Niño se caractérise donc par une diminution des précipitations de plus de 20 % mais aussi par une augmentation de la température moyenne de l'air en saison humide, supérieure de 1.4 °C à celle de l'année précédente (Wagon et al. 2001).

Le bilan local d'énergie à 5150 m a été calculé pour les deux années hydrologiques (tableau 3) par application de l'équation (8). La radiation nette R provient d'un bilanmètre dont les mesures peuvent être entachées d'erreurs (section 1.4.3). Comme pour tous les glaciers du monde, R joue un rôle prépondérant dans le bilan d'énergie. La fusion en surface du glacier S a été beaucoup plus importante la deuxième année que la première. Cet accroissement provient de l'augmentation de radiation nette qui s'explique en grande partie par l'évolution de l'albédo. La figure 20 présente les valeurs journalières de précipitations et d'albédo pour les deux années. Du fait des précipitations moins abondantes et plus espacées dans le temps en 1997-98, le manteau neigeux de la saison humide, moins épais, a disparu plus vite, laissant apparaître la surface d'ablation du glacier d'albédo plus faible. On retrouve les trois saisons, intermédiaire, humide et sèche en 1996-97 mais pas l'année suivante : tout se passe comme si, en 1997-98, la saison intermédiaire avait duré jusqu'en mars (en terme d'albédo, il n'y a pas eu de saison des pluies au cours de cette année El Niño). Par rapport à l'année 1996-97, la glace a affleuré plus souvent et plus haut en altitude dans l'année 1997-98 au cours de laquelle la ligne d'équilibre était à 5525 m au lieu de 5075 m en 1996-97.

Tableau 3. Bilan énergétique local à 5150 m, sur le glacier Zongo en 1996-97 et 1997-1998. Equation (8) : R radiation nette, LE chaleur latente, H chaleur sensible, S fusion (en W m^{-2}), d'après Wagon et al. (2001)

	R	LE	H	S
96/97	15.8	-18.1	6.1	-3.8
97/98	48.7	-11.6	9.8	-46.9

Ne sont retenues que les valeurs de S positives, à la différence du tableau 1

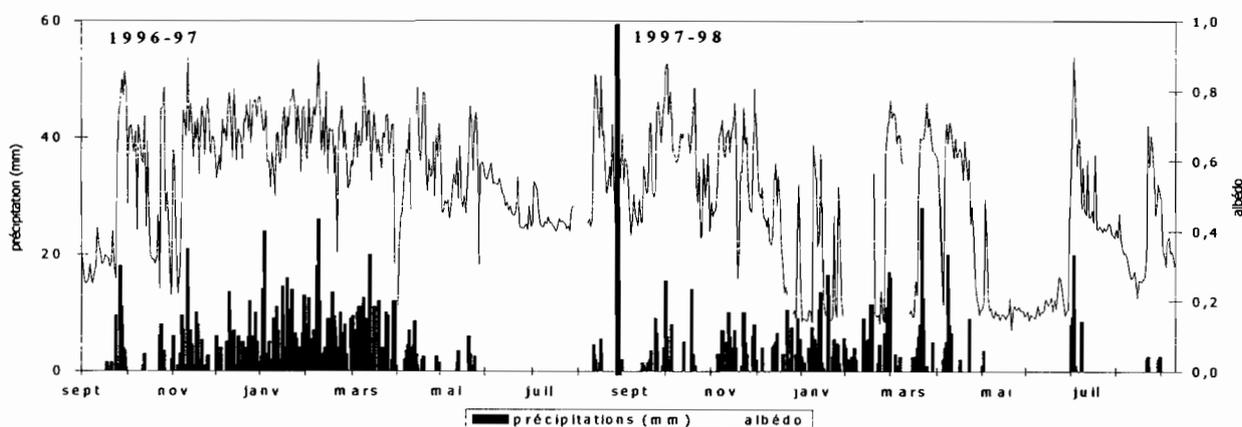


Figure 20. Valeurs journalières de précipitations et d'albédo sur le glacier Zongo à 5150 m de septembre 1996 à août 1998, d'après Ribstein et al. (1999).

2.4.2 L'influence des glaciers sur les débits

Cette section est basée sur la comparaison des écoulements des bassins versants du glacier Zongo et du glacier Charquini situés dans la même vallée (figure 21).

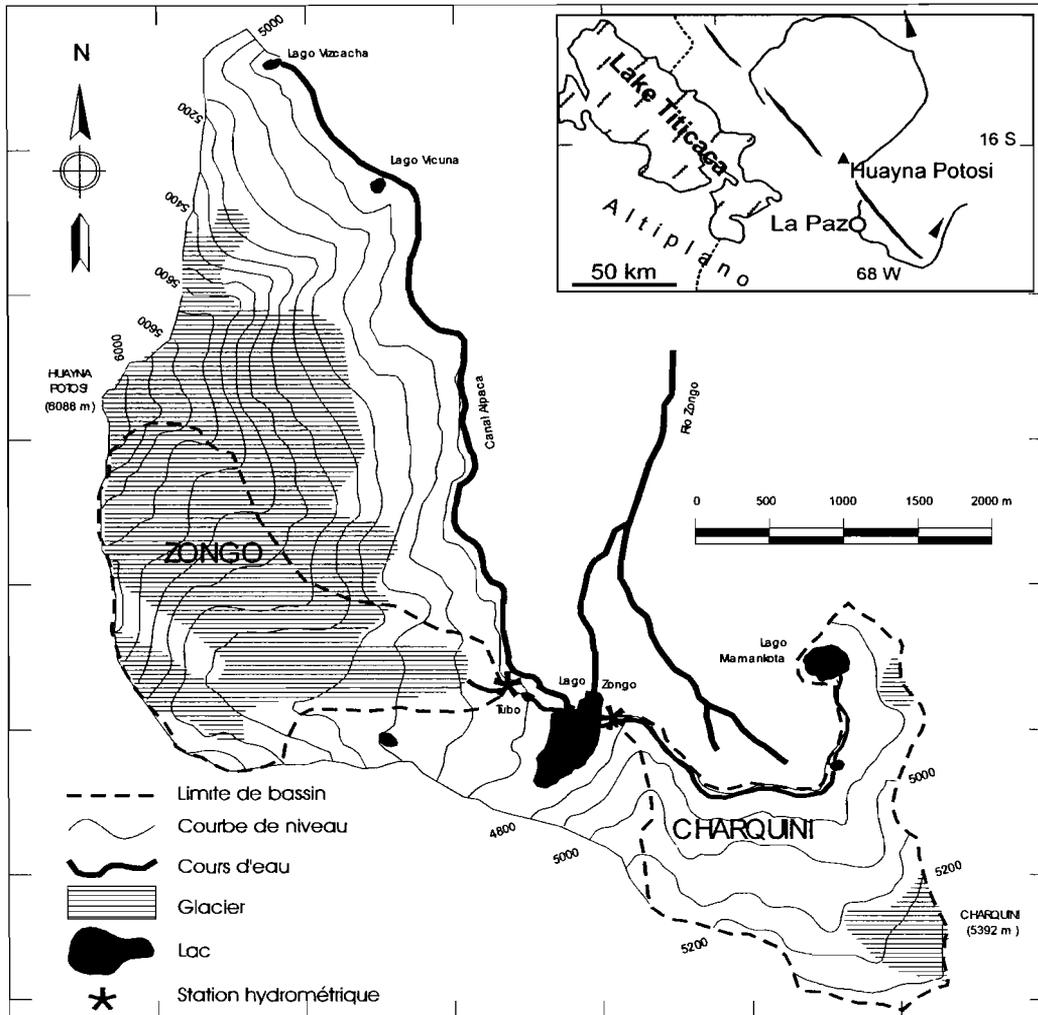


Figure 21. Carte de situation des bassins versants du Zongo et du Charquini

Le bassin du Charquini, qui a une superficie de 3 km² comparable à celle du Zongo, inclut le glacier Charquini de 0.3 km² (englacement à 10 % au lieu des 68 % du Zongo). Le bassin est exposé nord-ouest, entre les altitudes 5392 m et 4770 m. Deux mesures par jour des hauteurs d'eau dans un canal qui draine le Charquini, ainsi que l'installation par notre équipe d'un limnigraphe dans ce même canal en 1995, ont permis de reconstituer les écoulements depuis 1973, comme pour le bassin du Zongo (figure 22). Pour la période 1973-1998, l'écoulement moyen annuel est de 978 mm (93 l s⁻¹) au Charquini, bien plus faible qu'au Zongo avec 1580 mm (159 l s⁻¹).

Le comportement hydrologique des deux bassins est étudié par rapport à l'influence du phénomène El Niño caractérisé par l'Indice d'Oscillation Sud (IOS) : IOS significativement négatif = événement El Niño (section 1.2.2). Sur la figure 22, avec les débits du Zongo et du Charquini, sont reportées les valeurs de l'Indice d'Oscillation Sud. Les trois séries de données sont représentées en moyennes mobiles sur 12 mois pour lisser la saisonnalité des écoulements. Les périodes avec El Niño, en utilisant la définition de Trenberth (1997) présentée en section 1.2.2, sont indiquées par une double flèche sur la figure 22.

Dans les Andes tropicales, la fonte des glaciers est généralement accrue lors des phénomènes El Niño, comme le montrent les débits du Zongo sur la figure 22. Depuis 1973, les deux plus importants événements El Niño, en 1982-83 et 1997-98, présentent les plus forts débits de la série. En 1982-83, la précipitation moyenne du bassin a été faible, 629 mm (Plataforma + 20 %), et l'écoulement annuel estimé à 2470 mm (248 l s^{-1}) au Zongo, du même ordre de grandeur qu'en 1997-98 (2420 mm). Pour le bassin du Charquini, les débits sont faibles durant les événements El Niño. Les écoulements ont été de 746 mm (71 l s^{-1}) en 1982-83, le plus faible écoulement depuis 1973, et de 948 mm (90 l s^{-1}) en 1997-98. C'est le déficit de précipitations lors des événements El Niño qui explique les faibles écoulements des bassins versants « pluviaux », possédant peu de glaciers, comme le Charquini. Les comportements hydrologiques des bassins Zongo et Charquini sont nettement opposés lors des forts événements El Niño de 1982-83 et 1997-98. La différence est moins nette lors des événements El Niño plus faibles, par exemple en 1976-77, 1979-80, 1986-87, 1991-94.

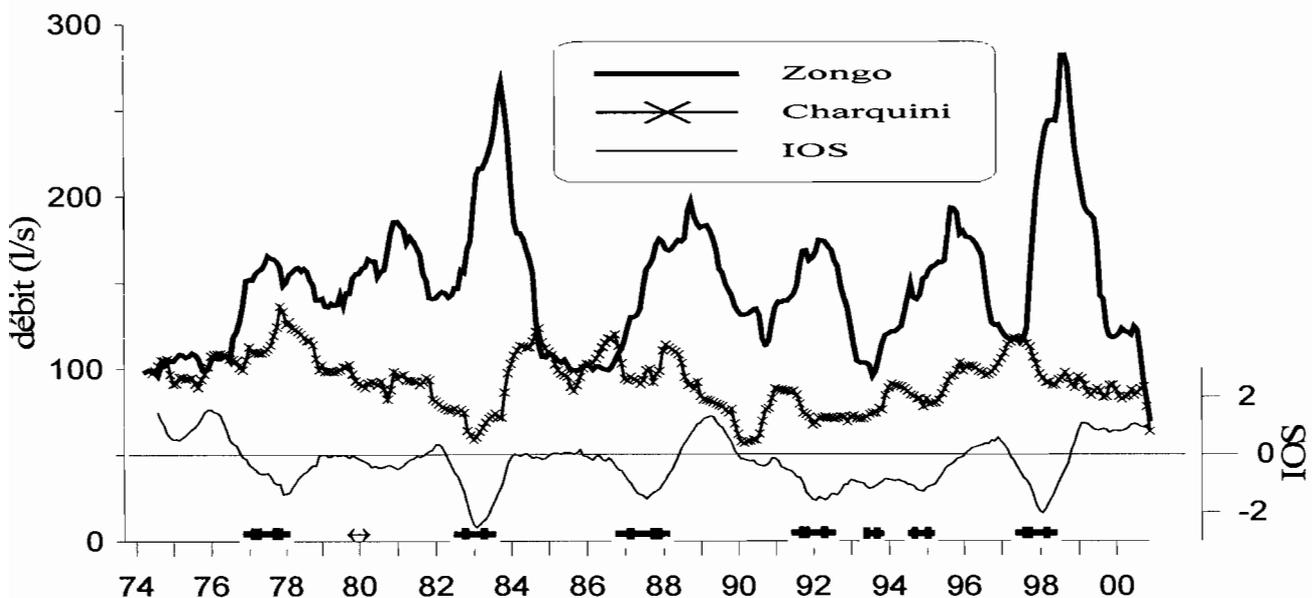


Figure 22. Débits mensuels des bassins Zongo et Charquini, et Indice d'Oscillation Sud (IOS) en moyennes mobiles sur 12 mois. Les flèches (axe des abscisses) correspondent aux événements El Niño selon la définition de Trenberth (1997), d'après Ribstein et al. (1999).

En généralisant les observations, il semble que, pour des bassins de même superficie, l'écoulement augmente significativement avec le pourcentage d'englacement du fait du recul glaciaire actuel. Les bassins versants peu englacés ont connu des écoulements plutôt faibles dans les dernières décennies du fait des déficits de précipitation associés aux forts événements El Niño (82-83 et 97-98).

Commentaires :

Ce n'est pas l'événement El Niño en tant que tel qui provoque une augmentation de la fonte des glaciers mais plutôt le déficit de précipitation (hauteur totale et répartition dans le temps) associé à cet événement qui, par ses répercussions comme la diminution de l'albédo, accroît l'énergie disponible pour fondre. Certains événements El Niño n'ont pas conduit à des changements de précipitation et n'ont donc pas provoqué de forts écoulements des bassins englacés.

2.5 Synthèse de l'hydrologie glaciaire

Les écoulements sont au centre de notre programme d'étude des glaciers andins. Pourtant, il aura fallu plus de dix ans pour mettre en évidence les principaux processus qui expliquent la variabilité des débits au glacier Zongo en Bolivie ! Et après cinq ans d'étude, nous n'avons pas encore une bonne connaissance du fonctionnement hydrologique du glacier Antizana en Equateur ! Or, en hydrologie « pluviale », on prévoit deux à trois cycles hydrologiques pour comprendre le fonctionnement d'un petit bassin versant et relier les précipitations au débit. Bien sûr, nous pouvons justifier cette durée d'étude anormalement longue par les difficultés de mesures en altitude. Mais l'explication est aussi à chercher dans la complexité des mécanismes. L'hydrologie glaciaire est une hydrologie compliquée parce que le climat y intervient à toutes les échelles spatiales et temporelles. La radiation a au moins autant d'importance que la précipitation ; l'humidité, la température et le vent ne peuvent être négligés. Les caractéristiques de surface du glacier interviennent dans la production de l'écoulement, au même titre que l'humidité du sol en hydrologie pluviale. Ces caractéristiques (neige/glace, températures, rugosité...) évoluent brutalement en fonction des conditions climatiques (par exemple le changement d'albédo et de rugosité lors des chutes de neige). La dynamique propre de l'écoulement des glaciers intervient aussi sur l'hydrologie. Par exemple l'importance des différents modes de transfert (par ruissellement, en conduits, sous le glacier, dans les crevasses...) de l'eau qui a fondu en surface varie selon l'écoulement du glacier et la saison.

Pour le glacier Zongo, nous avons mis en évidence l'importance de l'albédo qui définit la radiation solaire nette disponible pour la fonte. La variabilité de la radiation extra-terrestre, avec son maximum au solstice d'été (décembre), intervient moins que l'albédo dans la variabilité de la fonte. Lorsque le manteau neigeux est suffisamment important (saison des pluies), le rôle de l'albédo est plus faible que celui de la nébulosité qui traduit le rayonnement thermique disponible pour faire fondre la neige ; le bilan thermique ($RI\uparrow - RI\downarrow$) est négatif en hiver et positif en été. De septembre à mai, il y a une alternance de fusion de la glace par rayonnement solaire et fusion de la neige par rayonnement thermique (Sicart 2002). Les pertes radiatives thermiques et le refroidissement nocturne contribuent à la diminution de l'écoulement d'hiver. La sublimation de la glace, contrôlée par le vent et l'humidité, explique aussi partiellement les faibles débits de saison sèche.

A travers l'albédo, c'est la fréquence et l'intensité des chutes de neige qui rythment le bilan d'énergie. A partir des processus mis en évidence, il devrait être possible d'élaborer un modèle simplifié de la fonte du glacier. On peut imaginer utiliser comme entrées de ce modèle simplifié une donnée de rayonnement thermique ($RI\downarrow$ ou $RI\uparrow$ ou nébulosité ou humidité), peu variable dans l'espace, et la chronique des précipitations pour situer la période à l'intérieur du cycle hydrologique. La position de la ligne de neige pourrait aussi être utilisée, à condition d'utiliser une position moyenne sur une certaine durée pour s'affranchir de l'influence des chutes de neige fugaces.

L'oscillation journalière du débit est un indicateur des processus de fonte. Elle est marquée lors de la fonte de glace par rayonnement solaire et atténuée par la contribution du rayonnement thermique et par le délai d'écoulement dans la neige. A partir de septembre, le débit croît avec l'augmentation de la durée journalière de fusion, atteignant un maximum

lorsque le rayonnement solaire des journées sans nuage cause une fusion intense durant 10-12 heures. Après l'installation de la saison des pluies, la présence des nuages maintient la surface proche des conditions de fusion et le débit est élevé. La durée de fusion peut s'obtenir par la période avec température de surface dépassant -1°C par exemple (Sicart 2002). C'est un marqueur intéressant de la saisonnalité des débits (Ribstein et al. 1995).

Dans les tropiques externes comme en Bolivie, ce sont les mois d'été de la saison des pluies qui contrôlent la variabilité interannuelle de l'écoulement de fonte. Durant cette période, les déficits de précipitation ont une répercussion immédiate sur l'albédo avec comme conséquence une augmentation de la radiation solaire absorbée en surface. Un déficit de précipitation en général allonge la période intermédiaire d'ablation maximale au détriment de la saison de précipitations proprement dite dont le démarrage est retardé. Ce déficit de précipitations est donc à l'origine d'une variabilité du bilan de masse annuel plus importante que la variabilité de l'accumulation elle-même. C'est la situation observée lors des événements ENSO (Wagnon et al. 2001).

Le recul glaciaire est observé dans toutes les Andes tropicales, depuis la Colombie jusqu'au Nord Chili. La fonte accélérée en situation El Niño est marquée, non seulement en Bolivie, mais aussi au Pérou (Thompson et al. 1984) et en Equateur (Francou et al. 2000). Une partie du recul glaciaire actuel pourrait ainsi s'expliquer par la fréquence accrue des événements chauds El Niño associés à un déficit de précipitations comme en 1982-83 et 1997-98 ou durant la période 1990-95 « de type El Niño persistant » en Bolivie.

L'impact hydrologique de ce recul des glaciers est d'abord une variation du volume d'eau écoulé. La comparaison des débits des bassins Charquini et Zongo en Bolivie montre l'augmentation actuelle des écoulements avec l'englacement. Les résultats au Pérou sont aussi très nets (B. Pouyaud, communication personnelle). Selon Hastenrath & Ames (1995^a), la moitié seulement de l'eau dans les torrents émissaires des glaciers provient des précipitations, le reste étant dû à l'accélération de la fonte. Si on suppose que le recul glaciaire se maintient à son niveau actuel, on devrait connaître de forts débits dans les bassins englacés jusqu'à ce que les glaciers soient trop petits dans leur bassin. La date de cette inversion de tendance, entre écoulement plus fort dû à la fonte et écoulement plus faible dû à la disparition du glacier, est fonction de la vitesse de diminution des superficies glaciaires par rapport à l'augmentation des écoulements de fonte.

Le recul glaciaire s'accompagnera, à plus long terme, non seulement d'une diminution des volumes écoulés mais aussi de la modification du régime hydrologique de la rivière concernée. Avec moins de glacier, la saisonnalité des écoulements devrait croître pour se rapprocher de celle des précipitations, avec donc un écoulement plus faible en saison sèche. A l'intérieur de la saison des pluies, la réduction de l'influence glaciaire devrait se traduire par des oscillations diurnes moindres et par une plus grande sensibilité aux alternances (5 à 15 jours) d'épisodes secs et humides. On peut prévoir que le recul glaciaire devrait avoir pour conséquence des écoulements plus faibles et plus variables à différentes échelles de temps. Par contre, comme l'impact des événements ENSO sur les déficits de pluie est amplifié par les glaciers, la variabilité interannuelle devrait être plus faible lorsqu'il y aura moins de glaciers.

3 Bilans et perspectives

Après plus de dix ans de présence sur le terrain, quel est l'apport de notre équipe à la connaissance de la relation glacier-climat, actuelle, passée et future, dans les Andes, et quels sont les résultats de portée plus générale ?

Notre principale contribution est d'avoir fait admettre les glaciers tropicaux comme objets scientifiques intéressants : ces glaciers tropicaux agissent comme archives du climat et comme réservoirs de l'hydrologie. Parmi la petite communauté internationale qui s'intéresse aux glaciers de montagne, et la plus petite communauté encore qui travaille sur les glaciers tropicaux, notre compétence en matière de prise de données de qualité est reconnue ; la communauté scientifique est très réduite lorsqu'il s'agit d'acquérir des données dans les hautes montagnes tropicales mais beaucoup plus large lorsqu'il s'agit d'interpréter ces données pour le climat global d'hier, d'aujourd'hui et de demain ! Nos données sont recherchées sur les bilans de masse, sur l'hydrologie et sur les bilans d'énergie. Les teneurs en isotopes et en éléments chimiques des carottes de glace sont attendues par une large communauté.

Pour l'équipe IRD que nous avons constituée, un objectif important est de situer nos résultats dans une perspective temporelle : les résultats acquis sur le fonctionnement actuel des glaciers tropicaux sont-ils utiles pour reconstituer le climat et l'hydrologie du passé ? Et la connaissance des variabilités actuelle et passée, qui couvre une gamme très large de situations climatiques, peut-elle servir pour proposer des scénarios de l'évolution des glaciers et des ressources en eau dans un futur proche ?

Dans cette dernière partie nous abordons le bilan et l'amélioration du dispositif actuel, la reconstitution des situations passées dans les Andes tropicales et quelques perspectives de recherche pour notre équipe.

3.1 Variabilité actuelle dans les Andes tropicales

Pour mieux comprendre les processus dans les glaciers tropicaux, il faut augmenter la qualité des données ! A partir de l'exemple du glacier Zongo et des dix années disponibles de données, il est possible de prendre un peu de recul et de faire des synthèses sur le bilan de masse, sur l'hydrologie, sur le bilan d'énergie. Ces synthèses doivent être l'occasion de mieux contraindre nos mesures, de définir leur précision, de dessiner des expérimentations spécifiques pour préciser certains termes.

Il y a des différences entre les bilans hydrologique et glaciologique du glacier Zongo qu'on explique mal (page 57). Il faut donc améliorer la précision des mesures. L'optimisation du réseau de balises en zone d'ablation devrait donner une meilleure précision sur les pertes du glacier. Dans la zone d'accumulation, un meilleur repérage de la couche annuelle et un plus grand nombre de mesures (plusieurs sites mesurés deux fois par an, en fin de saison sèche et en fin de saison humide) aboutiront à des valeurs plus précises du bilan de masse.

Pour l'hydrologie, l'accent doit être mis en priorité sur la mesure des précipitations qui sont entachées d'une trop forte incertitude : on se propose de comparer sur une saison des pluies les mesures d'un pluviographe à pesée, de la sonde à neige avec densité, des

carottages en zone d'accumulation et éventuellement d'autres équipements comme un pluviographe chauffant. La difficulté est de faire cette comparaison sur glacier !

Pour le bilan d'énergie, l'explication de la « couche chaude » observée (page 37) reste à trouver. Et cela pose de difficiles problèmes d'interprétation, en particulier pour l'estimation des flux turbulents : en cas de couche chaude, il n'est pas possible d'appliquer la méthode des gradients. L'analyse à mener nécessite d'étudier le vent de glacier et la couche limite de surface avec un mât de 5 à 10 m comportant plusieurs anémomètres. Même sans couche chaude, la précision des flux turbulents est faible. Une campagne avec un équipement de corrélation turbulente (eddy correlation) serait utile pour affiner nos calculs des flux de chaleur sensible et de chaleur latente.

Les travaux sur le bilan d'énergie permettent d'établir à petite échelle un lien physique entre les paramètres climatiques et la réponse des glaciers. L'enjeu est d'étendre à l'échelle régionale la compréhension de ces phénomènes physiques. Pour atteindre cet objectif, une des possibilités consiste à installer des stations météorologiques automatiques en bordure de glacier, et non sur le glacier même car les mesures sont influencées par la couche limite du glacier. Les données de stations hors glacier sont bien mieux corrélées aux données synthétiques de type réanalyses que les données des stations sur glacier.

Le programme mis en place avec nos partenaires sud-américains comporte une part importante d'observations et de mesures de terrain. Par exemple, le bilan d'énergie, en place depuis 1996 au glacier Zongo, a pour objectif d'analyser la relation glacier-climat afin de comprendre la variabilité des débits, des bilans de masse et interpréter les marqueurs dans les carottes de glace. A l'origine, les équipements de bilan énergétique avaient été installés presque uniquement pour expliquer la variabilité saisonnière des débits. Nous avons maintenant quelques éléments de réponse à cette question, sans toutefois prétendre avoir complètement répondu ni être capable de généraliser nos résultats du glacier Zongo. Pour ce glacier, notre conclusion actuelle est que le débit de fonte est élevé en saison des pluies suite à l'alternance de la fusion de la glace par rayonnement solaire lors des périodes de beau temps avec la fusion de la neige par rayonnement thermique lors des périodes nuageuses amenant les précipitations. En saison sèche, le débit est réduit essentiellement par les pertes radiatives thermiques en journée, le refroidissement du glacier la nuit et les pertes d'énergie par la sublimation.

Comment expliquer que le recul glaciaire soit général dans les Andes, que l'accélération de ce recul, observée dans les dernières décennies, soit synchrone depuis le glacier Zongo (Bolivie) jusqu'au glacier Antizana (Equateur) en passant par le glacier Artesonraju (Pérou) ? En Bolivie comme en Equateur, l'ordre de grandeur est d'environ deux fois plus d'eau de fonte qui sort du glacier (2000 mm) que de neige qui précipite (1000 mm). Pourtant, l'importance des processus de fonte n'est pas la même entre des glaciers sous les tropiques internes d'Equateur et des glaciers des régions subtropicales semi-arides de Bolivie. Les événements chauds El Niño, dont la fréquence et l'intensité ont augmenté dans les dernières décennies, ont comme impact un recul fort des glaciers en Bolivie et en Equateur. Nous avons montré l'importance des précipitations pour expliquer ce recul des glaciers lors des événements ENSO en Bolivie. Dans le contexte d'un réchauffement global, l'augmentation de températures ne peut pas expliquer directement le recul des glaciers. En effet, la température est un mauvais indice de la fusion des glaciers : ce sont les flux radiatifs qui contrôlent le bilan d'énergie et non la chaleur sensible comme dans les hautes latitudes. Des articles récents montrent le renforcement de la circulation générale dans les

tropiques, avec une activité convective plus forte à l'équateur et une situation inverse dans les zones subtropicales : paradoxalement, une tendance climatique opposée conduit à un même recul glaciaire du nord au sud des Andes ! Nous espérons qu'une régionalisation de nos résultats à l'échelle de la chaîne andine fournira une analyse plus approfondie des facteurs d'explication de ces reculs glaciaires observés.

3.2 Variabilité passée dans les Andes tropicales

3.2.1 Les carottes de glace et leur interprétation climatique

Dans la première partie de ce document, nous avons présenté la grande sensibilité des glaciers tropicaux à la variabilité climatique. L'interprétation climatique des archives glaciaires tropicales offre une haute résolution (annuelle, voire inférieure pour la période récente), qui traduit cette sensibilité au climat. Dans les montagnes tropicales, il n'existe pas d'autre information paléoclimatique avec une résolution aussi bonne. Et cette résolution est nécessaire dans les tropiques pour reconstruire la relation glacier-climat du passé.

Les glaces tropicales sont des archives paléoclimatiques intéressantes à condition d'être calibrées, ce qui n'est pas encore le cas aujourd'hui selon le point de vue de notre équipe. Cette calibration impose une meilleure compréhension des processus physico-chimiques qui se produisent dans les couches de neige de surface. Des expérimentations sont nécessaires pour analyser les phénomènes de dépôt (vent, micro-topographie de surface, apports secs) et de post-dépôt (sublimation, re-condensation de la vapeur dans le névé et formation du givre de surface) susceptibles d'altérer les enregistrements chimiques et isotopiques contenus dans les archives glaciaires. Une action de recherche est en cours dans laquelle des prélèvements de neige sont faits dans les couches superficielles des sites de carottage, en même temps que les échanges énergétiques sont quantifiés entre l'atmosphère et la surface. Ce travail a commencé sur le site du carottage Illimani (Wagnon et al. soumis). Notre présence sur le terrain et la coopération développée avec les scientifiques sud-américains nous ont aussi permis d'installer des réseaux de mesures des isotopes dans les précipitations et d'étudier le cycle annuel des aérosols à haute altitude en Bolivie. Ces analyses par campagnes de prélèvement et par réseaux de mesures sont indispensables pour comprendre la variabilité des marqueurs dans la neige et ainsi reconstruire des chroniques validées du climat et de l'environnement du passé comme l'accumulation de neige ou le contenu en aérosols.

Nous ne sommes ni les premiers, ni les seuls à étudier les carottes de glace tropicale. Lonnie G. Thompson, professeur à l'université d'état de l'Ohio (USA) et chercheur au « Byrd Polar Research Center » à Columbus, a été le premier à proposer d'étudier les archives climatiques contenues dans les glaciers tropicaux. Avec son équipe, il a réussi de nombreux carottages à haute altitude, depuis le plus ancien à Quelccaya (Pérou) en 1983 jusqu'au plus récent au Kilimandjaro (Kenya) en 2000. Il a publié plus d'une vingtaine d'articles dans la prestigieuse revue « Science ». Conscient du risque de disparition de ces archives glaciaires (Thompson 2000), il a prévu plusieurs carottages dans les prochaines années. Notre équipe est plus récente sur ce thème. Nous avons commencé par collaborer avec L.G. Thompson au Sajama (Bolivie) en 1997. Les différents sites de carottage dans les Andes sont présentés sur la figure 23.

Nos travaux sont menés en partenariat avec une équipe suisse (université de Berne) et deux laboratoires français (LGGE à Grenoble et LSCE à Saclay). De nombreuses analyses sont mises en œuvre : chimie des majeurs et des traces, isotopes stables, modélisation du climat avec isotopes, conductivité électrique, poussières. La datation est l'étape la plus difficile dans l'analyse des carottes de glace. Il aura fallu plus de deux années complètes pour obtenir une datation valable de la carotte Illimani (Hoffmann et al. sous presse ; Knüsel et al. sous presse). Cette datation est basée sur le comptage des couches annuelles à partir de différents profils (conductivité, isotopes, poussières, chimie), complété par les dates absolues fournies par le tritium, le plomb (^{210}Pb), l'identification d'éruptions volcaniques connues (Pinatubo 1991, El Chichon 1982, Agung 1963, Krakatoa 1883, Tambora 1815 et « éruption inconnue » 1258) grâce à la chimie et à la conductivité. On peut compter les couches jusqu'à « l'éruption inconnue » maximum à une profondeur de 125 m, avec une forte incertitude au fond.

La figure 24 présente la similitude des profils en isotopes stables (oxygène $\delta^{18}\text{O}$ et deutérium δD) de 4 carottes (Quelccaya, Huascarán, Sajama, Illimani) des Andes tropicales. Le profil en deutérium de la carotte Chimborazo (non montré) s'ajuste bien à l'Indice Isotopique des Andes (IIA, figure 24). La variabilité décennale semblable du nord au sud des Andes, de 1°S à 18°S de latitude, ainsi que les résultats du modèle de circulation générale ECHAM4, suggèrent que le climat de haute altitude dans les Andes est principalement contrôlé par la variabilité des précipitations en Amazonie. L'Indice IIA se corrèle avec la première composante (EOF1) des précipitations globales (Dai et al. 1997), marquée par les conditions anormalement sèches ou humides en Amazonie (Hoffmann et al. sous presse). Les enregistrements climatiques dans la région, tels que la température, ne présentent pas une homogénéité aussi bonne que celle des profils isotopiques de carottes.

Les séries climatiques issues des carottes tropicales présentent beaucoup d'intérêt. Elles renseignent avec une haute résolution les régions tropicales, clés du cycle hydrologique global. Elles comblent des lacunes car il y a très peu de stations météorologiques avec de longues séries dans les tropiques d'altitude. Une attention est portée à la période récente, depuis le maximum du Petit Age de la Glace (PAG) aux alentours de 1850 dans les Andes. En effet, cette époque qui présente une grande variabilité, depuis la période plus froide que maintenant au PAG, jusqu'au réchauffement actuel, est la mieux validée sur les données instrumentales qui existent depuis un siècle environ dans les Andes. Sans forte extrapolation, il devrait être possible de caractériser le contexte du PAG dans les Andes, pour le comparer à la situation en Europe et vérifier ainsi que les avancées maximales des glaciers ont été en phase au niveau du globe (programme en cours sur financement Eclipse). En caractérisant le climat au PAG, on devrait mieux comprendre la relation glacier-climat lorsque les langues glaciaires dans les Andes subtropicales étaient plusieurs centaines de mètres plus bas qu'actuellement. Par chance, sur la carotte Illimani, l'éruption du volcan Tambora en 1815, identifiée par la conductivité et la chimie, se confirme aussi par l'isotopie du soufre ($^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$) (F. Ferron, communication personnelle). Avec la carotte Illimani, des résultats très intéressants apparaissent sur l'impact dans les Andes des grandes éruptions comme le Tambora : les retombées stratosphériques (e.g. sulfates) sont décalées d'un an par rapport aux retombées troposphériques (e.g. fluor). La thèse de H. Bonnaveira (co-encadrée par notre équipe) sur la chimie des carottes de glace devrait préciser ces résultats.

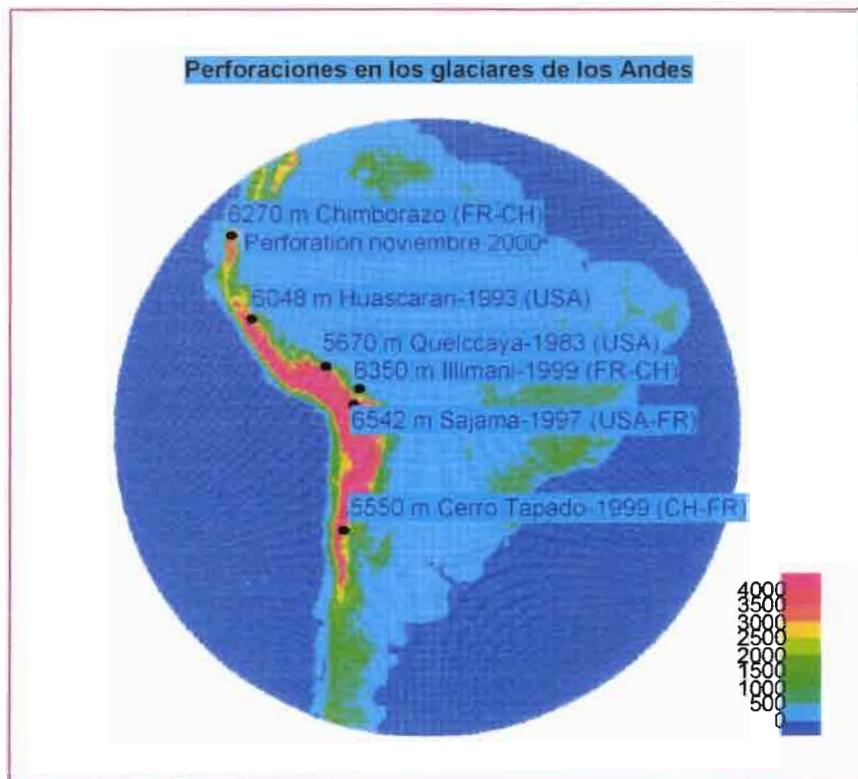


Figure 23. Sites de carottages dans les Andes, selon J.D. Taupin

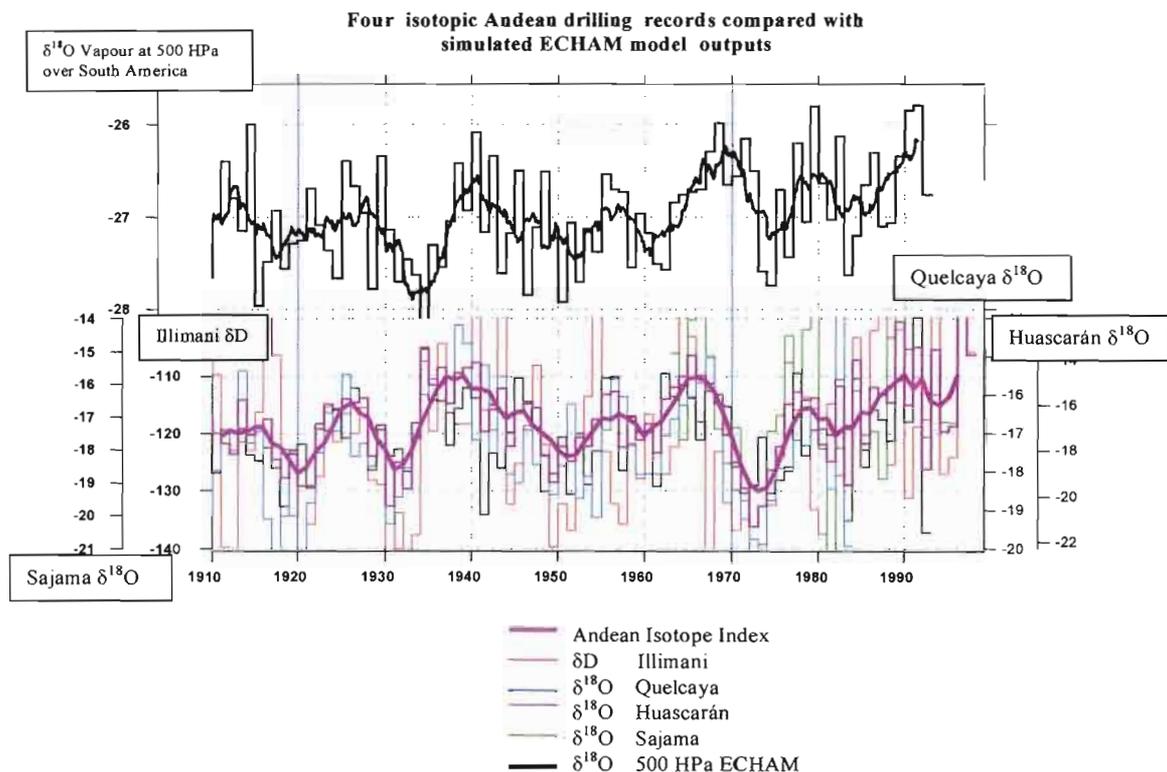


Figure 24. Indice Isotopique des Andes (IIA) sur le dernier siècle, à partir de la moyenne des profils isotopiques de 4 carottes, Quelccaya et Huascarán (Pérou), Sajama et Illimani (Bolivie). Comparaison avec $\delta^{18}O_{vap}$ moyen sur l'Amazonie ($5^{\circ}N-20^{\circ}S$, $70^{\circ}W-30^{\circ}W$), à 500 h Pa, selon la simulation du modèle de circulation générale ECHAM4. Les courbes en gras sont en valeurs moyennes mobiles sur 5 ans, d'après Hoffmann et al. (sous presse)

La figure 25 compare les reconstitutions climatiques depuis 20 000 ans. Pour la partie plus ancienne, la datation de la carotte Illimani provient de deux sources : i) les ressemblances du profil isotopique de l'Illimani avec ceux donnés par L.G. Thompson pour le Huascarán et le Sajama ; ii) la mesure de l'oxygène atmosphérique ($\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$) inclus dans la glace de l'Illimani (pour séparer Holocène et Maximum Glaciaire). Les résultats (Ramirez et al. soumis) indiquent que la carotte Illimani couvre la dernière transition glaciaire/interglaciaire comme les carottes Huascarán et Sajama. Bien que l'Illimani et le Sajama soient proches, leurs profils isotopiques sont différents, le profil Illimani ressemblant beaucoup plus à celui du Huascarán pourtant éloigné ; on peut trouver confirmation de cette ressemblance sur la figure 25 avec l'événement chaud du 14.5 kyr BP (Younger Dryas) et l'optimum Holocène à 10 kyr BP. Malgré la proximité des sites, la différence de profils isotopiques entre Illimani et Sajama viendrait de la position par rapport à l'Altiplano. De très grands lacs (voir section suivante) étaient présents sur l'Altiplano vers 15 kyr BP et pourraient avoir servi de source locale de vapeur pour le Sajama mais pas pour l'Illimani, argument qui ne suffit cependant pas à expliquer toute la différence de valeurs isotopiques.

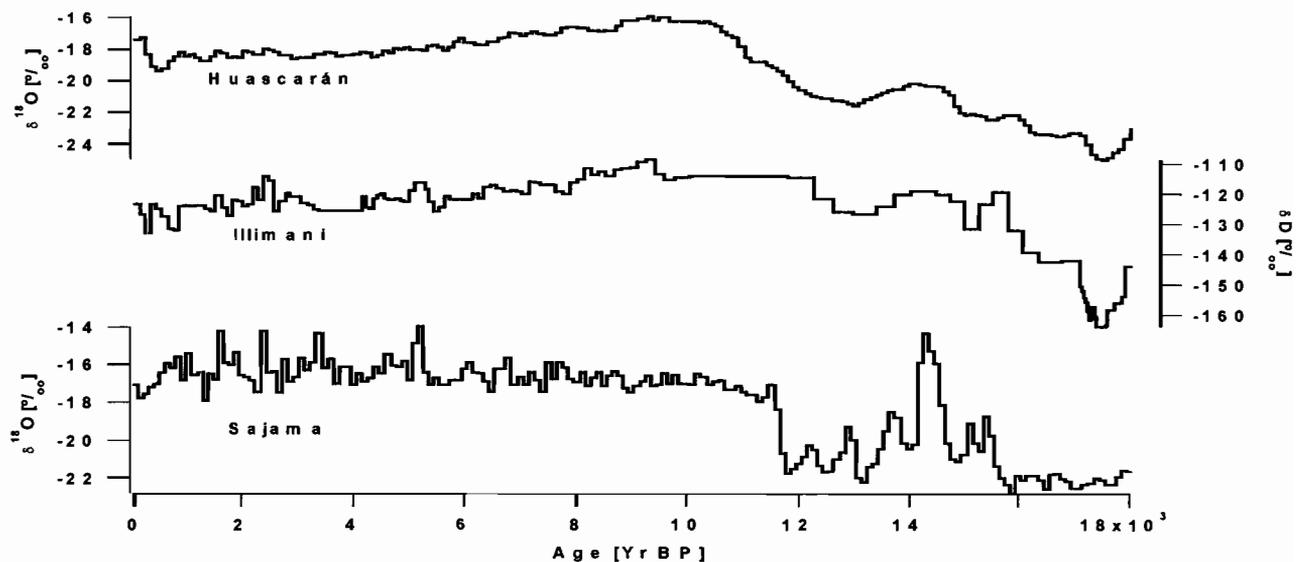


Figure 25. Comparaison des enregistrements isotopiques de trois carottes (Huascarán, Sajama, Illimani) depuis 20 000 ans, d'après Ramirez et al. (soumis).

Commentaires :

Travailler à la reconstitution des séries climatiques à partir des carottes de glace est un choix de notre équipe qui a eu des conséquences importantes. Il a fallu trouver des financements, acheter le matériel et acquérir la compétence pour forer 150 m de glace à près de 6500 m d'altitude. Il a fallu aussi constituer le groupe de recherche des différents laboratoires qui analysent les carottes. Aujourd'hui, il faut maintenir la dynamique d'ensemble en préparant de nouveaux carottages, en confrontant les résultats de chaque équipe, en maintenant une cohérence d'ensemble. Mais les enjeux scientifiques sont largement suffisants pour justifier la continuation de ces opérations. Le prochain carottage est prévu en 2003 au Coropuna (Pérou).

3.2.2 Paléoclimats et paléohydrologie de l'Altiplano

Différentes équipes (e.g. Blodgett et al. 1997 ; Baker et al. 2001 ; Servant-Vildary et al. 2001) ont publié récemment sur les paléoclimats des Andes centrales, en particulier dans la zone subtropicale, au sud Pérou, en Bolivie, au nord Chili. La position de cette zone est stratégique pour la circulation générale parce qu'il s'agit de la région de transition entre les alizés tropicaux et les vents d'ouest de l'hémisphère sud.

Les études ont mis en évidence l'occurrence de phases plus humides que l'actuel durant le dernier maximum glaciaire et une partie de l'Holocène, mais l'explication de telles conditions climatiques est encore matière à discussions. Certains travaux, (e.g. Baker et al. 2001), considèrent que ces conditions plus humides furent provoquées par des situations climatiques, en saison humide, associées à un déplacement vers le sud d'un régime d'alizés similaire à la circulation actuelle pour cette période de l'année. D'autres travaux, (e.g. Servant-Vildary et al. 2001), suggèrent, comme possible facteur explicatif, l'augmentation des précipitations hivernales d'origine extra-tropicale, résultat d'un déplacement vers le nord de l'influence des vents d'ouest.

En termes hydrologiques, le régime d'alizés se traduit par une forte saisonnalité des précipitations et, dans cette situation, les vallées non glaciaires sont soumises à de fortes crues, érosives, en saison des pluies. Avec un régime renforcé de vents d'ouest, c'est une généralisation à toute l'année des précipitations actuelles d'hiver (pluies non orageuses et chutes de neige) sur l'Altiplano lors des incursions de fronts froids. Les deux situations climatiques se traduisent en régimes distincts de précipitations selon leur saisonnalité et les intensités (capacité érosive) des pluies.

L'intérêt des Andes subtropicales n'est pas seulement lié au climat mais aussi aux conditions hydrologiques. L'endoréisme de l'Altiplano facilite l'intégration des processus hydrologiques en réponse aux fluctuations climatiques. La variation des niveaux d'eau du lac Titicaca traduit directement les changements dans le cycle de l'eau, en termes de précipitation ou d'évaporation. Il a existé un paléolac (lac Tauca), de grande extension (60 000 km², à comparer aux 8500 km² du lac Titicaca actuel), dans le bassin sud de l'Altiplano, aujourd'hui aride, et ce paléolac a atteint une profondeur de plus de 100 m vers 15 000 ans BP. Les discordances de phase entre le lac Titicaca et le lac Tauca ont été très marquées à l'Holocène : pendant que le lac Tauca était à son maximum, le niveau d'eau du lac Titicaca n'a augmenté que de quelques mètres.

A partir des mécanismes actuels que nous avons contribué à mettre en évidence, notre unité Great Ice participe à la reconstitution des conditions hydrologiques depuis le dernier maximum glaciaire. Il est intéressant, pour nous, d'élargir l'interprétation de la relation hydrologie-climat à des conditions plus diversifiées que celles fournies par des séries instrumentales très courtes. Dans la reconstitution de l'histoire des Andes subtropicales, nous sommes associés à des travaux portant sur plusieurs thèmes. Les carottes de glace (paragraphe 3.2.1) documentent le climat des sommets englacés. L'étude des diatomées (e.g. Servant-Vildary et al. 2001) permet d'estimer des variations de niveau d'eau et de salinité dans des lagunes et des lacs. Les archives hydrogéologiques définissent les conditions hydrologiques sur 11 000 ans (Coudrain et al. 2000), à partir des données d'un aquifère dans l'Altiplano central. Une étude sur les traceurs géochimiques comme le strontium (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) dans l'eau et les roches donne des arguments physiques et chimiques sur les variations de régime hydrologique. Par exemple, le bassin sud de l'Altiplano n'aurait

pas reçu d'alimentation significative depuis le bassin nord pendant l'Holocène aride (Coudrain et al. 2002).

Dans un système endoréique, une approche à l'équilibre établit les bilans pour un niveau donné de lac en supposant que les apports en eau (précipitations + rivières) sont égaux aux sorties par évapotranspiration. Cette approche a été utilisée pour rendre compte des conditions hydrologiques lors de l'extension maximale du lac Tauca à 15 000 ans BP (Hastenrath & Kutzbach 1985) : cette extension correspond, soit à une augmentation de 50% de la pluie par rapport à l'actuel, soit à une diminution de l'évapotranspiration due à un refroidissement de 10 °C (Blodgett et al. 1997). Dans le cadre de la thèse d'A. Talbi, l'approche à l'équilibre a permis d'estimer une pluie de 20% plus faible que l'actuelle pour rendre compte du niveau d'eau du lac Titicaca de 50 à 100 m plus bas que l'actuel pendant l'Holocène moyen, entre 8000 et 4000 ans BP (Talbi et al. 1999).

Deux questions complémentaires sont liées à nos travaux sur les glaciers tropicaux :
i) Comment se situaient les glaciers par rapport aux grandes fluctuations lacustres ? ii) Quelle relation glacier-climat prévalait lors des différentes phases de glaciation traduites dans le paysage par les positions des moraines ?

Différents travaux montrent que les glaciers du sud de l'Altiplano ont eu une extension synchrone de l'extension maximale du lac Tauca, autour 15 000 à 12 000 ans BP (Clapperton 1998). Ce résultat est compatible avec un calcul en volume : le volume des glaciers est trop faible pour expliquer le remplissage du lac Tauca par la fonte des glaces (Blodgett et al. 1997). Les glaciers ont pu avancer du fait de l'augmentation des précipitations énoncée ci-dessus comme explication de l'extension du lac Tauca. Pour les oscillations des glaciers, il reste encore de fortes incertitudes qui pourraient être levées en datant précisément les moraines du Tardiglaciaire et de l'Holocène.

En paléohydrologie, les situations à l'équilibre peuvent être étudiées par des approches simples de type bilan comme nous venons de le présenter. Par contre, les transitions d'un état à l'autre nécessitent une modélisation en transitoire, par exemple pour étudier la vidange complète du lac Tauca autour de 11 000 ans BP. Un modèle global (Condom et al. soumis) montre que la baisse de 100 m du lac Titicaca a pu être atteinte sur une durée de 150 à 700 ans.

Commentaires :

Pour les hydrologues de l'actuel que nous sommes, les travaux de paléoclimatologie sont passionnants, parce qu'ils permettent de prendre du recul avec le terrain, mais aussi un peu frustrants parce que justement ils sont rarement validés sur des observations irréfutables. Nous les justifions comme extension de nos études de la situation actuelle mais aussi pour chercher des analogues de situations du passé qui pourraient survenir dans un contexte de changement climatique.

Le Petit Age de la Glace (PAG) semble un bon intermédiaire entre le travail d'observation du présent et l'étude de possibles changements au dernier maximum glaciaire. Le maximum du PAG étant au début du XIXe siècle, il faut analyser 200 ans de climat, dont la moitié se situe dans la période instrumentale. Le PAG est intéressant pour comprendre l'extension des glaciers mais pas pour une étude d'hydrologie non glaciaire car il n'y a pas de marques d'écoulement caractéristiques de cette période.

Pour les glaciers, les traces dans le paysage sont les moraines du PAG. Leur datation est encore une difficulté. Notre équipe a commencé un travail sur le PAG en Bolivie en étudiant des datations possibles par dendrochronologie, par lichénométrie et à partir des documents historiques. Une approche dynamique est envisagée : non seulement, on tente de reconstituer le glacier dans son lit au PAG mais on prévoit aussi de comprendre son recul depuis l'extension maximale au PAG jusqu'à la position actuelle à partir de quelques marques laissées dans le paysage. Pour cela, une modélisation simplifiée de la dynamique des glaciers est prévue.

Une approche par couplage de modèles pourrait aussi être envisagée. Un travail (Schneeberger et al. 2001) nous semble intéressant pour l'étude du PAG comme pour la simulation de l'évolution future de la glaciation dans les Andes. Il s'agit du couplage des résultats d'un modèle de circulation générale (dans l'article c'est le modèle ECHAM qui fournit le climat local en 2050 pour un doublement du CO₂), avec un modèle de fonte et d'accumulation (dans l'article il s'agit du modèle de Hock (1998)) et un modèle d'écoulement du glacier qui est influencé par le bilan de masse et la morphologie. Dans ce type d'approche, les questions d'agrégation et de désagrégation aux interfaces des modèles sont importantes en termes spatial et temporel.

3.3 Perspectives

Il faut continuer à mesurer mais aussi synthétiser et régionaliser les résultats. Le but de la régionalisation n'est pas seulement de mieux comprendre le recul glaciaire mais aussi de fournir des résultats relativement opérationnels : notre objectif est de donner des éléments pour estimer les écoulements d'un bassin avec glacier, non mesuré, dans les Andes.

Du glacier Zongo, le centre du programme s'est déplacé vers l'Antizana en Equateur où l'objectif actuel est de caractériser la relation climat, glacier et hydrologie à travers le bilan d'énergie. Les résultats sont encore partiels et des problèmes de mesures se posent. Un travail sur le bilan d'énergie est aussi prévu sur un glacier du Pérou.

Il serait intéressant d'étudier de manière plus simple différents glaciers sur un même massif, comme le Huayna Potosi sur lequel se trouve le glacier Zongo. Ce serait une illustration « grandeur nature » du rôle de la morphologie, de la pente et de l'exposition sur le bilan radiatif, donc sur le bilan d'énergie. L'extrapolation spatiale nécessite aussi l'étude des propriétés des masses d'air à échelle moyenne (de l'ordre de 10 km) pour extrapoler les résultats des stations de micrométéorologie, ainsi qu'une meilleure prise en compte des situations synoptiques contrôlant le climat local.

L'extrapolation nécessaire n'est pas seulement spatiale mais aussi temporelle. Nous avons évoqué l'analyse en cours de la période du maximum du Petit Age de la Glace (l'étude des derniers siècles). L'idée est d'utiliser les glaciers tropicaux comme indicateurs de l'évolution climatique. Il s'agit de caractériser des situations climatiques du passé et ensuite d'essayer de reconstruire la dynamique du recul à partir de différents marqueurs.

En partant de l'hypothèse que la tendance climatique actuelle se maintiendra dans le futur proche, on peut proposer des scénarios de recul glaciaire en s'intéressant à des situations analogues dans l'histoire passée des glaciers, telle que nous la raconte le paysage

des moraines. Il faut non seulement faire des bilans sous l'hypothèse d'équilibre du glacier avec son climat, mais aussi étudier la dynamique du glacier en fonction de la morphologie et du bilan de masse estimé.

Les extrapolations spatio-temporelles évoquées ci-dessus imposent l'usage de modèles. Les travaux ont commencé avec des modèles de circulation générale pour simuler des tendances climatiques et en déduire un climat local, et avec un modèle de fonte de glacier pour passer du climat local au débit du torrent émissaire. Le couplage entre ces modèles est nécessaire pour imaginer le futur des glaciers et de leur hydrologie.

Des analyses hydrologiques complémentaires seraient utiles, par exemple pour déduire les mécanismes en jeu à partir des hydrogrammes observés : on peut imaginer un traitement automatique des hydrogrammes journaliers pour trouver dans les formes de crues les différences entre fonte de neige et fonte de glace.

Toujours dans le domaine de l'extrapolation des résultats obtenus sur quelques sites, il faut citer les possibilités offertes par la télédétection. Ces techniques, longtemps limitées aux glaces polaires à cause des résolutions disponibles, ont considérablement progressé. Il devient envisageable d'étudier les glaciers de montagne par le satellite. Des articles récents (e.g. Oerlemans, 2001) montrent les possibilités offertes par les images satellites (optique et micro-ondes) pour l'estimation de l'albédo, de la ligne de neige, de la vitesse du glacier, du bilan de masse. Il ne faut cependant pas en espérer trop : les possibilités, pour nos très petits glaciers andins, sont encore faibles. En attendant cet avenir meilleur, les photographies aériennes et au sol devraient être mieux exploitées pour caractériser les glaciers et leur évolution.

Je souhaiterais évoquer, pour finir, certaines extensions de nos programmes actuels. Nous envisageons une étude en Inde, sur un glacier de l'Himalaya à accumulation d'été (« summer-accumulation type »). Ce type de glaciers fonctionne de manière similaire aux glaciers andins : les périodes de forte ablation et d'accumulation sont simultanées. La comparaison des trois bilans (masse, hydrologie, énergie), telle que développée dans les Andes, pourrait s'adapter en Himalaya, avec quelques changements. L'autre extension concerne l'Altiplano au Tardiglaciaire et à l'Holocène. Il s'agit de rassembler l'ensemble des informations disponibles sur cette époque et d'essayer de reconstituer les états d'équilibre et les phases d'extension et de régression lacustres et glaciaires. Ce travail, à la façon d'un modèle hydrologique incluant glaciers et lacs, est envisagé depuis le début du programme mais nous savons objectivement que les problèmes d'échelles spatiale et temporelle sont très difficiles. Nous apportons des éléments de connaissance dans chaque compartiment, depuis les carottes de glace jusqu'aux débits des rivières et aux retraits des glaciers.

4 Références bibliographiques

- Aceituno, P. (1993). El Niño, l'oscillation australe, et ENSO : des noms qui prêtent à confusion pour une interaction complexe entre l'océan et l'atmosphère. *La Météorologie* 8e série 3: 44-48.
- Aceituno, P. (1996). Elementos del Clima en el Altiplano Sudamericano. *Revista Geofísica* 44: 37-55.
- Allan, R. J. (2000). ENSO and climatic variability in the past 150 years. *El Niño and the Southern Oscillation. Multiscale variability and global and regional impacts*. H. Diaz & V. Markgraf. Cambridge, Cambridge University Press: 3-55.
- Allan, R. J. & R. D. D'Arrigo (1999). "Persistent" ENSO sequences: how unusual was the 1990-1995 El Niño? *The Holocene* 9: 101-118.
- Ambach, W. (1974). The influence of cloudiness on the net radiation balance of a snow surface with high albedo. *Journal of Glaciology* 13(67): 73-84.
- Ames, A. & B. Francou (1995). Cordillera Blanca, glaciers en la Historia. *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines* 24(1): 37-64.
- Ames, A., G. Muñoz, J. Verástegui, R. Vigil, M. Zamora & M. Zapata (1989). Glacier inventory of Peru. Huaraz, Perú, Hidrandina S.A. Unit of Glaciology and Hydrology: 278p.
- Arnaud, Y., F. Muller, M. Vuille & P. Ribstein (2001). El Niño Southern Oscillation (ENSO) influence on a Sajama volcano glacier in Bolivia from 1973 to 1998 as seen from Landsat data and aerial photography. *Journal of Geophysical Research* 106 (D16): 17773-17784.
- Baker, P. A., G. O. Seltzer, S. Fritz, R. B. Dunbar, M. J. Grove, P. M. Tapia, S. L. Cross, H. D. Rowe & J. P. Broda (2001). The history of South American tropical climate for the past 25000 years from the sedimentary record of Lake Titicaca (Bolivia/Peru). *Science* 409(8): 640-643.
- Barry, R. G. (1992). *Mountain weather and climate*. London - New York, Routledge: 402.
- Berthier, E., R. Gallaire, R. Fuertes, J. P. Chazarin, P. Wagnon, J. E. Sicart, B. Francou, P. Ribstein & H. Baldivieso (2001). *Mesures météorologiques, hydrologiques et glaciologiques sur le Glacier du Zongo. Année hydrologique 1999-2000*. La Paz (Bolivie), IRD: 91 p.
- Berthier, E., G. Hoffmann & P. Ribstein (2000). Meso-scale modelling over South America with the Regional Model REMO. AGU - Fall session. San Francisco, USA, AGU (American Geophysical Union). EOS Trans: 81(48).
- Blodgett, T. A., J. D. Lenters & B. L. Isacks (1997). Constraints on the origin of Paleolake expansions in the Central Andes. *Earth Interactions* 1: 33 p.
- Bourges, J., P. Ribstein, C. Dietze, J. L. Guyot & R. Hoorelbeck (1995). Flux et crues singulières d'un petit cours d'eau andin, ou les effets pervers de l'urbanisation. *Revue de Géographie Alpine* 1: 111-126.
- Brutsaert, W. (1975). On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resources Research* 11(5): 742-744.
- Brutsaert, W. (1982). *Evaporation into the atmosphere, theory, history and applications*. Dordrecht, Kluwer: 299p.
- Caballero, Y., V. Jomelli, P. Chevallier & P. Ribstein (2002). Hydrological characteristics of slope deposits in high tropical mountains (Cordillera Real, Bolivia). *Catena* 47(2): 101-116.
- Carver, S., D. Sear & E. Valentine (1994). An observation of roll waves in a supraglacial meltwater channel, Harlech Gletscher, East Greenland. *Journal of Glaciology* 40(134): 75-78.
- Casassa, G., L. E. Espizua, B. Francou, P. Ribstein, A. Ames & J. Alean (1998). Glaciers in South America. Into the second century of worldwide glacier monitoring - prospects and strategies. W. Haeberli, M. Hoelzle et S. Suter. Paris, UNESCO. 56: 125-146.
- Chen, J., B. E. Carlson & A. D. Del Genio (2002). Evidence for strengthening of the tropical general circulation in the 1990. *Science* 295: 838-841.
- Clapperton, C. M. (1972). The Pleistocene moraine stages of West-Central Perú. *Journal of Glaciology* 2(62): 255-263.
- Clapperton, C. M. (1998). Late quaternary glacier fluctuations in the Andes: testing the synchrony of global change. *Mountain Glaciation*. L. A. Owen. Chichester, John Wiley & Sons Ltd. 6: 65-73.
- Condom, T., A. Coudrain, A. Dezetter, D. Brunstein, F. Delclaux & J. E. Sicart (soumis). Transient modelling of lacustrine regressions. Two case studies from the Andean Altiplano. *Hydrological Processes*.
- Corripio, J. G. (2001). Snow surface albedo estimation using 35 m terrestrial photography. 26th General Assembly (25-30 March 2001). Nice, European Geophysical Society 26th General Assembly.

- Coudrain, A., M. Loubet, T. Condom, A. Talbi, P. Ribstein, B. Pouyaud, J. Quintanilla, C. Dieulin & B. Dupré (2002). Données isotopiques ($^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$) et changements hydrologiques depuis 15000 ans sur l'Altiplano andin. *Hydrological Sciences-Journal des Sciences Hydrologiques* 47(2): 293-306.
- Coudrain, A., A. Talbi, E. Ledoux, P. Ribstein & G. de Marsily (2000). Changements climatiques et recyclage sur plusieurs milliers d'années du chlorure entre lacs et eau souterraine: exemple de l'Altiplano bolivien. *Tracers and modelling in Hydrogeology*, Liège, Belgique, IAHS.
- Dai, A., I. Y. Fung & A. D. Del Genio (1997). Surface observed global precipitation variations during 1900-88. *Journal of Climate* 10: 2943-2962.
- Diaz, H. F. & N. E. Graham (1996). Recent changes in tropical freezing heights and the role of sea surface temperature. *Nature* 383: 152-155.
- Diaz, H. F., M. P. Hoerling & J. K. Eischeid (2001). ENSO variability, teleconnections and climate change. *International Journal of Climatology* 21: 1845-1862.
- Diaz, H. F. & V. Markgraf, Eds. (2000). El Niño and the Southern Oscillation. Multiscale variability and global and regional impacts. Cambridge, Cambridge University Press. 496.
- Enfield, D. B. (1996). Relationships of inter-American rainfall to tropical Atlantic and Pacific SST variability. *Geophysical Research Letters* 23(23): 3305-3308.
- Erout, A., B. Francou & B. Pouyaud (2000). El glaciar Artesonraju (Cordillera Blanca, Perú). Sistema de monitoreo actual y proceso de evolución del frente desde 67 años. . Xème Congreso peruano de geología - Simposium de glaciología. Lima, Pérou, Universidad de Lima.
- Favier, V. (2001). Etude hydrologique du bassin versant du glacier 15 de l'Antizana ($0^{\circ}25' \text{ S}$, $78^{\circ}09' \text{ O}$) - Première modélisation hydrologique à partir du bilan d'énergie et d'une approche précipitation/débit. Ecole Doctorale : Sciences de la Terre et de l'Eau. DEA Sciences de l'Eau dans l'Environnement Continental. Montpellier, Université de Montpellier II: 64.
- Forel, F. A., Ed. (1895). Les variations périodiques des glaciers. Discours préliminaire. *Commission Internationale des Glaciers*. Genève, Archives des sciences physiques et naturelles. 21.
- Francou, B., E. Ramirez, B. Caceres & J. Mendoza (2000). Glacier evolution in the tropical Andes during the last decades of the 20th century: Chacaltaya, Bolivia, and Antizana, Ecuador. *Ambio* 29(7): 416-422.
- Francou, B., P. Ribstein & B. Pouyaud (1997). La fonte des glaciers tropicaux. *La Recherche*. 302: 34-37.
- Francou, B., P. Ribstein, R. Saravia & E. Tiriou (1995). Monthly balance and water discharge of an inter-tropical glacier: Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16°S . *Journal of Glaciology* 41(137): 61-67.
- Francou, B., M. Vuille, P. Wagnon & J. Mendoza (soumis). Tropical climate change recorded by a glacier during the last decades of the XXth century: Chacaltaya, Bolivia, 16°S . *Journal of Geophysical Research*.
- Gaffen, D. J., B. D. Santer, J. S. Boyle, J. R. Christy, N. E. Graham & R. J. Ross (2000). Multidecadal changes in the vertical temperature structure of the tropical troposphere. *Science* 287: 1242-1245.
- Garreaud, R. D. (1999). Multi-scale analysis of the summertime precipitation over the Central Andes. *Monthly Weather Review* 127: 901-921.
- Ginot, P. (2001). Glaciochemical study of ice cores from Andean glaciers. Département de Chimie et Biochimie. Berne (Suisse), Université de Berne: 177.
- Gioda, A. & M. R. Prieto (1999). Histoire des sécheresses andines. Potosi, El Niño et le petit âge glaciaire. *La Météorologie* 8e série 27: 33-42.
- Grenfell, T. C., S. G. Warren & P. C. Mullen (1994). Reflection of solar radiation by the Antarctic snow surface at ultraviolet, visible, and near-infrared wavelengths. *Journal of Geophysical Research* 99 (D9): 18669-18684.
- Haeberli, W., M. Holzle & S. Suter, Eds. (1998). Into the second century of worldwide glacier monitoring: prospects and strategies. Studies and reports in hydrology. Paris, UNESCO. 217.
- Hannah, D. M., P. G. Smith, A. M. Gurnell & G. R. McGregor (2000). An approach to hydrograph classification. *Hydrological Processes* 14: 317-338.
- Hardy, D. R., M. Vuille, C. Braun, F. Keimig & R. S. Bradley (1998). Annual and daily meteorological cycles at high altitude on a tropical mountain. *Bulletin of the American Meteorological Society* 79(9): 1899-1913.
- Hastenrath, S. (1978). Heat-budget measurements on the Quelccaya ice cap, Peruvian Andes. *Journal of Glaciology* 20(82): 85-97.

- Hastenrath, S. (1981). *The glaciation of the Ecuadorian Andes*. Rotterdam, A.A. Balkema: 174p.
- Hastenrath, S. (1991). *Climate Dynamics of the Tropics*. Dordrecht - Boston - London, Kluwer Academic Publishers: 508p.
- Hastenrath, S. & A. Ames (1995^a). Diagnosing the imbalance of Yanamarey Glacier in the Cordillera Blanca of Peru. *Journal of Geophysical Research* 100(D3): 5105-5112.
- Hastenrath, S. & A. Ames (1995^b). Recession of Yanamarey Glacier in Cordillera Blanca, Peru, during the 20th century. *Journal of Glaciology* 41(137): 191-196.
- Hastenrath, S. & P. D. Kruss (1992). The dramatic retreat of Mount Kenya's glaciers between 1963 and 1987: greenhouse forcing. *Annals of Glaciology* 16: 127-133.
- Hastenrath, S. & J. Kutzbach (1985). Late pleistocene climate and water budget of the South American Altiplano. *Quaternary Research* 24: 249-256.
- Hock, R. (1998). Modelling of glacier melt and discharge. Zurich (Suisse), ETH Geographisches Institut: 126p.
- Hoffmann, G., E. Ramirez, J. D. Taupin, B. Francou, P. Ribstein, R. Delmas, H. Dürr, R. Gallaire, J. Simoes, U. Schotterer, M. Stievenard & M. Werner (sous presse). Coherent isotope history of Andean ice cores over the last century. *Geophysical Research Letters*.
- Houghton, J. T., Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden & D. Xiaosu, Eds. (2001). *Climate Change 2001: the scientific basis*. Contribution of Working Group I to the third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Cambridge, Cambridge University Press. 944p.
- Jordan, E. (1991). *Die Gletscher der bolivianischen Anden*. Stuttgart, Franz Steiner Verlag: 365p.
- Jordan, E. (2000). Glaciers of Bolivia. *Satellite image atlas of glaciers of the world*. R. S. Williams and J. G. Ferrigno. Washington, United States Geological Survey (USGS). 1386-I: I81-I108.
- Julien, P. Y. & D. M. Hartley (1986). Formation of roll waves in laminar sheet flow. *Journal of Hydraulic Research* 24(1): 5-17.
- Kaser, G. (2001). Glacier-climate interaction at low latitudes. *Journal of Glaciology* 47(157): 195-204.
- Kaser, G., A. Ames & M. Zamora (1990). Glacier fluctuations and climate in the Cordillera Blanca, Peru. *Annals of Glaciology* 14: 136-140.
- Kaser, G., I. Juen, C. Georges, J. Gómez & W. Tamayo (sous presse). The impact of glaciers on the runoff and the reconstruction of mass balance history from hydrological data in the tropical Cordillera Blanca, Perú. *Journal of Hydrology*.
- Kaser, G. & H. Osmaston (2002). *Tropical Glaciers*. Cambridge, Cambridge University Press: 207.
- Kirnbauer, R., G. Blöschl, P. Waldhäusl & F. Hochstöger (1991). An analysis of snow cover patterns as derived from oblique aerial photographs. *Snow, Hydrology and Forests in High Alpine Areas*, Vienna, IAHS.
- Klein, A. G. & B. L. Isacks (1999). Spectral mixture analysis of Landsat thematic mapper images applied to the detection of the transient snowline on tropical Andean glaciers. *Global and Planetary Change* 22: 139-154.
- Knüsel, S., P. Ginot, U. Schotterer, M. Schwikowski, H. W. Gäggeler, B. Francou, J. R. Petit, J. C. Simoes & J. D. Taupin (sous presse). Dating of two nearby ice cores from the Illimani, Bolivia. *Journal of Geophysical Research*.
- Kull, C. & M. Grosjean (2000). Late Pleistocene climate conditions in the north Chilean Andes drawn from a climate-glacier model. *Journal of Glaciology* 46: 622-632.
- Lliboutry, L. (1964). *Traité de glaciologie*. Paris, Masson et Cie: 1040p.
- Lliboutry, L., B. Morales Arnao, A. Pautre & B. Schneider (1977). Glaciological problems set by the control of dangerous lakes in Cordillera Blanca, Peru. - I Historical failures of morainic dams, their causes and prevention. *Journal of Glaciology* 18(79): 239-254.
- Meesters, A. G. C. A., N. J. Bink, H. Vugts, F. Cannemeijer & E. A. C. Henneken (1997). Turbulence observations above a smooth melting surface on the Greenland ice sheet. *Boundary-Layer Meteorology* 85: 81-110.
- Molina, J., J. Marangani, P. Ribstein, J. Bourges, J. L. Guyot & C. Dietze (1995). Olas pulsantes en ríos canalizados de la región de La Paz. *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines* 24(3): 403-414.
- Oerlemans, J. (2001). *Glaciers and climate change: a meteorologist's view*, A.A. Balkema: 160p.
- Ohmura, A., P. Kasser & M. Funk (1992). Climate at the equilibrium line of glaciers. *Journal of Glaciology* 38(130): 397-411.
- Ortlieb, L. (2000). The documented historical record of El Niño events in Peru: an update of the Quinn record (sixteenth through nineteenth centuries). *El Niño and the Southern Oscillation. Multiscale*

- variability and global and regional impacts*. H. Diaz & V. Markgraf. Cambridge, Cambridge University Press: 207-295.
- Pouyaud, B., B. Francou & P. Ribstein (1995). Un réseau d'observation des glaciers dans les Andes tropicales. *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines* 24(3): 707-714.
- Pouyaud, B., P. Ribstein, R. Gallaire, P. Chevallier, Y. Caballero & E. Berthier (1999). Régimes hydrologiques des hauts bassins nivo-glaciaires boliviens et variabilité pluviométrique des vallées andines en conditions El Niño et La Niña. *Hydrological and Geochemical Processes in Large-Scale River Basins*. Manaus, Brazil, IRD - ANEL. 27.
- Ramirez, E., B. Francou, P. Ribstein, M. Descloîtres, R. Guérin, J. Mendoza, R. Gallaire, B. Pouyaud & E. Jordan (2001). Small glaciers disappearing in the tropical Andes: a case-study in Bolivia: Glaciar Chacaltaya (16°S). *Journal of Glaciology* 47(157): 187-194.
- Ramirez, E., G. Hoffmann, J. D. Taupin, B. Francou, P. Ribstein, N. Caillon, A. Landais, J. R. Petit, B. Pouyaud, U. Schotterer & M. Stievenard (soumis). A new Andean deep ice core from the Illimani (6350 m), Bolivia. *Earth & Planetary Science Letters*.
- Ramirez, E., J. Mendoza, E. Salas & P. Ribstein (1995). Regimen espacial y temporal de las precipitaciones en la cuenca de La Paz. *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines* 24(3): 391-401.
- Réminiéras, G., Ed. (1976). *L'hydrologie de l'ingénieur*. Paris, Eyrolles. 456p.
- Ribstein, P., B. Francou, A. Coudrain-Ribstein & P. Mourguiart (1995). Eaux, glaciers et changements climatiques dans les Andes tropicales. *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines*. Lima, Pérou, IFEA. 24: 353-714.
- Ribstein, P., B. Francou, P. Rigaudière & R. Saravia (1995). Variabilidad climática y modelización hidrológica del Glaciar Zongo, Bolivia. *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines* 24(3): 639-649.
- Ribstein, P., B. Pouyaud, J. E. Sicart, P. Wagnon, E. Ramirez Rodriguez & B. Francou (1999). Variabilité climatique et fonctionnement hydrologique d'un glacier tropical. Rapport quadriennal 1995-1998. *XXIIème Assemblée Générale de l'Union Géodésique et Géophysique Internationale*. Birmingham (U.K.), juillet 1999. Paris, Comité National Français de Géodésie et Géophysique: 279-287.
- Ribstein, P., E. Tiriau, B. Francou & R. Saravia (1995). Tropical climate and glacier hydrology: a case study in Bolivia. *Journal of Hydrology* 165: 221-234.
- Rigaudière, P., P. Ribstein, B. Francou, B. Pouyaud & R. Saravia (1995). Un modèle hydrologique du Glacier Zongo. La Paz (Bolivie), ORSTOM: 90 p.
- Ronchail, J. (1998). Variabilité pluviométrique en Bolivie lors des phases extrêmes de l'oscillation australe du Pacifique (1950-1993). *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines* 27(3): 687-698.
- Schneeberger, C., O. Albrecht, H. Blatter, M. Wild & R. Hock (2001). Modelling the response of glaciers to a doubling in atmospheric CO₂: a case study of Storglaciären, northern Sweden. *Climate Dynamics* 17: 825-834.
- Schneider, T. (2001). Hydrological processes in firn on Storglaciären, Sweden. The Department of Physical Geography and Quaternary Geology. Stockholm, Stockholm: 53p.
- Schuler, T. (1997). Hydrology of a tropical glacier: case study of Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia. Institute for Hydrology. Freiburg, University of Freiburg, Germany: 48p.
- Seltzer, G. O. (1990). Recent glacial history and paleoclimate of the Peruvian-Bolivian Andes. *Quaternary Science Reviews* 9(2/3): 137-152.
- Servant, M. & J. C. Fontes (1978). Les lacs quaternaires des hauts plateaux des Andes boliviennes. Premières interprétations paléoclimatiques. *Cahiers ORSTOM, série Géologie* X(1): 9-23.
- Servant-Vildary, S., M. Servant & O. Jimenez (2001). Holocene hydrological and climatic changes in the southern Bolivian Altiplano according to diatom assemblages in paleowetlands. *Hydrobiologia* 466: 267-277.
- Sharp, M., K. S. Richards & M. Tranter, Eds. (1998). Glacier hydrology and hydrochemistry. Chichester, UK, Wiley. 342p.
- 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. Ecole doctorale : Géosciences et Ressources Naturelles. Paris, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI: 333p.
- Sicart, J. E., P. Ribstein, J. P. Chazarin & E. Berthier (sous presse). Solid precipitation on a tropical glacier in Bolivia using ultrasonic depth gauge measurements. *Water Resources Research*.

- Sicart, J. E., P. Ribstein, P. Wagnon & D. Brunstein (2001). Clear-sky albedo measurements on a sloping glacier surface: A case study in the Bolivian Andes. *Journal of Geophysical Research* 106(23): 31729-31738.
- Talbi, A., A. Coudrain, P. Ribstein & B. Pouyaud (1999). Calcul de la pluie sur le bassin versant du lac Titicaca pendant l'Holocène. *C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes* 329: 197-203.
- Thompson, L. G. (2000). Ice core evidence for climate change in the Tropics: implications for our future. *Quaternary Science Reviews* 19: 19-35.
- Thompson, L. G., K. A. Henderson, E. Mosley-Thompson & P.-N. Lin (2000). The Tropical ice core record of ENSO. *El Niño and the Southern Oscillation. Multiscale variability and global and regional impacts*. H. Diaz & V. Markgraf. Cambridge, Cambridge University Press: 325-356.
- Thompson, L. G., E. Mosley-Thompson & B. Morales-Arno (1984). El Niño-Southern Oscillation events in the stratigraphy of the tropical Quelccaya ice cap, Peru. *Science* 226: 50-53.
- Trenberth, K. E. (1997). The definition of El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society* 78(12): 2771-2777.
- Trenberth, K. E. & T. J. Hoar (1996). The 1990-1995 El Niño-Southern Oscillation event: longest on record. *Geophysical Research Letters* 23(1): 57-60.
- U.S. Army Corps of engineers (1956). Summary report of the snow investigations, snow hydrology. Portland, Oregon, US Department of Commerce, Office of Technical Services.
- Vuille, M. (1999). Atmospheric circulation over the Bolivian Altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the Southern Oscillation. *International Journal of Climatology* 19: 1579-1600.
- Vuille, M. & R. S. Bradley (2000). Mean annual temperature trends and their vertical structure in the tropical Andes. *Geophysical Research Letters* 27(23): 3885-3888.
- Vuille, M., R. S. Bradley & F. Keimig (2000). Climate variability in the Andes of Ecuador and its relation to Tropical Pacific and Atlantic sea surface temperature anomalies. *Journal of Climate* 13: 2520-2535.
- Vuille, M., R. S. Bradley & F. Keimig (2000). Interannual climate variability in the Central Andes and its relation to tropical Pacific and Atlantic forcing. *Journal of Geophysical Research* 105(D10): 12447-12460.
- Vuille, M., R. S. Bradley, M. Werner & F. Keimig (soumis). 20th century climate change in the Tropical Andes. *Climatic Change*.
- Vuille, M., D. Hardy, C. Braun, F. Keimig & R. S. Bradley (1998). Atmospheric circulation anomalies associated with 1996-97 summer precipitation events on Sajama ice cap, Bolivia. *Journal of Geophysical Research* 103(D10): 11191-11204.
- Wagnon, P. (1999). Analyse du bilan d'énergie d'un glacier tropical. Application à la relation glacier-climat. Laboratoire de glaciologie et géophysique de l'environnement. Grenoble, Université Joseph Fourier - Grenoble I: 174p.
- Wagnon, P., P. Ribstein, B. Francou & B. Pouyaud (1999^a). Annual cycle of energy balance of Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia. *Journal of Geophysical Research* 104(D4): 3907-3924.
- Wagnon, P., P. Ribstein, G. Kaser & P. Berton (1999^b). Energy balance and runoff seasonality of a Bolivian glacier. *Global and Planetary Change* 22: 49-58.
- Wagnon, P., P. Ribstein, T. Schuler & B. Francou (1998). Flow separation on Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia. *Hydrological Processes* 12: 1911-1926.
- Wagnon, P., P. Ribstein, J. E. Sicart & B. Francou (2001). Anomalous heat and mass budget of Glacier Zongo, Bolivia, during the 1997/98 El Niño year. *Journal of Glaciology* 47(156): 21-28.
- Wagnon, P., J. E. Sicart, E. Berthier & J. P. Chazarin (soumis). Wintertime high altitude surface energy balance of a Bolivian glacier, Illimani, 6340 above sea level (a.s.l.). *Journal of Geophysical Research*.
- 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 & H. Jacobowitz (2002). Evidence of large decadal variability in the tropical mean radiative energy budget. *Science* 295: 841-844.
- Williams, R. S. & J. G. Ferrigno, Eds. (2000). *Glaciers of South America. Satellite image atlas of glaciers of the world*. Washington, United States Geological Survey (USGS). 206p.

5 Annexes

5.1 Annexe 1 : curriculum vitae

5.2 Annexe 2 : mémoire de titres et travaux 1980-1990

5.3 Annexe 3 : liste exhaustive des publications

5.4 Annexe 4 : publications sélectionnées

5.1

Annexe 1 : curriculum vitae

Pierre RIBSTEIN

- Né le 9 août 1954, nationalité française
- DR2 à l'IRD
- Adresse professionnelle : Maison des Sciences de l'Eau (MSEM)
MSEM, IRD, BP 64501 – 34394 Montpellier cedex 05
/ tél. 04 67 14 90 35, /fax 04 67 14 90 71 /email : ribstein@msem.univ-montp2.fr

• **Formation**

- *Certificat d'Etudes Supérieures*, chimie organique, Université Montpellier II6/1975
- *Ingénieur ISIM*, Sciences et Technologies de l'Eau, Montpellier6/1978
- *Diplôme Etudes Approfondies*, Géologie Dynamique, Université Paris VI6/1981
- *Diplôme de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer*, Hydrologie, ORSTOM10/1982
- *Doctorat*, Mécanique et Génie Civil, Université Montpellier II01/1990

• **Domaines scientifiques**

- Application de lois statistiques en hydrologie
- Réseau de mesures et traitement des données hydrologiques
- Hydrologie des crues et des apports en milieu aride
- Modélisation pluie-débit sur des petits bassins versants
- Hydrologie de montagne
- Hydrologie glaciaire et nivale
- Impact du climat sur le cycle de l'eau

• **Mobilité professionnelle**

- Nouakchott, Mauritanie février 1979 à avril 1980
Volontaire du Service National (Vsn) au Ministère de l'Hydraulique de Mauritanie
- Paris, France octobre 1980 à août 1981
Recruté par l'Orstom en octobre 1980, élève de première année,
Bureau Central Hydrologique de l'Orstom à Paris et Bondy
- Niamey, Niger août 1981 à décembre 1982
Elève de deuxième année à la mission Orstom du Niger
- Paris, France mars 1983 à septembre 1984
Service Hydrologique de l'Orstom à Bondy
- Montpellier, France octobre 1984 à décembre 1990
Laboratoire d'Hydrologie de l'Orstom à Montpellier
- La Paz, Bolivie janvier 1991 à octobre 1995
Institut d'Hydraulique et d'Hydrologie, Université de La Paz - UMSA
Admis au concours Dr2 de l'Orstom en juillet 1995
- Paris, France janvier 1996 à septembre 1997
Département Eaux Continentales, au siège de l'Orstom, Paris
- Paris, France octobre 1997 à septembre 2001
Umr 7619 Sisyphe, Université Paris VI
- Montpellier, France à partir d'octobre 2001
Maison des Sciences de l'Eau, IRD, Montpellier

• **Expertises**

- Protection de la ville d'Agadès (Niger) contre les crues et dimensionnement de radiers pour les routes (Convention ORSTOM-GTZ, 1982).
- Projet de coopération (érosion, télétransmission, télédétection, hydraulique) sur le fleuve Jaune en Chine. (Ministère des Relations Extérieures, BRGM-IGN-LHF-ORSTOM, 1988-89).
- Crues et du transport solide dans le bassin d'Achumani (Bolivie). (Coopération allemande, Mairie de La Paz-ORSTOM-GTZ, 1991-1994).
- Protection de la ville de Villamontes (Bolivie) contre les inondations. (Communauté Européenne, BCEOM-ORSTOM, 1993).

- **Audience nationale (non IRD) et internationale**

- Prix Henri Milon 1991 de la société Hydrotechnique de France pour mon travail de thèse sur les modèles de crues appliqués aux petits bassins versants au Sahel
- Principal organisateur d'un congrès international (120 participants de 20 pays), sur " Eaux, Glaciers et Changements Climatiques dans les Andes Tropicales ", La Paz, 1995
- Membre de la " Task Force " internationale (7 experts) pour la préparation de la 6e phase (2002-2007) du Programme Hydrologique International (PHI VI) de l'UNESCO, Paris, 1998 à 2000
- Membre du jury d'admissibilité d'un ingénieur de recherche (2000) et d'un directeur de recherche (2001) au CEMAGREF
- Membre du comité d'évaluation des personnels et des thèmes de recherche du département « Equipements pour l'eau et l'environnement » du CEMAGREF en 2002
- Membre de l'American Geophysical Union (AGU), de l'Association Internationale des Sciences Hydrologiques (AISH), du Comité National Français des Sciences Hydrologiques (CNFSH), de la Société Hydrotechnique de France (SHF)
- Relecture d'articles : Hydrologie Continentale, Global & Planetary Change, Revue des Sciences de l'Eau, Journal of Hydrologic Engineering, Geografiska Annaler, Red Book AISH, ...

- **Responsabilités exercées au sein de l'IRD, ex-Orstom**

- Adjoint du responsable du Laboratoire d'Hydrologie de l'ORSTOM , Montpellier, 1984-87
- Responsable des programmes hydrologiques de l'ORSTOM en Bolivie, 1991-95
- Adjoint du chef du Département Eaux Continentales (DEC), siège de l'ORSTOM, 1996-97
- Membre de jury pour concours interne d'IR (1996), concours externes de chercheurs, 2 CR2 (1994), 2 CR2 (1996), 2 CR2 et 2 DR2 (1998), et jury d'admission DR (1996)
- Rédacteur du thème " le milieu physique, ses contraintes, ses ressources et l'impact des activités humaines sur l'environnement ", pour le schéma stratégique de l'Institut, 1996. Coordinateur du Programme " Variabilité climatique tropicale et impacts régionaux ", 1996
- Membre de différentes instances de l'IRD depuis 1996 : commission électorale, commission Formation Permanente, Département Soutien-Formation (1998-2002), ...
- Membre élu de la Commission Scientifique Hydrologie-Pédologie (1992-99)
- Président de la Commission Scientifique Hydrologie-Pédologie (1998-99)
- Directeur de l'unité de recherche R032 Great Ice - glaciers et ressources en eau. Indicateurs climatiques et environnementaux - (2001-04).

- **Activités de formation et d'enseignement**

- Formation des élèves hydrologues de l'Orstom sur le terrain au Niger, 1982
- Responsable de la formation en hydrologie à l'Orstom, Paris et Montpellier, 1983-86
- Co-initiateur et responsable pédagogique du Diplôme d'Université en Hydrologie Appliquée au Développement, avec l'Université Montpellier II-formation continue-Orstom, 1984-86.
- Cours d'hydrologie de bassins versants, Diplôme d'Université, 35h/an, Montpellier, 1984-86
- Cours de statistiques pour l'hydrologie, Diplôme d'Université, 35h/an, Montpellier, 1984-86
- Encadrement d'un stage du DEA Ressources en Eau de l'Université Paris XI Orsay, 1984
- Cours de statistiques/traitement de données, DEA National d'Hydrologie, 30h, Montpellier, 1984
- Responsable du module d'hydrologie de bassins versants (module de 40h/an dont mon cours de 15h/an) au DEA d'hydrologie, hydrogéologie, géostatistique et géochimie (Paris VI et Paris XI, Ecoles des Mines, ENGREF), de 1995 à 2002
- Cours sur la variabilité climatique tropicale et les ressources en eau, DEA Sciences de l'eau dans l'environnement continental, Montpellier, 3h/an (1998-2000) et à partir de 2002
- Cours sur la variabilité climatique et ses impacts sur l'hydrologie des Andes centrales, pour la voie d'approfondissement du département gestion de l'eau à l'ENGREF, 2001-02 et 2002-03

• **Encadrements ou co-encadrements d'étudiants**

Stages

- Masse (1989) CNEARC, Montpellier
- Bernardy (1992) Mastère Géologie, Lyon
- Cartagena (1993-95) UMSA, La Paz
- Semiond (1993) Ecole de Géologie, Nancy
- Erard (1994, 1995) Ecole Mines, St Etienne
- Curinier (1995) ISIM, Montpellier
- Frey (1995) Université Freiburg
- Schuler (1995, 1997), Université Freiburg
- Erout (1997) ISTOM, Cergy
- Benehard (1997) ISTOM, Cergy
- Berthier (1998) ENS, Paris
- Macarez (1998) ISTOM, Cergy
- Stephan (1998) ENGEES, Strasbourg
- Guittard (1999) ISTOM, Cergy
- Clouet (2001) Paris VI, Paris
- Vignon (2002) ENS, Paris

DEA

- Grelat (1996) Hydrologie, Paris VI
- Dürr (1998) Hydrologie, Paris VI
- Gerigné (1998) Hydrologie, Paris VI
- Ramirez (1999) Hydrologie, Paris VI

Thèses

Examineur dans un jury de thèse en France

- R. Gallaire (1995), Université Paris XI, Orsay

Rapporteur dans un jury de thèse

- B. Diaw, (1996), Université Strasbourg
- N. D'Amato, (1998), Université Montpellier
- B. Hingray, (1999), Université Montpellier
- K. Durot (1999), Université Grenoble
- N. Sieffert (1999), Université Strasbourg
- G. Wotling (1999), Université Montpellier
- P. Ginot (2001), Université de Berne
- M.Ouedraogo (2001), Université Montpellier

Co-encadrant de " Tesis de maestria " Bolivie-Pérou

- J. Mendoza (1994), université UMSA, La Paz : régime pluviométrique à La Paz
- E. Ramirez (1995), université UMSA, La Paz : relief et précipitations dans le bassin de La Paz
- W. Tamayo (1996), Université Ancash, Pérou : glaciers et hydrologie au Pérou et en Bolivie

Membre de comité de thèse

- Y. Caballero (soutenue le 9 novembre 2001), Université Montpellier : Modélisation des écoulements d'origine pluvio-nivo-glaciaire en contexte de haute montagne tropicale. Application à la haute vallée du Zongo (Bolivie) (direction : P. Chevallier)
- S. Verant (soutenance prévue en 2004), Université Paris VI : étude des impacts du changement climatique sur l'hydrologie à l'échelle régionale en Europe (direction K. Laval)
- V. Favier (soutenance prévue en 2004), Université Montpellier : modélisation hydrologique de la fonte des glaciers des Andes d'Equateur dans un contexte fortement influencé par l'oscillation australe (co-direction E. Cadier et A. Coudrain)

Co-directeur de thèse

- P. Wagnon (soutenue le 2 avril 1999), Université Joseph Fourier, Grenoble : analyse du bilan d'énergie d'un glacier tropical et application à la relation glacier-climat (co-direction avec L. Reynaud).
- J.E. Sicart (soutenue le 19 mars 2002), Université Paris VI : Contribution à l'étude des flux d'énergie, du bilan de masse et du débit de fonte d'un glacier tropical : le Zongo, Bolivie. (co-direction avec G. de Marsily).
- D. Grelat (soutenue le 29 octobre 2002), Université Paris VI : crues des hauts bassins de la Loire. Modélisation géographiquement distribuée, Mike SHE : évaluation et perspectives (co-direction avec G. de Marsily)
- E. Ramirez (soutenance prévue en février 2003), Université Paris VI : Variabilité isotopique des précipitations dans les Andes tropicales et interprétation de la variabilité climatique enregistrée dans les carottes de glace (co-direction avec G. Hoffmann, LSCE)
- H. Bonnaveira (soutenance en février 2004), Université Joseph Fourier, Grenoble : variabilité du climat enregistrée dans la chimie des glaces des Andes tropicales (co-direction : R. Delmas, LGGE)

5.2 Annexe 2 : m é m o i r e d e t i t r e s e t t r a v a u x

1980-1990

MEMOIRE DE TITRES ET TRAVAUX 1980-1990

Activités professionnelles

Diplômé en 1978 de l'Institut des Sciences de l'Ingénieur de Montpellier (ingénieur en sciences et techniques de l'eau), après un certificat d'études supérieures en chimie organique (1975), mon expérience professionnelle commence réellement avec mon départ à Nouakchott en 1979 comme volontaire du service national actif (VSNA) auprès du Ministère des Ressources en Eau de la République Islamique de Mauritanie. Cette première expérience professionnelle m'a fait connaître le travail en coopération et l'hydrologie de terrain, et j'ai posé ma candidature à l'ORSTOM pour être recruté en 1980 comme élève en hydrologie.

Pendant un an, au sein du Bureau Central Hydrologique à Paris, j'ai utilisé, et amélioré parfois, certains outils informatiques de l'ORSTOM (vecteur régional, dix lois statistiques) tout en préparant un Diplôme d'Etudes Approfondies en géologie appliquée à l'Université Paris VI. Pour l'obtention de ce diplôme, j'ai soutenu un mémoire sur l'application à l'hydrologie d'une loi statistique, la « Loi des Fuites ». J'ai ensuite été affecté à la section hydrologique du centre ORSTOM de Niamey (Niger) en 1981 où j'ai géré un bassin versant représentatif, rédigé des rapports de campagnes de mesures, participé à la gestion d'un réseau hydrométrique et à la rédaction d'un annuaire hydrologique. En 1983, j'ai été affecté au bureau central hydrologique de Bondy pour effectuer certains traitements de base de la monographie hydrologique de l'Oubangui (traitement des données de pluies, jaugeages). Responsable de la formation en hydrologie à l'ORSTOM en 1983, j'ai conservé cette dernière activité lors du déménagement des hydrologues ORSTOM à Montpellier, tout en développant mon travail de recherche sur la formation des crues au Sahel (programme FORCRUSA). J'ai gardé la responsabilité de la formation au laboratoire d'hydrologie jusqu'en 1986 et, durant cette même période, j'ai été l'adjoint du responsable du laboratoire d'hydrologie.

De 1987 à 1990, en affectation à l'ORSTOM de Montpellier, je me suis consacré au programme FORCRUSA qui a abouti à ma thèse de doctorat sur les modèles de crues appliqués aux petits bassins sahéliens, soutenue en 1990 à l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc à Montpellier.

Dans cette même période, j'ai été chargé par l'ORSTOM de suivre un projet de coopération sur le Fleuve Jaune en Chine, impliquant plusieurs organismes français sur différents thèmes : hydrométrie et télétransmission, télédétection, érosion et transport de sédiments, modélisation hydrologique. J'ai effectué trois missions en Chine pour ce projet.

Développement des connaissances

Ma première étude à l'ORSTOM a été menée en 1981 sur les applications hydrologiques de la loi des fuites dans le cadre d'un DEA. Cette loi statistique avait été utilisée pour l'étude des fuites de gaz en considérant une loi de Poisson pour le nombre de points de fuite le long d'un tronçon de conduite et une loi exponentielle pour le débit des fuites en un point. Il s'agit donc d'une loi à deux paramètres qui présente comme principale propriété d'être une loi mixte : la variable aléatoire étant positive ou nulle, une probabilité non nulle est attachée à la valeur zéro, tandis que la densité de probabilité est continue pour les valeurs strictement positives. Mon travail a d'abord porté sur l'efficacité des différentes méthodes d'estimation des paramètres et j'ai présenté ensuite plusieurs exemples

d'application de la loi des fuites en hydrologie. D'une manière similaire à l'étude des fuites de gaz, l'application aux précipitations se fait en considérant que le nombre de pluies à une station suit une loi de Poisson et que la hauteur précipitée au cours d'un événement suit une loi exponentielle. Malgré une formulation mathématique un peu complexe, la loi des fuites est d'un usage facile et s'adapte bien aux échantillons comportant des valeurs nulles (par exemple série des pluies journalières au Sahel). Mes travaux ont servi de base à des études de régionalisation des deux paramètres de forme et d'échelle.

Les travaux menés en Mauritanie (1979-80) et au Niger (1981-83) sont comparables. Il s'agit d'une expérience d'hydrologue généraliste, d'hydrométriste de terrain, de gestionnaire de réseaux hydrologiques et de spécialiste des bassins versants représentatifs et expérimentaux au Sahel. L'essentiel du travail a été l'acquisition de mesures de la meilleure qualité possible et ensuite la critique approfondie des données acquises. J'ai publié des annuaires hydrologiques et des rapports sur les bassins versants étudiés. Le travail scientifique a essentiellement porté sur l'écoulement rapide de surface qui est le processus hydrologique dominant pour les crues en zone aride.

En Mauritanie, le travail consistait à mettre en place un réseau de stations hydrométriques dans le seul pays africain, selon l'OMM, dans lequel il n'existait pas encore de réseau hydrométrique permanent. Pour la première fois dans ce pays, un annuaire hydrologique a été publié.

Au Niger, j'ai participé aux campagnes de jaugeages pour un projet de barrage à Kandadji, sur le fleuve Niger. J'ai de plus assumé la responsabilité du réseau hydrométrique est-nigérien au cours de la saison des pluies 1982. Sur les données de ce même réseau hydrométrique, pour les années 1976 à 1979, j'ai rédigé une grande partie de l'annuaire hydrologique. J'ai aussi participé aux mesures sur un bassin représentatif, le Kori Téloua, d'une superficie totale de 1200 km², avec plusieurs petits bassins versants emboîtés. Il s'agit d'un bel exemple d'endoréisme sahélien car la rivière se perd totalement dans la cuvette d'Agades. Pour protéger cette ville contre les débordements du Téloua, des digues de protection étaient nécessaires et les campagnes de mesures ont été menées pour dimensionner ces digues. Les rapports de cette époque contiennent des analyses approfondies des processus hydrologiques au Sahel.

A partir de 1984, avec J. Rodier et P. Dubreuil, j'ai travaillé sur les crues au Sahel, dans un programme ambitieux issu de la volonté de synthétiser les 40 années d'études menées par l'ORSTOM sur plus de 100 petits bassins versants sahéliens. Cette synthèse avait pour objectif d'améliorer la compréhension des processus à l'origine des plus fortes crues et de préciser les méthodes de prédétermination des crues pour le dimensionnement d'ouvrages. Par une analyse factorielle des résultats de simulation des pluies, nous avons d'abord cherché les facteurs qui expliquent l'infiltrabilité. Nous avons aussi montré que les hydrogrammes au Sahel s'expliquent par les hyétoigrammes des averses, par les importances relatives et les distributions des états de surface, et par des critères géomorphologiques. Les hyétoigrammes des fortes pluies présentent des similitudes régionales qui s'expliquent par les précipitations dues aux lignes de grains. Ce type d'averses et la distribution des états de surface expliquent les hydrogrammes caractéristiques observés au Sahel. Le ruissellement superficiel est prépondérant (ruissellement « Hortonien ») par rapport aux autres formes d'écoulement, les fortes crues étant violentes et provoquées par des pluies rares mais brutales et tombant sur des horizons pédologiques superficiels très fragiles.

Une des conclusions de l'étude précédente a été que le concept d'hydrogramme unitaire est bien adapté au Sahel, dans un objectif de prédétermination des crues. Les modèles fondés sur ce concept ont fait l'objet de nombreux développements théoriques depuis la présentation par Sherman en 1932. Un des intérêts de ma recherche a été de présenter clairement quelques-uns des développements théoriques, de les comparer sur des exemples et enfin d'appliquer les modèles obtenus aux données de bassins versants sahéliens. Avec l'utilisation de sept expressions analytiques pour la fonction de production et de quatre méthodes d'identification pour la fonction de transfert (Nash, DPFT, SCS, Hydromod), une grande diversité de modèles a été testée. Les procédures automatiques de calage de ces modèles ont été écrites et mises en œuvre.

En terme de production, une approche par simulation théorique a permis de distinguer deux comportements : des expressions influencées par le hydrogramme des pluies brutes (une forte intensité de pluie donne un fort ruissellement !) et des expressions correspondant au remplissage d'un réservoir (il y a toujours un fort ruissellement de la traîne d'averse !). L'application aux données de huit petits bassins versants montre que les fonctions du type remplissage de réservoir sont plus robustes et conduisent aux meilleurs résultats dans notre démarche. La précision obtenue avec ce type de modèles (production+transfert) est de l'ordre de 25% aussi bien sur les lames écoulées que sur les débits de pointe. L'importance des contraintes dans l'identification de l'hydrogramme unitaire est détaillée, principalement à partir de la méthode DPFT (Différence Première de la Fonction de Transfert). Cette méthode DPFT est intéressante dans le contexte sahélien mais nécessite d'imposer des contraintes qui la rapprochent de méthodes plus robustes comme le calage d'une fonction de transfert sur une loi à deux paramètres (loi gamma dans la formulation de l'hydrogramme de Nash).

La dernière partie de mon travail sur l'hydrologie sahélienne a concerné les méthodes de prédétermination. Il s'agit de l'étape de valorisation des recherches menées pour ma thèse. Au Sahel, il est possible de mettre au point des méthodes de prédétermination à partir d'une fonction de production à un paramètre et d'une fonction de transfert définie par un temps caractéristique et un coefficient de pointe (rapport du débit de pointe sur le débit moyen). La faible variabilité de ce coefficient de pointe met en évidence l'homogénéité des formes de crue. A l'issue de ce travail, nous avons émis des recommandations pour les méthodes de prédétermination des crues sur des petits bassins sahéliens non jaugés, que nous avons complété par un questionnaire en forme de système-expert.

De 1988 à 1990, dans le cadre du programme multidisciplinaire et multiorganisme sur le Fleuve Jaune en Chine, avec un financement du Ministère Français des Relations Extérieures, j'ai plus particulièrement travaillé sur le choix de capteurs de mesures (hauteur d'eau et concentration en sédiments) avec télétransmission des données.

Quelques références bibliographiques 1980-1990 (ordre chronologique)

Hoorelbeck, J., P. **Ribstein**, D. Sarr et M. F. Saadbouh (1980). Hydrologie Mauritanienne. Rapport de la campagne 1979. Nouakchott, Mauritanie, ORSTOM et Ministère du Développement Rural de Mauritanie: 35 p.

Ribstein, P. (1981). Loi des fuites. Diplôme d'Etudes Approfondies. Laboratoire de Géologie Dynamique. Université de Paris VI: 50 p.

Ribstein, P. (1982). Rapport d'élève. ORSTOM. Section d'hydrologie. Niamey (Niger): 91 p.

Hoorelbeck, J., P. **Ribstein** and D. Sarr (1982). Le Ghorfa à la station de Ghorfa Aval. Etude

hydrologique, rapport de la campagne 1979. Nouakchott, Mauritanie, ORSTOM et Organisation Météorologique Mondiale.

- Ribstein**, P. et Y. Pépin (1982). Les bassins versants d'Iférouane. Etude hydrologique, campagne 1980. Niamey (Niger), ORSTOM: 18 p.
- Ribstein**, P. (1983). "Loi des fuites." *Cahier Orstom, série Hydrologie XX(2)*: 117-145.
- Ribstein**, P., Y. Pépin et B. Billon (1983). Etude du kori Téloua. 1ère partie, le haut bassin, campagne 1982. Niamey (Niger), ORSTOM: 55 p.
- Billon, B., J. M. Delfieu, R. Gathelier, Y. Pépin and P. **Ribstein** (1983). Etude du kori Téloua. 2ème partie, les stations à l'aval d'Azal, campagne 1982. Niamey (Niger), ORSTOM: 55 p.
- Albergel, J., P. **Ribstein** et C. Valentin (1985). L'infiltration : quels facteurs explicatifs ? Analyse des résultats acquis sur 48 parcelles soumises à des simulations de pluie au Burkina Faso. Premières Journées Hydrologiques, Montpellier, ORSTOM. 25-48
- Casenave, A., J. Albergel, P. **Ribstein** et C. Valentin (1986). Transposition des données hydrologiques. Prédétermination des crues décennales des petits bassins versants. Apports de la simulation de pluie. Colloque international sur la révision des normes hydrologiques suite aux incidences de sécheresse, Ouagadougou (Burkina Faso), CIEH. 12 p.
- Rodier, J. et P. **Ribstein** (1986). Utilisation des bassins représentatifs pour la prédétermination des crues et l'estimation des apports au Sahel. Colloque international sur la révision des normes hydrologiques suite aux incidences de sécheresse, Ouagadougou (Burkina Faso), CIEH. 47 p.
- Ribstein**, P. (1988). La prédétermination des crues, méthodes et pratique. Présentation des méthodes et utilisation (annexe 1). *La maîtrise des crues dans les bas-fonds. Petits et microbarrages en Afrique de l'Ouest*. GRET. Paris, Dossier n°12 "Le point sur :" 304-336.
- Ribstein**, P. (1988). Document pratique n°3, méthode ORSTOM pour les bassins versants de superficie inférieure à 10 km². *La maîtrise des crues dans les bas-fonds. Petits et microbarrages en Afrique de l'Ouest*. GRET. Paris, Dossier n°12 "Le point sur :" 370-385.
- Ribstein**, P. et T. Lebel (1988). L'hydrogramme unitaire appliqué à l'analyse des crues au Sahel. Comparaison de différentes méthodes d'identification. The Sahel forum on the state-of-the-art of hydrology and hydrogeology in the arid and semi-arid areas of Africa, Ouagadougou (Burkina Faso), IInternational Water Resources Association (IWRA), Urbana (USA). 160-172.
- Ribstein**, P. et J. Rodier (1988). La prédétermination des crues sur des petits bassins sahéliens inférieurs à 10 km². The Sahel forum on the state-of-the-art of hydrology and hydrogeology in the arid and semi-arid areas of Africa, Ouagadougou (Burkina Faso), IInternational Water Resources Association (IWRA), Urbana (USA). 118-127.
- Rodier, J. et P. **Ribstein** (1988). Estimation des caractéristiques de la crue décennale pour les petits bassins versants du Sahel couvrant 1 à 10 km². Montpellier, ORSTOM: 133 p.
- Ribstein**, P. (1989). New data collection and telemetring equipment for the Yellow River. Project document. Orléans, BRGM - Yellow River Cooperation Project. Report mission: 58-73.
- Ribstein**, P. et J. Rodier (1989). "Fortes crues des petits cours d'eau du Sahel. Forme de l'hydrogramme." *Hydrologie Continentale* 4(1): 33-47.
- Ribstein**, P. (1990). cours : Hydrologie des petits bassins ruraux - prédétermination des crues et des apports annuels. Ouagadougou (Burkina Faso), EIER - Ecole Inter-Etats des Ingénieurs de l'Equipement Rural: 41 p.
- Ribstein**, P. (1990). Modèles de crues et petits bassins versants au Sahel. Thèse de doctorat, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier. (ORSTOM, collection études et thèses, Paris: 317 p.)
- Ribstein**, P. (1992). Modèles de crues et petits bassins versants au Sahel. *La Houille Blanche* 1: 85-91.
- Albergel, J., A. Casenave, P. **Ribstein** et C. Valentin (1992). Aridité climatique, aridité édaphique : étude des conditions de l'infiltrabilité en Afrique tropicale sèche. *L'aridité : une contrainte au développement*. Paris, ORSTOM éditions - collection Didactiques: 123-130.

5.3 Annexe 3 :

liste exhaustive des publications

PUBLICATIONS

(* = étudiant encadré ou co-encadré par P. Ribstein)

Revues scientifiques internationales à comité de lecture

- Arnaud, Y., F. Muller, M. Vuille and P. **Ribstein** (2001). "El Niño - Southern Oscillation (ENSO) influence on Sajama volcano glacier from 1963 to 1998 as seen from Landsat data and aerial photography." *Journal of Geophysical Research* 106(D16): 17773-17784.
- *Caballero, Y., V. Jomelli, P. Chevallier and P. **Ribstein** (2002). "Hydrological characteristics of slope deposits in high tropical mountains (Cordillera Real, Bolivia)." *Catena* 47(2): 101-116.
- Coudrain, A., M. Loubet, T. *Condom, A. *Talbi, P. **Ribstein**, B. Pouyaud, J. Quintanilla, C. Dieulin and B. Dupré (2002). "Données isotopiques (87Sr / 86Sr) et changements hydrologiques depuis 15000 ans sur l'Altiplano andin." *Hydrological Sciences-Journal-des Sciences Hydrologiques* 47(2): 293-306.
- Francou, B., P. **Ribstein**, R. Saravia and E. *Tiriau (1995). "Monthly balance and water discharge of an inter-tropical glacier: Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16°S." *Journal of Glaciology* 41(137): 61-67.
- Hoffmann, G., E. *Ramirez, J. D. Taupin, B. Francou, P. **Ribstein**, R. Delmas, H. *Dürr, R. Gallaire, J. Simoes, U. Schotterer, M. Stievenard and M. Werner (sous presse). "Coherent isotope history of Andean ice cores over the last century." *Geophysical Research Letters*.
- *Ramirez, E., B. Francou, P. **Ribstein**, M. Desclôîtres, R. Guérin, J. *Mendoza, R. Gallaire, B. Pouyaud and E. Jordan (2001). "Small-sized glaciers disappearing in the Tropical Andes: Chacaltaya Glacier, a case study in Bolivia." *Journal of Glaciology* 47(157): 187-194.
- Ribstein**, P., E. *Tiriau, B. Francou and R. Saravia (1995). "Tropical climate and glacier hydrology: a case study in Bolivia." *Journal of Hydrology* 165: 221-234.
- *Sicart, J. E., P. **Ribstein**, J. P. Chazarin and E. *Berthier (sous presse). "Solid precipitation on a tropical glacier in Bolivia using ultrasonic depth gauge measurements." *Water Resources Research*.
- *Sicart, J. E., P. **Ribstein**, P. *Wagnon and D. Brunstein (2001). "Clear-sky albedo measurements on a sloping glacier surface: A case study in the Bolivian Andes." *Journal of Geophysical Research* 106(23): 31729-31738.
- *Talbi, A., A. Coudrain, P. **Ribstein** and B. Pouyaud (1999). "Calcul de la pluie sur le bassin versant du lac Titicaca pendant l'Holocène." *C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes* 329: 197-203.
- *Wagnon, P., P. **Ribstein**, B. Francou and B. Pouyaud (1999). "Annual cycle of energy balance of Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia." *Journal of Geophysical Research* 104(D4): 3907-3924.
- *Wagnon, P., P. **Ribstein**, G. Kaser and P. *Berton (1999). "Energy balance and runoff seasonality of a bolivian glacier." *Global and Planetary Change* 22: 49-58.
- *Wagnon, P., P. **Ribstein**, T. *Schuler and B. Francou (1998). "Flow separation on Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia." *Hydrological Processes* 12: 1911-1926.
- *Wagnon, P., P. **Ribstein**, J. E. *Sicart and B. Francou (2001). "Anomalous heat and mass budget of Glacier Zongo, Bolivia, during the 1997/98 El Niño year." *Journal of Glaciology* 47(156): 21-28.

Articles soumis

- *Ramirez, E., G. Hoffmann, J. D. Taupin, B. Francou, P. **Ribstein**, N. Caillon, A. Landais, J. R. Petit, B. Pouyaud, U. Schotterer and M. Stievenard (soumis). "A new Andean deep ice core from the Illimani (6350 m), Bolivia." *Earth & Planetary Science Letters*.
- *Sicart, J. E., P. **Ribstein**, B. Francou and R. Gallaire (soumis). "Précipitations et fonte des glaciers tropicaux : cas du Zongo, Bolivie." *Hydrological Sciences-Journal-des Sciences Hydrologiques*.

Autres revues

- Bourges, J., P. **Ribstein**, C. Dietze, J. L. Guyot and R. Hoorelbeck (1995). "Flux et crues singulières d'un petit cours d'eau andin, ou les effets pervers de l'urbanisation." *Revue de Géographie Alpine* 1: 111-126.
- Descloîtres, M., R. Guérin, E. *Ramirez, R. Gallaire, P. **Ribstein** and F. Valla (1999). "Détermination de l'épaisseur des glaciers de Sarenne (Alpes) et de Chacaltaya (Bolivie) par prospection radar au sol à 50 MHz." *La Houille Blanche* 5: 29-33.
- Francou, B. and P. **Ribstein** (1995). "Glaciers et évolution climatique dans les Andes boliviennes. Glacier de Zongo et Glacier de Chacaltaya, Cordillère Royale, 16°S." *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines* 24(1): 23-36.
- Francou, B., P. **Ribstein**, H. Sémioud, H. Portocarrero and A. Rodriguez (1995). "Balances de glacières y clima en Bolivia y Perú: Impacto de los eventos ENSO." *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines* 24(3): 661-670.
- Molina, J., J. Maranganí, P. **Ribstein**, J. Bourges, J. L. Guyot and C. Dietze (1995). "Olas pulsantes en ríos canalizados de la región de La Paz." *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines* 24(3): 403-414.
- Pouyaud, B., B. Francou, P. Chevallier and P. **Ribstein** (1998). "Contribución del programa "Nieves y Glacières Tropicales " (NGT) al conocimiento de la variabilidad climática en los Andes." *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines* 27(3): 593-604.
- Pouyaud, B., B. Francou and P. **Ribstein** (1995). "Un réseau d'observation des glaciers dans les Andes tropicales." *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines* 24(3): 707-714.
- Pouyaud, B., B. Francou, P. **Ribstein**, P. *Wagnon and P. Berton (1998). "Programa "Nieves y Glacières Tropicales " (NGT) : resultados (1991-1996) obtenidos en Bolivia." *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines* 27(3): 395-409.
- *Ramirez, E., J. Mendoza, E. Salas and P. **Ribstein** (1995). "Regimen espacial y temporal de las precipitaciones en la cuenca de La Paz." *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines* 24(3): 391-401.
- Ribstein**, P. (1983). "Loi des fuites." *Cahier Orstom, série Hydrologie* XX(2): 117-145.
- Ribstein**, P. (1992). "Modèles de crues et petits bassins versants au Sahel." *La Houille Blanche* 1: 85-91.
- Ribstein**, P., B. Francou, P. Rigaudière and R. Saravia (1995). "Variabilidad climática y modelización hidrológica del Glaciar Zongo, Bolivia." *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines* 24(3): 639-649.
- Ribstein**, P. and J. Rodier (1989). "Fortes crues des petits cours d'eau du Sahel. Forme de l'hydrogramme." *Hydrologie Continentale* 4(1): 33-47.
- *Wagnon, P. and P. **Ribstein** (1997). "Bilan d'énergie ponctuel et saisonnalité hydrologique du glacier Zongo (Bolivie)." *La Houille Blanche* 7: 83-87.

Ouvrages, chapitres d'ouvrages

- Albergel, J., A. Casenave, P. **Ribstein** and C. Valentin (1992). Aridité climatique, aridité édaphique : étude des conditions de l'infiltrabilité en Afrique tropicale sèche. *L'aridité : une contrainte au développement*. Paris, ORSTOM éditions - collection Didactiques: 123-130.
- Casassa, G., L. E. Espizua, B. Francou, P. **Ribstein**, A. Ames and J. Alean (1998). Glaciers in South America. *Into the second century of worldwide glacier monitoring - prospects and strategies*. W. Haeberli, M. Hoelzle and S. Suter. Paris, Studies and report in hydrology, UNESCO. 56: 125-146.
- Ribstein**, P. (1988). La prédétermination des crues, méthodes et pratique. Présentation des

méthodes et utilisation (annexe 1). *La maîtrise des crues dans les bas-fonds. Petits et microbarrages en Afrique de l'Ouest*. GRET. Paris, Dossier n°12 "Le point sur :" 304-336.

Ribstein, P. (1988). Document pratique n°3, méthode ORSTOM pour les bassins versants de superficie inférieure à 10 km². *La maîtrise des crues dans les bas-fonds. Petits et microbarrages en Afrique de l'Ouest*. GRET. Paris, Dossier n°12 "Le point sur :" 370-385.

Ribstein, P., B. Francou, A. Coudrain-Ribstein and P. Mourguiart (1995). Eaux, glaciers et changements climatiques dans les Andes tropicales. *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines*. Lima, Pérou, IFEA. 24: 353-714.

Ribstein, P., B. Pouyaud, J. E. *Sicart, P. *Wagnon, E. *Ramirez Rodriguez and B. Francou (1999). Variabilité climatique et fonctionnement hydrologique d'un glacier tropical. *Rapport quadriennal 1995-1998. XXIIème Assemblée Générale de l'Union Géodésique et Géophysique Internationale*. Birmingham (U.K.), juillet 1999. Paris, Comité National Français de Géodésie et Géophysique: 279-287.

Mémoires de diplôme

Ribstein, P. (1981). Loi des fuites. Diplôme d'Etudes Approfondies. Laboratoire de Géologie Dynamique. Université de Paris VI: 50 p.

Ribstein, P. (1982). Rapport d'élève. ORSTOM. Section d'hydrologie. Niamey (Niger): 91 p.

Ribstein, P. (1990). Modèles de crues et petits bassins versants au Sahel. Thèse de doctorat, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier. (ORSTOM, collection études et thèses, Paris: 317 p.)

Communications de congrès avec publication des actes

Albergel, J., **P. Ribstein** and C. Valentin (1985). L'infiltration : quels facteurs explicatifs ? Analyse des résultats acquis sur 48 parcelles soumises à des simulations de pluie au Burkina Faso. Premières Journées Hydrologiques, Montpellier, ORSTOM. 25-48

Bourges, J., **P. Ribstein**, R. Hoorelbecke, C. Dietze and J. Cortez (1992). Precipitaciones y escurrimiento de una pequeña cuenca en zona de montaña : el río Achumani (La Paz-Bolivia). Los recursos hídricos en Bolivia y su dimension ambiental, Cochabamba (Bolivie), AGID Geoscience series n°20. 303-312.

Casenave, A., J. Albergel, **P. Ribstein** and C. Valentin (1986). Transposition des données hydrologiques. Prédétermination des crues décennales des petits bassins versants. Apports de la simulation de pluie. Colloque international sur la révision des normes hydrologiques suite aux incidences de sécheresse, Ouagadougou (Burkina Faso), CIEH. 12 p.

Coudrain, A., A. Talbi, E. Ledoux, **P. Ribstein** and G. de Marsily (2000). Changements climatiques et recyclage sur plusieurs milliers d'années du chlorure entre lacs et eau souterraine : exemple de l'Altiplano bolivien. Tracers and modelling in hydrogeology, Liège (Belgique), IAHS Pub. 262, 409-416.

Gallaire, R., B. Pouyaud, **P. Ribstein**, Y. Caballero and H. Baldivieso (2000). S.O.I. y variabilidad de los regimenes hydro-pluviometricos de los valles Altos-Andinos de Bolivia. Simposio Nacional de Cambios Climaticos, La Paz (Bolivie), Academia Nacional de Ciencias de Bolivia. 78-83.

Pouyaud, B., J. D. Taupin, R. Gallaire, **P. Ribstein**, B. Francou, I. Chaffaut, E. *Ramirez, M. Stievenard, G. Hoffmann, J. R. Petit, U. Schötterer and P. Ginot (2000). Reconstrucción de la variabilidad climática registrada en los testigos de hielo de Bolivia. Simposio Nacional de Cambios Globales, La Paz (Bolivie), Academia Nacional de Ciencias de Bolivia. 32-43.

Ribstein, P. and B. Francou (1997). Glaciología e hidrología de glaciares en la Cordillera Real de Bolivia. El Altiplano. Ciencia y conciencia en los Andes, Santiago de Chile (Chili), Universidad de Chile. 99-104.

Ribstein, P., B. Francou, P. *Wagnon, J. E. *Sicart and B. Pouyaud (2000). Climate variations and

hydrologic regime of a glacierized basin in the tropical Andes. 6^o international Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography (Am. Meteo. Soc.), Santiago (Chili), American Meteorological Society. 310-311.

Ribstein, P., R. Hoorelbecke, E. *Tiriau, E. Salas and J. Cortez (1993). Despues del PHICAB, un nuevo proyecto hidrologico con ORSTOM. El programa hidrologico y climatologico de la cuenca Amazonica de Bolivia (PHICAB), La Paz (Bolivie), ORSTOM, La Paz, Bolivie. 165-173.

Ribstein, P. and T. Lebel (1988). L'hydrogramme unitaire appliqué à l'analyse des crues au Sahel. Comparaison de différentes méthodes d'identification. The Sahel forum on the state-of-the-art of hydrology and hydrogeology in the arid and semi-arid areas of Africa, Ouagadougou (Burkina Faso), IInternational Water Resources Association (IWRA), Urbana (USA). 160-172.

Ribstein, P. and J. Rodier (1988). La prédétermination des crues sur des petits bassins sahéliens inférieurs à 10 km². The Sahel forum on the state-of-the-art of hydrology and hydrogeology in the arid and semi-arid areas of Africa, Ouagadougou (Burkina Faso), IInternational Water Resources Association (IWRA), Urbana (USA). 118-127.

Rodier, J. and P. **Ribstein (1986).** Utilisation des bassins représentatifs pour la prédétermination des crues et l'estimation des apports au Sahel. Colloque international sur la révision des normes hydrologiques suite aux incidences de sécheresse, Ouagadougou (Burkina Faso), CIEH. 47 p.

Communications de congrès avec résumé, poster

*Berthier, E., G. Hoffmann and P. **Ribstein (2000).** Meso-scale modelling over South America with the Regional Model REMO. AGU - Fall session. San Francisco, USA, AGU (American Geophysical Union). EOS Trans: 81(48). abstract

Bourges, J., B. Francou and P. **Ribstein (1991).** Balance de un glacier boliviano : el Huayna Potosi. Tercer seminario de la red nacional de cuencas hidrograficas. Santa Cruz (Bolivia): 4 p.

Caquineau, S., J. Bertaux, P. **Ribstein, A. Gaudichet and B. Francou (2000).** Caractérisation des poussières minérales archivées dans un glacier andin : Sajama, Bolivie. 18e réunion des Sciences de la Terre - RST. Paris, RST: pp. 99. abstract

Condom, T., A. Coudrain, J. Argollo, A. Dezetter, B. Pouyaud and P. **Ribstein (2001).** Hydrological modelling of past lacustrine phase in the central Andes (Bolivia). V^o Iberian Quaternary meeting "Climatic variability during the Quaternary in South America". Lisboa (Portugal), V^o Iberian Quaternary meeting. abstract

Corrège, T., D. Blamart, F. Désenfant, B. Francou, G. Hoffmann, A. Juillet-Leclerc, N. Le Bec, F. Le Cornec, L. Ortlieb, E. *Ramirez, J. Récy, P. **Ribstein, J. Simoes, M. Stievenard and J. D. Taupin (2001).** The PALENSO program: investigating inter-annual to inter-decadal signals in the Tropical Western Pacific Ocean and the Tropical Andes. Open Science Meeting. Amsterdam, IGBP. abstract

Francou, B., B. Pouyaud, P. **Ribstein, J. D. Taupin, E. *Ramirez, F. Ferron, G. Hoffmann, J. Jouzel, V. Masson, M. Stievenard, P. Yiou, R. Delmas, A. Correia, M. de Angelis, J. R. Petit and P. Duval (1999).** Variabilité climatique inter-annuelle dans l'Océan Pacifique au cours des derniers siècles (PALENSO) : enregistrements des glaciers andins. Colloque du Programme National de la Dynamique du Climat (PNEDC). Toulouse, colloque PNEDC. abstract, poster

Francou, B., E. *Ramirez, J. Mendoza, R. Gallaire and P. **Ribstein (2000).** Sensitivity of small-sized glaciers to climatic variability in the Tropical Andes : example of Chacaltaya, 16°S. Conference on "Climatic change : implications for the hydrological cycle and for water management. Wengen, Suisse. abstract

Francou, B. and P. **Ribstein (1994).** Two years of monthly mass balance measurements on glaciers of intertropical Andes, Cordillera Real, Bolivia, 16°S. EGS - XIX assembly - OA23 " Glacier studies for early detection of climate change". Grenoble, European Geophysical Society (EGS). abstract

Francou, B. and P. **Ribstein (1995).** Glacier evolution in the Tropical Andes. Consequences of global warming and climatic variability on the behaviour of glaciers in Bolivia, Peru, Ecuador. II International symposium sustainable mountain development: managing fragile ecosystems in the

Andes. Huarina, Bolivia: 1-19.

Francou, B., P. **Ribstein** and B. Pouyaud (2002). Glaciers of the tropical Andes. Indicators of the global climate variability. Jardin Planétaire '02. Prospective de la montagne. Chambéry, Savoie Technolac: EGS02-A-05733. abstract

Francou, B., P. **Ribstein** and R. Saravia (1993). Mesures mensuelles de l'ablation et de l'accumulation sur deux glaciers tropicaux au cours du cycle 1991-92 : glaciers de Zongo et Chacaltaya (Cordillère Royale, Bolivie). Section de glaciologie de la SHF. Grenoble, Société hydrotechnique de France (SHF). abstract

Jouzel, J., M. Delmotte, G. Hoffmann, V. Masson, M. Stievenard, H. Durr, P. **Ribstein**, S. J. Johnsen and V. Morgan (1999). High resolution records of deuterium excess from low and high latitude ice caps. Annual to interdecadal records of climate variability : past and present. San Francisco, USA, AGU (American Geophysical Union), fall session. abstract

Molina Carpio, J., J. Maranganí, P. **Ribstein**, J. Bourges, J. L. Guyot and C. Dietze (1995). Flujo pulsante en ríos canalizados de montaña. II International symposium sustainable mountain development: managing fragile ecosystems in the Andes. Huarina, Bolivia: 10 p.

Pouyaud, B., P. **Ribstein**, R. Gallaire, P. Chevallier, Y. Caballero and E. *Berthier (1999). Régimes hydrologiques des hauts bassins nivo-glaciaires boliviens et variabilité pluviométrique des vallées andines en conditions El Niño et La Niña. Hydrological and Geochemical Processes in Large-Scale River Basins. Manaus, Brazil, IRD - ANEL. 27. abstract, CD-Rom

*Ramirez, E., M. Desclôîtres, R. Guérin, R. Gallaire, P. **Ribstein** and F. Valla (1999). Détermination de l'épaisseur des glaciers de Chacaltaya (Bolivie) et de Sarennes (Alpes) par prospection radar à 50 MHz. Section de glaciologie de la SHF. Grenoble, Société hydrotechnique de France (SHF). abstract

*Ramirez, E., G. Hoffmann, H. *Dürr, B. Francou, P. **Ribstein**, U. Schotterer and J. D. Taupin (2001). The isotopic records of two long ice cores from the Bolivian high Altiplano, Sajama (6542 m) and Illimani (6350 m). EGS. Nice, European Geophysical Society (EGS). abstract

*Ramirez, E., G. Hoffmann, J. D. Taupin, H. Bonnaveira, B. Francou, P. **Ribstein**, J. R. Petit and M. Werner (2002). The andean tropics ice cores, a common isotope climatology over the last century. EGS - XXVII assembly. Nice, European Geophysical Society (EGS): EGS02-A-05733. abstract

*Ramirez, E., G. Hoffmann, J. D. Taupin, B. Francou, P. **Ribstein**, N. Caillon, H. *Dürr, J. Simoes, A. Landais, U. Schotterer, M. Stievenard and M. Werner (2001). A common isotope climatology from two new Bolivian ice-cores over the last three centuries. AGU - Fall session. San Francisco, USA, AGU (American Geophysical Union). abstract

*Ramirez, E., G. Hoffmann, J. D. Taupin, B. Francou, P. **Ribstein**, J. Simoes, J. R. Petit and H. *Dürr (2001). Les enregistrements climatiques dans les carottes de glace des Andes en Bolivie. Journée des doctorants. Paris, Université de Paris VI. abstract, poster

Ribstein, P. (1990). Modèles globaux en hydrologie. Des concepts et des outils en hydrologie. Paris, Comité National français des Sciences Hydrologiques (CNFSH). abstract

Ribstein, P. (1990). Modèles globaux : critiques et perspectives. De l'application des modèles de type hydrogramme unitaire pour l'analyse des crues des petits bassins sahéliens. Troisième journée ULM (Utilités et limites des modèles en hydrologie). Montpellier, ORSTOM. abstract

Ribstein, P. (1993). PECA : Precipitaciones y escurrimientos de cuencas andinas. 2e exposition de ciencia y tecnologia EXPO-UMSA '93. La Paz (Bolivie), Universidad Mayor de San Andres - UMSA. poster

Ribstein, P. and B. Francou (1994). A 20-year reconstruction of glacier mass balance by hydrology on an intertropical glacier, the Zongo glacier, Andes of Bolivia, 16°S. A record of ENSO events. EGS - XIX assembly - HS4 " Snow melt and glacier runoff. Hydrology, environment and development in mountain regions". Grenoble, European Geophysical Society (EGS). abstract, poster

Ribstein, P. and B. Francou (1994). Los glaciares tropicales : hidrología y glaciología en relación al

clima. Semana sobre la investigación científica Franco-Boliviana. La Paz (Bolivie), Ambassade de France en Bolivie. poster

Ribstein, P., B. Francou, B. Pouyau, J. E. *Sicart, V. Favier, B. Caceres and J. Mendoza (2001). Glacier hydrology in the Tropical Andes: effects of climate variability on runoff characteristics. 6^o Scientific assembly of the IAHS - W4. Maastricht, Pays-Bas, International Association of Hydrological Science IAHS/AISH. abstract

Ribstein, P., B. Francou, B. Pouyau and W. Tamayo (1997). Evénements ENSO et hydrologie de glaciers en Bolivie. Seminario internacional "Consecuencias climaticas e hidrológicas del evento El Niño a escala regional y local. Incidencia en America del Sur. Quito (Equateur), INAMHI-ORSTOM. abstract

Ribstein, P., R. Hoorelbeck, B. Francou and R. Saravia (1993). Hydrological regime of a tropical glacier in Bolivia. session HW3 : role of snow and ice in the water cycle in high mountainous areas. Yokohama (Japon), Joint meeting IAMAS- IAHS / AISH - Association Internationale des Sciences hydrologiques. abstract

Ribstein, P. and E. *Tiriau (1992). Limnigrafo Chloe. Precipitaciones y escurimientos de cuencas andinas. El programa hidrológico y climatológico de la cuenca Amazonica de Bolivia (PHICAB). La Paz, Bolivia, ORSTOM, La Paz, Bolivie. poster

Ribstein, P., P. *Wagnon and B. Francou (1997). Flow separation and hydrological regime on Zongo Glacier, Bolivia. Glaciers of the Southern Hemisphere. Melbourne, Australia, IAMAS-International Association of Meteorology and Atmospheric Sciences / IAPSO-International Association for Physical Sciences of the Oceans. abstract, poster

*Sicart, J. E., R. Hock and P. **Ribstein** (2001). Application of a distributed energy balance model to a Tropical Glacier in Bolivia. EGS - OA14.02 "Energy and mass exchange of snow covers and glaciers. Nice, European Geophysical Society (EGS). abstract

*Sicart, J. E., P. *Wagnon, P. **Ribstein** and B. Francou (1999). Climate and energy balance of a tropical glacier, Cordillera Real, Bolivia. 3rd Alpine Glaciology Meeting. Innsbruck, Austria. abstract

*Sicart, J. E., P. *Wagnon, P. **Ribstein** and J. M. Leblanc (2000). A 1 year record of global radiation and albedo near the equilibrium line of Zongo glacier. EGS - OA20.04. Nice, European Geophysical Society (EGS). abstract

Talbi, A., A. Coudrain, E. Ledoux, P. **Ribstein**, C. Jusserand, M. Loubet and E. *Ramirez (2000). Evolution de l'hydrologie de l'Altiplano, contraintes géochimiques et hydrogéologiques. 18^o réunion des Sciences de la Terre. Paris. abstract

Taupin, J. D., E. *Ramirez, H. *Dürr, B. Francou, B. Pouyau, R. Gallaire, P. **Ribstein**, G. Hoffmann, J. Jouzel, V. Masson, M. Stievenard, J. R. Petit and U. Schotterer (2000). Comparison of climatic records obtained from two bolivian ice cores : preliminar results. EGS - OA34.01. Nice, European Geophysical Society (EGS). abstract, poster

Taupin, J. D., E. *Ramirez, B. Francou, R. Gallaire, B. Pouyau, P. **Ribstein**, P. *Wagnon, G. Hoffmann, J. Jouzel, V. Masson, M. Stievenard, J. Simoes, J. R. Petit, M. de Angelis, A. Correia, R. Delmas, P. Duval, M. Pourchet, U. Schotterer and P. Ginot (2001). Carottages andins : expérimentation, premiers résultats et perspectives. Section de glaciologie de la SHF. Grenoble, Société Hydrotechnique de France (SHF). abstract, poster

Taupin, J. D., E. *Ramirez, B. Pouyau, P. **Ribstein**, J. R. Petit, J. Simoes, A. Correia, M. de Angelis, R. Delmas, G. Hoffmann, J. Jouzel and M. Stievenard (2001). Carottage andin de haute altitude : résolution sur le dernier siècle ; définition temporelle des différents marqueurs. 6^o Scientific assembly of the IAHS - W4. Maastricht, Pays-Bas, International Association of Hydrological Science IAHS/AISH. abstract

*Tiriau, E., P. **Ribstein**, B. Francou and R. Saravia (1993). Regimen hidrológico de un glaciar tropical en Bolivia : el glaciar Zongo del Huayna Potosi. Seminario "Agua, Vida y Desarrollo". La Paz (Bolivie), Universidad Mayor San Andrés - UMSA: 4 p.

*Wagnon, P., P. **Ribstein** and P. Berton (1997). Localised energy balance and hydrological regime on a tropical glacier. EGS - OA16/HS9 "Hydrology of mountainous regions". Vienna, Austria, European

Geophysical Society (EGS). abstract

*Wagnon, P., P. **Ribstein**, G. Kaser and P. Berton (1997). Climate variability, energy balance and runoff of a tropical glacier. *Glaciers of the Southern Hemisphere (JMPH18-11)*. Melbourne, Australia, IAMAS-International Association of Meteorology and Atmospheric Sciences / IAPSO-International Association for Physical Sciences of the Oceans. Abstract

Rapports

*Berthier, E., R. Gallaire, R. Fuertes, J. P. Chazarin, P. *Wagnon, J. E. *Sicart, B. Francou, P. **Ribstein** and H. Baldivieso (2001). Mesures météorologiques, hydrologiques et glaciologiques sur le Glacier du Zongo. *Année hydrologique 1999-2000*. La Paz (Bolivie), IRD: 91 p.

*Berthier, E., J. E. *Sicart, P. *Wagnon, R. Gallaire, J. P. Chazarin, P. **Ribstein**, B. Pouyaud, B. Francou and H. Baldivieso (2001). Mesures météorologiques, hydrologiques et glaciologiques sur le Glacier Zongo. *Année hydrologique 1998-99*. La Paz (Bolivie), IRD: 82 p.

Billon, B., J. M. Delfieu, R. Gathelier, Y. Pépin and P. **Ribstein** (1983). Etude du kori Téloua. 2ème partie, les stations à l'aval d'Azél, campagne 1982. Niamey (Niger), ORSTOM: 55 p.

das Gupta, A., D. Rutashobya, M. C. Donoso, C. Vorosmarty, A. Wolf, C. Maksimovic, P. **Ribstein**, A. Herrmann and K. Takara (1998). International Hydrological Programme - IHP VI - Water Interactions : systems at risk and social challenge. Paris, UNESCO: 30 p.

Francou, B., J. Bourges, P. **Ribstein** and R. Vargas (1992). Un programa de estudio de un glaciar tropical. Aplicaciones en los recursos en agua de una cuenca andina, ORSTOM: 65 p.

Hoorelbeck, J., P. **Ribstein** and D. Sarr (1982). Le Ghorfa à la station de Ghorfa Aval. Etude hydrologique, rapport de la campagne 1979. Nouakchott, Mauritanie, ORSTOM et Organisation Météorologique Mondiale.

Hoorelbeck, J., P. **Ribstein**, D. Sarr and M. F. Saadbouh (1980). Hydrologie Mauritanienne. Rapport de la campagne 1979. Nouakchott, Mauritanie, ORSTOM et Ministère du Développement Rural de Mauritanie: 35 p.

Leblanc, J. M., J. E. *Sicart, R. Gallaire, J. P. Chazarin, P. **Ribstein**, B. Pouyaud, B. Francou and H. Baldivieso (2000). Mesures météorologiques, hydrologiques et glaciologiques sur le Glacier Zongo. *Année hydrologique 1997-98*. La Paz (Bolivie), IRD: 90 p.

Ribstein, P. (1989). New data collection and telemetring equipment for the Yellow River. Project document. Orléans, BRGM - Yellow River Cooperation Project. Report mission: 58-73.

Ribstein, P. (1990). cours : Hydrologie des petits bassins ruraux - prédétermination des crues et des apports annuels. Ouagadougou (Burkina Faso), EIER - Ecole Inter-Etats des Ingénieurs de l'Equipement Rural: 41 p.

Ribstein, P. (1998). Changement climatique, eau et développement durable. Paris, Commission Française du Développement Durable: 141-144.

Ribstein, P. and Y. Comary (1979). Conditions de flux et de températures d'un champ chauffé par tuyaux enterrés, étude du régime permanent. Les Renardières, Direction des Etudes et Recherches, Service AEE, Electricité de France (EDF): 35 p.

Ribstein, P. and M. Desbordes (1978). Etude de la qualité du ruissellement urbain. Synthèse bibliographique. Montpellier, Laboratoire d'Hydrologie Mathématique, Université des Sciences et Techniques du Languedoc (USTL): 55 p.

Ribstein, P., G. Galéa, E. Leblois, F. Maniguet, G. Oberlin, J. C. Olivry and E. Servat (1998). Exemples de représentation des régimes. Paris, PNRH - Programme National de Recherche en Hydrologie: 12 p.

Ribstein, P. and J. Peña (1993). Estudio hidrológico para la protección contra las inundaciones de Vilamontes. La Paz (Bolivie), CODETAR - CEE , HYDROCONSULT International: 26 p.

Ribstein, P. and Y. Pépin (1982). Les bassins versants d'Iférouane. Etude hydrologique, campagne 1980. Niamey (Niger), ORSTOM: 18 p.

- Ribstein, P., Y. Pépin and B. Billon (1983).** Etude du kori Téloua. 1ère partie, le haut bassin, campagne 1982. Niamey (Niger), ORSTOM: 55 p.
- Ribstein, P. c. (1996).** Thème 1 "Le milieu physique, ses contraintes, ses ressources et l'impact des activités humaines sur l'environnement". Paris, ORSTOM: 6 p.
- Ribstein, P. c. (1996).** Grand Programme ORSTOM " Variabilité climatique tropicale et impacts régionaux". Paris, ORSTOM: 30 p.
- Ribstein, P. c. (2000).** Unité de recherche GREAT ICE "Glaciers et Ressources en Eau. Indicateurs Climatiques et Environnement". Paris, IRD: 34 p.
- Rigaudière, P., P. **Ribstein**, B. Francou, B. Pouyaud and R. Saravia (1995). Mesures météorologiques, hydrologiques et glaciologiques sur le Glacier Zongo. Année hydrologique 1993-1994. La Paz (Bolivie), ORSTOM: 69 p.
- Rigaudière, P., P. **Ribstein**, B. Francou, B. Pouyaud and R. Saravia (1995). Un modèle hydrologique du Glacier Zongo. La Paz (Bolivie), ORSTOM: 90 p.
- Rodier, J. and P. **Ribstein** (1988). Estimation des caractéristiques de la crue décennale pour les petits bassins versants du Sahel couvrant 1 à 10 km². Montpellier, ORSTOM: 133 p.
- *Sicart, J. E., P. *Wagnon, R. Gallaire, B. Francou, P. **Ribstein**, B. Pouyaud and H. Baldivieso (1998). Mesures météorologiques, hydrologiques et glaciologiques sur le glacier de Zongo. Année hydrologique 1996-97. La Paz (Bolivie), ORSTOM: 119 p.
- *Wagnon, P., P. **Ribstein**, B. Francou, B. Pouyaud and H. Valdivieso (1995). Mesures météorologiques, hydrologiques et glaciologiques sur le Glacier Zongo. Année hydrologique 1994-95. La Paz (Bolivie), ORSTOM: 82 p.
- Zweifel, B., M. Funk, H. W. Gäggeler, P. **Ribstein** and M. Schwikowski (2000). Englacial ice temperatures at Illimani. Villigen PSI (Suisse), Labor für Radio- und umweltchemie der universität Bern und des Paul Scherrer Instituts: 39.

Articles de vulgarisation

- Francou, B., P. **Ribstein** and B. Pouyaud (1997). La fonte des glaciers tropicaux. La Recherche. 302: 34-37.
- Pouyaud, B., B. Francou, P. **Ribstein**, C. Diaz Escobar and F. Camacho (1996). Les glaciers tropicaux andins: remarquables laboratoires naturels. ORSTOM Actualités. 50: 9-16.
- Ribstein, P. (1999).** L'humidité fait fondre les glaciers tropicaux. Fiche d'actualités scientifiques. 96: 2 p.
- Ribstein, P., B. Pouyaud, B. Francou, J. D. Taupin, E. Cadier, P. Chevallier and A. Coudrain-Ribstein (2000).** Neiges et glaciers tropicaux. L'or blanc des Andes. Sciences au Sud. 7: 8-9.

Conférences invitées

- Ribstein, P. (1997).** Les glaciers des Andes tropicales. Conséquences de la variabilité climatique et ressources en eau. Montpellier, Institut des Sciences de la Terre, de l'Eau et de l'Espace (ISTEEM), Université des Sciences et Techniques du Languedoc.
- Ribstein, P. (1997).** Les glaciers tropicaux. Paris, Assemblée générale du Comité National Français des Sciences Hydrologiques (CNFSH).
- Ribstein, P. (1999).** Neiges et glaciers tropicaux. Aspects hydrologiques et climatologiques. Montpellier, Assemblée générale du Comité National Français de Géodésie et de Géophysique (CNFGG).
- Ribstein, P. (2000).** Impacts of climat variability on glaciers in Bolivia. Consequences for present water ressources and paleoclimate reconstruction. Berne (Suisse), Labor für Radio- und umweltchemie der universität Bern und des Paul Scherrer Instituts.
- Ribstein, P. and B. Francou (1993).** Glaciologia e hidrologia de glaciares en la Cordillera Real de Bolivia, II Simposio internacional de Estudios Altiplanicos, Université du Chili.

5.4 Annexe 4 : publications sélectionnées

Publications complètes

1. Ribstein, P., E. *Tiriau, B. Francou and R. Saravia (1995). "Tropical climate and glacier hydrology: a case study in Bolivia." *Journal of Hydrology* 165: 221-234.
2. Bourges, J., P. Ribstein, C. Dietze, J. L. Guyot and R. Hoorelbeck (1995). "Flux et crues singulières d'un petit cours d'eau andin, ou les effets pervers de l'urbanisation." *Revue de Géographie Alpine* 1: 111-126.
3. *Wagnon, P., P. Ribstein, T. *Schuler and B. Francou (1998). "Flow separation on Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia." *Hydrological Processes* 12: 1911-1926.
4. *Talbi, A., A. Coudrain, P. Ribstein and B. Pouyaud (1999). "Calcul de la pluie sur le bassin versant du lac Titicaca pendant l'Holocène." *C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes* 329: 197-203.
5. Ribstein, P., B. Pouyaud, J. E. *Sicart, P. *Wagnon, E. *Ramirez Rodriguez and B. Francou (1999). Variabilité climatique et fonctionnement hydrologique d'un glacier tropical. *Rapport quadriennal 1995-1998. XXIIème Assemblée Générale de l'Union Géodésique et Géophysique Internationale*. Birmingham (U.K.), juillet 1999. Paris, Comité National Français de Géodésie et Géophysique: 279-287.
6. Arnaud, Y., F. Muller, M. Vuille and P. Ribstein (2001). "El Niño - Southern Oscillation (ENSO) influence on Sajama volcano glacier from 1963 to 1998 as seen from Landsat data and aerial photography." *Journal of Geophysical Research* 106(D16): 17773-17784.
7. *Wagnon, P., P. Ribstein, J. E. *Sicart and B. Francou (2001). "Anomalous heat and mass budget of Glaciar Zongo, Bolivia, during the 1997/98 El Niño year." *Journal of Glaciology* 47(156): 21-28.
8. *Ramirez, E., B. Francou, P. Ribstein, M. Desdoitres, R. Guérin, J. *Mendoza, R. Gallaire, B. Pouyaud and E. Jordan (2001). "Small-sized glaciers disappearing in the Tropical Andes: Chacaltaya Glacier, a case study in Bolivia." *Journal of Glaciology* 47(157): 187-194.
9. *Sicart, J. E., P. Ribstein, J. P. Chazarin and E. *Berthier (sous presse). "Solid precipitation on a tropical glacier in Bolivia using ultrasonic depth gauge measurements." *Water Resources Research*.
10. Hoffmann, G., E. *Ramirez, J. D. Taupin, B. Francou, P. Ribstein, R. Delmas, H. *Dürr, R. Gallaire, J. Simoes, U. Schotterer, M. Stievenard and M. Werner (sous presse). "Coherent isotope history of Andean ice cores over the last century." *Geophysical Research Letters*.

Première page de publication

- Francou, B., P. Ribstein, R. Saravia and E. *Tiriau (1995). "Monthly balance and water discharge of an inter-tropical glacier: Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16°S." *Journal of Glaciology* 41(137): 61-67.
- Ribstein, P., B. Francou, P. Rigaudière and R. Saravia (1995). "Variabilidad climática y modelización hidrológica del Glaciar Zongo, Bolivia." *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines* 24(3): 639-649.
- *Wagnon, P., P. Ribstein, B. Francou and B. Pouyaud (1999). "Annual cycle of energy balance of Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia." *Journal of Geophysical Research* 104(D4): 3907-3924.
- *Wagnon, P., P. Ribstein, G. Kaser and P. *Berton (1999). "Energy balance and runoff seasonality of a bolivian glacier." *Global and Planetary Change* 22: 49-58.
- *Sicart, J. E., P. Ribstein, P. *Wagnon and D. Brunstein (2001). "Clear-sky albedo measurements on a sloping glacier surface: A case study in the Bolivian Andes." *Journal of Geophysical Research* 106(23): 31729-31738.
- *Caballero, Y., V. Jomelli, P. Chevallier and P. Ribstein (2002). "Hydrological characteristics of slope deposits in high tropical mountains (Cordillera Real, Bolivia)." *Catena* 47(2): 101-116.
- Coudrain, A., M. Loubet, T. *Condom, A. *Talbi, P. Ribstein, B. Pouyaud, J. Quintanilla, C. Dieulin and B. Dupré (2002). "Données isotopiques (87Sr / 86Sr) et changements hydrologiques depuis 15000 ans sur l'Altiplano andin." *Hydrological Sciences-Journal-des Sciences Hydrologiques* 47(2): 293-306.



ELSEVIER

Journal of Hydrology 165 (1995) 221–234

Journal
of
Hydrology

[1]

Tropical climate and glacier hydrology: a case study in Bolivia

P. Ribstein^{a,*}, E. Tiriau^a, B. Francou^a, R. Saravia^b

^a*Département des Eaux Continentales, l'institut français de recherche scientifique pour le développement en coopération, ORSTOM, CP 9214, La Paz, Bolivia*

^b*Compañía Boliviana de Energía Eléctrica S.A., COBEE S.A., CP 353, La Paz, Bolivia*

Received 7 December 1993; revision accepted 22 June 1994

Abstract

Runoff from intertropical glaciers is highly variable, indicating that they are greatly affected by climatic changes peculiar to tropical climates. The 3 km² basin presented in this case study lies in the Cordillera Real of Bolivia and is 77% covered by glacier ice, ranging in elevation from 6000 to 4830 m a.s.l. A comparison of 2 years of study demonstrates the peculiar feature of intertropical glaciers: that accumulation and melting periods coincide during the rainy season. During the first hydrological year (1991–1992), runoff was 1793 mm for an average precipitation on the glacier of approximately 916 mm. During the second year (1992–1993), runoff was 1080 mm for a precipitation of 1060 mm. Solar radiation and daily mean duration with positive temperature on the ablation zone are the parameters best explaining variation in monthly runoff. Gauge readings taken downstream enable discharge from the glacier to be established over a period of nearly 20 years. The most prominent events coincide with significantly negative values of the Southern Oscillation Index, often linked to El Niño-Southern Oscillation (ENSO) phenomena. In conclusion, results show that these intertropical glaciers are receding rapidly, as precipitation does not compensate for loss from melting.

1. Introduction

In many parts of the world, glaciers contribute significant quantities of water to surrounding lowlands. At low latitudes, they compensate for strongly seasonal rainfall distribution. The influence of glaciers on the Amazon water system has been discussed (Bourges et al., 1990), but never quantified owing to lack of reliable data. Tropical glaciers are also an interesting research topic in terms of their response

* Corresponding author.

to atmospheric forcing. Nevertheless, little investigation has been carried out on glaciers in the intertropical zone (Young, 1985).

Glacier inventories have recently been published for Peru and Bolivia (Hidrandina, 1988; Jordan, 1991). Some studies have been carried out, concentrating either on climatic aspects (Hastenrath, 1978; Thompson et al., 1984) or glaciological aspects (Kaser et al., 1990), but practically no studies exist in the field of hydrology. Measurement of glacier runoff has been of prime importance in a study carried out since 1991 in Cordillera Real of Bolivia (Francou et al., 1994). The main purpose of this research is to quantify current retreat of Andean glaciers and to investigate the underlying climatic parameters. In order to analyze the relationship between climatic fluctuations and glacial hydrology, it is necessary to have accurate information on water volumes lost from glaciers through runoff.

2. The investigation area

The glacier in this case study, Zongo Glacier, forms part of the Huayna Potosí massif ($16^{\circ}15'S$, $68^{\circ}10'W$) in the Cordillera Real, Bolivia, approximately 30 km north of La Paz. This glacier with a surface area of 2.1 km^2 is part of a 3 km^2 basin above the main hydrometric station (Fig. 1). The surface not covered by the main glacier comprises two lateral moraines, outcrops of granodiorite and small glacierized areas (supplementary glaciers of 0.2 km^2) connected hydrologically but not glaciologically to the main glacier. The basin is 77% covered by glaciers, with altitudes ranging from 6000 m to 4830 m a.s.l. The head of the glacier faces south while the lower part faces east.

The climate of the region is determined by seasonal oscillation in the intertropical convergence zone (ITCZ). During austral winter, the ITCZ is north of Bolivia and tropical anticyclones produce a somewhat cold, dry season. During austral summer, from December to March, the ITCZ proceeds to its most southerly position. This is the wet, as well as the warm season, coinciding with the eastern intertropical flux that brings water vapour from the Atlantic (Montes de Oca, 1982; Roche et al., 1990). In the study zone, water-vapor transport is from the north, with air masses drying as they rise up the Zongo valley, part of the Amazon basin. However, significant precipitation is not uncommon in July and August with cold fronts, observed during both years of this study.

3. Instrumentation and measurements

Equipment was installed in July 1991 (glaciological stakes, hydrometric station, rain gauges, thermograph). In early 1993, a recording rain gauge, additional thermographs and a pyranometer for short wave radiation records were added (Fig. 1).

Fifteen ablation stakes were distributed over the ablation zone, from 5200 m down to 4900 m a.s.l. Three stakes were placed in the accumulation zone at 5600 m a.s.l. In addition, soundings were made for snow density and depth.

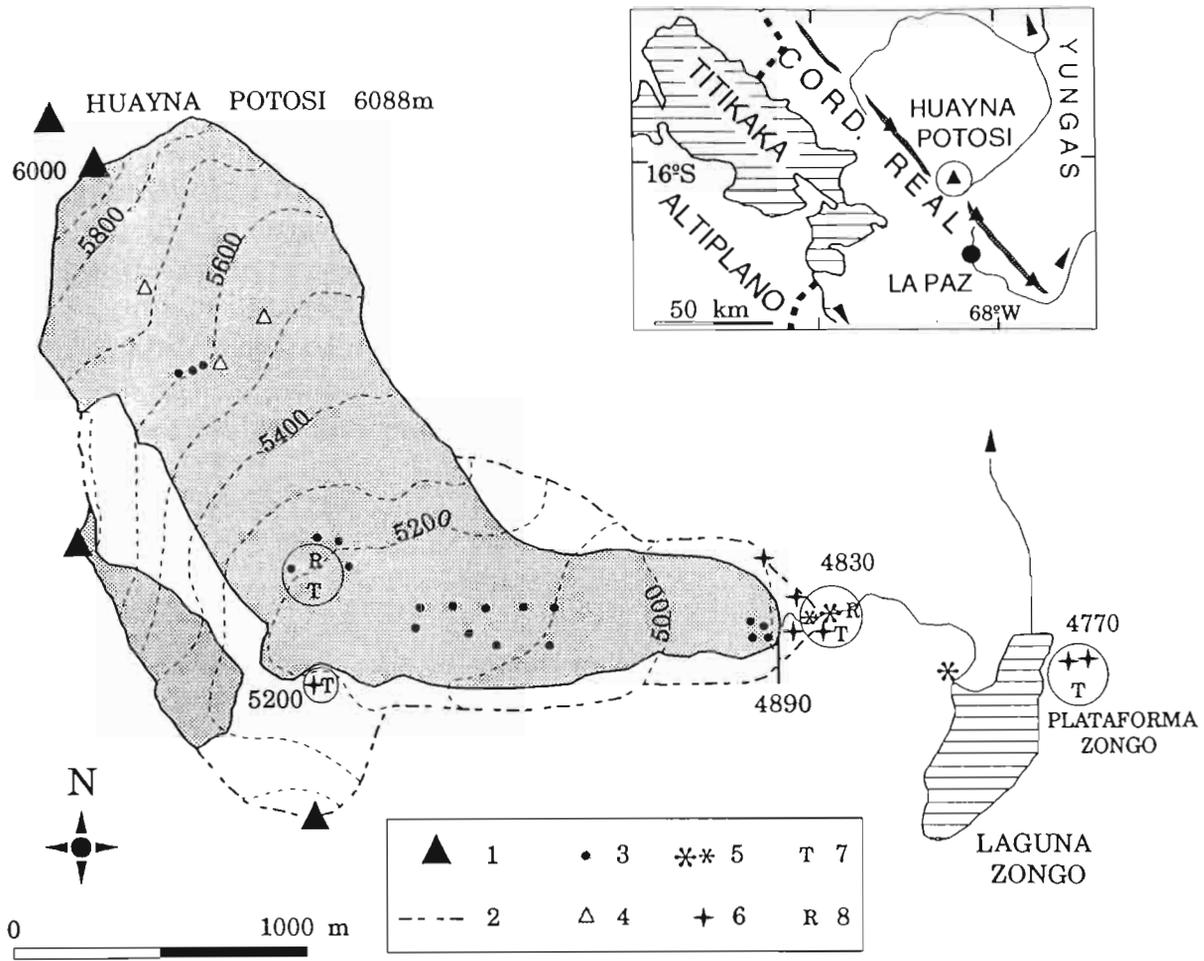


Fig. 1. Sketch map of Huayna Potosi and Zongo Glacier (Bolivia) with the system of survey in 1993. Shaded areas represent glaciers. 1. principal peaks; 2, limits of the basin; 3, glaciological stakes; 4, soundings from pits and crevasses; 5, hydrometric stations; 6, precipitation gauges; 7, thermographs; 8, pyranometers.

The rainfall pattern was initially determined from a daily rain gauge in operation since 1970 at the Plataforma Zongo, 1000 m from the glacier tongue, at an altitude of 4770 m. Furthermore, around the ablation zone, five storage precipitation gauges with 2000 cm² orifices were read monthly, evaporation being inhibited by a layer of oil. The measured precipitation was compared with several readings of snow depth taken on the glacier. Because of considerable direct sunlight and temperatures frequently above 0°C during the rainy season, the lower part of the basin receives more rain than snow. Furthermore, solid precipitation on the rock-covered borders and moraines melts very quickly.

The main station installed for measuring temperature is also situated at 4770 m on the Plataforma Zongo and has been equipped with a thermograph since July 1991. A comprehensive set of temperature records since 1945 is available for the El Alto station (altitude 4071 m, 30 km distance from the glacier). Changes in location and instrumentation, however, compel the reference period to be limited to 1970–1993. Temperature has also been recorded at the hydrometric station and also at an altitude of around 5200 m since early 1993.

The hydrometric station is at an altitude of 4830 m, 60 m lower and 150 m downstream from the glacier tongue. This station, set up in 1991, comprises a water level recorder and a triangular weir. Downstream from the station the river enters Lake Zongo, which supplies a nearby hydroelectric plant. Since 1973 two daily readings have been taken at a staff gauge on a rectangular weir, between the hydrometric station at 4830 m and Lake Zongo. Several discharge measurements, together with comparisons of readings at the staff gauge and those from the hydrometric station, enable discharges from glacier melting to be established from 1973 onwards.

The high temperatures common to these latitudes lead to very few problems related to freezing, and easy year-round access to the glaciers of the Cordillera Real facilitates frequent supervision of the instruments, not only reducing the number of gaps in the records but also increasing record quality.

4. Results and discussion

4.1. Climatic variation

Tropical climate varies highly from one year to another. Mean annual precipitation at the Plataforma Zongo from 1970 to 1993 was 885.7 mm. During the hydrological year 1991–1992 it was 686 mm, with 919.5 mm in 1992–1993. Hence, the 1991–1992 period was below average (77% of the mean), while the second period was closer to the mean. The below average precipitation in the first year is linked to a very short rainy season. For 1991–1992, only four months have greater than 50 mm rainfall

Table 1
Monthly and yearly values of precipitation and temperature at Zongo station and El Alto station

Month	<i>P</i> 91–92 Zongo (mm)	<i>P</i> 92–93 Zongo (mm)	<i>Pm</i> 70–93 Zongo (mm)	<i>T</i> 91–92 Zongo (°C)	<i>T</i> 92–93 Zongo (°C)	<i>T</i> 91–92 El Alto (°C)	<i>T</i> 92–93 El Alto (°C)	<i>Tm</i> 70–93 El Alto (°C)
Sept.	25.2	21.0	40.2	0.9	0.3	5.8	6.3	6.2
Oct.	42.4	59.8	54.8	2.6	0.5	7.6	7.5	7.7
Nov.	94.3	90.4	76.3	2.3	1.4	8.0	8.1	8.4
Dec.	83.9	123.1	118.0	2.3	−0.1	8.6	8.5	8.1
Jan.	171.5	249.2	198.0	1.3	0.5	7.6	7.2	7.5
Feb.	134.4	100.2	152.0	1.1	1.5	7.8	7.9	7.5
March	32.6	145.8	135.8	2.4	0.7	7.8	7.2	7.5
April	14.0	63.0	55.2	2.6	2.0	7.6	7.3	7.0
May	0.9	13.4	12.3	3.1	2.3	7.1	6.3	5.8
June	18.5	3.5	12.1	0.9	2.6	5.0	4.5	4.1
July	21.9	4.5	7.3	0.5	0.7	3.8	4.2	3.8
Aug.	46.4	45.6	23.7	−0.8	0.1	4.0	4.7	5.0
Year	686.0	919.5	885.7	1.6	1.0	6.7	6.6	6.5

P, precipitation; *Pm*, mean precipitation (1970–1993 period); *T*, temperature; *Tm*, mean temperature (1970–1993 period).

(from November to February), usually there are seven such months according to data compiled from 1970–1993.

The 1991–1992 year was warmer than the second, 1.6°C instead of 1.0°C (Table 1). At El Alto station, mean annual temperature for each year was 6.7°C and 6.6°C for 1991–1992 and 1992–1993, respectively, close to the long-term annual mean of 6.5°C. However, Fig. 2 shows that from December 1991 to June 1992, monthly temperatures were appreciably above average. The period under observation therefore covers a dry, rather warm year as well as one with close to average values.

Annual rainfall calculation on the basin requires firstly a study of the relationship between rain and altitude. Comparison of multiyear data from the Zongo station (4770 m a.s.l.) and at Botijlaca (3490 m a.s.l., 12 km from the Zongo station) in the same valley, shows a slight negative gradient; nevertheless, total rainfall over the observed period shows that there is a difference of less than 4% between the two stations, monthly values being very close. The various soundings carried out at altitudes ranging from 5500 to 5800 m and monthly readings taken from five storage precipitation gauges (ranging from 4800 to 5200 m) prove that there is no marked gradient between precipitation in relation to altitude on the Zongo Glacier. On the

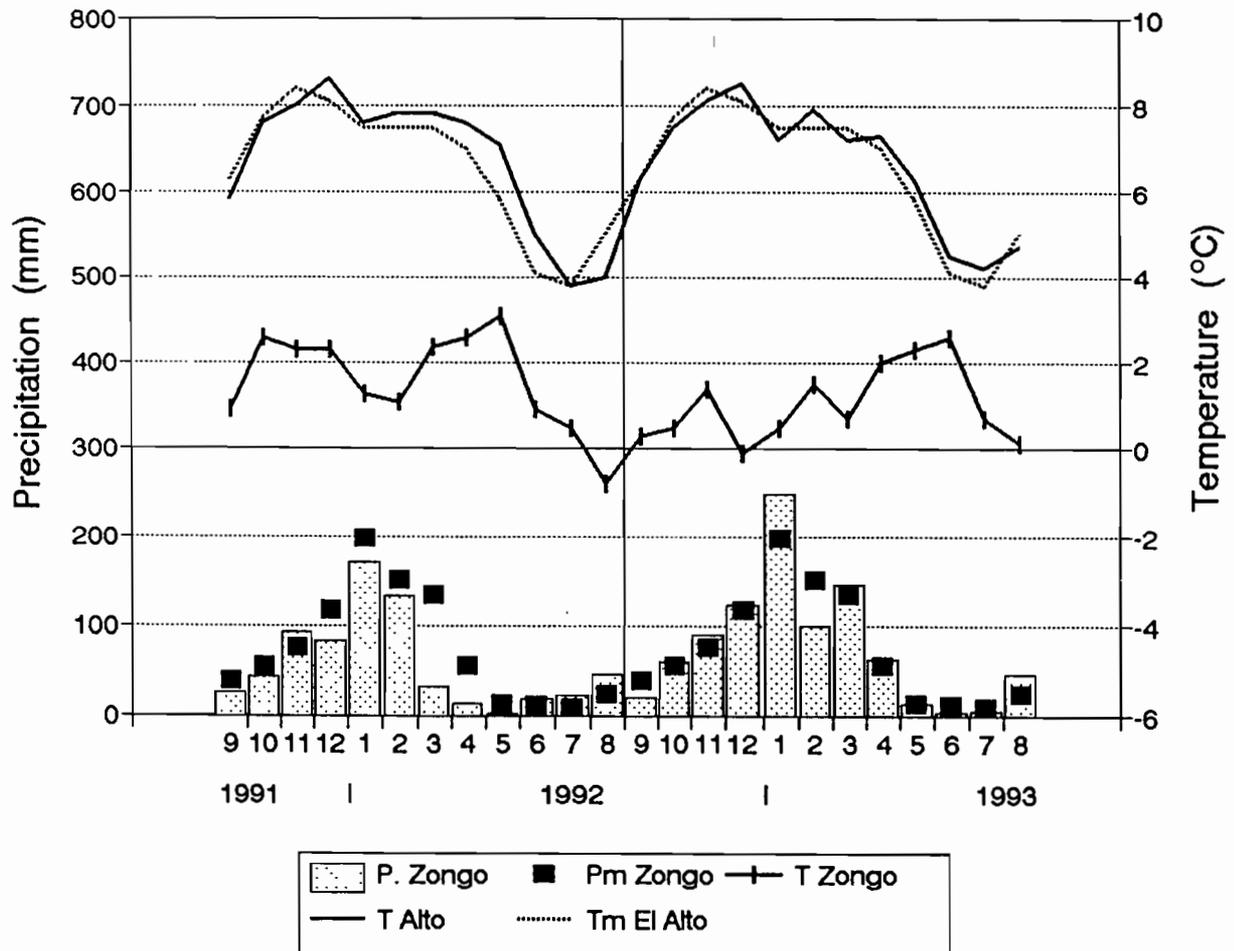


Fig. 2. Monthly temperature and precipitation at Zongo station. Temperatures are compared with El Alto station during the observed period and with El Alto mean monthly values (1970–1993 period). Precipitation is compared with Zongo mean monthly values (1970–1993 period).

contrary, during the first year, annual rainfall at the Plataforma Zongo was 25% below the mean registered in the storage precipitation gauges and during the second year it was 13%. The difference may be explained by gauge catch deficiency for solid precipitation due to wind; this deficiency is larger for the Zongo rain gauge of 314 cm² area than for storage precipitation gauge of 2000 cm² area.

There is up to 20% variation in annual rainfall from one storage precipitation gauge to another. The location of storage precipitation gauges have being selected in order to represent situations with different characteristics, assuming that each gauge was representative of an equally large area. For an evaluation of the hydrological regime during the 2 years covering this study, it has been necessary to take, as precipitation index for the glacier, the mean of the storage precipitation gauges: 916 mm for 1991–1992, 1060 mm for 1992–1993. Therefore, it may be inferred that the temporal variation in precipitation on the glacier is well represented by the rain gauge on the Plataforma Zongo. However, mean precipitation on the basin is about 20% greater than that recorded at Zongo station. Spatial precipitation estimates are not easy to compute, especially in the case of mountainous regions with snowfall. Thus, uncertainty in the mean precipitation is estimated to be less than 20%, a normal accuracy for gauged precipitation in mountainous regions (Kattelman and Elder, 1991).

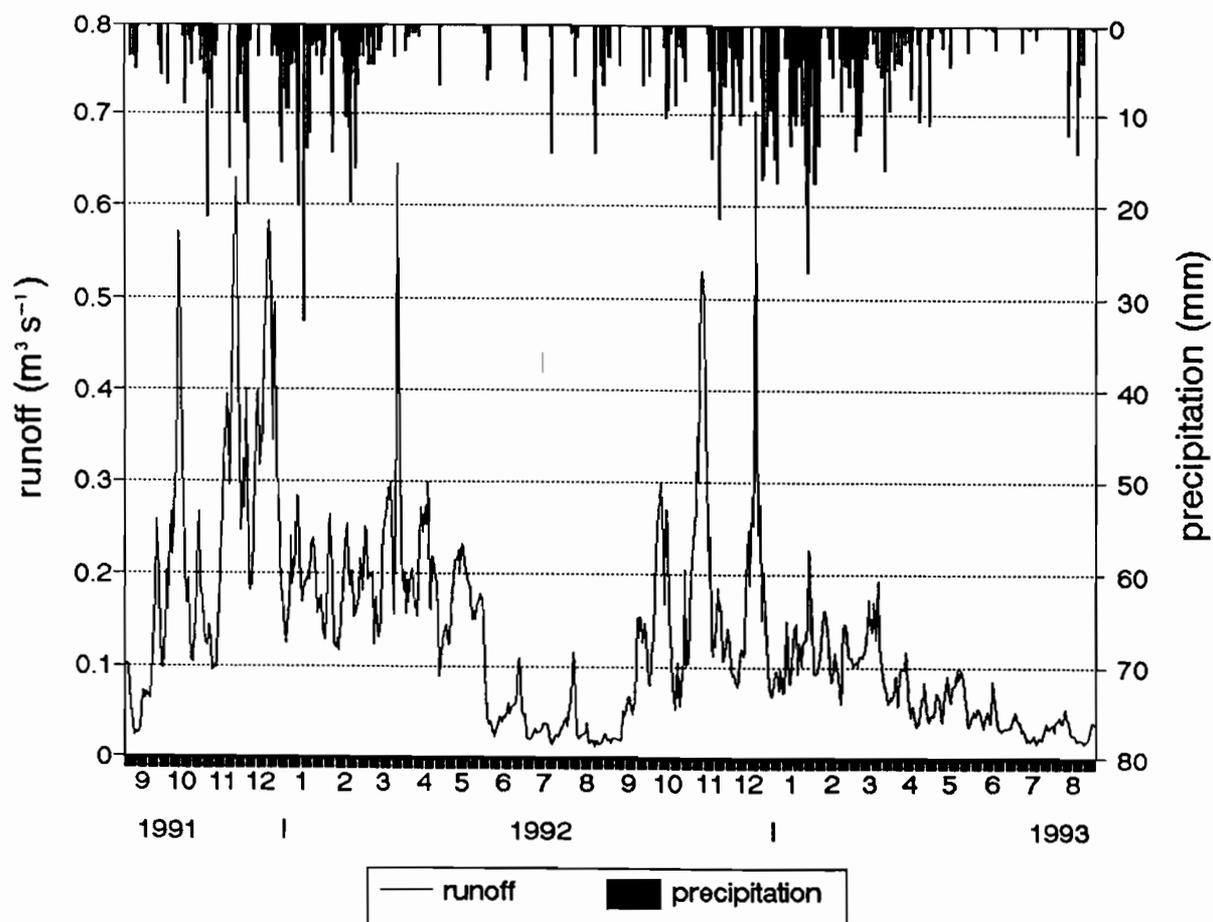


Fig. 3. Daily precipitation at Zongo station and daily streamflow at hydrometric station at 4830 m a.s.l. during 1991–1993.

Precipitation is very seasonal with 82% in 1991–1992 and 84% in 1992–1993 of annual precipitation falling from October to March. Temperature characteristics are not notably seasonal, particularly at high altitude: at Plataforma Zongo the coldest month of the second year was December, during the supposedly warm season! At Zongo (4770 m a.s.l.) from 1991–1993 there is a 3.9°C difference between the warmest and the coldest month, yet there is an average diurnal range of 7.9°C, typical of tropical high altitudes (Hastenrath, 1991).

4.2. Hydrological regime at the glacier outlet

Comparison of daily rainfall and runoff (Fig. 3) reveals the most significant hydrological characteristic of intertropical glaciers: the accumulation and ablation periods are simultaneous. These glaciers behave similarly to ‘the summer-accumulation type’, of the Himalayas and Tibetan Plateau (Ageta and Kadota, 1992). Annual values (Table 2) show wide runoff variability from year to year, and the highly significant balance deficit observed during the first year: 1793 mm runoff for a precipitation of 916 mm. The second year is more evenly balanced, with 1080 mm runoff for a precipitation of around 1060 mm.

Runoff is less seasonal than rainfall (Table 2). During the 2 years of the present study, 72% and 76%, respectively, of total annual runoff occurred during the 6 months from October to March. The highest monthly discharges were in November and December which do not coincide with the 2 months with the heaviest precipita-

Table 2

Monthly and yearly values of incident solar radiation at Huayna Potosí, mean daily duration with temperature above 3°C at Zongo station, runoff depth for 1991–1993 and mean values for 1973–1993

Month	H_o ($W m^{-2}$)	DT3	DT3	R	R	Rm	$Rstd$
		91–92 ($h day^{-1}$)	92–93 ($h day^{-1}$)	91–92 (mm)	92–93 (mm)	73–93 (mm)	73–93 (mm)
Sept.	404	4.9	5.1	76	59	71	42
Oct.	439	7.4	4.7	205	136	142	53
Nov.	456	8.3	5.9	237	202	211	91
Dec.	460	8.8	3.4	305	180	213	57
Jan.	458	5.2	3.5	171	102	176	70
Feb.	448	4.4	6.1	155	92	163	63
March	421	8.3	4.0	217	104	165	96
April	377	9.7	6.4	168	58	118	59
May	334	11.0	8.1	160	58	84	31
June	312	5.9	8.5	46	37	49	24
July	321	6.0	6.1	25	26	36	15
Aug.	358	3.7	5.2	29	28	44	22
Year	399	7.0	5.6	1793	1080	1472	383

The runoff depth is related to the basin area of 3.0 km².

H_o , solar radiation; DT3, mean daily duration; R , runoff depth; Rm , mean runoff depth (1973–1993 period); $Rstd$, standard deviation of runoff depth (1973–1993 period).

tion, January and February or March. This emphasizes the regulating nature of glaciers compared with basins with entirely pluvial runoff.

High discharges are not associated with significant precipitation (Fig. 3). Monthly discharge is only weakly correlated to precipitation (correlation coefficient $r = 0.3$, $n = 24$).

Six episodes with discharges above $0.5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (in October 1991, November 1991, December 1991, March 1992, November 1992 and December 1992) were each preceded by at least a 10 day dry period (at the most 1 day of precipitation) with maximum temperatures almost always above 5°C on the Plataforma Zongo (see Fig. 4, the event from November 1991). An essential prerequisite to high runoff is an accumulation of energy. The mean temperature gradient on the basin is 0.74°C per 100 m, and the glacier equilibrium line altitude (ELA) is around 5200 m a.s.l.

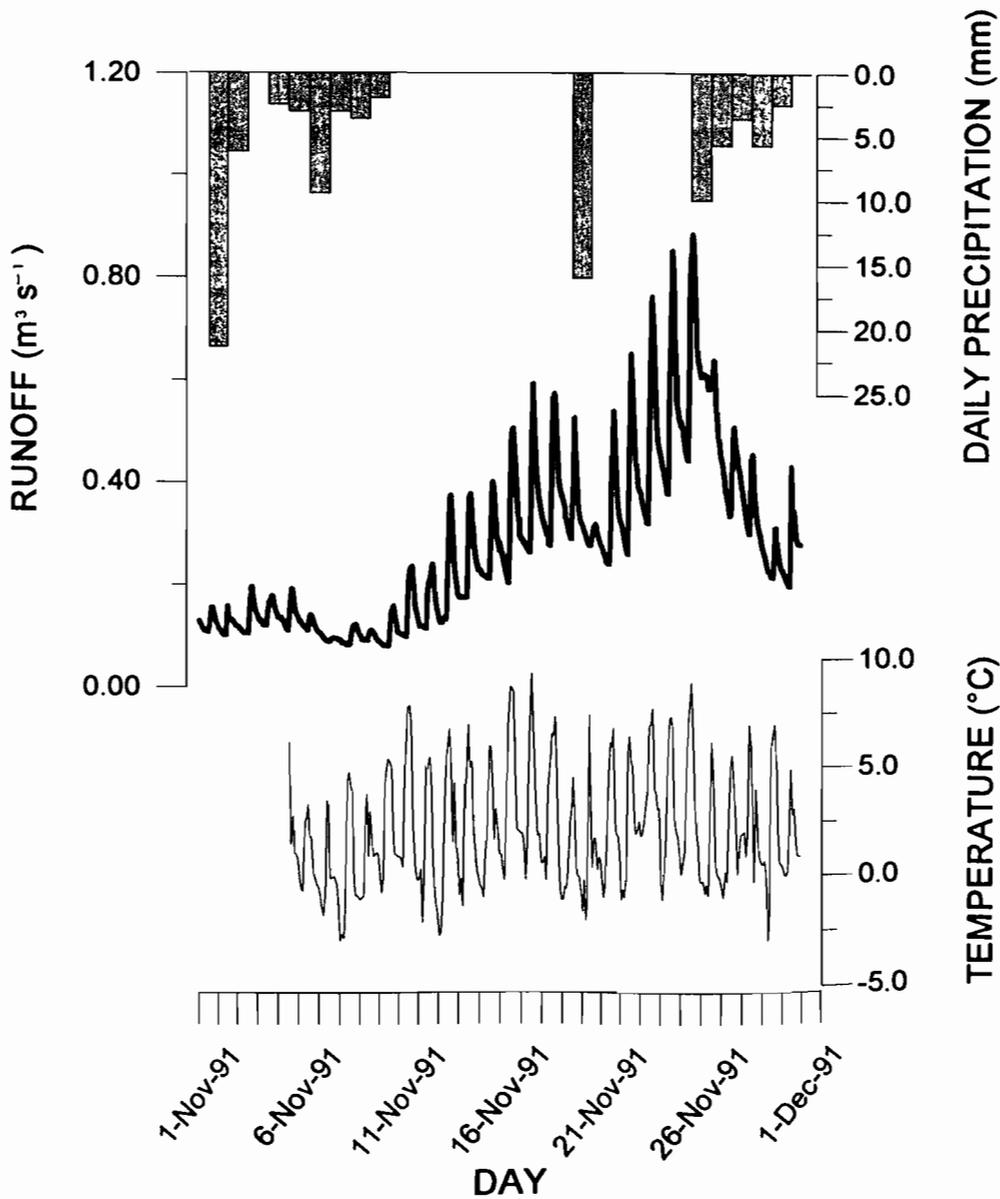


Fig. 4. Flood of November 1991, compared with temperature and precipitation at Plataforma Zongo.

(Francou et al., 1994). Consequently, temperatures above 3°C at the Zongo station (4770 m a.s.l.) correspond to temperatures above 0°C on the ablation zone of the glacier, when melting must be occurring over the entire ablation zone. Discharge is highly correlated to the mean daily duration with temperature above 3°C (DT3) at the Zongo station. This duration DT3 also takes into account the variation in albedo.

There is less ablation when the albedo is high as a result of fresh snowfalls and also when clouds reduce solar radiation reaching the glacier (with low temperatures). Hence, albedo and cloud cover should lead to higher runoff in winter, however the highest discharges occur from October to March. The seasonal nature of runoff is explained primarily by incident solar radiation. For latitudes corresponding to the Zongo Glacier, monthly radiation calculated using equations from Paltridge and Platt (1976), are presented with DT3 and runoff in Table 2. The lowest discharges occur during winter months (July and August), when incident solar radiation is low. The six floods mentioned above are dispersed around the solstice of 21 December.

Based on a stepwise multiple linear regression applied to possible independent variables (precipitation, number of days with precipitation, maximum temperature, mean temperature, average diurnal range, mean daily duration with temperature above different values, ...), monthly runoff R (in mm) is largely explained by two variables: incident solar radiation H_0 (in W m^{-2}); and mean daily duration DT3 (in hours) with temperature above 3°C. The linear model thus obtained is expressed as:

$$R = 1.28H_0 + 23.58\text{DT3} - 538.1 \quad (r = 0.92, n = 24)$$

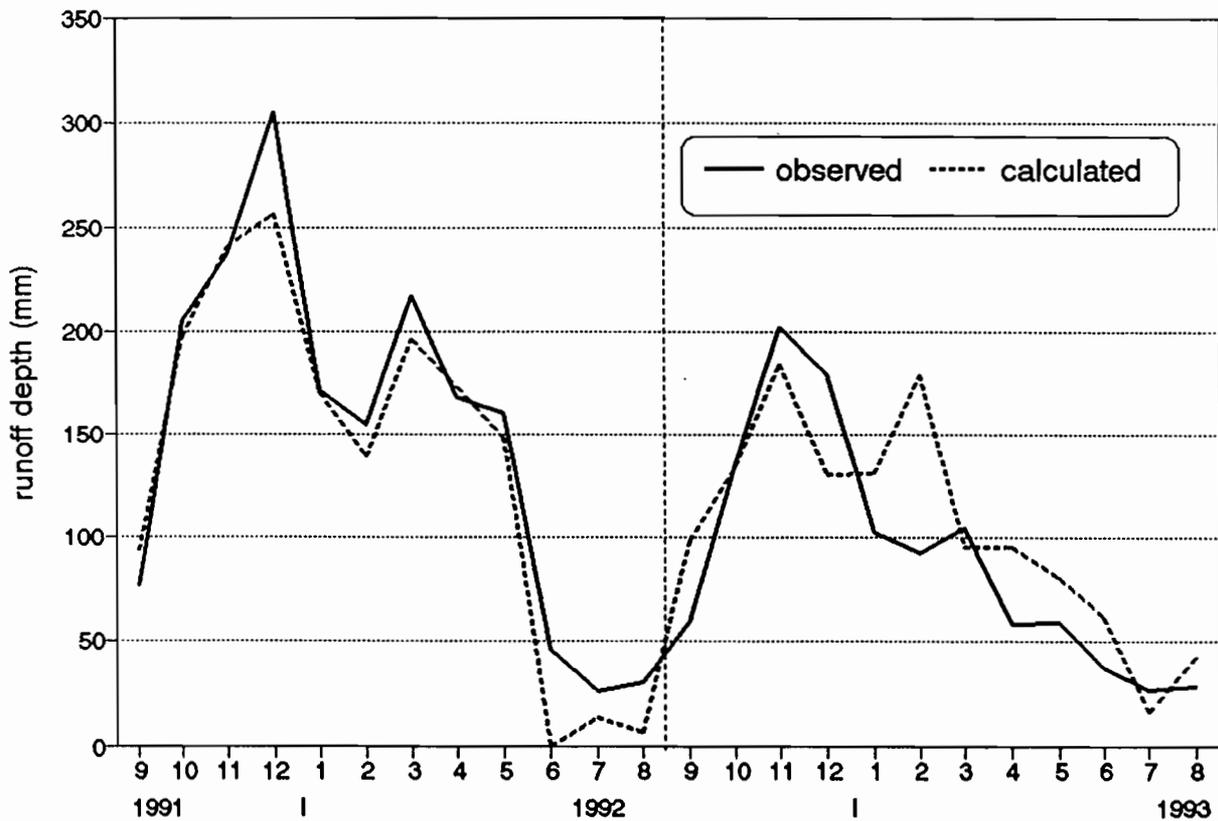


Fig. 5. Observed and calculated runoff from linear regression with solar radiation and mean daily duration with temperature above 3°C at Zongo station.

Monthly results of this regression are represented on Fig. 5. The 1 month time interval does not take into account the considerable daily variations but it does allow for the lag-time between daily meteorological parameters and runoff. The above equation is close to a model of the temperature-index type with seasonally varied melt factor, as expounded by Braun and Aellen (1990). It clearly reflects the importance of solar radiation resulting from the glacier being close to the Equator and at high altitude.

4.3. Climatic fluctuations and glacier runoff since 1973

Daily discharge calculated on the basis of two daily readings downstream from the glacier is highly correlated to discharge at the main hydrometric station from 1991 to 1993 ($r = 0.95$, $n = 600$). This correlation makes it possible to establish monthly discharge from the glacier since 1973 based on established daily discharge. Due to missing daily readings, 14 monthly discharges (out of 240 since 1973) have not been established by means of this correlation. Where it was impossible to establish a complete year because of these missing data, a correlation was applied with the mean monthly temperatures of the El Alto station ($r = 0.85$, $n = 226$). Fig. 6 shows calculated runoff and temperature at the El Alto station: monthly values and 12 month moving average to filter out annual cycles and to reveal the similar behavior of temperature and runoff. Table 2 gives the interannual means thus obtained and shows the first year of the study to present excess runoff. Despite temperature and precipitation close to mean values, the runoff of the second year is lower than the multiyear mean runoff owing to daily rainfall distribution. On average, the greatest runoff occurs in November and December. In certain years, monthly values show two runoff peaks, as in 1991–1992.

It is possible to compare variation in runoff from this intertropical glacier, with that from Northern Hemisphere glaciers. Fountain and Tangborn (1985) on glaciers in the United States and Chen and Ohmura (1990) on alpine glaciers, have analyzed the relationship between the proportion of glacier cover and the coefficient of variation of annual runoff (C_v , standard deviation divided by mean). For a 77% covered glacier such as the Zongo, the two studies offer C_v values below 0.2, while the coefficient of variation estimated for the Zongo Glacier is 0.26. This runoff variation, greater than the variation of annual rainfall (coefficient of variation 0.17 at El Alto station for 1973–1993), is due mainly to the variability in the duration of rainy season. The greatest standard deviation of monthly runoff is in November and March (Table 2), limiting the wettest months of December, January and February. If the rainy season starts late, glacier runoff is strong in November, whereas if it ends early, runoff is strong in March.

To understand the interannual performance, it is essential to consider the ENSO phenomenon (El Niño-Southern Oscillation). This phenomenon is characterized by significantly negative values of the Southern Oscillation Index (SOI, difference in pressure between Tahiti and Darwin in standardized values). Some studies have shown that ENSO events are associated with drought on the Altiplano (Thompson et al., 1984; Francou and Pizarro, 1985; Tapley and Waylen, 1990), with conditions favorable for glacier melting, and unfavorable for runoff in glacier-free areas. A first

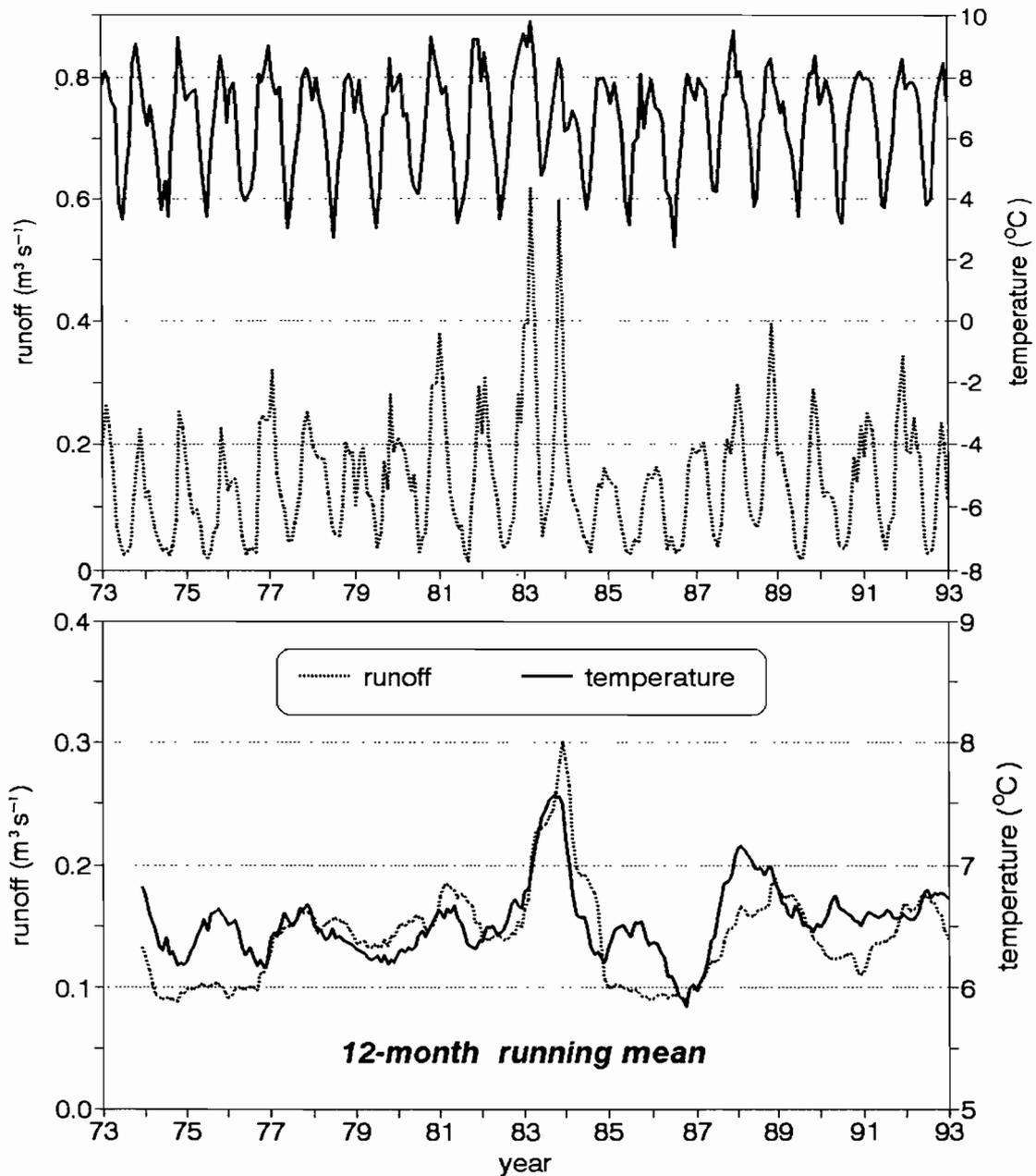


Fig. 6. Monthly runoff (estimated) and temperature at El Alto station, during 1973–1993. The 12 month running mean filters out seasonal variability (figure down).

analysis of the relationship between SOI and runoff from the Zongo Glacier is presented below (further work is in preparation).

Fig. 7 presents a 12 month moving average (to filter out seasonal variability) of SOI and runoff. During the period referred to in this study, four events are associated with strong negative SOI: 1977/1978, 1982/1983, 1986/1987 and 1991/1992. Above average runoff is associated with each of these events. The 1982/1983 phenomenon was one of the most significant ENSO events of the century, producing two periods of high glacier runoff, from January to May 1983 and from October to December 1983, with runoff remaining above average between these two periods. Each significantly negative SOI event is associated with positive temperature deviation at El Alto

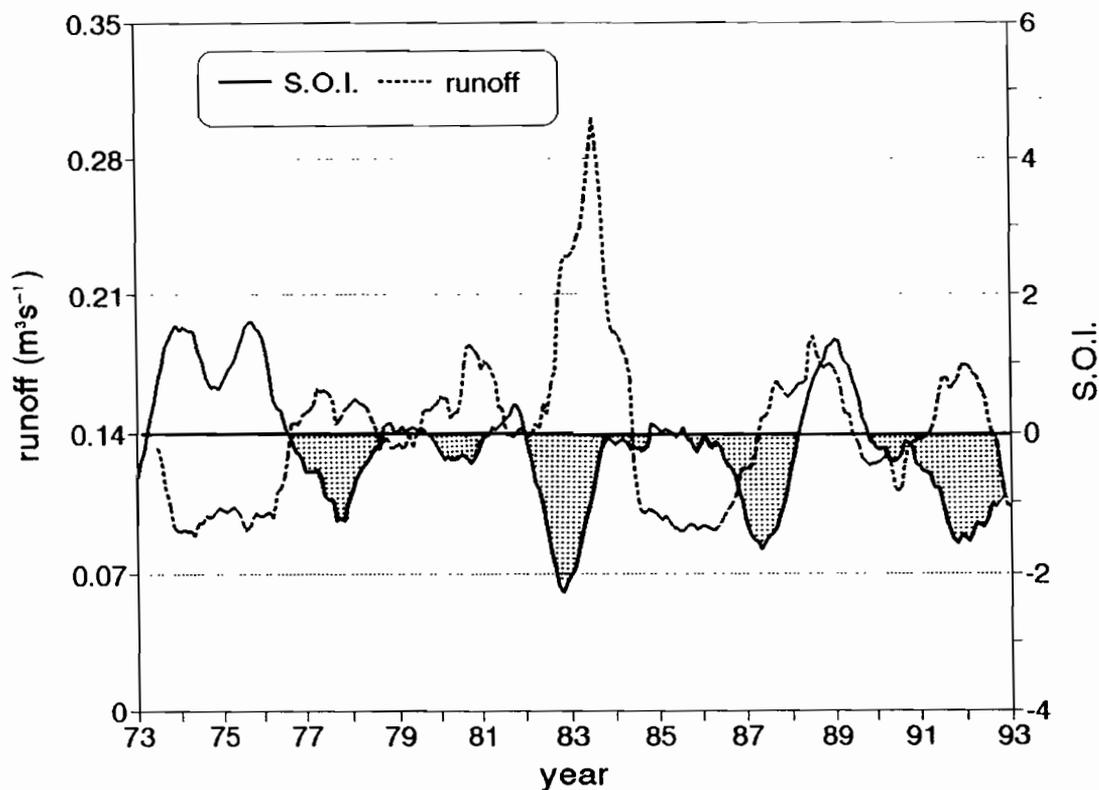


Fig. 7. The 12 month running mean of runoff and SOI. Shaded areas correspond to significantly negative SOI.

station. However, certain positive temperature deviations are not associated with strong negative SOI, (as, for example, in 1980 and 1981), yet result in even higher runoff than any accompanied by an ENSO event, as is the case in 1977/1978. Correlation between monthly runoff and SOI is weak ($r = 0.48$, $n = 240$). The best correlation ($r = 0.61$, $n = 234$) is with 5 month lagged discharge. It is this same 5 month delay that produces the best correlation between SOI and monthly El Alto temperatures ($r = 0.60$, $n = 234$).

Remembering the large uncertainty in the average precipitation on the basin, a mean precipitation index, 20% higher than precipitation at Plataforma Zongo, is 1062 mm for a runoff of 1472 mm (410 mm deficit). Eleven of the 17 years studied show extremely negative balance. Evaporation and sublimation seem to be low, compared with melting runoff (Francou et al., 1994). However, if they were taken into account, this hydrological balance would be even more negative! Outputs from the system being greater than inputs, the glacier reacts in the form of significant retreat at the terminus. Between August 1991 and August 1992, the terminus retreat was 10–20 m.

5. Conclusion

ENSO phenomena are associated with warm, dry periods in the tropical Andes, but

produce increased runoff from highly glacierized basins such as Zongo, even though there is a decrease in runoff associated with rainfall. The 2 years observed in this study illustrate the variation in the hydrology of Central Andean glaciers. The significant runoff observed in 1991–1992 (ENSO event) is caused by considerable discharges both at the beginning and the end of the rainy season (from October to December, from March to May). The second hydrological cycle studied 1992–1993 offers climatic characteristics close to mean values, yet produces a somewhat deficient runoff compared with the series of runoff established since 1973. Occurrence of accumulation and melt in the same season accounts for the marked hydrological variation observed since a decrease in precipitation is related to a decrease in cloud cover, and thus results in a period of intense solar radiation, leading each time to a remarkable increase in discharge. The unbalanced hydrology of these glaciers and their retreat are not presented as a normal and continuous phenomenon, but rather as a series of discrete events. This assessment is true at an annual level with atmospheric forcing like the ENSO events, as well as at a daily level with floods during dry periods occurring in the rainy season.

Acknowledgments

We are grateful for the assistance received from UMSA (Universidad Mayor de San Andrés) and SENAMHI (Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología) in La Paz. The authors wish to thank J. Bourges, R. Hoorelbeke and R. Vargas for their invaluable assistance during the first year of research. They also wish to mention the personnel at COBEE, especially F. Quispe, thanks to whom monthly recordings were guaranteed from the very start of the study. Data from the El Alto station were supplied by AASANA (Administración de Aeropuertos y Servicios Auxiliares a la Navegación Aérea). Data of the Southern Oscillation Index were made available by the National Oceanic and Atmospheric Administration (US Department of Commerce). This paper benefited from the detailed and helpful comments of three anonymous reviewers.

References

- Ageta, Y. and Kadota, T., 1992. Predictions of changes of glacier mass balance in the Nepal Himalaya and Tibetan Plateau: a case study of air temperature increase for three glaciers. *Ann. Glaciol.*, 16: 89–94.
- Bourges, J., Guyot, J.L., Carrasco, M., Barragan, M.C. and Cortes, J., 1990. Evolution spatio-temporelle des débits et des matières particulaires sur un bassin des Andes boliviennes: le Rio Beni. In: H. Lang and A. Musy (Editors), *Hydrology in Mountainous Regions I. Hydrological Measurements; the Water Cycle*. Publ. No. 193, International Association of Hydrological Sciences, Wallingford, pp. 351–356.
- Braun, L.N. and Aellen, M., 1990. Modelling discharge of glacierized basins assisted by direct measurements of glacier mass balance. In: H. Lang and A. Musy (Editors), *Hydrology in Mountainous Regions I. Hydrological Measurements; the Water Cycle*. Publ. No. 193, International Association of Hydrological Sciences, Wallingford, pp. 99–106.

- Chen, J. and Ohmura A., 1990. On the influence of Alpine glaciers on runoff. In: H. Lang and A. Musy (Editors), *Hydrology in Mountainous Regions I. Hydrological Measurements; the Water Cycle*. Publ. No. 193, International Association of Hydrological Sciences, Wallingford, pp. 117–125.
- Fountain, A.G. and Tangborn, W.V., 1985. The effect of glaciers on streamflow variations. *Water Resour. Res.*, 21(4): 579–586.
- Franco, B. and Pizarro, L., 1985. El Niño y la sequía en los Altos Andes Centrales (Perú y Bolivia). *Bull. de l'institut français d'études andines*, 14(1–2): 1–18.
- Franco, B., Ribstein, P., Saravia, R. and Tiriau, E., 1994. Monthly balance and water discharge on an intertropical glacier: the Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16°S. *J. Glaciol.*, in press.
- Hastenrath, S., 1978. Heat-budget measurements on the Quelccaya Ice Cap, Peruvian Andes. *J. Glaciol.*, 20(82): 85–97.
- Hastenrath, S., 1991. *Climate Dynamics of the Tropics*. Atmospheric Sciences Library, Kluwer Academic, Dordrecht.
- Hidrandina S.A., 1988. *Inventario de Glaciares del Perú*. Primera parte. Hidrandina S.A., Unidad de Glaciología e Hidrología, Huaraz.
- Jordan, E., 1991. *Die Gletscher der Bolivianischen Anden*. Franz Steiner, Stuttgart.
- Kaser, G., Ames, A. and Zamora, M., 1990. Glacier fluctuations and climate in the Cordillera Blanca, Peru. *Ann. Glaciol.*, 14: 136–140.
- Kattelmann, R. and Elder K., 1991. Hydrologic characteristics and water balance of an alpine basin in the Sierra Nevada. *Water Resour. Res.*, 27(7): 1553–1562.
- Montes de Oca, I. (Editor), 1982. *Geografía y Recursos Naturales de Bolivia*. Montes de Oca, La Paz.
- Paltridge, G.W. and Platt, C.M.R., 1976. *Radiative Processes in Meteorology and Climatology*. Elsevier, Amsterdam.
- Roche, M.A., Aliaga, A., Campos, J., Pena, J., Cortes, J. and Rocha, A., 1990. Hétérogénéité des précipitations sur la Cordillère des Andes Boliviennes. In: H. Lang and A. Musy (Editors), *Hydrology in Mountainous Regions I. Hydrological Measurements; the Water Cycle*. Publ. No. 193, International Association of Hydrological Sciences, Wallingford, pp. 381–388.
- Tapley, T.D. and Waylen, P.R., 1990. Spatial variability of annual precipitation and ENSO events in western Peru. *Hydrol. Sci. J.*, 35(4): 429–446.
- Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E. and Morales Arnao, B., 1984. El Niño-Southern Oscillation events recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya ice cap, Peru. *Science*, 226: 50–52.
- Young, G.J., 1985. Overview. In: G.J. Young (Editor), *Techniques for Predictions of Runoff from Glacierized Areas*. Publ. No. 149, International Association of Hydrological Sciences, Wallingford, pp. 3–23.

Flux et crues singulières d'un petit cours d'eau andin ou les effets pervers de l'urbanisation

Résumé : Sur un petit bassin de haute montagne (4000 m), situé dans les Andes à proximité de La Paz, la canalisation des « rios » en vue de gagner des terrains urbanisables, n'a guère modifié, en termes de bilan annuel, les régimes hydrologiques, mais a eu des conséquences inattendues sur leur comportement en crue.

Au delà d'un certain débit, bien inférieur au débit maximum décennal, apparaissent des vagues, parfois plus hautes que le canal, qui déferlent à près de 10 m/s, endommageant sur leur passage ponts et parois de l'ouvrage, et provoquant d'importants débordements en zone urbaine. Plus en amont, dans le lit naturel, l'écoulement demeure stable. Plusieurs hypothèses sont avancées pour expliquer ce phénomène.

Resumen : Flujos y crecidas particulares sobre un pequeño río andino o los efectos perversos de la urbanización. Sobre una pequeña cuenca en alta montaña (4 000 msnm), ubicada en los Andes cerca de La Paz, con objeto de recuperar terrenos urbanizables, la canalización de los rios no ha modificado, en términos de balance hídrico, los regímenes hidrológicos, pero tuvo consecuencias inesperadas sobre su comportamiento en tiempo de crecidas.

Más allá de cierto caudal, bastante inferior al caudal máximo decenal,

aparecen olas, a veces mas altas que el canal, que se propagan cerca de 10 m/s, dañando al paso puentes y paredes de la obra, y provocando importantes desbordamientos en una zona urbana. Rio arriba, en el cauce natural del rio, el escurrimiento queda estable. Se propone varias hipótesis para explicar este fenómeno.

Abstract : Flows and exceptional floods on a small Andean river, or the negative impact of urbanisation. Partial river canalisation has not modified flow from a small high-altitude river basin, located near La Paz in the Andes. Summer precipitation generates flow which occurs mainly during two months of the year. Because of the steep slopes and small size of the basin, discharge rates vary considerably and are subject to abrupt change. Above a certain water depth in the channelized section, waves are observed at the surface. These waves may surge down the river at about 10 m/s, in the form of liquid and solid flow. Upstream, in the non-channelized section, flow remains continuous. This phenomenon is very difficult to observe because it is short-lived. However, results from measurements seem to suggest that a relationship exists between the period and amplitude of these waves.

J. Bourges*
P. Ribstein**
C. Dietze***
J.-L. Guyot*
R. Hoorelbeck**

Mots-clés :
écoulement
ondulatoire, canal,
crues exceptionnelles,
risques naturels, « roll
waves », Andes

Palabras-claves :
escurrimiento
ondulatorio, canal,
crecidas excepcionales,
riesgos naturales,
« roll waves », Andes

Keywords :
undulatory flow,
channel, exceptional
floods, natural hazard,
roll waves, Andes.

* ORSTOM, B P. 5045,
34032 - Montpellier

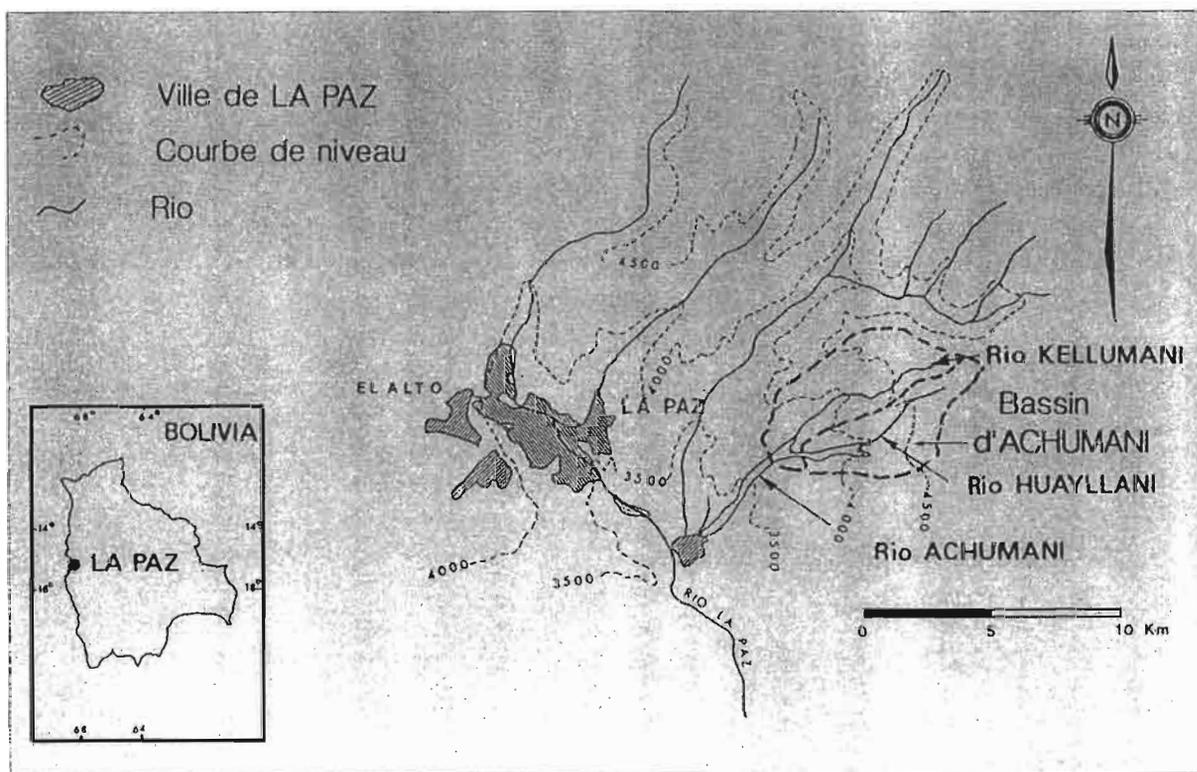
** ORSTOM, C P 9214,
La Paz, Bolivie

*** HAM/GTZ, C P
9206, La Paz, Bolivie

Creusé par érosion régressive dans les profondes séries quaternaires de l'Altiplano bolivien, le bassin du rio La Paz (Fig. 1) est situé par 16°30 de latitude nord et 68°02 de longitude ouest, à l'abri des vents de l'Altiplano, au pied de la Cordillère Royale qui culmine à plus de 6400 mètres d'altitude. Plusieurs affluents, parmi lesquels le rio Achumani, drainent cette cuvette dont les eaux rejoignent l'Amazone après avoir parcouru les rios Beni et Madeira.

Tapie dans cet amphithéâtre, au creux des Andes, entre 3200 m et 4200 m d'altitude, la ville de La Paz, qui regroupe plus d'un million d'habitants, cherche, après avoir entièrement occupé cette cuvette, à s'étendre. D'abord vers l'étage supérieur, l'Altiplano, au climat rude à cause de l'altitude (4000 m) où s'est créée, dans la décade 1970-1980, la ville satellite de *El Alto* (SMUH, 1978). Mais surtout vers l'étage inférieur, la *Zona Sur*, peuplée surtout de quartiers résidentiels, qui peuvent y bénéficier d'un climat plus doux, et simultanément minimiser les nuisances de l'altitude. Au contraire de *El Alto* où l'espace est pratiquement illimité, le relief très accidenté de la *Zona Sur* ne laisse d'autres emplacements constructibles que les fonds de vallée entièrement occupés par des lits très larges, tapissés de gros galets, au milieu desquels divaguent les eaux lors des fortes crues.

Figure 1
Plan de situation du rio
Achumani



Depuis quelques années, la municipalité a entrepris un programme de canalisation des « rios » afin de gagner des terrains urbanisables. Mais la réduction de la section des torrents à un chenal plus étroit a fortement modifié le régime de l'écoulement et provoqué ainsi des « effets pervers ». Pour mieux aborder l'extension de ce programme d'urbanisation, la *Honorable Alcaldía Municipal* a demandé à l'ORSTOM d'étudier, au sein d'un projet avec la coopération allemande, les débits exceptionnels et d'évaluer les flux particuliers sur le bassin d'Achumani, au niveau des zones à aménager.

Le milieu

Outre sa proximité de la ville, le choix de ce bassin a été motivé par une faible anthropisation au moment de son installation. La perspective d'une urbanisation rapide, bien que partielle, aurait permis d'en mesurer l'impact sur le comportement hydrologique. Mais en dépit de l'implantation de nouvelles constructions dans ces vallées, les prévisions n'ont pas été respectées. L'influence anthropique reste négligeable sur une grande partie du bassin : les pâturages de lamas et de moutons occupent les terres hautes et quelques rares cultures se partagent le fond des vallées.

L'altitude maximale du bassin atteint 4975 m. Les exutoires se trouvent respectivement à 3580 et 3620 m. Le relief très

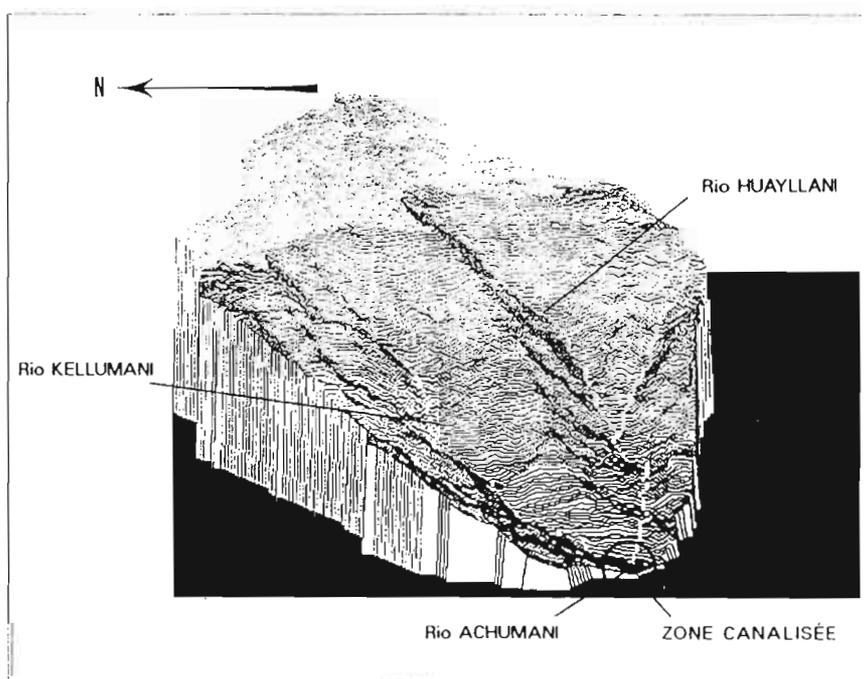


Figure 2
Représentation du bassin
par un MNT

escarpé (Fig. 2) dessine un réseau de drainage qui découpe, dans les formations sédimentaires tendres du plioquaternaire, des thalwegs dont la pente est souvent supérieure à 20 % (Bourges et Guyot, 1989 ; Guyot, 1992).

La représentation du bassin au moyen d'un modèle numérique de terrain (Fig. 2) met en évidence de fortes pentes, propices à l'érosion, situées dans la partie intermédiaire du bassin. La partie inférieure comprend des interfluves à faible pente et des vallées élargies, en partie remblayées par les matériaux détachés de l'amont.

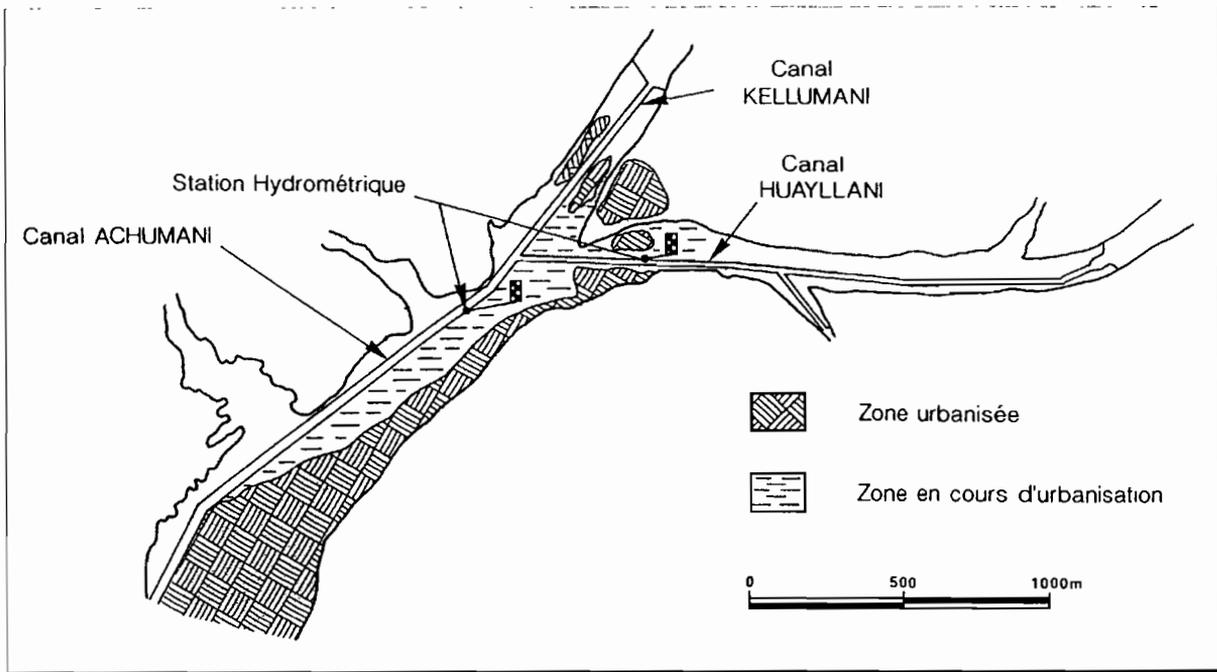
Pour mener à bien cette étude, deux stations hydrométriques ont été installées en 1989. Elles permettent l'observation de deux bassins versants emboîtés, de 38,9 et 17,5 km², drainés respectivement par le rio Achumani et par son affluent principal, le rio Huayllani.

Cours naturel et aménagé

Le lit naturel de ces cours d'eau de montagne est constitué de matériaux rocheux grossiers, principalement de galets et de blocs arrachés aux terrasses alluviales, entre lesquels viennent se déposer des éléments plus fins. Les particules d'un diamètre inférieur à 1 mm, constamment maintenues en suspension par les turbulences, sont emportées par le courant.

Les lits majeurs, larges de plus de 200 mètres sur le rio Achumani ou de près de 100 mètres sur le rio Huayllani, sont très surdimensionnés par rapport à la superficie drainée. Dans ces vastes lits, l'écoulement n'occupe en général que quelques mètres de largeur. La profondeur moyenne ne dépasse pas 0,2 mètre. La pente générale du lit est voisine de 10 % ce qui fait classer ces cours d'eau dans la catégorie des torrents (Bernard, 1925).

Leur canalisation dans les zones urbaines a réduit la largeur de leur section d'un facteur 20 à 25. Sur le rio Huayllani, le bief canalisé mesure 1800 m de longueur, dont 1400 à l'amont de la station, pour une largeur de 5 mètres seulement (Fig. 3). Son tracé, quasi rectiligne, est parallèle à l'axe de la vallée. La pente générale du canal, stabilisée par une succession de seuils en pierres, suit la pente naturelle du lit.



L'aménagement est identique sur le rio Achumani, mais les seuils sont plus espacés et les dénivelées entre deux tronçons consécutifs plus importantes. Sur ce cours d'eau, la station se situe 250 m à l'aval de la confluence de deux sections canalisées, celle du rio Huayllani déjà décrite et celle du rio Kellumani aménagé lui aussi sur plus de 700 mètres (Fig. 3).

Figure 3
Occupation de la vallée d'Achumani et implantation des canaux

Précipitations et écoulement

Le régime des précipitations est basé sur l'alternance d'un été humide de décembre à mars, et d'une saison sèche de mai à septembre. De par son altitude et sa position abritée de l'influence amazonienne par la cordillère, la région de La Paz reçoit une pluviométrie plus faible que celle généralement observée sur le bassin amazonien dont elle fait partie intégrante. La hauteur de pluie moyenne annuelle observée, sur plus de soixante-dix ans (1920-1991), à la station de San Calixto, distante de quelques kilomètres du site des bassins, est de 572 mm (Bourges y al, 1992). Les précipitations annuelles mesurées de 1988 à 1992 montrent que la période étudiée est légèrement déficitaire.

Les précipitations de référence pour le bassin sont observées au poste de Millipunku (3600 m d'altitude) situé sur le bassin du rio Huayllani. La comparaison des totaux mensuels (Fig. 4)

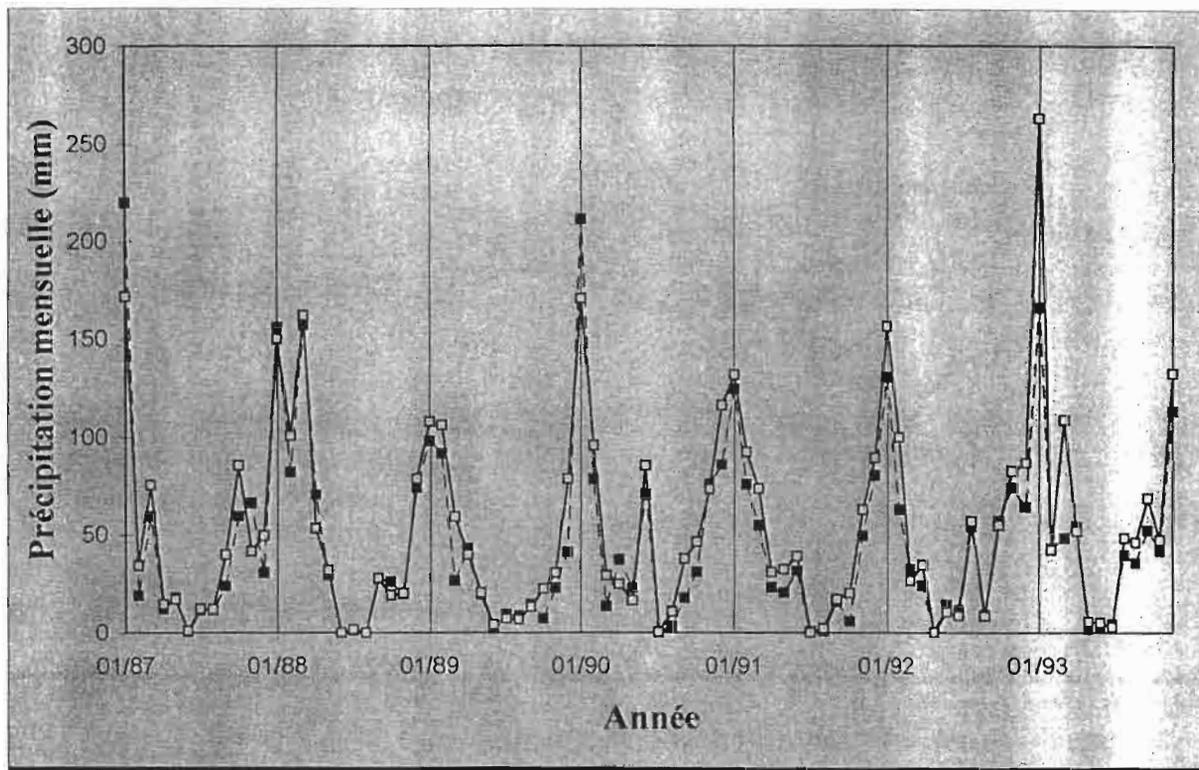


Figure 4
Comparaison des
pluviométries mensuelles
de San Calixto et
Millipunku

San Calixto —■—
 Millipunku —□—

relevés durant la période commune d'observation pluviométrique sur ces deux sites (1987-1992) met en évidence une très bonne corrélation avec un coefficient de détermination, r^2 , de 0,91 pour 60 mois. La moyenne de précipitation à Millipunku est supérieure d'environ 12 % à celle de San Calixto mais les deux stations présentent, au niveau annuel, les mêmes tendances (Ribstein, 1993).

Tableau 1
Débits moyens mensuels
sur les bassins
d'Achumani en l/s
(1989-1992)

La répartition saisonnière (Tabl. 1) de l'écoulement reflète et amplifie l'alternance annuelle des précipitations. La saison des hautes eaux ne dure que quatre mois, de décembre à mars, totalisant en moyenne 86 % de l'écoulement annuel.

	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.	Jan.	Fév.	Mar.	Avr.	Mai.	Jun.	Jul.	Aou.	Moy.
Achumani	14	16	87	200	1000	670	180	56	35	85	12	15	197
Huayllani	11	12	43	92	520	370	97	30	20	37	8.3	12	105

Au cours des seuls mois de janvier et février, la proportion des flux liquides écoulés peut varier de 60 à 80 % des apports annuels. Dès le mois de mars, le débit décroît rapidement. Au cours de la saison sèche, l'écoulement peut s'affaiblir au point de disparaître dans les alluvions du lit, ou au contraire recevoir

l'appoint substantiel de crues importantes. L'étiage est observé en juillet ou août avec des débits spécifiques inférieurs à 0,5 l/s/km² mais les divers prélèvements, tant pour l'alimentation en eau des quartiers riverains que pour les cultures maraîchères, ou les détournements par les orpailleurs et les carrières de gravier, tarissent complètement ce débit.

Sur les trois années hydrologiques observées, de septembre 1989 à août 1992, la lame d'eau écoulee sur le plus grand bassin approche 160 mm pour une évapotranspiration réelle, déduite du bilan hydrique, supérieure à 400 mm. Sur des bassins voisins mais légèrement plus arrosés, tributaires du lac Titicaca, on observe des valeurs de l'ETR de 490 à 660 mm (Roche et Bourges, 1992).

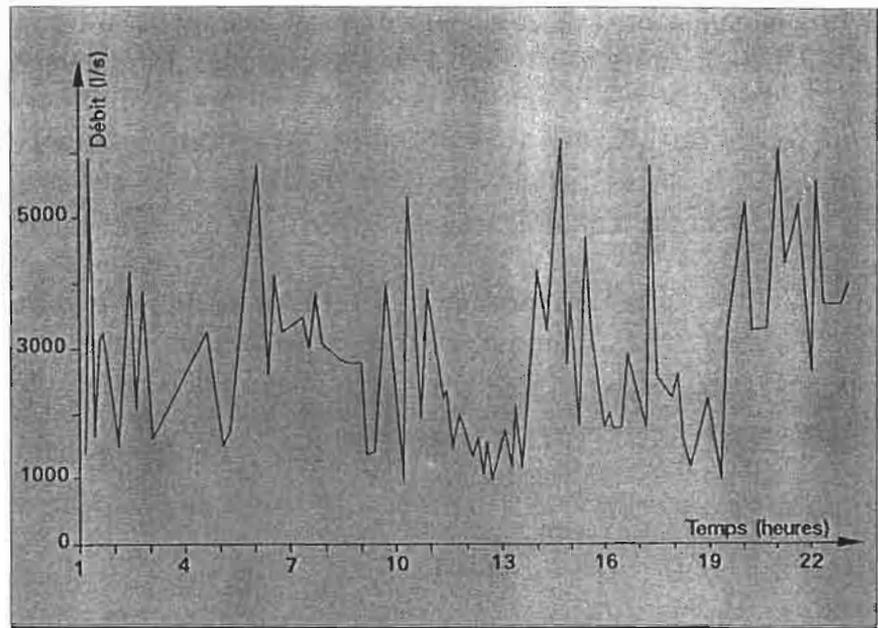
La restitution est meilleure sur le petit bassin du Huayllani puisque la lame d'eau annuelle écoulee est de l'ordre de 190 mm. Favorisés par la faiblesse du couvert végétal et la pente, les coefficients d'écoulement annuels sont compris entre 22 et 32 % pour le bassin d'Achumani, un peu plus élevés pour Huayllani. L'écoulement de base y prend une part importante car, si l'on ne prend en compte, dans la crue, que le ruissellement direct, c'est à dire celui qui apparaît immédiatement après l'averse, on constate que le coefficient de ruissellement est souvent proche de 10 % et ne dépasse pas 25 % en dépit d'un relief très favorable à l'évacuation rapide de l'écoulement de surface. A l'échelle mensuelle, ce coefficient varie généralement durant les mois les plus arrosés de 30 à 45 %.

Les débits maximaux

Étant donné le relief de ces bassins, les crues sont rapides, avec des temps de réponse proches de la demi-heure. Les précipitations, très souvent en averses successives, spatialement bien circonscrites, provoquent des crues complexes ayant l'aspect d'une série de pointes de crue à quelques dizaines de minutes d'intervalle (Fig. 5).

Malgré la canalisation du lit et le pavage des sections d'observation, les débits de crue sont difficiles à mesurer, non seulement à cause des fortes vitesses et du charriage, mais aussi de l'instabilité de la section mouillée. Le déplacement de véritables « vagues » solides, dues au transport de fond, rehausse ou trans

Figure 5
Variation de débit du Rio
Achumani dans la journée
du 16 janvier 1992



forme périodiquement le profil du lit, pouvant le réduire jusqu'au tiers de sa largeur.

Au cours des trois années observées, déficitaires par leur pluviométrie, les débits maximaux relevés à des dates différentes sur les deux stations sont de $11,4 \text{ m}^3/\text{s}$ sur le bassin d'Achumani et de $6,6 \text{ m}^3/\text{s}$ sur le bassin de Huayllani. Ils représentent des débits spécifiques supérieurs à 300 l/s/km^2 , élevés par rapport à ceux généralement observés dans cette région (Bourges et al, 1990 ; Carrasco, 1990).

En raison de la structure dentelée des hydrogrammes, ces maximums ne caractérisent pas une crue donnée, comme c'est généralement le cas, mais sont précédés ou suivis d'autres « maximums » moins importants. La notion de fréquence de dépassement d'un débit donné se révèle, dans ce cas, plus représentative des forts débits. Sans qu'il soit possible d'établir une corrélation précise, étant donné la taille de l'échantillon disponible, il est significatif de noter qu'il existe une relation entre la fréquence de récurrence des forts débits et le nombre de jours de pluie supérieure à 10 mm observés dans le mois, et ceci indépendamment des totaux mensuels ou annuels relevés.

Ces forts débits sont rarement produits par une crue isolée, mais apparaissent six fois sur sept, durant un cycle de pluies continues, de un à deux jours, au cours desquels ils peuvent se répéter de trois à quatre fois. L'état de saturation du sol semble

jouer, sur ce bassin en particulier, un rôle prépondérant comme le confirme l'étude des lames mensuelles ruisselées (Bourges et al, 1992).

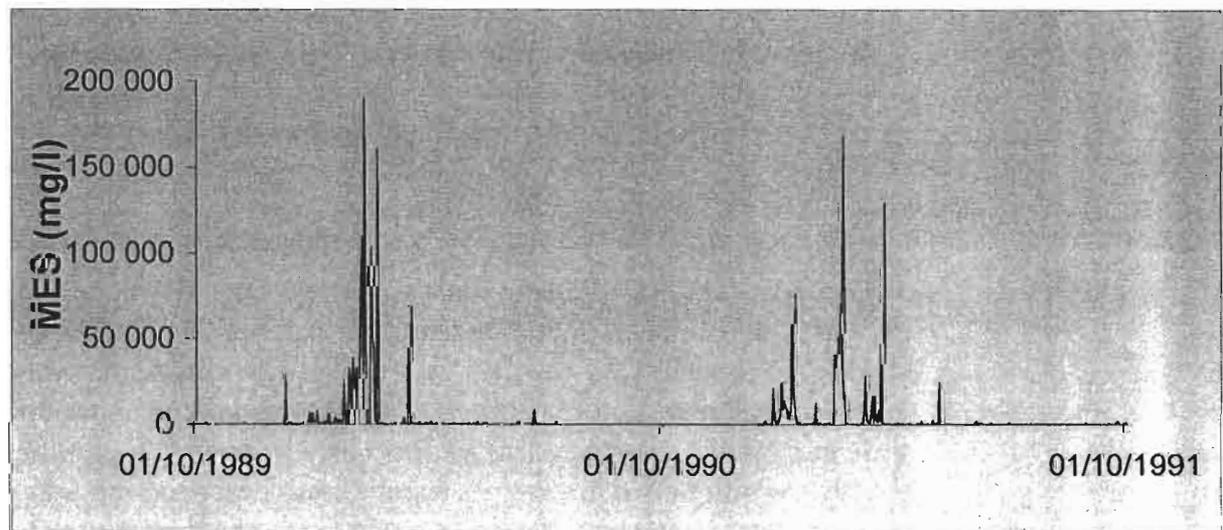
A partir des crues observées, et par comparaison avec d'autres bassins, on pourrait estimer les débits de fréquence décennale à près de 16 m³/s sur le bassin de Huayllani et 33 m³/s sur celui d'Achumani.

Les flux sédimentaires

Les résultats obtenus durant la période 1989-1992 ont montré que les concentrations en matières en suspension (MES) varient fortement au cours du cycle hydrologique (Fig. 6), avec des valeurs maxima en hautes eaux de 190 g/l et 260 g/l pour les rios Huayllani et Achumani. En période d'étiage, ces mêmes stations présentent des teneurs en MES de quelques mg/l. Le rapport Rj entre les valeurs extrêmes journalières de MES est supérieur à 20 000.

Les moyennes annuelles des teneurs sont de 4 580 mg/l pour le Rio Achumani, et 2 380 mg/l pour le Rio Huayllani. L'exportation de MES par le bassin s'effectue essentiellement lors des mois de janvier et février, qui totalisent 95 % du flux sédimentaire annuel, estimé 0.14 10⁶ t/an pour le rio Achumani. Les taux de transport de MES des deux bassins sont voisins, avec une valeur moyenne de 3 600 t/km².an. Ces résultats diffèrent peu de ceux présentés précédemment (Guyot, 1992) établis sur une période plus courte.

Figure 6
Variation des concentrations en matière en suspension sur le Rio Huayllani au cours des années 1989-1990



Les résultats de mesures du transport de fond (53 échantillons de 1990 à 1991)), effectuées au moyen d'une nasse en grillage posée sur le fond, ont montré que le charriage représente en moyenne 13 % du flux sédimentaire total observé, avec des valeurs extrêmes de 0.1 à 56 %. La production spécifique en éléments grossiers, déduite du comblement de petits barrages, a été estimée à 500 t/km²/an (Martin, 1977), soit 14 % environ du flux de MES. Toutefois, étant donné la violence du courant, aucune mesure de ce transport n'a pu être réalisée, en régime ondulatoire, au passage d'une vague. Le flux total de matières particulières exportées par le Rio Achumani vers les affluents de l'Amazone serait donc de l'ordre de 160 000 t/an.

L'écoulement ondulatoire

Bien que les débits maximums observés restent bien en deçà des valeurs décennales estimées on constate que, au-delà d'un certain seuil d'environ 6 m³/s sur le rio Achumani et 3 m³/s sur le rio Huayllani — seuils qui correspondent à une même profondeur d'eau « critique » dans le canal —, ces débits ne peuvent plus être mesurés directement. Les caractéristiques du canal ainsi que celles du fluide, mélange d'eau, de particules en suspension et d'éléments charriés, transforment le régime d'écoulement continu en régime intermittent.

Des ondes apparaissent alors dans la partie supérieure du canal, et grossissent en dévalant la pente, accompagnées du bruit sourd des blocs de pierre roulés. A chaque chute, correspondant au franchissement d'un seuil, ces vagues soulèvent des nuages d'embruns, des gerbes d'eau boueuse et des galets (Photo 1) qui rejaillissent en partie hors du canal. Parfois, l'amplitude de l'onde étant supérieure à la profondeur du canal, elles viennent heurter le tablier des ponts qu'elles érodent pour n'en laisser que l'ossature, et provoquent des débordements sur les rives.

Les conséquences, en termes de dégâts matériels, sont souvent aggravées par l'écoulement qui apparaît le long des berges, à l'extérieur du canal. Cet écoulement « parallèle » affouille les murs de soutènement des rives, défonce les rues voisines, s'accumule derrière les enceintes de clôture des maisons créant autant de petits barrages qui cèdent les uns après les autres. Si elles ne sont pas toujours détruites, les habitations riveraines sont sou-

vent dévastées. Certaines rues sont devenues des lits secondaires du torrent. Après les crues, on a dû évacuer des épaisseurs de 30 à 70 cm de galets et gravier dans des rues proches du canal.

Aux écoulements latéraux viennent s'ajouter parfois, dans le cas du canal du rio Huayllani, un débordement dû au comblement du lit qui dévie l'écoulement vers les hauts quartiers d'Achumani. Les masses de galets et de pierres, arrachées aux berges et au lit dans la partie haute du bassin, roulées par les vagues, viennent s'accumuler au fond du canal du Huayllani, avant sa confluence, mettant à profit une diminution de la pente qui ralentit la vitesse de propagation de l'onde et, par conséquent, réduit sa capacité de charriage.

Etant donné ses effets socio-économiques, il importe donc d'étudier ce phénomène pour en tirer les conséquences au niveau des modifications à apporter à l'aménagement. En réalité on observe, comme sur tout écoulement en canal, une augmentation de la tranche d'eau, en relation avec un accroissement du débit. Mais au delà d'une certaine profondeur, l'écoulement permanent est balayé sporadiquement par des vagues déferlantes dont la vitesse de propagation est deux à trois fois supérieure à celle de la vitesse en régime « normal » (photo 2). Il y a formation d'un train d'ondes, sans périodicité apparente, qui se propagent en rouleaux (roll waves) (Julien et Hartley, 1986 ; Meunier, 1992) comme des vagues déferlant sur une plage.

Après le passage du front de l'onde, et la mise en vitesse de l'eau dans toute la section par un brassage intense, l'épaisseur de la lame d'eau diminue rapidement jusque, parfois, à l'interruption totale de l'écoulement. Puis réapparaît sur le fond du lit, entre les galets, un faible écoulement, très chargé en matière particulière, qui augmente rapidement jusqu'à atteindre le régime permanent. Cet écoulement est balayé, à son tour, par une nouvelle vague.

La vitesse d'un front d'onde peut atteindre 8 à 9 m/s. Les ralentissements ponctuels, dus aux chutes à l'extrémité de chaque palier, la réduisent à une moyenne, sur le bief canalisé, de près de 7 m/s. Les débits maxima analysés précédemment sont des débits correspondants à un régime permanent, obtenus par intégration sur une à deux minutes des débits transitoires. Le débit instantané réel au moment du passage de l'onde peut être trois à cinq fois supérieur aux valeurs moyennes.

Photo 1 - Passage d'une vague sur un seuil du rio Huayllani. (Photo E. Tiriou)



Photo 2 - Arrivée d'une vague sur le rio Huayllani. (Photo E. Tiriou)

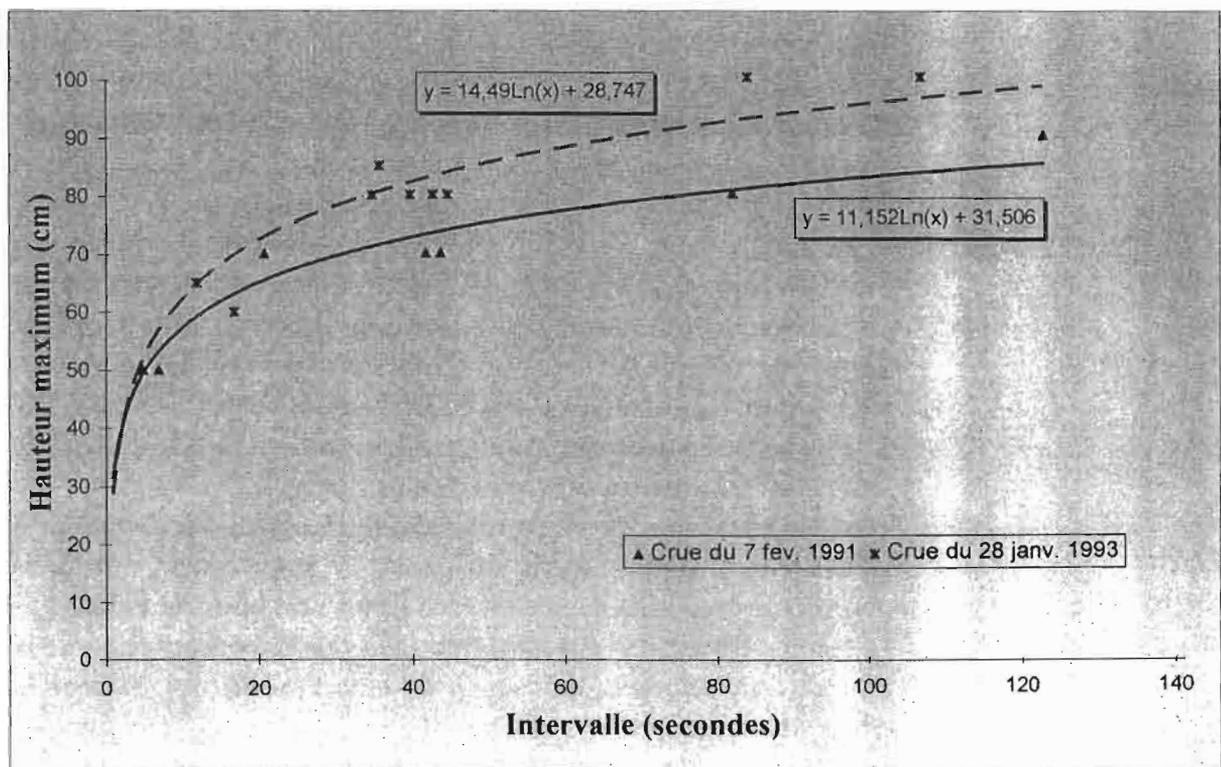


La mesure des temps de passage de ces ondes ne révèle aucune périodicité ; l'intervalle entre deux ondes successives peut varier de quelques secondes à près de deux minutes. Les séries d'observations ne portent que sur une dizaine de minutes. Elles sont trop brèves pour faire apparaître une distribution temporelle. Afin que la série d'observations soit homogène, seules ont été prises en compte, dans la mesure du possible, les vagues provenant du bassin du Kellumani.

Lorsque le débit s'accroît, la fréquence de ces vagues augmente d'abord mais on peut observer ensuite, au niveau des stations de contrôle, une diminution de la fréquence des ondes et corrélativement un accroissement du volume des masses d'eau déplacées par chaque vague.

En réalité, il semble que, une fois le régime « ondulatoire » atteint, la fréquence du passage des ondes dans la section de mesure soit indépendante du débit. La figure 7 met en évidence une relation de type logarithmique entre la cote maximale atteinte par l'onde dans la section, considérée comme un paramètre du volume charrié, et l'intervalle qui la sépare de l'onde précédente. Les deux courbes abaques correspondent à deux débits, considérés comme constants, observés sur un laps de temps de quelques minutes seulement au cours de deux crues, l'une en février 1991 et l'autre en janvier 1993.

Figure 7
Relation entre l'intervalle séparant le passage de deux ondes et l'amplitude mesurée par la cote maximale à l'échelle



Bien que ce mode d'écoulement soit assez peu fréquent, éphémère et difficilement quantifiable, il a été possible d'observer simultanément, afin de les comparer, les régimes d'écoulement en conditions naturelles, à l'amont du tronçon aménagé, et dans le bief canalisé.

Dans le lit naturel, l'écoulement, très turbulent, s'étale, se divise en plusieurs bras, déplace et roule des bancs de galets. La lame d'eau ne dépasse guère 20 à 30 cm, et on peut estimer les vitesses à 2 m/s. L'énergie potentielle est entièrement dissipée par les turbulences. Aucune vague déferlante n'est apparente. Tout au plus viennent se superposer au batillage des variations, très lentes, du niveau de l'eau consécutives à des pulsations du flux liquide ou au passage de bancs d'alluvions.

Une analyse plus théorique de ce phénomène nous montre que, dans ces canaux, les paramètres classiques de l'écoulement utilisés en mécanique des fluides, les nombres de Reynolds et de Froude, ont des valeurs bien supérieures aux valeurs généralement rencontrées dans les cours d'eau, rivières ou torrents. D'un régime turbulent et torrentiel stable, on passe brutalement au delà de la hauteur critique à un régime de mêmes caractéristiques mais instable.

Si, au plan hydraulique, l'apparition des vagues traduit bien la nécessité pour l'eau de dissiper l'énergie potentielle élevée, due à la pente, qui provoque cet état d'instabilité, il n'est pas aussi aisé, dans les conditions naturelles où tous les paramètres peuvent varier, indépendamment ou simultanément, de déterminer le ou les facteurs qui déclenchent le premier déséquilibre. Parmi les causes possibles, on peut évoquer :

- une probable résonance multiharmonique du débit due à la superposition de trains d'ondes de fréquences différentes pouvant être formés aussi bien par les apports des nombreux petits sous-bassins que par des séries d'averses rapprochées. Les temps de concentration très courts et les vitesses de propagation élevées, conséquences du relief, rendent difficile l'intégration de ces ondes au niveau du cours d'eau principal,
- un effet de « barrage » des gros galets qui s'accumulent à l'aval des premiers seuils du canal, et provoquent, lorsqu'ils sont emportés sous la pression de l'eau, une onde de vidange,
- une résonance « hydraulique » du canal, conséquence de la succession régulière des seuils de stabilisation qui barrent le fond du canal,

- des modifications de la viscosité du fluide en relation avec les charges particulières élevées,
- l'importance du charriage et notamment le rôle de la déstabilisation du pavage (Meunier, 1992).

Conclusion

En l'état actuel des observations, il est difficile de privilégier une hypothèse, même si la « vibration » naturelle du débit peut paraître comme le facteur le plus probable qui, dans ce régime instable, déclencherait le phénomène. Toutefois pour poursuivre l'étude, il conviendrait d'améliorer la précision des mesures et surtout leur fréquence de façon à mieux quantifier les phénomènes. Mais, outre la difficulté naturelle à observer un phénomène rare et éphémère, la technologie actuelle se révèle mal adaptée à ce type de mesures (vitesses très élevées, régime transitoire, et fortes concentrations d'alluvions et de galets).

La conséquence, certainement inattendue, de l'aménagement de ces cours d'eau est que les débits exceptionnels sur lesquels ont été basés les calculs de dimensionnement des canaux, même majorés par un coefficient de sécurité, peuvent être largement dépassés en débits instantanés en raison de la modification du régime d'écoulement et par conséquent, être la cause de graves dommages, jusqu'à présent limités aux biens.

La solution serait sans conteste de maintenir l'écoulement en régime stable. A défaut de pouvoir diminuer la pente ou élargir la section mouillée, ce qui, dans les deux cas, demanderait un curage fréquent du canal pour éviter qu'il rétablisse de lui-même sa pente d'équilibre et rehausse son lit, il serait possible d'envisager la création, sur chaque branche du canal, d'une zone d'épandage dans laquelle la vague s'étalerait, perdrait une grande partie de son énergie, et déposerait les matériaux charriés. Cette solution offre aussi l'avantage de permettre un stockage du charriage en amont de la ville, en un lieu où il est plus facile à évacuer que reparti tout au long du lit. Toutefois, si l'on supprime par cette méthode la « contagion » de vagues venues de l'amont, il n'est pas évident que, sous certaines conditions, ne se recréent pas de nouvelles vagues à l'aval.

Remerciements

Ces travaux ont été réalisés par l'ORSTOM en étroite collaboration avec les services techniques de la Mairie de La Paz, dans la cadre du projet HAM-GTZ « PRECIA ». Les auteurs remercient tous les participants à ce projet, en particulier E. TIRIAU, ainsi que l'Observatoire de San Calixto et le Service National de Météorologie et Hydrologie qui ont mis à disposition leurs observations pluviométriques.

Jacques Bourges,
Pierre Ribstein,
Carlos Dietze,
Jean-Louis Guyot,
Robert Hoorelbeck

Manuscrit reçu :
septembre 94

accepté : janvier 95

Références bibliographiques

- BERNARD, 1925. — Cours de restauration des montagnes. Ecole Nationale des eaux et forêts de Nancy.
- BOURGES J., GUYOT J.L., 1989. — Projet d'étude du bassin d'Achumani, La Paz, Bolivie. Publ. Phicab, La Paz, 12 p.
- BOURGES J., GUYOT J.L., CARRASCO M., BARRAGAN M.C., CORTES J., 1990. — Evolution spatio-temporelle des débits et des matières particulières sur un bassin des Andes boliviennes : le Rio Béni, 352-356. In *Hydrology in Mountainous Regions*, H. Lang & A. Musy (eds.), IAHS Publ. 193
- BOURGES J., RIBSTEIN P., HOORELBECKE R., DIETZE C., CORTEZ J., 1992. — Precipitaciones y escurrimiento de una pequeña cuenca en zona de montaña : el Río Achumani (La Paz, Bolivia). In *Los recursos hidricos en Bolivia y su dimensión ambiental*, *AGID Geoscience*, 20 : 303-312.
- CARRASCO NATTES M., 1990. — Estudio del régimen del escurrimiento superficial en la cuenca andina del Río Beni. Tesis Umsa, Publ. Phicab, La Paz. 17 p.
- GUYOT J.L., 1992. — Hydrogéochimie des fleuves de l'Amazonie bolivienne. Thèse de Doctorat, Géologie-Géochimie, Université de Bordeaux I, 362 p.
- JULIEN P. Y., HARTLEY D. M., 1986. — Formation of roll waves in laminar sheet flow, *Journal of Hydraulic Research*, 5-17, Vol. 24, 1986, N° 1.
- MARTIN J., 1977. — Plan de desarrollo urbano de la ciudad de La Paz. Informe geológico N°9 : Condiciones hidrológicas de la cuenca de La Paz. Publ Brgm/Bceom, La Paz, 71 p.
- Meunier M., 1992. — Eléments d'hydraulique torrentielle, Coll. Etudes Montagne n°1. Eds CEMAGREF, Grenoble.
- RIBSTEIN P., HOORELBECKE R., TIRIAU E., SALAS E., CORTEZ J., 1993. — Despues del PHICAB, un nuevo proyecto hidrológico con ORSTOM, 165-173. In *Seminario sobre el PHICAB*, M.A. Roche, J. Bourges, E. Salas & C. Diaz (eds.), La Paz, Nov. 1992.
- ROCHE M.A., BOURGES J., CORTES J., MATTOS R., 1992. — Climatology and hydrology of the Lake Titicaca basin, 63-88. In *Lake Titicaca a syntesis of limnological knowledge*, Dejoux C. & Iltis A. (eds.), Kluwer Academic Publishers.
- SMUH Secrétariat des Missions d'Urbanisme et d'Habitat., 1978. — Géologie et planification urbaine : La Paz. In *Planification Habitat Information*, 91, Paris. 136 p.

Flow separation on Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia

Patrick Wagnon,^{1*} Pierre Ribstein,² Thomas Schuler³ and Bernard Francou⁴

¹Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, BP 96, 38402 St-Martin d'Hères Cedex, France

²ORSTOM, Laboratoire de Géologie Appliquée, case 123, 4, place Jussieu, 75252 Paris cedex 05, France

³Institute of Hydrology, Werderring 4, D-79085 Freiburg, Germany

⁴ORSTOM, CP 9214, La Paz, Bolivia

Abstract:

Meltwaters collected from the proglacial stream escaping from Zongo Glacier (2.1 km²), Bolivia (16°S), have been monitored in order to analyse the internal drainage system of an Andean glacier. Electrical conductivity has been measured sporadically between February 1995 and March 1996, during 16 one-day field surveys, under various meteorological conditions in summer and winter. The mixing-model technique based on the electrical conductivity is used for a quantitative separation of discharge which is derived from continuous water level registration. Tracer experiments (mainly uranine dye and NaCl salt) have been carried out from March to June 1997 to obtain information about the internal drainage system. In the tropical Andes, accumulation only occurs in austral summer, whereas ablation occurs throughout the year and is higher during the accumulation season, between November and March. The assumptions involved in the use of mixing models for analysis of glacial drainage structure are applicable for tropical glaciers because glacial conduits do not suffer complete closure, and are permanently supplied by meltwaters, even in wintertime. Two components of discharge are separated: an englacial flow originating from surface meltwater which is routed without chemical enrichment, and offering low electrical conductivity; and a subglacial one routed in contact with bedrock or sediments showing high ionic concentrations. Electrical conductivity of meltwater varies diurnally, inversely to discharge fluctuations. According to this behaviour, total discharge is mainly formed by the englacial component. The drainage structures for englacial and subglacial flow have to be widely interconnected, as indicated by diurnal variations of the subglacial discharge. Comparison of hydrograph separation based on conductivity and on ¹⁸O isotope confirms that the subglacial flow is influenced by surface melting. A hydrograph separation of the subglacial flow is proposed, between a diurnal variable component, composed of water coming from the englacial network, and a base flow, which may vary seasonally. The dye tracing experiments confirm the drainage complexity of Zongo Glacier and demonstrate the interest of identifying three main drainage components. © 1998 John Wiley & Sons, Ltd.

KEY WORDS glacial meltwaters; tropical glaciers; Bolivia

INTRODUCTION

In the Andes, glaciers are very sensitive to the climate variability specific of the Tropics. The research project undertaken at Zongo Glacier, Bolivia (16°S) since 1991, includes the need to evaluate the climate effect on glacier hydrology and to study the causes of discharge variation in the proglacial streams (Ribstein *et al.*, 1995). Specific field observations, mainly electrical conductivity, discharge measurements and tracer experiments, have been processed during selected days, under different meteorological conditions. These survey

* Correspondence to Dr P Wagnon, LGGE, BP 96, 38402 St Martin d'Hères Cedex, France

days cover a large range of weather in the warm season, which corresponds to a period of accumulation and strong ablation in this intertropical zone, and also in the cold season with limited ablation (Francou *et al.*, 1995). The goals of this study are to obtain a good insight into the structure and functioning of the Zongo internal drainage system and to make a comparative analysis of the drainage routeways through alpine and tropical glaciers.

For mid-latitude glaciers, analyses of internal drainage systems identify different pathways like subglacial water films (Weertman, 1964), R othlisberger channels incised into ice (R othlisberger, 1972), Nye channels incised into bedrocks (Nye, 1973), linked-cavity systems (Walder, 1986), water-filled cavities (Lliboutry, 1968) and others pathways, resulting in variations in residence time and the solute content of the meltwaters. Not all of these subsystems have to exist necessarily on each glacier.

It is not possible to make direct observations of the structure and functioning of the drainage system. Only indirect methods are used to characterize the flow routing, the approaches being essentially 'inverse', using system outputs as a basis for inferring system properties (Sharp and Richards, 1996). In this paper we use a simple concept with two main components: a flow originating from surface meltwater, which is routed without chemical enrichment, is called englacial; and a second component, named subglacial, is routed in longer contact with bedrock or sediments showing high ionic concentrations. As high electrical conductivity owing to ionic concentration could be fulfilled by different combinations of meltwater origin, drainage location and flow velocity, we prefer the approach given above instead of using differentiations between quick and delayed flow, surface and basal water or different hydraulic systems.

QUANTITATIVE MODEL

Considering two components of discharge, continuity of flow yields the equation (Collins, 1979)

$$Q_t = Q_e + Q_s \quad (1)$$

where Q is the discharge (l s^{-1}) and the subscripts, t, s and e represent total, subglacial and englacial, respectively. Moreover, both components of flow contribute to feed the proglacial stream with dissolved material which may come from the erosion of bedrock or moraines and, to a much smaller extent, from precipitation. Hence, if C is the solute concentration approximated by electrical conductivity ($\mu\text{S cm}^{-1}$), the conservation of dissolved material gives

$$C_t Q_t = C_e Q_e + C_s Q_s \quad (2)$$

These equations can be solved for the portion of total discharge routed through the subglacial system

$$Q_s = [(C_t - C_e)/(C_s - C_e)] Q_t \quad (3)$$

Q_t and C_t are obtained from the field survey, but C_e and C_s must be estimated in order to evaluate Q_s from the Equation (3). The conductivity of the clean meltwater flowing at the glacier surface gives an accurate estimation of C_e : the mean value of more than 30 measurements on streams or pools at the glacier surface gives a value of $1 \mu\text{S cm}^{-1}$. Moreover, the maximum conductivity value of the meltwater exiting from the glacier during flow recession is the inferior limit of C_s estimation, ($C_s = 65 \mu\text{S cm}^{-1}$). Estimates of C_e and C_s may be subject to considerable error (Collins, 1979; Fenn, 1987) and the results of Q_s are sensitive to these estimates. Because of the very low estimate of C_e , errors on this estimate do not affect Q_s . Moreover, when the estimation of C_s varies, results for Q_s vary subsequently. Choosing an inferior limit for C_s also leads to an overestimation of Q_s . However, during various field surveys conducted throughout the year under different meteorological conditions and at many locations on or around the glacier, values over $75 \mu\text{S cm}^{-1}$ were never recorded. This suggests that the estimate of C_s does not reach this value.

The use of the mixing Equation (2) is based on several assumptions which have been criticized for hydrological studies of mid-latitude glaciers (Sharp *et al.*, 1995). For applicability in tropical glaciology, it is necessary to re-state these assumptions here.

- Contributions of water which comes from other origins than englacial and subglacial flows (e.g. water from snow on the moraines) are negligible.
- The solute contents of both components are significantly different.
- The hydrograph separation must be based on a conservative behaviour of the used tracer.
- The solute concentrations of each of the two components are constant in space and time, or any variations can be accounted for.

In the tropical Andes, the snowpacks on the rock-covered borders and moraines melt very quickly and the proglacial streams of glacierized catchments, like Zongo Glacier, Bolivia, are mainly fed by the water melting from the glacier (Ribstein *et al.*, 1995). The two components, englacial and subglacial flows, are a conceptual approach that gather together all the internal hydrological systems of the glacier.

In the present paper, the estimate of electrical conductivity for englacial flow ($C_e = 1 \mu\text{S cm}^{-1}$) is very different from the estimate of conductivity for subglacial flow ($C_s = 65 \mu\text{S cm}^{-1}$). Both values define the interval of variation for the observed conductivity in the proglacial stream.

For the conditions of mid-latitude glaciers, laboratory weathering experiments simulating the mixing of dilute and concentrated meltwaters show post-mixing reactions with significant solute acquisition of dilute water from suspended sediments (Brown *et al.*, 1996). In the present work, comparative studies of electrical conductivity at different sites, such as upstream and downstream of the frontal lake, do not show any significant increase in solute concentration, even after residence times of more than 30 minutes, and prove, therefore, that the post-mixing reactions are negligible.

Conditions for the application of the mixing model are only fulfilled if the chemical compositions of the subglacial and englacial components are constant. In some recent papers (e.g. Brown *et al.*, 1994; Sharp *et al.*, 1995) these assumptions have been contradicted for mid-latitude glaciers, but in the context of tropical glacier hydrology these assumptions are likely to be more relevant because of the continuous presence of water in the drainage system. Indeed, there is no leaching effect of the impurities by the first meltwater because melting occurs throughout the year. Also, the meltwater residence time does not vary a lot with discharge because internal glacier conduits never close.

STUDY AREA AND FIELD WORK

Study area

Zongo Glacier (2.1 km²) is located in the Cordillera Real, Bolivia (16°15'S, 68°10'W), approximately 30 km north of La Paz, and forms part of the Huayna Potosi Massif. This tropical glacier extends down from 6000 m a.m.s.l. to 4900 m a.m.s.l. and covers 77% of a south-east facing basin (3 km²). The surface of the catchment not covered by the main glacier comprises two steep lateral moraines and small glacierized areas (0.2 km²) connected hydrologically, but not glaciologically, to the main glacier. A map of this glacier and a precise location are given in Figure 1. The bedrock is composed of Triassic granodiorite. Hence, the post-mixing reactions of dilute and concentrated meltwaters (Brown *et al.*, 1994) are thought to be negligible because most ions (Mg²⁺, Fe²⁺, Na⁺), coming from degradation of granodiorite, are assumed to be conservative species. Furthermore, the contribution of groundwater to the proglacial discharge may be considered unimportant, because of the very low permeability of granodiorite.

The climate of the region is determined by seasonal oscillation in the intertropical convergence zone (ITCZ). During austral winter, the ITCZ is north of Bolivia and Tropical anticyclones produce a cold, dry season, with a low runoff of the proglacial stream. During austral summer (from November to March), the ITCZ proceeds to its most southerly position. This is the wet as well as the warm season, coinciding with the

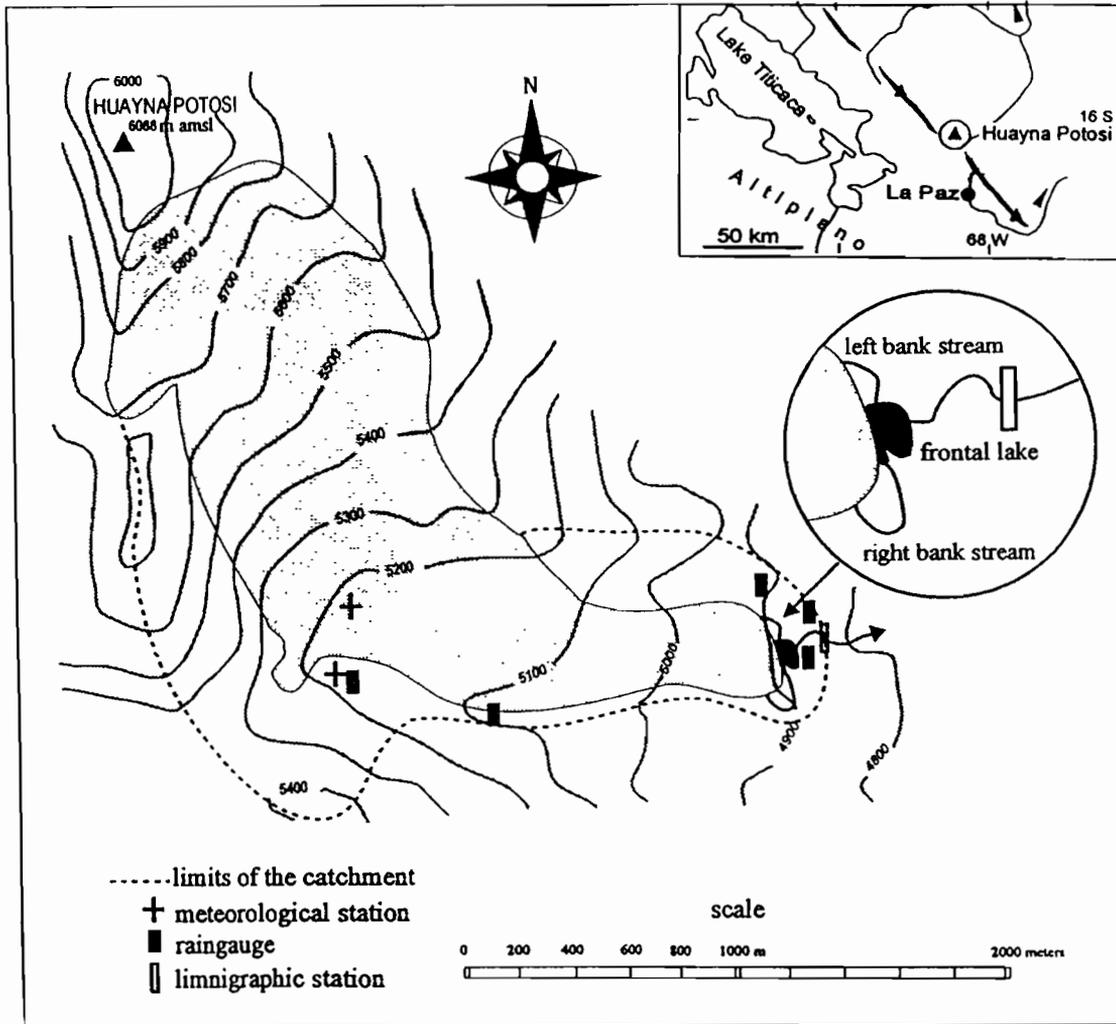


Figure 1. Sketch map of Huayna Potosi (6088 m a.m.s.l.) and Zongo Glacier (Bolivia). Shaded areas represent the Zongo Glacier. The enlargement gives an overview of the frontal lake and the different proglacial streams escaping from the glacier tongue

eastern intertropical flux that brings water vapour from the Atlantic (Roche *et al.*, 1990). The proglacial stream shows high discharges at this time. Permanent ablation throughout the year provides a minimum flow in the proglacial stream during the austral winter, and a higher flow level in summer, the accumulation season. Hence, in contrast to conductivity measurements performed on mid-latitude glaciers, field work can be conducted at any time of the year on this tropical glacier.

Two main proglacial streams escape from the glacier tongue and are permanent the whole year round (Figure 1). One is located on the right bank of the glacier close to the tongue and a second, the smaller one, stands on the left bank. These two streams feed a frontal lake drained by a unique stream, whose total discharge, Q_t , is permanently recorded at a limnigraphic station located at 4830 m a.m.s.l., approximately 200 m from the glacier tongue.

Electrical conductivity

We used a portable WTW LF 96 conductivity meter with a tetracon 96 probe to obtain C_t . This instrument automatically standardizes conductivity values to a temperature of 25 °C. Accuracy is within

Table I. The realized tracer experiments on Zongo Glacier during the investigation period March–June 1997. 'Qualitative' indicates optical detection of dye outflow, 'quantitative' indicates measurement of tracer concentration and their evaluation and 'no detection' means that no tracer could be detected within one day after the injection

Date	Number of injections	Total daily discharge (l/s)	Comments
25 March 1997	1	92.6	No detection
8 May 1997	3	97.1	Qualitative
15 May 1997	2	82.7	No detection
21 May 1997	2	35.1	Qualitative
22 May 1997	2	33.2	Quantitative
28 May 1997	2	40.3	Quantitative
5 June 1997	4	41.3	No detection
17 June 1997	2	48.2	Qualitative

$\pm 0.5 \mu\text{S cm}^{-1}$. Although previous authors (Collins, 1979; Gurnell and Fenn, 1984) suggested that corrected temperature values for conductivity should not be used, Lecce (1993) demonstrated that conductivity measurements standardized to 25 °C do not affect the results while measuring meltwater with temperature ranges from 0 to 5 °C. We performed conductivity measurements at the limnometric station, and also at the point of exit of the right bank stream at 4900 m a.m.s.l. where discharge measurements were made directly. Sixteen days were surveyed between February 1995 and March 1996 and are representative of various meteorological conditions. These measurements were carried out every half an hour (or every 15 minutes when conductivity changed rapidly), usually between 8 am and 6 pm, and occasionally at night.

Tracer experiments

Between March and June 1997, 18 experiments with three different tracers, uranine and rhodamine B dyes and also NaCl salt, were carried out on the ablation zone of Zongo Glacier (Table I). The tracers were injected at six different sites into surface water entering into crevasses. The quantities of dye used (40–100 g) permitted optical detection of outflow sites. The flow paths detected by this method were analysed quantitatively by evaluation of the measured electrical conductivity after injection of solutions of 1 kg NaCl salt. For these conductivity measurements, a WTW LF 325 conductivity meter was used in the same configuration as mentioned above.

Comparative flow separations with electrical conductivity and ^{18}O -isotope were realized for two days, applying the same mixing model as mentioned above. Eight samples of snow were taken at four different sites distributed over the ablation zone. The mean value of the isotope content of the snow samples ($\delta^{18}\text{O}$, -16.3‰) was estimated to represent the isotope content of recent water. Three samples of ice were analysed and their mean isotope content ($\delta^{18}\text{O}$, -14.6‰) represents the 'old' component.

RESULTS AND DISCUSSION

Drainage geometry

Tracers were injected into draining crevasses distributed over the ablation zone. Dye outflows into the frontal lake were observed at various sites, and some of them were sublacustric. For a single injection point several tracer trajectories were always found. Furthermore, a pathway observed on 8 May 1997 was not detected on 15 May 1997 but was found again during the following field session, on 21 May 1997. This phenomenon was also observed for other pathways detected on 8 and 28 May 1997 but lost on 5 June 1997 and found again on 17 June 1997 (Table I).

To determine parameters of flow routing, salt was injected and concentrations were controlled directly at one single point of outflow. Although discharge measurement and therefore tracer load could not be determined, the analysis of electrical conductivity allowed the calculation of dispersivity and the mean residence time. The single fissure dispersion model (SFDM) describing tracer transport through a conduit

with exchange to the surrounding matrix (Maloszewski and Zuber, 1990) was used for interpretation. The matrix of englacial flow is not porous but the model can explain temporary storage of tracer in immobile water, such as in cavities and/or cracks, that causes the observed tailing of the concentration curve. Determined dispersivities are around 1 m and flow velocities vary between 0.06 and 0.14 m s⁻¹. These dispersivities and velocities are low but within the regular range for flow in fissured aquifers.

The tracer experiments carried out on the ablation zone confirm the complexity of the internal drainage structure. A main drainage channel does not exist and meltwater follows the crevasse orientation, being affected by changes resulting from glacier movement. As the experiments were realized under meteorological and runoff conditions corresponding to austral winter, the results indicate that, in contrast to mid-latitude glaciers, a conduit system remains permanently open because of permanent ablation in the Tropics.

Diurnal variations of discharge and conductivity

Discharge hydrographs and diurnal variations of electrical conductivity at the limnometric station and at the right bank proglacial stream are shown in Figures 2 and 3, respectively. During the selected survey days, the discharge maximum mostly occurs between 1200 and 1700 hours and coincides with decreasing conductivity values. This behaviour might be explained as follows. During warm hours of the day, net radiation, which is the total radiative balance at all wavelengths, is high. Since net radiation is the main factor controlling ice melting at the glacier surface (Male and Granger, 1981), melting at this period of the day is high and, therefore, solute-free surface meltwater contributes to a large part of the total discharge. Thus, with this effect of dilution, as a result of increasing clean water feeding the proglacial stream, conductivity drops (Collins, 1979; Lecce, 1993). Figures 2 and 3 also show that the diurnal discharge hydrographs are always asymmetrical with a rapid rise to peak in response to the diurnal increase in energy, followed by a slower decline (see also Figure 8).

During overcast or snowy days, the energy available for melting remains low or even nil. Thus, total discharge and electrical conductivity do not vary during these days. This kind of discharge is called 'recession flow', and characterized by constant high values of conductivity (Collins, 1979). We observed days of recession flow on 16 August 1995, on 12 January 1996 and on 1 March 1996. These days of maximum conductivity values are of prime importance in obtaining an accurate estimation of C_s (Fenn, 1987). To approximate C_s , we took the maximum value of conductivity recorded on 1 March 1996, which was 65 $\mu\text{S cm}^{-1}$.

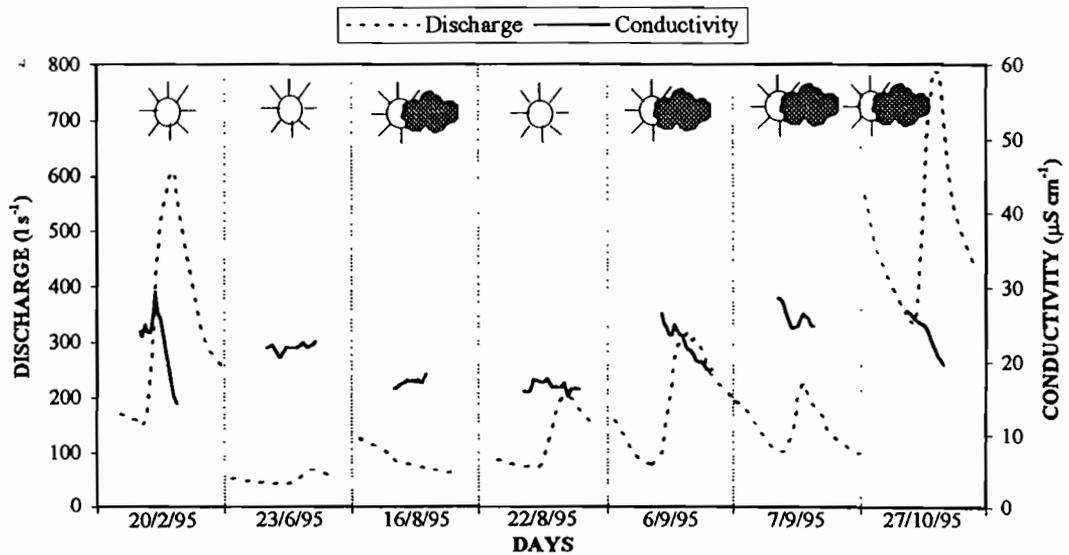
Separation of englacial and subglacial components of the total discharge

Equation (3) and the estimates of C_e and C_s allow separation of englacial and subglacial flows from the total proglacial discharge. Figures 4 and 5 present the results of this flow separation at the limnometric station and at the right bank proglacial stream, respectively. Most of the time, the amount of water routed through the englacial system contributes most of the water to the proglacial stream ($Q_e = 50\text{--}90\% Q_t$), except during overcast or snowy days, when we observe a recession flow almost exclusively owing to subglacial flow.

Results on the two streams escaping from the glacier tongue are different (Figure 6). The right bank stream shows the same behaviour as the main stream below the frontal lake ($Q_e = 40\text{--}80\% Q_t$), although the left bank stream is almost totally supplied by the englacial flow ($Q_e > 80\% Q_t$). This suggests that the bedrock is not horizontal, but tilts from the left to the right bank, i.e. in a southerly direction. Therefore, most of the subglacial flow is driven towards the south, explaining why the right bank stream is larger and more heavily solute loaded. The dye tracing experiments have always lead to southward trajectories and confirm the tilt of the bedrock.

On 20 May 1997, meltwater production was low, as indicated by the hydrograph without diurnal variation (Figure 7) and 68% of the total discharge was comprised of subglacial discharge (Table II). The flow separation using isotope ¹⁸O determines the contribution of the old component (ice) to 19% of the total runoff. On 17 June 1997, the main part of the ablation zone was free of snow and the total discharge is

DISCHARGE AND CONDUCTIVITY, LIMNIMETRIC STATION, 4830 m a.m.s.l.



DISCHARGE AND CONDUCTIVITY, LIMNIMETRIC STATION, 4830 m a.m.s.l.

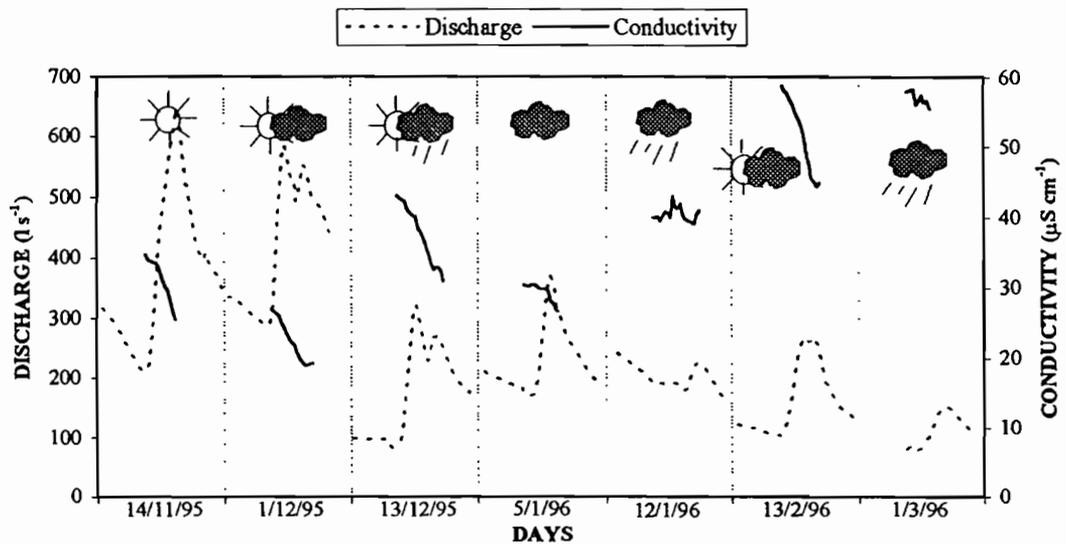
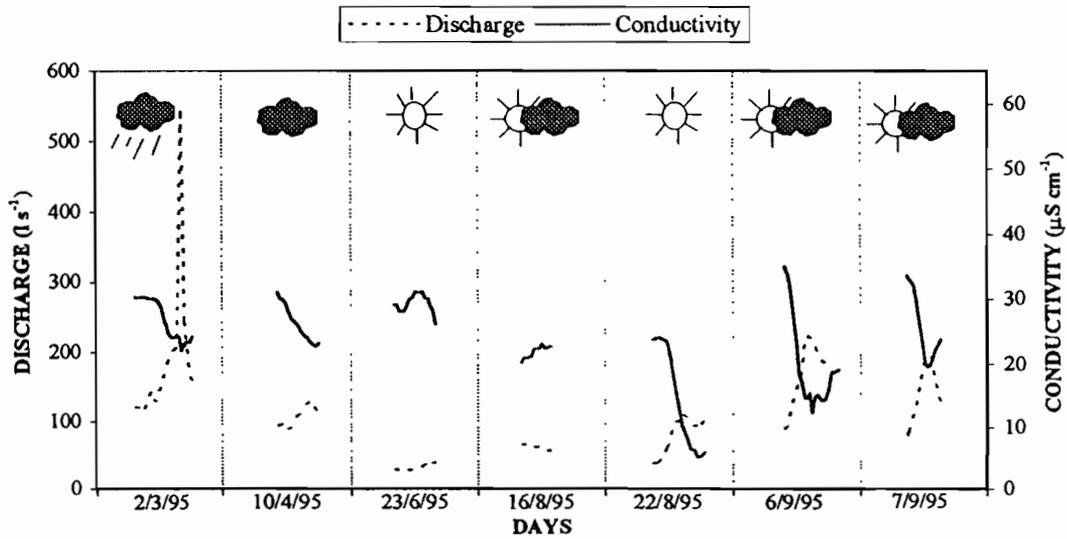


Figure 2. Electrical conductivity as a function of discharge, at the limnometric station, during selected survey days in summer and in winter. Hydrographs are asymmetrical and electrical conductivity varies diurnally, and inversely to discharge fluctuations

dominated by old water from ice (70%), while englacial and subglacial components show the same order of magnitude. The portion of subglacial water on 20 May 1997 seems to contrast with the weak portion of old water. As the recent water is exclusively built of snowmelt, the observed behaviour can only be explained by an interconnection between surface melt and subglacial runoff. Water from superficial snowmelt typically shows very low conductivity and so belongs to the englacial runoff. If this water drains through pathways

DISCHARGE AND CONDUCTIVITY, RIGHT BANK STREAM, 4900 m a.m.s.l.



DISCHARGE AND CONDUCTIVITY, RIGHT BANK STREAM, 4900 m a.m.s.l.

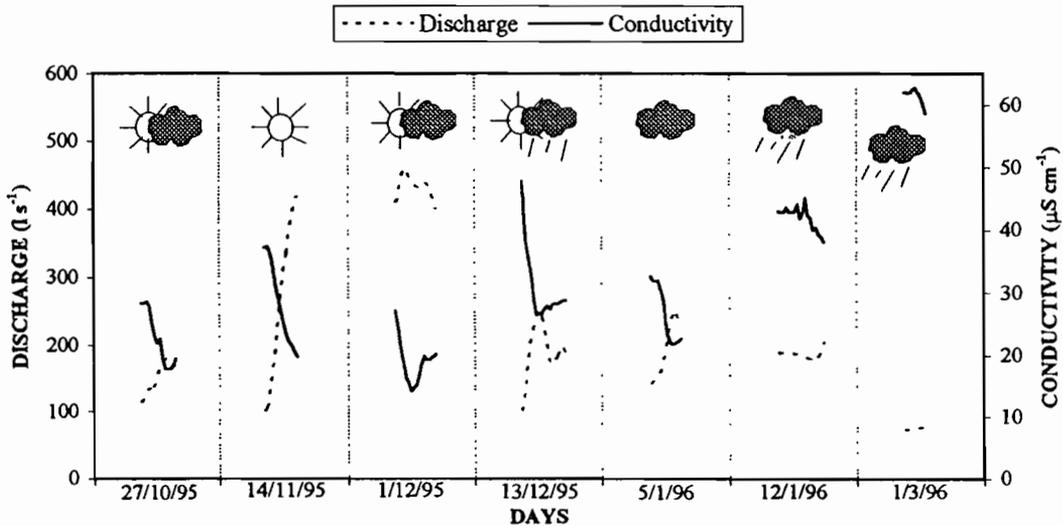
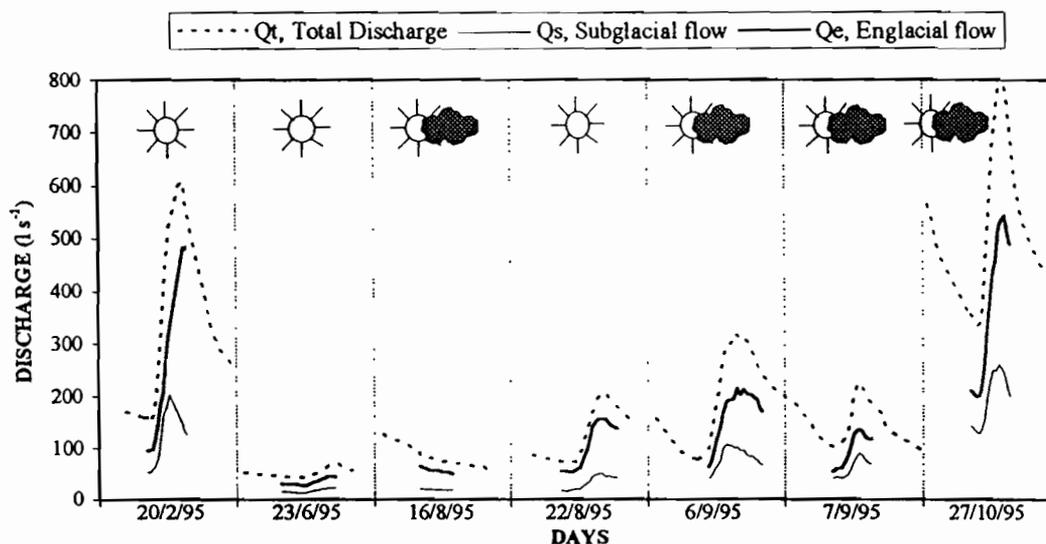


Figure 3. Electrical conductivity as a function of discharge, at the right bank proglacial stream, during selected survey days in summer and in winter. The values of conductivity are usually higher than at the limnometric station because this stream is located above the frontal lake, where water is mixed with clean water coming from the left bank stream

that offer enough contact time with bedrock or sediments to become solute charged, then it will feed the subglacial discharge.

Looking in detail at the hydrograph shapes confirms that the englacial and subglacial systems are connected. If they were not connected, subglacial flow would only correspond to a baseflow coming from beneath the glacier, and thus would not have any diurnal variation. However, the subglacial hydrograph

FLOW SEPARATION, LIMNIMETRIC STATION, 4830 m a.m.s.l.



FLOW SEPARATION, LIMNIMETRIC STATION, 4830 m a.m.s.l.

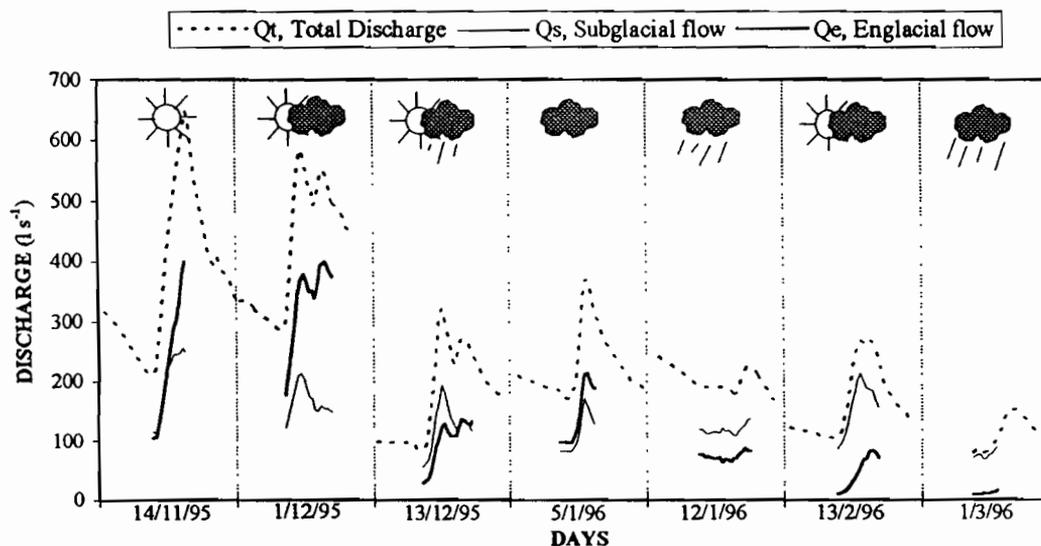
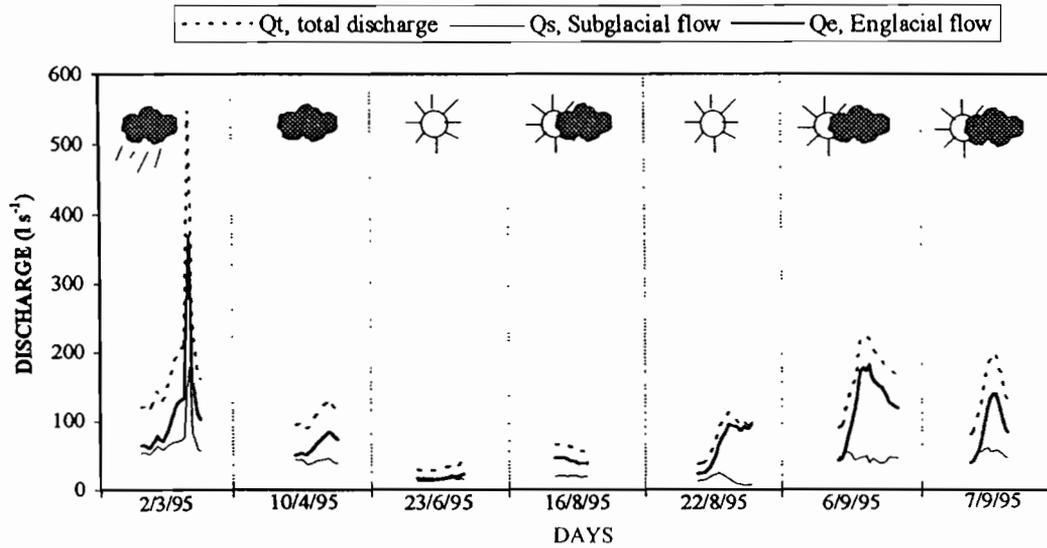


Figure 4 Total flow separation into englacial and subglacial components, at the limnimetric station. Most of the water flowing in the proglacial stream comes from the englacial system, except during days of recession flow

does present diurnal variations, which proves that the subglacial system is fed by englacial water. This observation leads to a third flow separation; we can now distinguish between three flows comprising the total discharge observed at the glacier exit (Figure 8).

1. *The englacial flow.* This solute-free water coming from ice or snow melting at the glacier surface, drains in flow paths without contact with bedrock or sediments, as it happens in R othlisberger conduits

FLOW SEPARATION, RIGHT BANK STREAM, 4900 m a.m.s.l.



FLOW SEPARATION, RIGHT BANK STREAM, 4900 m a.m.s.l.

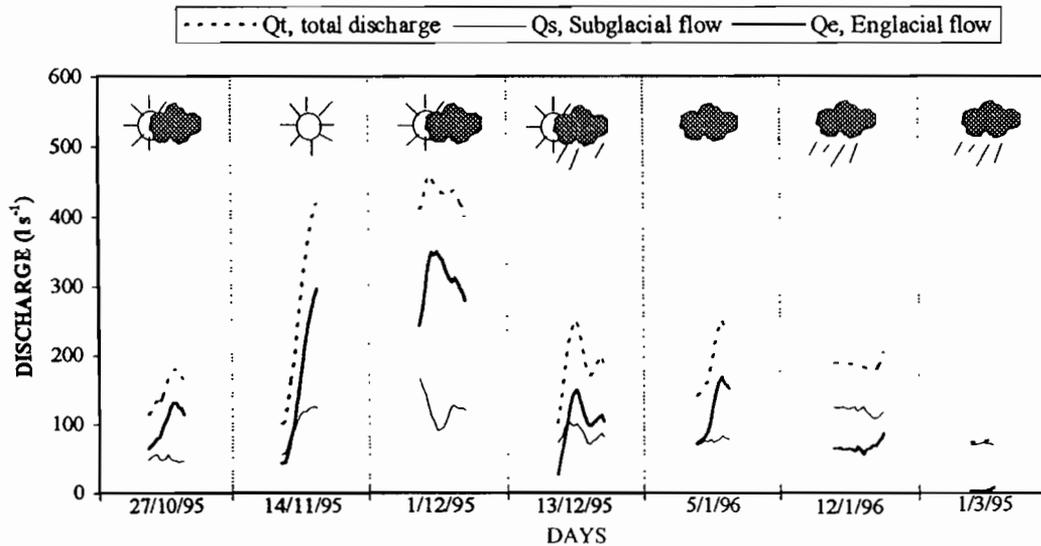


Figure 5. Total flow separation into glacial and subglacial components, at the right bank proglacial stream Q_t and Q_e are always in phase and Q_s sometimes peaks in advance of the Q_t or Q_e maximum

(Röthlisberger, 1972). Minimal chemical enrichment occurs during its passage because this water moves only in contact with ice or in subglacial conduits through which the flow rate is high enough to prevent any solute loading (Collins, 1979). The water flows rapidly through the glacier from the surface, and its volume is highly controlled by the energy supply available for melting at the glacier surface. Net radiation is measured on Zongo Glacier at 5150 m (Figure 1). As on Conness Glacier, California, USA (Lecce, 1993), discharge from the Zongo glacierized catchment peaks an average of 2 hours after the net

FLOW SEPARATION, RIGHT AND LEFT BANK STREAMS, 6/9/95

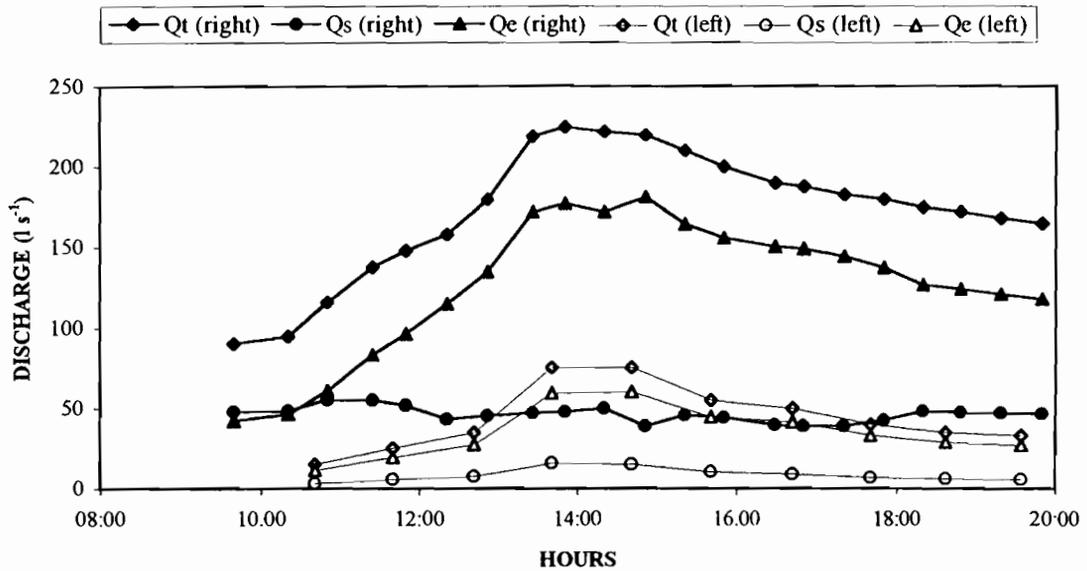


Figure 6. Comparison of the hydrographs between the right bank stream and the left bank stream, on 6 September 1995. The left bank stream is smaller and receives less water coming from the subglacial system

Table II. Results of flow separation using different tracers. Given, are the absolute as well as the relative portion of the individual components, with respect to the total discharge total, Q_t . The subscripts e, s, r and o indicate englacial, subglacial, recent (snow) and old (ice) discharges, respectively

	Flow separation based on:		Electrical conductivity				Stable isotope ^{18}O			
	Q_t (l/s)		Q_e (l/s)		Q_s (l/s)		Q_r (l/s)		Q_o (l/s)	
20 May 1997	32.3	100.0%	10.3	32%	22.0	68%	26.3	81.4%	6.0	18.6%
17 June 1997	55.1	100.0%	27.6	50%	27.5	50%	16.6	30.1%	38.5	69.9%

radiation maximum. A series of ($t + 2$ hours) net radiation is highly correlated with englacial discharge, explaining more than 75% of the variance of Q_e (Figure 9).

2. *The base flow.* This flow is part of the subglacial flow and corresponds to meltwater coming from ice melting beneath the glacier. This water moves slowly, is always in contact with the bedrock or subglacial sediments and might store away in cavities. At this point, effective solute enrichment occurs because glacier erosion provides an important ionic supply by breaking the mineral lattices of basal particles or bedrock (Collins, 1979). This baseflow, born at the glacier bed and unaffected by diurnal temperature variations, may vary from season to season but cannot vary diurnally.
3. *The part of the subglacial flow presenting diurnal variations.* There is an additional part of the subglacial flow besides the baseflow. This part shows diurnal variations which is typical of englacial flow: clean surface meltwater drains through the glacier on pathways allowing chemical enrichment. These pathways could be englacial conduits connected to the basal drainage system or paths reaching the lateral morainic sediments. Hence, this original englacial water, and therefore underlying diurnal variations, increases the subglacial water volume.

In this whole section, post-mixing reactions of dilute and concentrated meltwaters are assumed to be negligible. Indeed, very few ionic species coming from granodiorite erosion might be involved in the

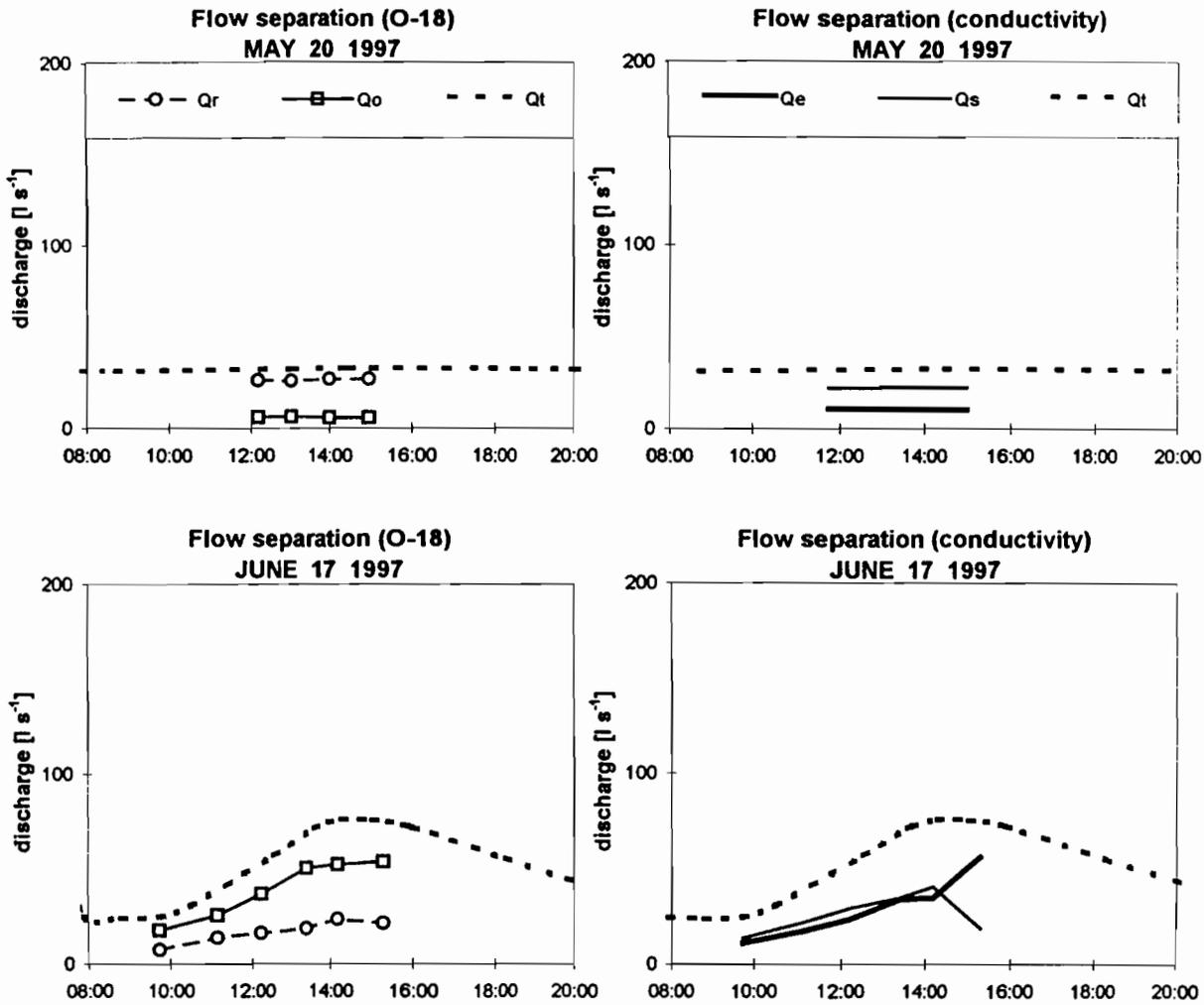


Figure 7. Comparison of flow separation using ^{18}O isotope (left) and electrical conductivity (right) on 20 May 1997 and on 17 June 1997. There is an interconnection between surface meltwater (Q_e , englacial flow) and the subglacial flow (Q_s) because part of the recent component of snowmelt (Q_r) feeds the subglacial system

carbonation reactions that dominate the post-mixing reactions (Brown *et al.*, 1994). Moreover, since comparative measurements never show any chemical enrichment between the right bank proglacial stream and the limnimeric station, there are no post-mixing reactions in the lake area. They might have occurred upriver of the right bank proglacial stream, but, in that case, our estimate of C_s includes their effect and the third flow separation based on the hydrograph shape is still valuable. Anyway, if these reactions were important in any part of the internal drainage system of the glacier, they should also affect the lake area. Since they do not, they are thought to be negligible.

Variations of glacier drainage system with seasons

Meltwater supply at the glacier surface is permanent throughout the year. Hence, englacial and subglacial conduits are maintained even in wintertime. Looking at 23 June 1995 and 16 and 22 August 1995 (Figures 4 and 5) shows that Q_e and Q_s are lower than in summertime when ablation is higher, but they still exist and the relative weight of Q_e seems to be a little higher: $Q_e = 65\text{--}90\%$ Q_t in austral winter and $Q_e = 50\text{--}80\%$ Q_t in summer. That means that, during the austral winter, englacial and subglacial systems are far less developed

FLOW SEPARATION, LIMNIMETRIC STATION, 1/12/95

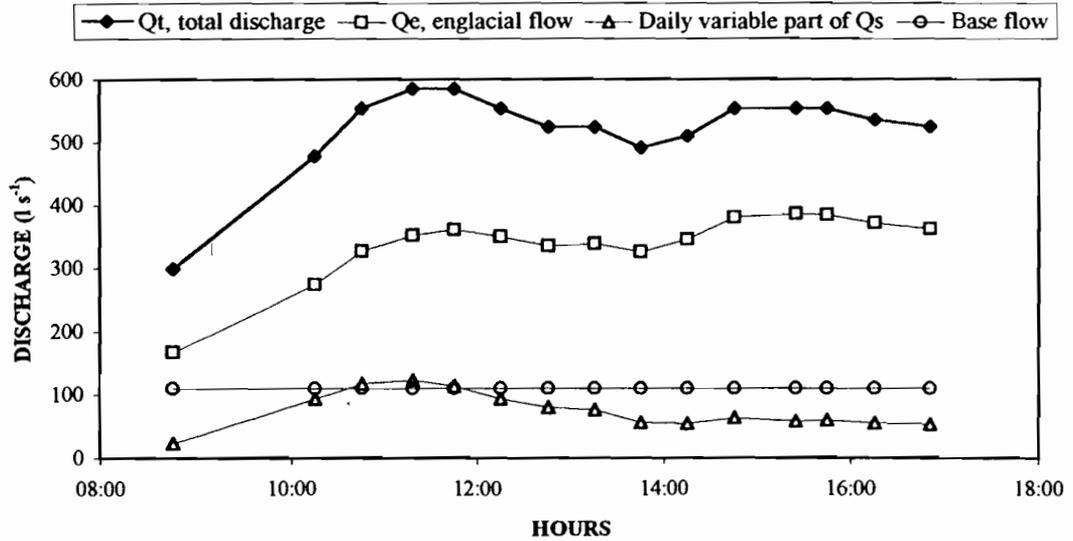


Figure 8. A third flow separation of the total flow, including the baseflow and the diurnal variable portion of the subglacial flow, on 1 December 1995

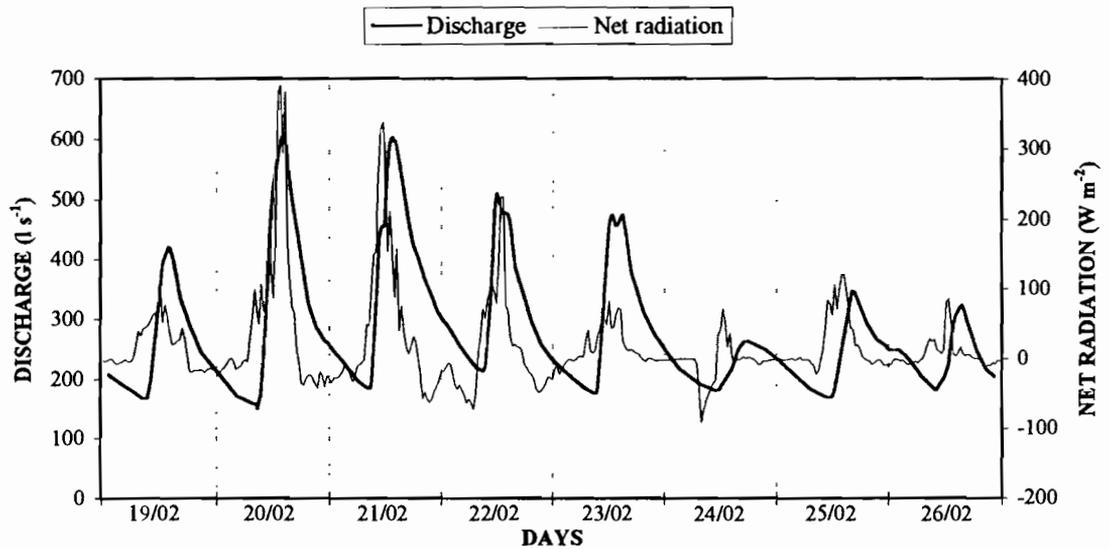


Figure 9. Comparison between discharge at the limnometric station and net radiation, during an eight-day period in February 1995

than in summer (a large number of conduits, moulins or cavities must be closed off), especially within the subglacial system, which is sometimes reduced to less than 10% of Q_t . The baseflow is therefore further reduced in winter compared with summer, but is still not negligible. Glacier dynamics, which are partly controlled by the quantity of water available at the glacier sole (Liboutry, 1965; Collins, 1979), may be affected by this result, and further studies comparing glacier velocity and variations of its drainage system might be useful.

The observation of flow separation on 22 August 1995 (Figures 4 and 5) leads to the conclusion that englacial and subglacial systems are still interconnected in winter. Indeed, Q_s presents diurnal variations that prove that englacial conduits communicate with the subglacial system. Some of the pathways detected by the dye-tracing experiments lead on the right bank side, where water is in contact with bedrock or sediments and experiences chemical enrichment. As this discharge amount is controlled by surface melting, the slow passage in contact with sediments causes a diurnal variation in the solute-charged runoff component.

In conclusion, the development of the internal drainage network of Zongo Glacier is controlled by the quantity of meltwater available at the surface. The more water melts at the surface, the more complicated the drainage system becomes. In wintertime, the hydrological network is in an elementary state with just enough meltwater to maintain basic englacial and subglacial systems. With a larger meltwater supply in summer, the complexity of this drainage system increases, with new conduits or cavities.

Comparative analysis with mid-latitude glaciers

In this intertropical zone, glaciers are submitted to climatic conditions drastically different from Alpine glaciers: in Bolivia, as in Cordillera Blanca, Peru, ablation is high and happens simultaneously with accumulation during the wet summer (November–March); ablation exists also during the dry winter (May–September), but is lower (Francou *et al.*, 1995). These particular climatic conditions imply differences in the drainage system of Tropical glaciers, in comparison with mid- or high-latitude glaciers.

Minimum conductivity values measured at the outlet of Zongo Glacier ($7\text{--}15\ \mu\text{S cm}^{-1}$) are much higher than those recorded on Conness Glacier, California, USA ($1\text{--}2\ \mu\text{S cm}^{-1}$) (Lecce, 1993), although the bedrock is of the same composition. This may be linked to the difference in size between the two glaciers (Zongo: $2.1\ \text{km}^2$; Conness: $<0.5\ \text{km}^2$): the larger the glacier, the longer the transit time in subglacial conduits, and hence the longer the contact between meltwater and the bedrock, which favours acquisition of solutes. Nevertheless, size differences between these two glaciers are not sufficient to explain the large difference observed in the values: unlike Conness Glacier, where the contribution of the subglacial flow is smaller ($Q_s = 5\text{--}25\% Q_t$), the Zongo Glacier drainage system must be more developed. It is composed not only of conduits, but also of cavities, where meltwater is stored and enriched in dissolved material. The evidence of storage cavities is demonstrated by the outburst flood we observed on 2 March 1995, when discharge from the right bank proglacial stream increased from 210 to $550\ \text{l s}^{-1}$ in less than 15 minutes. This steep discharge increase was barely visible at the limnometric station because the frontal lake reduced the signal almost totally.

On this point, Zongo Glacier is comparable with the large Alpine glaciers such as Findelengletscher ($19.1\ \text{km}^2$) and Gornergletscher ($68.6\ \text{km}^2$), Switzerland, studied by Collins (1979): minimum and maximum diurnal conductivity values are of the same order of magnitude and total discharge hydrographs are also asymmetrical, suggesting that water flows through the hydrological network with a certain delay (Collins, 1979; Lecce, 1993). Therefore, the Zongo Glacier subglacial drainage system seems to be of the same order of complexity as those of the two large Alpine glaciers during the ablation season, although Zongo Glacier is much smaller. The highly developed hydrological network for this small glacier may be explained by climatic conditions: under tropical conditions, ablation is present throughout the year, maintaining a minimum amount of meltwater in the hydrological system. This water flowing in the hydrological network prevents sections of conduits and cavities from closing off, which happens in mid- or high-latitude glaciers in wintertime. Table III summarizes the differences observed between these two types of glaciers.

Moreover, differences in glacier dynamics between Tropical glaciers and Alpine glaciers might be explained by different water supplies at the glacier sole. In the Tropics, water flows at the glacier sole at any time of year, whereas in the Alps water flows beneath the glacier only in summer and the quantities are much higher. For this reason, looking at similar glaciers in summer, Tropical glacier velocity must be lower than that of Alpine glaciers because there is less water available to lubricate the bed. In winter, the reverse trend is observed. The range of glacier velocity fluctuations with season is thus shorter in the Tropics than in the Alps.

Table III. Comparative characteristics of four glaciers submitted to different climatic conditions. DS complexity/surf. is the drainage system complexity reported at the glacier surface

Glaciers	Zongo	Conness	Findelengletscher	Gornergletscher
Location	Bolivia 16°S	California, 37°N	Switzerland, 47°N	Switzerland, 47°N
Surface	2.1 km ²	< 0.5 km ²	19.1 km ²	68.6 km ²
Elevation	4900–6000 m a.m.s.l.	3400 m a.s.m.l.	2520–4190 m a.m.s.l.	2120–4600 m a.s.m.l.
Bedrock	Granodiorite	Granodiorite	Granite, Gabbro	Granite, Gabbro
Ablation	Throughout the year	In summer only	In summer only	In summer only
Estimate of C_s	65 $\mu\text{S cm}^{-1}$	9 $\mu\text{S cm}^{-1}$	68.2 $\mu\text{S cm}^{-1}$	44 $\mu\text{S cm}^{-1}$
Diurnal hydrograph	Asymmetrical	Symmetrical	Asymmetrical	Asymmetrical
Presence of cavities	Yes	No	Yes	No
Drainage systems DS	Highly developed	Poorly developed	Highly developed	Highly developed
DS complexity/surf.	+++	+	+	+

CONCLUSIONS

The assumptions involved in the use of mixing models for analysis of drainage systems in mid-latitude glacierized basins have been critically evaluated in recent papers (e.g. Sharp *et al.*, 1995). On Zongo Glacier (Bolivia), electrical conductivity analysis of glacial meltwater and dye-tracing experiments show that these assumptions seem more realistic for tropical glaciers, mainly because ablation occurs throughout the year. Seasonal fluctuations of solute acquisition are small, assuming a low variability of residence times. There is no leaching effect in the first meltwater. Comparative measurements of electrical conductivity at different sites imply that post-mixing reactions have to be negligible downstream of the glacier.

Moreover, during the warm and wet season, the contribution of englacial flow varies from 50 to 80% of the total discharge, except during recession flow when subglacial flow provides almost all the water escaping from the glacier. Discharge is inversely proportional to conductivity. Diurnal variations of subglacial flow and comparison of flow separations based on ¹⁸O isotope and on electrical conductivity suggest that englacial and subglacial conduits are interconnected. It is possible to make another separation of the total flow by subdividing the subglacial component of the flow into a baseflow, which is seasonally variable, and a contribution coming from the englacial system, presenting diurnal variations.

Comparing Zongo Glacier with small or large Alpine glaciers, we can say that, at equal size, tropical glaciers have an internal drainage network more developed and complex than Alpine ones. This result is certainly explained by the fact that, in the Tropics, continuous ablation throughout the year maintains a basic drainage network in winter, which rapidly improved by the arrival of summer meltwater.

The Zongo drainage system may vary significantly from season to season: the quantity of meltwater is responsible for the complexity of the hydrological system, which is of primary importance to glacier dynamics. Indeed, glacier velocity, partly controlled by the amount of water at the glacier bed, may be lower in winter than in summer. However, this velocity difference is smaller than observed for mid-latitude glaciers.

ACKNOWLEDGEMENTS

This glaciological programme is supported by L'Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération. We are grateful for the assistance received from IHH (Instituto de Hidraulica e Hidrologia), UMSA (Universidad Mayor de San Andrés) and SENAMHI (Servicio Nacional de Meteorología y Hidrología) in La Paz. For the field measurements, the efforts of Rolando and Oscar Fuertes are much appreciated. Discharge measurements were performed at the limnimetric station, built up by the Bolivian Power Company (COBEE).

REFERENCES

- Brown, G. H., Sharp, M. J., Tranter, M., Gurnell, A. M., and Nienow, P. W. 1994. 'Impact of post-mixing chemical reactions on the major ion chemistry of bulk meltwaters draining the Haut Glacier d'Arolla, Valais, Switzerland', *Hydrol. Process.*, **8**, 465–480
- Brown, G. H., Tranter, M., and Sharp, M. J. 1996. 'Experimental investigations of the weathering of suspended sediment by alpine glacial meltwater', *Hydrol. Process.*, **10**, 579–597.
- Collins, D. N. 1979. 'Quantitative determination of the subglacial hydrology of two alpine glaciers', *J. Glaciol.*, **23**, 347–361.
- Fenn, C. R. 1987. 'Electrical conductivity', in Gurnell, A. M. and Clark M. J. (eds), *Glacio-fluvial Sediment Transfer*. John Wiley & Sons Ltd, Chichester. pp. 377–414.
- Franco, B., Ribstein, P., Saravia, R., and Tiriau, R. 1995. 'Monthly balance and water discharge of an inter-tropical glacier: Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16°S', *J. Glaciol.*, **41**, 61–67.
- Gurnell, A. M. and Fenn, C. R. 1984. 'Flow separation, sediment source areas and suspended sediment transport in a pro-glacial stream', *Catena*, **5**(suppl.), 109–119.
- Lecce, S. A. 1993. 'Flow separation and diurnal variability in the hydrology of Conness Glacier, Sierra Nevada, California, U.S.A.', *J. Glaciol.*, **39**, 216–222.
- Lliboutry, L. 1965. *Traité de Glaciologie*, Vol. 2. Masson, Paris. Chap. 16.
- Lliboutry, L. 1968. 'General theory of subglacial cavitation and sliding of temperate glaciers', *J. Glaciol.*, **7**, 21–58.
- Male, D. H. and Granger, R. J. 1981. 'Snow surface energy exchange', *Wat. Resour. Res.*, **17**, 609–627.
- Maloszewski, P. and Zuber, R. J. 1990. 'Mathematical modeling of tracer behavior in short-term experiments in fissured rocks', *Wat. Resour. Res.*, **26**, 1517–1528.
- Nye, J. F. 1973. 'Water at the bed of a glacier', *IAHS Publ.*, **95**, 189–194.
- Ribstein, P., Tiriau, E., Franco, B., and Saravia, R. 1995. 'Tropical climate and glacier hydrology: a case study in Bolivia', *J. Hydrol.*, **165**, 221–234.
- Roche, M. A., Ahaga, A., Campos, J., Pena, J., Cortes, J., and Rocha, A. 1990. 'Hétérogénéité des précipitations sur la Cordillère des Andes Boliviennes', in Lang, H. and Musy, A. (eds), *Hydrology in Mountainous Regions I. Hydrological Measurements, the Water Cycle*. *IAHS Publ.*, **193**, 381–388
- Röthlisberger, H. 1972. 'Water pressure in intra- and subglacial channels', *J. Glaciol.*, **11**, 177–203.
- Sharp, M. and Richards, K. 1996. 'Integrated studies of hydrology and water quality in glacierized catchments', *Hydrol. Process.*, **10**, 475–478.
- Sharp, M., Brown, G. H., Tranter, M., Willis, I. C., and Hubbard, B. 1995. 'Comments on the use of chemically based mixing models in glacier hydrology', *J. Glaciol.*, **41**, 241–246.
- Walder, J. S. 1986. 'Hydraulics of subglacial cavities', *J. Glaciol.*, **32**, 439–445.
- Weertman, J. 1964. 'The theory of glacier sliding', *J. Glaciol.*, **5**, 287–303.

Calcul de la pluie sur le bassin versant du lac Titicaca pendant l'Holocène

Computation of the rainfall on Lake Titicaca catchment during the Holocene

Amal Talbi^{a*}, Anne Coudrain^a, Pierre Ribstein^{a,b}, Bernard Pouyaud^b

^a UMR Sisyphe CNRS-UPMC 7619, case 123, 4, place Jussieu, 75252 Paris cedex 5, France

^b IRD ex. Orstom, 213, rue La Fayette, 75480 Paris cedex 10, France

(Reçu le 30 mars 1999, accepté après révision le 7 juin 1999)

Abstract— The water levels of a lake situated in an endorheic catchment make it possible to calculate the associated rainfall rate on the basis of the water balance over the whole catchment. Evolution during the Holocene of water levels in Lake Titicaca (Bolivia), previously published, shows that in the most arid period, between 8 000 yr and 4 000 yr BP, the average level was 50 m lower than today. The calculated rainfall associated with this low level is $635 \pm 50 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$ i.e. about 18 % lower than the present amount. (© Académie des sciences / Elsevier, Paris.)

rain amount / endorheic catchment / Holocene / Titicaca / Bolivia

Résumé — Le niveau d'un lac situé dans un bassin endoréique permet d'estimer les valeurs de précipitation en se basant sur le bilan hydrologique à l'échelle du bassin. Les niveaux du lac Titicaca (Bolivie) ont été précédemment publiés pour l'Holocène et montrent, pendant la période la plus aride, de 8 000 ans à 4 000 ans BP, que le lac avait un niveau moyen de 50 m plus bas qu'aujourd'hui. La pluie calculée associée à de tels niveaux bas serait de $635 \pm 50 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$, soit de l'ordre de 18 % inférieure à la pluie actuelle. (© Académie des sciences / Elsevier, Paris.)

bassin endoréique / Holocène / pluie / Titicaca / Bolivie

Abridged version

Introduction

In an endorheic system, with no hydraulic communications with the outside other than atmospheric ones (rain, evapo-transpiration), the equilibrium water level of the terminal lake records the regional climatology. On the Altiplano, the strong climatic variations of the Holocene were expressed by considerable variations in regional lake levels (Servant and Fontes, 1978). The chronology of these hydrological conditions makes the Altiplano a particularly valuable source of documentation of the Holocene and its climatic variations.

The Altiplano, a high plain of 190 000 km² with an altitude ranging between 3 600 m and 4 200 m, constitutes an endorheic basin with, to the north, a lacustrine system, Lake

Titicaca, and to the south a few salars (*figure 1*). The limit between these sub-catchments is the upstream point of the Rio Desaguadero at 3 804 m.

The objective of this study is to quantify the rainfall variation on the northern catchment during the Holocene through the chronology of Lake Titicaca levels reconstituted by means of the sedimentary archives (Abbott et al., 1997; Mourguiart et al., 1997). Present-day evaporation constitutes about 91 % of the outflow from Lake Titicaca (Carmouze et al., 1978). One can therefore assume that during the Holocene, generally more arid than the present, the northern catchment was a closed basin. Moreover, as it is perennial and has a mean shape index value (Meybeck, 1995), Lake Titicaca is particularly suitable for reconstruction of past rainfall quantities.

Note présentée par Ghislain de Marsily.

* Correspondance et tirés à part.
talbi@biogeodis.jussieu.fr

Two similar studies were carried out to estimate the amount of rain linked to the last maximum lacustrine period, around 12 ka BP, one for the Lejia lagoon (23°30'S, 67°42'W, elevation 4 325 m) in Chile (Grosjean, 1994) and one for the Altiplano (Hastenrath and Kutzbach, 1985). These studies, to which have been added recent data on the highest level of the southern palaeolake Tauca (Bills et al., 1994; Mourguiart et al., 1997), show that the maximum rainfall amount was about twice the present one.

An arid phase succeeded the maximum lacustrine period. On the basis of a mineralogical survey, Risacher and Fritz (1992) demonstrate that on the southern catchment of the salars this period was much more arid than the present one. Quantifying the rain amount evolution is useful for a better understanding of hydrological-climatological conditions over the past 10 ky. This will make it possible to undertake hydrogeological simulations of the central Altiplano aquifer where the present spatial evolution of the chemical composition records these different hydrological conditions of the Holocene (Coudrain-Ribstein et al., 1995).

Computing method

The method is based on the water balance of a closed catchment occupied by a permanent lake. During the Holocene the greatest soil movements have been of the order of 20 m and have especially affected the southern catchment of the salars and not the northern catchment of Lake Titicaca (Lavenu, 1992). According to a geophysical survey (Bills et al., 1994), these movements might correspond to adjustments linked to the large palaeolake Tauca which reached a depth of more than 100 m. Therefore, the potential volume of Lake Titicaca is assumed constant during the period under consideration.

During one period, considering the inter-annual mean of the terms, the water balance of the catchment is:

$$P_L A_L + P_S A_S = E_L A_L + E_S A_S \quad (1)$$

where P_L is the rain amount over the lake surface A_L ; E_L is the evaporation of the lake; P_S is the rain amount on the catchment area A_S excluding the lake surface area; E_S is the evapotranspiration of the catchment area A_S . An average rain amount P can be defined over the whole surface of the catchment:

$$P(A_L + A_S) = E_L A_L + E_S A_S \quad (2)$$

with the fractional area of the lake a_L the equation (2) becomes:

$$P = E_L a_L + E_S (1 - a_L) \quad (3)$$

In order to compute the rain amount for a period under consideration, it is sufficient to have an estimate of the evaporation of the lake and of the soil as well as the length of the lake surface area.

Estimate of present and past evaporation of the lake and the soil

For the present evaporation from the lake, Pouyaud (1993) compiled different estimates, by hydrological balance (Carmouze et al., 1978), by energy balance of the lake (Carmouze,

1992), by modelling the water mass balance of the lake (Pelt, 1993) and by applying the energy formula (Pouyaud, 1993). Another means of estimating the evaporation is the following energy formula, first used for African lakes (Hastenrath and Kutzbach, 1983) and subsequently for the southern catchment of the Altiplano (Hastenrath and Kutzbach, 1985):

$$E_{L,S} C = \frac{1}{1 + B_{L,S}} R_{L,S} \quad (4)$$

where L and S are, respectively, the lake and the soil surface indexes, C is the latent heat of evaporation, B is the Bowen ratio, and R is the net radiation. Parameter values of this equation are given in *table I* from regional studies (Hastenrath and Kutzbach, 1985; Pouyaud, 1993). Taking into account all the estimates, present evaporation from the lake is:

$$E_L = 1\,650 \pm 100 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$$

For the present evaporation from the soil, the hydrological study (Roche et al., 1992) and equation (4) give the following estimate:

$$E_S = 540 \pm 25 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$$

On the basis of these evaporative terms and with the present fractional surface area of the lake ($a_L = 0.145$), calculation with equation (3) produces a value for present precipitation of $770 \pm 50 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$. According to hydrological studies (Roche et al., 1992; Pouyaud, 1993) the precipitation over the whole catchment is estimated at $755 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$. If the method holds for present estimates, is it possible to assume that the evaporation terms remained constant during the Holocene?

During this period, the temperature would have varied by around 4 °C (Servant-Vildary and Roux, 1990) with little influence on the ETP. The influence of a 10% variation of cloud cover on evaporation values was estimated to be $25 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$ (Hastenrath and Kutzbach, 1985), which is inside the error range admitted above.

Evolution in time of lake levels and rain amount

The evolution of the water level of the lake over the last 30 000 years has been published (Abbott et al., 1997; Mourguiart et al., 1997). *Figure 2* and *table II* give the mean evolution of these water levels with a precision of around 5 m. Between 8 ka and 4 ka BP, the water level was about 50 m below the present-day level.

The a_L values of the lake surface area over the whole surface area of the catchment ($57\,340 \text{ km}^2$) were computed from the topographical data (Boulangue and Jaen, 1981; Wirmann, 1992). During the Holocene, they range between 0.085 and 0.147 for low and high lake levels, respectively.

Taking into account the possible error of each term of equation (3) ($\Delta E_L = 200 \text{ mm}$, $\Delta E_S = 50 \text{ mm}$, $\Delta a_L = 0.01$), the error on rain amount estimates is 100 mm

Figure 2 shows the calculated rain amount during the Holocene. When the lake level was 50 m lower than at present, the mean rain amount would have been $635 \pm 50 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$. Because the water levels at the beginning of the Holocene are

still poorly known, the assumption of a lake level 100 m lower than at present has been tested. The rainfall would still be of the same order, $600 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$. Therefore, very arid conditions reflected by dust concentrations in an ice core (Thompson et al., 1998) could be linked to rain amounts only about 18% lower than at present.

Conclusion

In the case of an endorheic basin containing a permanent lake, the fluctuations of the lake level can be used to reconstitute the variations of the precipitation. For the Titicaca catch-

ment, different hydrological and energy approaches can be used to estimate the evaporation terms. The relatively good agreement between the estimates ($E_1 = 1650 \pm 100 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$ and $E_5 = 540 \pm 25 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$) allows us to conclude that when there is a lack of hydrological data, the energy formula (Hastenrath and Kutzbach, 1983) can be used in their place.

Schematically, since 10 ka BP, the water level of the lake first decreased, remained at an elevation of 3760 m until 4 ka BP and then progressively increased. The corresponding rain amount over the whole catchment followed a similar pattern ranging between $770 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$ and $635 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$. Therefore, the very dry period of the mid-Holocene can be related to rain amounts of only 18% lower than present values.

1. Introduction

Dans un système endoréique, sans autre communication hydraulique avec l'extérieur qu'atmosphérique, via la pluie et l'évapo(transpi)ration, le niveau d'équilibre du lac terminal synthétise la climatologie régionale. Sur l'Altiplano bolivien, les importantes variations climatiques de l'Holocène se sont traduites par des variations considérables des niveaux des lacs régionaux, qu'il s'agisse du lac Titicaca lui-même ou des paléolacs qui ont couvert épisodiquement les salars actuels d'Uyuni et de Coipasa, par exemple le paléolac Tauca (Servant et Fontes, 1978). La chronologie de ces conditions hydrologiques, accessible par l'étude des sédiments ou des calottes sommitales des glaciers proches, fait de l'Altiplano bolivien un lieu particulièrement important pour une bonne documentation de l'Holocène et de ses variations climatiques.

L'Altiplano est une haute plaine de $190\,000 \text{ km}^2$, située à une altitude comprise entre 4200 m et 3600 m d'altitude. Il s'est constitué par un remplissage sédimentaire entre deux cordillères. Il constitue un bassin endoréique contenant, au nord, un système lacustre, le lac Titicaca, et, au sud, des salars (figure 1). Le seuil entre ces deux sous-bassins est à 3804 m d'altitude et correspond au niveau d'eau du lac Titicaca, à partir duquel existe un flux sortant vers le sud par le rio Desaguadero.

Le lac Titicaca est le seul lac resté pérenne pendant l'Holocène sur l'Altiplano andin (14°S – 22°S), permettant une reconstitution des pluies à partir de l'évolution temporelle de son niveau d'eau (Abbott et al., 1997; Mourguiart et al., 1997). De plus, ce lac est grand ($8\,562 \text{ km}^2$ actuellement), profond (profondeur maximale actuelle 285 m) et présente un indice de creux de 1,15, permettant de le classer dans les lacs normaux, entre les creux et les plats (Meybeck, 1995). Il correspond donc à un outil idéal pour la reconstitution des pluies. Actuellement, le niveau moyen du lac est de 3810 m, les flux sortant du lac sont de l'ordre de 91% par évaporation et de 6% par le rio Desaguadero (Carmouze et al., 1978). Le complément correspondrait aux infiltrations profondes, sur l'importance desquelles demeure une grande incertitude. Étant

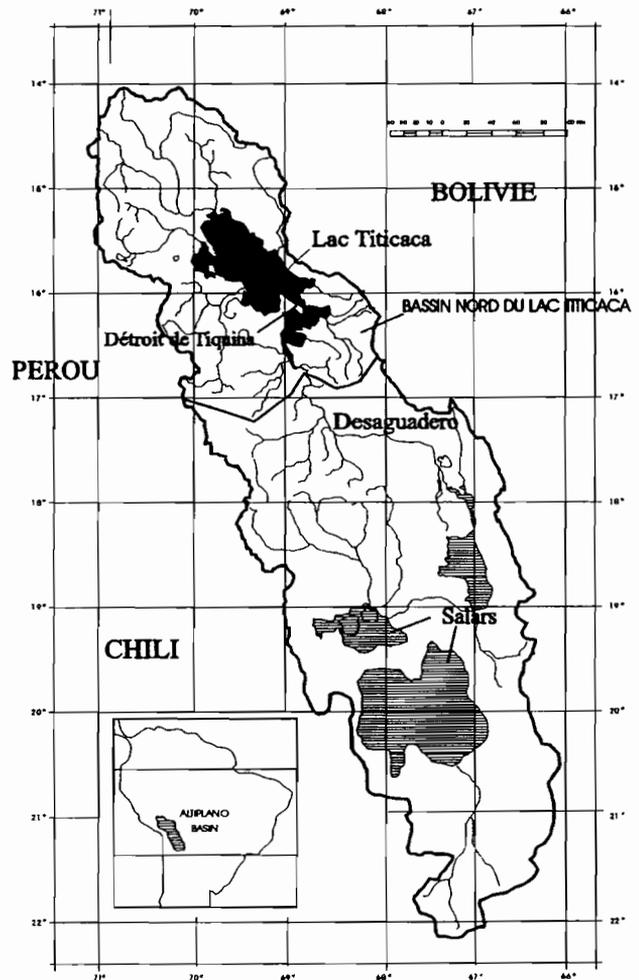


Figure 1. Carte du bassin endoréique de l'Altiplano. Le seuil entre les deux sous-bassins nord (Titicaca) et sud (salars) est le point amont du rio Desaguadero à 3804 m.

Map of the endorheic catchment of the Altiplano. The limit between the two sub-catchments, that of Lake Titicaca to the north and that of the salars to the south, is the weir toward the Rio Desaguadero at 3804 m.

donné que le lac Titicaca ne se déverse pas dans le rio Desaguadero lorsque son niveau est inférieur à 3 804 m, on peut considérer, en première approximation, que pendant l'Holocène, généralement plus aride que l'actuel, le sous-bassin nord a fonctionné en bassin endoréique.

Deux études similaires ont été menées sur des bassins proches pour estimer la pluie correspondant au maximum lacustre vers 12 ka BP, l'une sur la lagune Lejia (23°30'S, 67°42'W, 4325 m d'altitude) au Chili (Grosjean, 1994), l'autre sur l'Altiplano (Hastenrath et Kutzbach, 1985). Pour la lagune Lejia, avec une précipitation moyenne actuelle d'environ 200 mm·an⁻¹, la pluie aurait été de près de 500 mm·an⁻¹, pendant la période la plus humide. Pour l'ensemble de l'Altiplano et en tenant compte d'un niveau du paléolac Tauca de 3 720 m selon les premières estimations (Servant et Fontes, 1978), les pluies auraient été de 600 mm·an⁻¹ vers 12 ka BP, alors qu'elles sont de 409 mm·an⁻¹ actuellement en moyenne (Hastenrath et Kutzbach, 1985). En retenant un niveau plus élevé pour le paléolac Tauca (3 760 m) selon les études récentes (Bills et al., 1994 ; Mourguiart et al., 1997), la pluie de la dernière phase lacustre aurait atteint 700 mm·an⁻¹. Les précipitations du dernier maximum lacustre de la région auraient donc été de l'ordre du double des pluies actuelles.

Après le maximum lacustre, pendant l'Holocène, a existé une phase aride. Sur le bassin des salars, Risacher et Fritz (1992) démontrent, sur la base d'une étude minéralogique, l'existence d'une période beaucoup plus aride que l'Actuel, entre 8 000 et 4 000 ans BP. L'objectif du présent article est de quantifier l'évolution de la pluie afin d'aboutir à une meilleure compréhension des conditions hydro-climatologiques des derniers 10 ka. Cette démarche est aussi un préalable nécessaire aux simulations hydrogéologiques de l'aquifère de l'Altiplano central, dont l'évolution spatiale de la composition chimique témoigne de conditions hydrologiques contrastées pendant l'Holocène (Coudrain-Ribstein et al., 1995).

2. Méthode de calcul

La méthode est basée sur le bilan hydrologique d'un bassin fermé stable occupé par un lac permanent. Sur la période considérée, il est supposé qu'il n'y a pas eu d'événement géologique majeur qui aurait pu modifier la topographie du bassin. Certes, la région de l'Altiplano a été affectée par la néotectonique pendant le Quaternaire (Lavenue, 1992). Cependant, pendant l'Holocène, les mouvements les plus importants, de l'ordre de 20 m, ont surtout affecté le sous-bassin sud des salars, et non le sous-bassin nord du Titicaca. D'après une étude géophysique (Bills et al., 1994) sur le sous-bassin sud, ces mouvements pourraient correspondre au réajustement lié au poids de l'important paléolac Tauca, qui a atteint des épaisseurs d'eau de près 100 m.

Pour une période donnée, en considérant les moyennes interannuelles des termes du bilan hydrique, l'équation du bilan hydrique du bassin versant est :

$$P_A A_L + P_S A_S = E_L A_L + E_S A_S \quad (1)$$

où L et S sont les indices correspondant au lac et au sol du bassin versant hormis le lac ; P est la pluie ($L \cdot T^{-1}$) ; A est l'aire (L^2) ; E est l'évaporation ou l'évapotranspiration ($L \cdot T^{-1}$). En considérant la pluie moyenne P pondérée par les surfaces sur l'ensemble du bassin versant, lac compris, il vient :

$$P (A_L + A_S) = E_L A_L + E_S A_S \quad (2)$$

et en utilisant le rapport a_L de la surface du lac sur la surface totale, l'équation (2) devient :

$$P = E_L a_L + E_S (1 - a_L) \quad (3)$$

Pour estimer la pluie sur l'ensemble du bassin, il suffit donc de disposer d'une estimation de l'évapotranspiration tant du lac que du sol et de l'extension de la surface du lac.

3. Estimation de l'évapotranspiration actuelle et passée

L'estimation de l'évaporation actuelle à partir du lac a fait l'objet d'une vingtaine d'études, dont une récente synthèse (Pouyaud, 1993) permet de retenir les valeurs suivantes :

$$E_L^E = 1\,720 \text{ mm} \cdot \text{an}^{-1} ; E_L^M = 1\,594 \text{ mm} \cdot \text{an}^{-1}$$

$$E_L^r = 1\,500 \text{ mm} \cdot \text{an}^{-1}$$

avec E_L^E l'estimation par bilan énergétique du lac (Carmouze, 1992) ; E_L^M l'estimation par modélisation du bilan hydrique du lac (PELT, 1993) et E_L^r l'estimation par des formules tenant compte de l'énergie radiative disponible, telle la formule de Penman (Pouyaud, 1993). L'écart entre les différentes valeurs peut être lié à une surestimation du rayonnement net et à un flux géothermique relativement fort dans la zone du lac négligée dans ces estimations.

Un autre moyen d'estimer l'évaporation à partir du bilan énergétique moyen annuel a été proposé, d'abord pour les lacs d'Afrique de l'Est (Hastenrath et Kutzbach, 1983), et appliqué ensuite sur l'Altiplano bolivien (Hastenrath et Kutzbach, 1985) :

$$E_{L,S} C = \frac{1}{1 + B_{L,S}} R_{L,S} \quad (4)$$

où les indices L et S correspondent respectivement au lac et au sol du bassin hormis le lac, C est la chaleur latente d'évaporation, B est le rapport de Bowen et R est le rayonnement net. En appliquant cette formule au lac Titicaca, avec les valeurs des paramètres indiquées dans le tableau 1 d'après des publications sur la région (Hastenrath et Kutzbach, 1985 ; Pouyaud, 1993), la valeur de l'évaporation à partir du lac est estimée à 1 650 mm·an⁻¹. De l'ensemble des estimations de l'évaporation actuelle à partir du lac, on retiendra :

$$E_L = 1\,650 \pm 100 \text{ mm} \cdot \text{an}^{-1}$$

Tableau 1. Paramètres de l'équation énergétique (4) permettant le calcul de l'évaporation sur le lac (indice l) ou sur le sol du bassin (indice s)(Hastenrath et Kutzbach, 1983) : $E_{L,s} C = \frac{1}{1 + B_{L,s}} R_{L,s}$.Parameters of equation (4) allowing to compute evaporation either from the lake (index l) or from the soil (index s) (Hastenrath and Kutzbach, 1983):

$$E_{L,s} C = \frac{1}{1 + B_{L,s}} R_{L,s}$$

Symbole	Quantité	Unités	Lac	Sol
G	Radiation incidente de courtes longueurs d'onde (avec nuages)	$W \cdot m^{-2}$	252 ^V	252 ^V
α	Albédo	-	0,06 ^H	0,25 ^H
N	Nébulosité	-	0,5 ^H	0,5 ^H
e	Pression de vapeur de surface	mbar	6 ^H	4 ^H
ε	Émissivité	-	0,96	0,9 ^H
T	Température de la surface	K	285 ^P	278 ^H
R_C	Radiation nette de courtes longueurs d'onde	$W \cdot m^{-2}$	237	189
R_L	Radiation nette de grandes longueurs d'onde	$W \cdot m^{-2}$	83	79
R	Rayonnement net ($R = R_C - R_L$)	$W \cdot m^{-2}$	154	110
B	Rapport de Bowen	-	0,21 ^P	1,7 ^P

^P: (Pouyaud, 1993); ^H: (Hastenrath et Kutzbach, 1985); ^V: valeur moyenne des mesures entre 246 et 258 $W \cdot m^{-2}$ aux stations proches du sous-bassin nord (Vacher et al., 1989; Pouyaud, 1993). C : chaleur latente d'évaporation 0,077. La radiation nette de courtes longueurs d'onde : $R_C = G(1 - \alpha)$. Radiation nette de grandes longueurs d'onde : $R_L = 5,67 \cdot 10^{-8} \varepsilon T^4 (0,39 - 0,05 e^{0,5}) (1 - 0,53 N^2)$.

^P: (Pouyaud, 1993); ^H: [Hastenrath and Kutzbach, 1985]; ^V: mean value of measurements ranging between 246 and 258 $W \cdot m^{-2}$ at stations in the northern catchment (Vacher et al., 1989; Pouyaud, 1993). C : latent heat of evaporation 0.077. Net all wave radiation: $R_C = G(1 - \alpha)$. Net longwave radiation: $R_L = 5.67 \cdot 10^{-8} \varepsilon T^4 (0.39 - 0.05 e^{0.5}) (1 - 0.53 N^2)$.

Pour l'évaporation actuelle à partir du sol, deux estimations sont disponibles :

$$E_S^H = 563 \text{ mm} \cdot \text{an}^{-1}; E_S^A = 530 \text{ mm} \cdot \text{an}^{-1}$$

où E_S^H est estimé par l'étude hydrologique des différents bassins versants alimentant le lac (Roche et al., 1992) et E_S^A est calculée par la formule (4). On retiendra :

$$E_S = 540 \pm 25 \text{ mm} \cdot \text{an}^{-1}$$

Dans les conditions actuelles, le coefficient de surface a_L vaut 0,147. L'estimation de la pluie moyenne actuelle sur l'ensemble du bassin par l'équation de bilan (3) est corrigée d'un facteur 1/0,91 pour tenir compte des flux sortants autres que l'évaporation. Avec cette correction et en tenant compte des erreurs d'estimation de l'évaporation, la pluie moyenne actuelle sur l'ensemble du bassin serait de :

$$P = 750 \text{ mm} \cdot \text{an}^{-1} \pm 50 \text{ mm} \cdot \text{an}^{-1}$$

Cette estimation semble bien justifiée par les études pluviométriques et hydrologiques, selon lesquelles la pluie sur l'ensemble du bassin serait de 755 $\text{mm} \cdot \text{an}^{-1}$, avec 736 $\text{mm} \cdot \text{an}^{-1}$ sur le sol (Roche et al., 1992) et 870 $\text{mm} \cdot \text{an}^{-1}$ sur le lac (Pouyaud, 1993; Roche et al., 1992).

Si l'approche semble donc validée sur l'Actuel, peut-on supposer que les termes d'évaporation, tant du lac que du sol, sont restés constants pendant l'Holocène? Pendant cette période, la température moyenne aurait varié au plus de 4 °C (Servant-Vildary et Roux, 1990), ce qui aurait une

faible influence sur ces termes. En revanche, la nébulosité et la vitesse du vent ont dû notablement varier et il est difficile de connaître leur évolution moyenne annuelle. Une étude de sensibilité (Hastenrath et Kutzbach, 1985) montre qu'une variation relativement importante, de 10 %, de la fraction de recouvrement des nuages amènerait une variation de l'évaporation qui ne dépasserait pas 25 $\text{mm} \cdot \text{an}^{-1}$, inférieure donc à la marge d'erreur retenue.

4. Évolution temporelle des niveaux du lac et de la pluie

L'évolution de l'altitude du niveau d'eau du lac Titicaca a été étudiée pour les 30 000 dernières années (Abbott et al., 1997; Mourguiart et al., 1997) sur la base de carottes des sédiments du lac. La figure 2 et le tableau II présentent une synthèse moyenne et schématique de l'évolution des niveaux publiés, pour laquelle une précision de l'ordre de 5 m peut être retenue.

Les rapports a_L de la surface du lac sur la surface totale du bassin versant (57 340 km^2) correspondant à différents niveaux du lac ont été calculés (tableau II) d'après les données publiées de la topographie du bassin (Boulangé et Jaen, 1981; Wirrmann, 1992). Pendant l'Holocène, ce rapport est compris entre 0,085 et 0,147 et il varie d'environ 0,005 pour une variation de 2,5 m du niveau d'eau.

En tenant compte des marges d'erreur de chacun des termes de l'équation de bilan (équation (3); $\Delta E_L = \pm 100 \text{ mm}$, $\Delta E_S = \pm 25 \text{ mm}$, $\Delta a_L = \pm 0,005$), l'erreur sur le calcul de la pluie est de $\pm 50 \text{ mm}$. La figure 2 présente la pluie calculée pendant l'Holocène. Au niveau

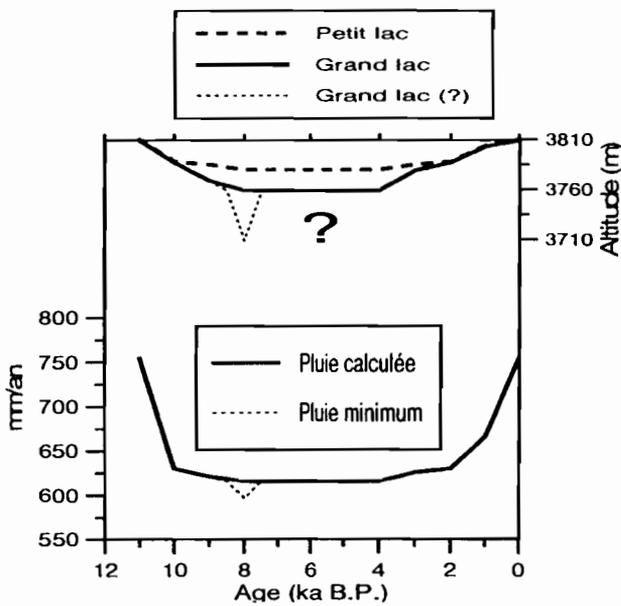


Figure 2. Évolution schématique du niveau d'eau du lac Titicaca et pluie correspondante calculée par bilan hydrologique (équation (3) dans le texte). L'altitude du seuil entre grand et petit lac au détroit de Tiquina est de 3 788 m.

Schematic evolution of the water level of Lake Titicaca and of the computed rainfall during the Holocene. The rainfall is computed with equation (3) in the text. Elevation of the crossover between the large and the small lake at the strait of Tiquina is 3 788 m.

du lac le plus bas, à 50 m sous le niveau actuel de 8 000 à 4 000 ans BP, la pluie moyenne correspondante serait de $635 \pm 50 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$. Elle ne serait donc que d'environ 18 % inférieure à la pluie actuelle. Les données de niveau du lac étant encore mal connues pour le début de l'Holocène, l'hypothèse d'un niveau de 100 m inférieur au niveau actuel a été testée (figure 2). La pluie calculée serait encore du même ordre, soit $600 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$. Les conditions de forte aridité attestées pendant l'Holocène par les quantités de poussières dans les carottes de glacier (Thompson et al., 1998) pourraient donc correspondre à une diminution relativement faible de la précipitation.

5. Conclusion

Dans le cas d'un bassin endoréique, contenant un lac permanent, la précipitation moyenne annuelle peut être calculée en fonction du niveau du lac et des évaporations du lac et du sol.

Ces termes d'évaporation du lac et du bassin versant peuvent être estimés par des approches, soit hydrologiques, soit énergétiques. Les données disponibles sur le bassin du Titicaca permettent de comparer ces deux approches pour la période actuelle et donnent des résultats proches ($E_L = 1650 \pm 100 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$ et $E_S = 540 \pm 25 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$). Ceci permet de conclure que, pour un bassin versant où un bilan hydrique fiable n'a pas été effectué, l'approche énergétique peut permettre de pallier de manière satisfaisante au manque d'information hydrologique.

Tableau II. Rapports de surface du lac Titicaca et pluies calculées correspondantes.

Fractional area of the lake and computed rainfall.

âge (ans BP)	H_p (m)	S_p (km ²)	H_g (m)	S_g (km ²)	A_L (km ²)	a_L	P (mm·an ⁻¹)
11 000	0	1 367	0	7 081	8 448	0,147	773*
10 000	22	142	22	5 437	5 580	0,097	648
9 000	25	105	40	5 039	5 145	0,090	640
8 000	30	44	50	4 818	4 862	0,085	634
4 000	30	44	50	4 818	4 862	0,085	634
3 000	25	105	30	5 261	5 366	0,094	644
2 000	22	142	22	5 438	5 580	0,097	648
1 000	6	701	6	6 374	7 076	0,123	684#
0	0	1 367	0	7 081	8 448	0,147	773*

H_p et H_g : niveaux moyens d'eau du petit et du grand lac (respectivement au sud et au nord du détroit de Tiquina sous le niveau actuel, qui est à 3 810 m, synthétisant les résultats publiés (Abbott et al., 1997 ; Mourguiart et al., 1997) ; S_p et S_g : surfaces d'après les données topographiques (Boulangé et Jaen, 1981 ; Wirrmann, 1992) ; A_L : surface totale du plan d'eau ; a_L : rapport de la surface du lac sur surface du bassin (57 340 km²) ; P : précipitation annuelle calculée par l'équation (3), avec $E_L = 1 650 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$ et $E_S = 540 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$; * et # : valeurs corrigées (respectivement $P/0,91$ et $P/0,99$) pour tenir compte du flux par le rio Desaguadero pour les niveaux supérieurs à l'altitude de 3 804 m.

H_p and H_g : water level below present water level elevation of Lake Titicaca that is at 3 810 m, values schematically synthesize published results (Abbott et al., 1997 ; Mourguiart et al., 1997) index p and g for small and large part of the lake at the south and at the north of the crossover of Tiquina ; S_p and S_g : water surface area after topographic data (Boulangé and Jaen, 1981, Wirrmann, 1992) ; A_L : total area of the water surface ; a_L : fractional area of the water surface by catchment area (57 340 km²) ; P : annual rainfall computed using equation (3) with $E_L = 1 650 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$ and $E_S = 540 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$; * and # : values corrected (respectively $P/0,91$ and $P/0,99$) in order to take into account outflow through the Rio Desaguadero when water level is beyond 3 804 m.

Les paramètres climatiques influençant l'évaporation, tels que la température (± 2 °C) et la nébulosité moyenne (± 10 %), ont suffisamment peu varié pour que l'on puisse considérer que les termes d'évaporation sont restés proches des valeurs actuelles, à 5 % près.

Sur les 10 000 dernières années, l'évolution du niveau d'eau du lac peut être schématisée par une décroissance jusqu'à 8 ka BP, une stagnation à environ 3 760 m jusqu'à 4 ka BP et une croissance progressive jusqu'au niveau actuel de 3 810 m. La relation entre pluie et niveau d'eau

du lac permet d'associer au niveau d'eau, de 50 m inférieur à l'actuel, entre 8 000 et 4 000 ans BP, une pluie sur l'ensemble du bassin de 635 ± 50 mm·an⁻¹, alors qu'elle est actuellement de 770 mm·an⁻¹. Les conditions de forte aridité dans la région dont témoignent sédiments et carottes de glace (Risacher et Fritz, 1992 ; Thompson et al., 1998) seraient donc en liaison avec une précipitation d'environ 18 % inférieure à la pluie actuelle sur le sous-bassin nord de l'Altiplano, ce qui est somme toute une variation relativement faible.

Remerciements. Cette étude a été réalisée dans le cadre de programmes soutenus par le Programme National de recherche en hydrologie, avec l'aide de la coopération franco-bolivienne entre l'IRD/Orstom et l'université de La Paz en Bolivie.

6. Références

- Abbott M.B., Binford M.W., Brenner M. et Kelts K.R. 1997. A 3 500 ¹⁴C yr high-resolution record of water level changes in lake Titicaca, Bolivia/Peru, *Quaternary Res.*, 47, 169–180
- Bills B.G., DeSilva S.L., Currey D.R., Emenger R.S., Lillquist K.D., Donnellan A. et Worden B. 1994. Hydro-isostatic deflection and tectonic tilting in the Central Andes. Initial results of a GPS Survey of lake Minchin Shorelines, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 293–296
- Boulangé B. et Jaen E.A. 1981. Morphologie, hydrographie et climatologie du lac Titicaca et de son bassin versant, *Rev. Hydrobiol. Trop.*, 14, 269–287
- Carmouze J.-P. 1992. Physico-chemistry. The energy balance, in : Dejoux C. et Iltis A. (éds), *Lake Titicaca, a synthesis of limnological knowledge*, Kluwer Academic Publishers, 131–146
- Carmouze J.-P., Arze C. et Quintanilla J. 1978. Circulación de materia (agua-sales disueltas) a través del sistema fluvio-lacustre del Altiplano: la regulación hídrica é hidroquímica de los lagos Titicaca y Poopó, *Cahiers Orstom, sér. Géol. X*, 49–68
- Coudrain-Ribstein A., Olive P., Quintanilla J., Sondag F. et Cahuaya D. 1995. Salinity and isotopic dynamics of the groundwater resources on the Bolivian Altiplano, in : Adar E. et Leibundgut C. (éds), *Application of tracers in arid zone hydrology*, AISH 232, Vienne, 267–276
- Grosjean M. 1994. Paleohydrology of the Laguna Lejia (north Chilean Altiplano) and climatic implications for late-glacial times, *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 109, 89–100
- Hastenrath S. et Kutzbach J. 1983. Paleoclimatic estimates from water and energy budgets of East African lakes, *Quaternary Res.*, 19, 141–153
- Hastenrath S. et Kutzbach J. 1985. Late Pleistocene climate and water budget of the South American Altiplano, *Quaternary Res.*, 24, 249–256
- Lavenue A. 1992. I. Origins. 1.1 formation and geological evolution, in : Dejoux C. et Iltis A. (éds), *Lake Titicaca, a synthesis of limnological knowledge*, Kluwer Academic Publishers, 3–15
- Meybeck M. 1995. Les lacs et leur bassin, in : Pourriot R. et Meybeck M. (éds), *Limnologie générale*, Masson, 6–59
- Mourguiat P., Argollo J., Corrège T., Martin L., Montenegro M.E., Sifeddine A. et Wirrmann D. 1997. Changements limnologiques et climatologiques dans le bassin du lac Titicaca (Bolivie), depuis 30 000 ans, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 325, série IIa, 139–146
- PELT 1993. *Plan directeur global binacional de protección-prevenición de inundaciones y aprovechamiento de los recursos del lago Titicaca, río Desaguadero, Lago Poopo y lago salar de Coipasa (sistema TDPS). Lago Titicaca: campanas de mediciones – estimación de la evaporación*, Comisión de las Comunidades Europeas, PELT, La Paz
- Pouyaud B. 1993. Lago Titicaca, mission d'évaluation sur la prise en compte de l'évaporation pour le programme européen TDPS, GIE Orstom – EDF, Paris, La Paz
- Risacher F. et Fritz B. 1992. Mise en évidence d'une phase climatique Holocène extrêmement aride dans l'Altiplano central, par la présence de la polyhalite dans le salar de Uyuni (Bolivie), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 314, série II, 1371–1377
- Roche M.A., Bourges J., Cortes J. et Mattos R. 1992. Climatology and hydrology of the Lake Titicaca basin, in : Dejoux C. et Iltis A. (éds), *Lake Titicaca, a synthesis of limnological knowledge*, Kluwer Academic Publishers, 63–88
- Servant M. et Fontes J.C. 1978. Les lacs quaternaires des hauts plateaux des Andes boliviennes. Premières interprétations paléoclimatiques, *Cahiers Orstom, sér. Géol. X*, 9–23
- Servant-Vildary M. et Roux M. 1990. Variations de température estimées à partir du déplacement en altitude des associations de diatomées dans un séquence Holocène de la Cordillère orientale de Bolivie, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 311, série II, 429–436
- Thompson L.G., Davis M.E., Mosley-Thompson E., Sowers T.A., Henderson K.A., Zagorodnov V.S., Lin P.N., Mikhlenko V.N., Campen R.K., Bolzan J.F., Cole-Dai J. et Francou B. 1998. A 25 000-year tropical climate history from Bolivian ice cores, *Science*, 282, 1858–1864
- Vacher J.J., Atteia O., Imana E., Choquevilca J. et Maldonado R. 1989. Net radiation and evapotranspiration on the Bolivian Altiplano, in : *Third intern. Conf. on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*, Amer. Meteorol. Society, Buenos Aires, Argentine, 169–172
- Wirrmann D. 1992. Morphology and bathymetry, in : Dejoux C. et Iltis A. (éds), *Lake Titicaca, a synthesis of limnological knowledge*, Kluwer Academic Publishers, 16–23

VARIABILITÉ CLIMATIQUE ET FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE D'UN GLACIER TROPICAL

CLIMATIC VARIABILITY AND HYDROLOGICAL FUNCTIONING OF A TROPICAL GLACIER

P. RIBSTEIN¹, B. POUYAUD², J.-E. SICART³, P. WAGNON³, E. RAMIREZ RODRIGUEZ⁴, B. FRANCOU⁵.

¹IRD (Institut de Recherche pour le Développement, anciennement ORSTOM), UMR Sisyphe, Université Paris VI, case 123,

4, place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France / ²IRD, CP 9214, La Paz, Bolivie / ³LGGE, BP 96, 38402 Saint Martin d'Hères Cedex, France /

⁴IHH, CP 699, La Paz, Bolivie / ⁵IRD, Apartado postal. 17.12.857, Quito, Ecuador

ABSTRACT

The high sensibility and the short lag time response of glaciers to climate change make them relevant climatic indicators in the Tropics. Climatic signals lead to variation of the glacier mass balance calculated by the difference between the accumulation terms (precipitation) and the ablation terms (melting and sublimation). The discharge of the proglacial stream integrates most of the reaction of the glacier in response to climate variability. Here we present the main results of a research program developed since 1991 in the Andes.

This paper is based on the data obtained on Zongo Glacier, Cordillera Real of Bolivia (16°S, 68°W). The 2.1 km² glacier is part of a 3 km² basin above the main hydrometric station. The hydrological regime is analysed at different time scales and compared to the mass balance measurements and to the energetical fluxes close to the Equilibrium Line Altitude. The accumulation season, between October and March, coincides with the period of higher ablation. During this humid season, melt rates at the glacier surface lead to high discharges of the stream escaping from the glacier snout. Net all-wave radiation is the main source of energy at the glacier surface and shows strong fluctuations in relation to the highly variable albedo. An important peculiarity of tropical glaciers is the negative latent heat flux indicating strong sublimation, particularly during the dry season. The El Niño-Southern Oscillation (ENSO) events have a great influence on tropical glaciers, as shown during the last 1997-98 ENSO event. The main factor responsible for the dramatic melting of the glacier during the last ENSO warm event is the deficit of precipitation which reduces the accumulation and causes a low albedo on a large part of the glacier. Since 1973, monthly discharges from Zongo Glacier have been calculated, on the base of two daily readings at a staff gauge downstream the main hydrometric station. The established discharges from Zongo Glacier are compared to monthly discharges of the Charquini basin, similarly calculated since 1973. The Charquini basin is close to Zongo, with the same area (3 km²) and similar characteristics but less glacierized (10 % glacierized instead of 77 %). During ENSO warm events, basins with a small influence of glaciers exhibit low discharges due to the deficit of precipitation. Tropical glaciers have

been retreating rapidly for some decades because of the combination of both effects, the influence of strong ENSO warm events and the well documented global warming.

1. INTRODUCTION

Les glaciers situés en zone inter-tropicale sont d'une importance mineure à l'échelle des glaces de la planète : ils représentent environ 2 800 km², soit moins de 5 % des glaciers de montagne dans le monde et à peine 0,16 % des glaces de la planète. Les proportions étant encore plus faibles si on raisonne en terme de volumes de glaces, leur disparition passerait presque inaperçue, le niveau des océans ne bougerait pratiquement pas. Même les grands lacs endoréiques recueillant leurs eaux de fonte, comme le Lac Titicaca, varieraient dans des proportions peu significatives car les facteurs qui contrôlent les niveaux à l'échelle de ces vastes bassins versants sont principalement les quantités d'eau précipitées et évaporées. Néanmoins, ces glaciers occupent une position privilégiée comme indicateurs climatiques.

En réponse au changement du climat, le glacier voit son volume et sa longueur varier. Cette variation est intégratrice du signal climatique, car elle prend en compte les précipitations solides et tous les flux d'énergie échangés entre l'atmosphère et le glacier. Elle est à haute résolution car elle traduit directement ce signal pratiquement sans perte d'information. Elle est immédiate car les méthodes de mesure, comme celles permettant d'estimer le bilan de masse du glacier, fournissent à tout moment un diagnostic de l'évolution des volumes de glace, et que ces volumes par ailleurs sont faibles. Aussi, les temps d'inertie entre l'input climatique et la réponse visible du glacier (recul du front, réduction d'épaisseur, changement de vitesse) sont réduits.

Les glaciers tropicaux sont plus sensibles que les autres glaciers à la variabilité du climat du fait de leur situation et de leur fonctionnement spécifique (Franco et al., 1995). Ils subissent les influences climatiques globales dans les zones tropicales où les échanges énergétiques entre le sol et l'atmosphère sont considérables. Ils ont une taille plus réduite que leurs homologues des autres latitudes, et répondent donc plus rapidement à tout changement climatique. Enfin, en raison de l'absence de saison froide, ces glaciers connaissent une situation favorable à la fonte dans leur partir basse pendant tous les mois de l'année (Ribstein et al., 1995).

La relation entre la variabilité climatique et son impact sur les glaciers est au centre du programme " Neiges et

Glaciers Tropicaux " initié en 1991 dans les Andes centrales (Pouyaud et al., 1995). Les travaux ont commencé par l'équipement d'un glacier en Bolivie, le Glacier Zongo, pour les mesures des bilans glaciologique, hydrologique et d'énergie. Ils ont ensuite été étendus à d'autres glaciers de Bolivie, du Pérou et d'Equateur. Ces recherches permettent de mieux comprendre le fonctionnement des glaciers et complètent les travaux précurseurs publiés sur le Glacier Lewis au Kenya (e.g. Hastenrath, 1984, 1989) et dans la Cordillère Blanche au Pérou (Kaser et al., 1990 ; Hastenrath et Ames, 1995).

Le présent article propose une synthèse des résultats obtenus sur le régime hydrologique des torrents émissaires des glaciers tropicaux, en centrant l'analyse sur le Glacier Zongo (Bolivie) pour lequel il existe actuellement de nombreuses données précises des débits et des principales variables explicatives du régime hydrologique. Le fonctionnement hydrologique du bassin versant englacé du Zongo sera comparé à celui du bassin voisin peu englacé du Charquini pour souligner l'influence des glaciers sur les écoulements.

2. DISPOSITIF DE MESURES ET DONNÉES ACQUISES

2.1. Sites étudiés et équipements

Le Glacier Zongo (16°15'S, 68°10'O), dans la Cordillère Royale de Bolivie, possède une superficie de 2,1 km², dans un bassin de 3 km² appartenant au massif du Huayna Potosi à environ 30 km au nord de La Paz (Figure n° 1). La surface non couverte par le glacier principal comprend deux moraines latérales, quelques parois rocheuses (granodiorite) et deux petits glaciers supplémentaires de 0,2 km². Le bassin versant est donc actuellement englacé à 77 % et s'étend entre les altitudes de 6 000 m et 4 900 m. Il est exposé au Sud pour les parties hautes, et à l'Est pour la zone frontale.

Les premiers équipements ont été installés sur le Glacier Zongo en juillet 1991. Il s'agit des balises pour l'estimation annuelle du bilan glaciologique (aussi appelé bilan de masse), réparties sur l'ensemble de la zone d'ablation, entre le front du glacier (environ 4 900 m) et l'altitude moyenne de la ligne d'équilibre (5 250 m) qui sépare la zone d'accumulation (bilan de masse positif) et la zone d'ablation (bilan de masse négatif). L'émergence des balises est lue chaque mois. Le dispositif d'estimation du bilan de masse comprend aussi des mesures de densité pour transformer l'émergence des balises en hauteur d'eau équivalente. Dans la partie haute du glacier, des sondages pour estimer l'accumulation, associés à des mesures de densité, sont réalisés une à deux fois par an, entre 5 800 m et 5 500 m d'altitude.

Depuis 1991, les précipitations sur le bassin du Zongo sont estimées avec 5 pluviomètres totalisateurs (2 000 cm² de section, 1,0 ou 1,2 m de haut), relevés mensuellement, installés sur les moraines latérales entre 5 200 m et 4 850 m.

Ces mesures sont complétées par les données d'un pluviomètre à lecture journalière, opérationnel depuis 1970 à la Plataforma (4 770 m) proche du lac Zongo. La station hydrométrique, à 4 830 m, comprend un limnigraphe et un déversoir triangulaire, installés en 1991, pour transformer les hauteurs d'eau en débits. Deux thermographes (à 4 770 m à la Plataforma et à 5 200 m sur la moraine) permettent d'estimer une température sous abri.

Depuis 1996, une station météorologique automatique de marque Campbell fournit à l'altitude de 5 150 m, des données correctes pour estimer les différents termes du bilan d'énergie sur le glacier Zongo (Wagon et al., 1999).

Les variables mesurées à cette station sont la température, le vent (vitesse et direction), l'humidité, les flux radiatifs incidents et réfléchis de courtes longueurs d'onde (avec deux pyranomètres inversés), la radiation nette (avec un bilanmètre) et le profil de température dans le manteau neigeux. L'humidité, le vent et la température sont mesurés à deux hauteurs, 30 cm et 180 cm au-dessus de la surface du glacier. Les capteurs de température et d'humidité de la station sont des psychromètres composés de thermocouples Cu/Cst, protégés des radiations et ventilés à l'aide d'une aspiration d'air permanente. Une visite de routine, tous les quinze jours environ, permet de réajuster la hauteur et l'horizontalité des capteurs. Lors de missions prolongées sur le terrain, des mesures directes de sublimation/condensation ont été réalisées avec un réseau d'une dizaine de lysimètres. Il s'agit de récipients en plastique, remplis de neige/glace et enfouis jusqu'au bord supérieur de façon à représenter au mieux les surfaces avoisinantes. Plusieurs fois par jour, ces récipients ont été pesés, les différences étant traduites en hauteurs d'eau équivalentes pour estimer la sublimation (perte de masse) ou la condensation (gain de masse). La Figure n°1 présente un autre bassin versant, le Charquini, de même superficie 3 km², qui inclut un glacier de 0,3 km². Ce deuxième bassin, englacé à seulement 10 %, est exposé Nord-Ouest, entre les altitudes 5 392 m et 4 770 m.

A l'aval des deux bassins versants étudiés, des centrales hydro-électriques sont installées le long du rio Zongo. Pour gérer au mieux la ressource en eau disponible, des aménagements ont été construits, dont une lagune artificielle et un aqueduc dans la partie aval du bassin du Charquini. L'influence de ces aménagements sur les écoulements a été prise en compte pour reconstituer les débits en situation naturelle. Depuis 1973, sous la responsabilité de la COBEE (Compagnie Bolivienne d'Electricité) gestionnaire des centrales hydro-électriques, des mesures de hauteurs d'eau ont été réalisées, deux fois par jour (7 h et 15 h), à l'exutoire des bassins du Zongo et du Charquini.

Un limnigraphe a été installé en 1995 à l'exutoire du bassin du Charquini, à l'emplacement où sont mesurées les hauteurs d'eau depuis 1973.

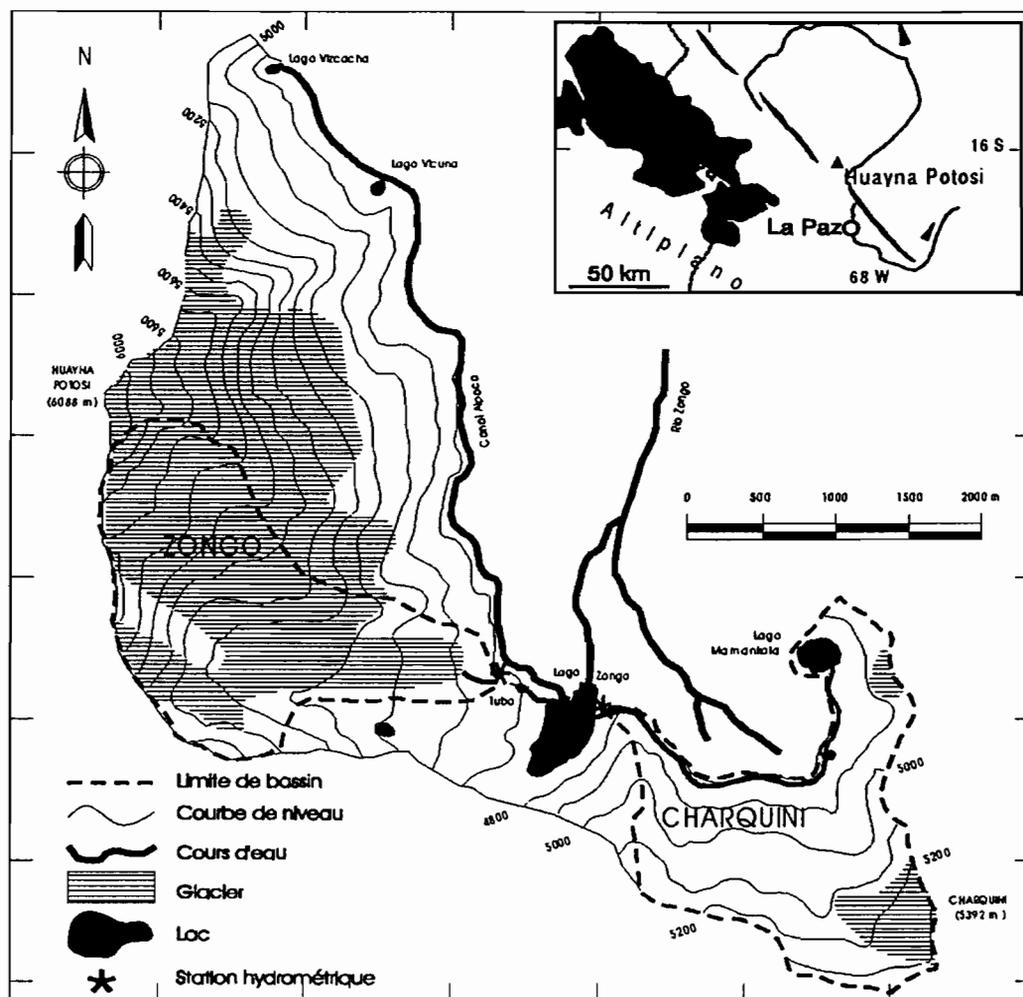


Fig. n°1 : carte de situation des bassins versants Zongo et Charquini

2.2. Données disponibles

Sur le bassin versant du Zongo, l'ensemble du dispositif de mesures permet de comparer le bilan glaciologique (intégration du bilan de masse lu avec les balises et des mesures d'accumulation dans les parties hautes), le bilan hydrologique (différence entre les précipitations et les écoulements à l'exutoire) et le bilan énergétique (calcul de l'énergie disponible localement pour la fonte).

Dans la région d'étude, l'année hydrologique est définie du 1^{er} septembre d'une année au 31 août de l'année suivante. Pour le bassin versant du Zongo, sept années hydrologiques sont disponibles pour comparer le bilan hydrologique et le bilan glaciologique. En intégrant sur la surface du glacier le bilan ponctuel lu à partir des balises et les mesures d'accumulation en altitude, on obtient un bilan net spécifique (accumulation - ablation) du glacier Zongo qu'il est possible d'interpréter au niveau annuel. Pour comparer bilan glaciologique et bilan hydrologique, il faut diminuer les écoulements liquides, mesurés à l'exutoire, des volumes provenant des parties non englacées du

bassin. Pour ce faire, le coefficient de ruissellement hors glacier a été estimé constant et égal à 0,8 (Franco et al., 1995). Compte tenu de l'importance des surfaces englacées (77 % du bassin), cette estimation du coefficient de ruissellement hors glacier ne conduit pas à une trop forte erreur sur le volume de fusion des glaces estimé par le bilan hydrologique.

Le bilan d'énergie, mesuré durant deux années hydrologiques complètes de septembre 1996 à août 1998, permet de calculer le flux énergétique disponible en surface pour la fonte à partir de l'équation suivante :

$$R_n + H + LE + Q_p + Q_m = 0 \quad (1)$$

Avec R_n , radiation nette toutes longueurs d'onde confondues, H , flux de chaleur sensible, LE , flux de chaleur latente, Q_p , flux apporté par les précipitations et Q_m , énergie disponible pour la fusion (Wagnon et al., sous presse). Par convention, les flux sont considérés positifs lorsqu'ils sont dirigés vers la surface (apports) et négatifs

lorsqu'il s'agit de pertes de la surface. Il s'agit d'un glacier tempéré proche de 0°C sur toute la profondeur et le flux provenant des couches inférieures est nul. Comme les précipitations sont toujours sous forme de neige et de faible intensité dans la zone de la ligne d'équilibre, le terme Q_p reste négligeable par rapport aux autres termes de l'équation 1. La radiation nette R_n est mesurée directement par le bilanmètre, les flux turbulents, H et LE , sont calculés à l'aide de la méthode des profils de température, d'humidité et de vent. La méthode des profils, déduite de la théorie de similitude de Monin-Obukhov (Brutsaert, 1982), a été calée et validée à l'aide des mesures directes de chaleur latente (sublimation/condensation) obtenues par les lysimètres.

Pour les bassins du Zongo et du Charquini, les deux hauteurs d'eau journalières des émissaires, mesurées depuis 1973, ont été transformées en débit après détermination de la courbe de tarage. Les deux débits instantanés ainsi obtenus correspondent, pour un bassin englacé comme le Zongo, à un débit proche du minimum pour la valeur à 7 h du matin, et à un débit proche du maximum pour celle à 15 h. Les débits journaliers obtenus au limnigraphe (depuis 1991 au Zongo et depuis 1995 au Charquini) ont ensuite été corrélés aux débits instantanés reconstitués pour chaque bassin. Les coefficients de corrélation au niveau journalier sont supérieurs à 0,79 pour le Zongo et à 0,91 pour le Charquini, permettant ainsi de reconstituer de manière fiable les débits mensuels des deux bassins depuis 1973.

3. RÉSULTATS ET DISCUSSION

3.1. Bilan net spécifique

La variation de masse du glacier dans son ensemble est estimée (Table n°1) par le bilan net spécifique et par la variation d'altitude de la ligne d'équilibre (ELA pour "Equilibrium Line Altitude"). Pour les sept années étudiées, deux possèdent un bilan spécifique excédentaire, une est équilibrée et les autres sont déficitaires. La proportion de la superficie de la zone d'accumulation par rapport à la surface totale varie de 37 % en 1997-98 pour une ligne d'équilibre à 5 525 m jusqu'à 89 % en 1992-93 pour une ligne d'équilibre à 5 050 m. La tendance est au déficit avec un bilan spécifique moyen de - 430 mm d'équivalent en eau par an, pour toute la période.

3.2. Régime hydraulique

A cette latitude de 16°S, le cycle climatique annuel est principalement rythmé par les précipitations : environ 83 % des précipitations tombent en saison humide, entre les mois d'octobre et de mars, au pluviomètre de la Plata-

forma, proche du Lac Zongo, à 4 770 m d'altitude. La pluie moyenne annuelle à cette station est de 836 mm pour la période 73-98.

Les pluviomètres totalisateurs installés sur les moraines du Zongo sont supposés représenter l'accumulation reçue par le glacier, ce qui est approximativement confirmé par les comparaisons avec les quelques sondages effectués dans le manteau neige-glace pour déterminer l'accumulation. Ces données des totalisateurs sont assez bien corrélées aux valeurs mensuelles observées au pluviomètre de la Plataforma, avec cependant une sous-estimation systématique d'environ 20 % à la Plataforma. En conséquence, les précipitations mesurées à la Plataforma seront majorées de 20 % pour représenter les précipitations moyennes sur tout le bassin versant du Zongo (Ribstein et al., 1995).

Pour la période 1973-98, la moyenne interannuelle des précipitations sur le bassin du Zongo est de 1 000 mm (Plataforma + 20 %). Pour la même période, le module du torrent émissaire du Zongo est de 1 580 mm. Le constat du recul dramatique des glaciers tropicaux apparaît aussi dans ce bilan hydrologique d'un bassin englacé avec un déficit, sans tenir compte de la sublimation/évaporation, de plus de 500 mm par an durant 25 ans (1973 à 1998).

La Figure n°2 compare les précipitations à la Plataforma aux débits du torrent émissaire du Zongo. Cette figure illustre une caractéristique importante qui semble commune à tous les glaciers tropicaux de l'hémisphère sud (Kaser et al., 1996) : la période de plus fort écoulement (ablation la plus forte) correspond à la saison humide (accumulation sur le glacier). Les écoulements à l'aval du Glacier Zongo présentent une saisonnalité marquée avec plus de 72 % des écoulements durant la saison humide, entre octobre et mars. La saisonnalité plus faible des débits (72 %) par rapport à celle des précipitations (83 %) montre le caractère régulateur des glaciers. Les écoulements issus des bassins versants englacés soutiennent les étiages lors de la saison sèche dans les vallées andines.

La saison humide est aussi la saison la plus chaude mais les caractéristiques de température présentent une faible saisonnalité : pour la période de 1943 à 1998 à la station de El Alto, aéroport de La Paz (16°30'S, 4 071 m), la température moyenne de saison humide (octobre-mars) est de 8,7°C, alors qu'elle n'est que de 6,7°C en saison sèche. La température moyenne mensuelle la plus forte est en janvier avec 9,4 °C, et la plus faible en juillet avec 5,6°C. L'amplitude journalière, différence entre la température minimum et maximum à l'intérieur de la journée, est supérieure en moyenne à 8°C à la station El Alto.

En valeurs journalières, les corrélations sont faibles entre les débits et les variables météorologiques prises séparément. La saisonnalité marquée des débits ne s'explique ni par le faible rythme saisonnier des températures, ni par la radiation nette qui ne présente aucun rythme marqué sur le glacier. Il faut estimer les différents termes du bilan énergétique pour expliquer la variabilité observée des débits du torrent émissaire du Zongo.

	91-2	92-3	93-4	94-5	95-6	96-7	97-8
Bn	-900	+516	-88	-703	-675	+797	-1961
ELA	5500	5050	5250	5450	5425	5075	5525

Table n°1 : Bilan net spécifique Bn (en mm d'eau) et altitude de la ligne d'équilibre ELA (en m.s.n.m.).

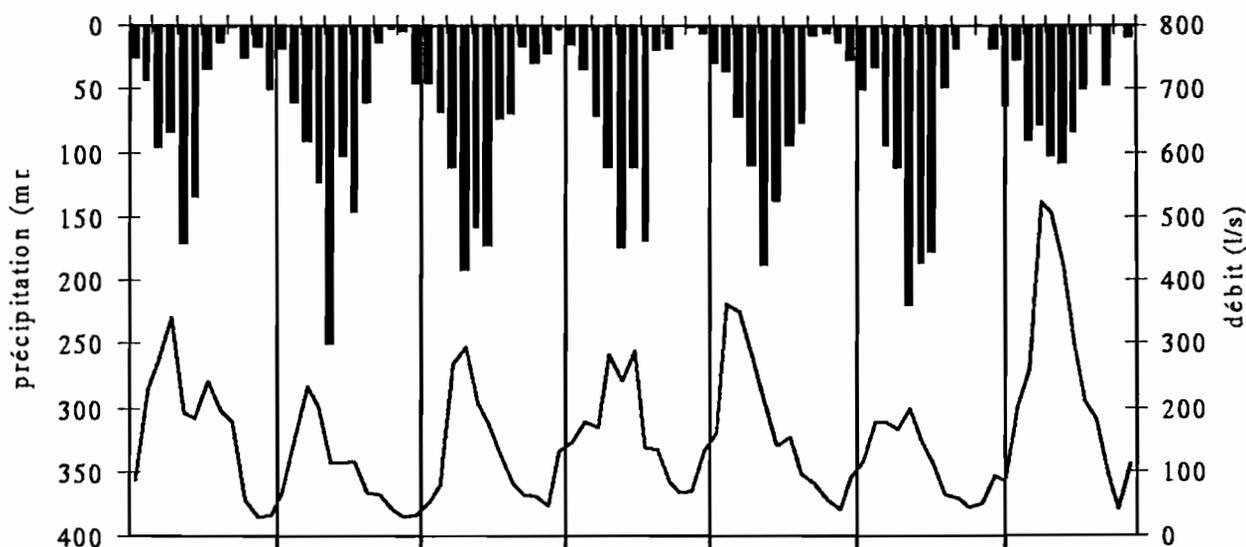


Fig. n°2 : Précipitations mensuelles à la Plataforma (4 770 m) et débits mensuels du bassin du Zongo.

3.3. Bilan d'énergie locale et sublimation

Le bilan d'énergie a été calculé pour deux années hydrologiques, septembre 1996 - août 1997 et septembre 1997 - août 1998. La Table n°2, qui correspond à l'équation 1, présente les valeurs annuelles du bilan énergétique local, calculé à partir des données de la station météorologique automatique installée à 5 150 m sur le Glacier Zongo. Comme pour tous les glaciers dans le monde, la radiation nette R_n joue un rôle prépondérant dans le bilan d'énergie.

La spécificité des glaciers tropicaux apparaît avec les valeurs de flux turbulents. Le flux de chaleur sensible H , positif toute l'année, est faible comparé au flux de chaleur latente LE . Alors que, dans les Alpes, le flux de chaleur sensible explique entre 20 et 50 % de la fusion en période d'ablation, au Glacier Zongo il explique à peine quelques pour cents (Wagnon et al., 1999). Le flux de chaleur latente LE est négatif tous les mois observés, avec surtout des fortes valeurs en saison sèche. Cela correspond à une sublimation beaucoup plus importante que pour les glaciers des zones tempérées. L'analyse du bilan d'énergie local permet de comprendre les variations de débits, qu'il s'agisse du rythme saisonnier expliqué dans le paragraphe suivant ou de la variabilité interannuelle analysée par comparaison des valeurs en 1996-97 et en 1997-98 dans le chapitre sur le phénomène El Niño.

Le flux de chaleur latente varie fortement d'une saison à l'autre et explique la forte variation saisonnière des

	R_n	LE	H	Q_M
96-97	15,8	-18,1	6,1	-3,8
97-98	48,7	-11,6	9,8	-46,9

Table n°2 : Bilan énergétique local, à 5 150 m, sur le Glacier Zongo en 1996-97 et 1997-98 (valeurs en $W m^{-2}$).

débits. Pendant la saison sèche, l'apport d'énergie à la surface du glacier, sous forme de radiation nette et chaleur sensible, est en majorité consommé par la forte sublimation déterminée par les gradients importants d'humidité spécifique dans la couche limite de surface. L'énergie disponible pour la fusion est limitée et les débits du torrent émissaire sont faibles en saison sèche. Les pénitents grandissent en surface du glacier, preuve de la sublimation intense.

A l'opposé, en saison humide, les gradients verticaux d'humidité spécifique sont plus faibles, ce qui limite nettement la sublimation. En conséquence, l'énergie disponible en surface du glacier sert presque exclusivement à fondre la neige/glace et le débit du torrent émissaire est élevé, alors que la quantité d'énergie qui arrive en surface du glacier est à peu près la même que le reste de l'année. L'humidité spécifique est un paramètre clé pour expliquer les régimes hydrologiques du torrent émissaire car elle est responsable du partage de l'énergie entre la fusion et la sublimation (Wagnon et al., sous presse).

Comme la chaleur latente de sublimation L_s est 8,5 fois plus grande que la chaleur latente de fusion L_f ($L_s = 2,834 \cdot 10^6 J kg^{-1}$ et $L_f = 0,334 \cdot 10^6 J kg^{-1}$), la sublimation met en œuvre des quantités d'énergie importantes, alors qu'en terme de masse, c'est une quantité bien plus faible que la fusion. En 1996-97, la sublimation a été de 202 mm ($LE = -18,1 W m^{-2}$) pour une fusion locale à 5 150 m de 360 mm ($Q_M = -3,8 W m^{-2}$), alors qu'en 1997-98 elle a été de 129 mm ($LE = -11,6 W m^{-2}$) pour une fusion locale à 5 150 m de 4 431 mm ($Q_M = -46,9 W m^{-2}$).

3.4. Fonte des glaciers et El Niño

La fusion en surface du glacier est principalement contrôlée par les échanges radiatifs. Le bilan radiatif de grandes longueurs d'onde reste toujours négatif et la source principale d'énergie en surface correspond au bilan

radiatif de courtes longueurs d'onde. Comme la radiation solaire incidente est peu variable en fonction des saisons ou des années, l'albédo (rapport entre la radiation réfléchie et la radiation incidente de courtes longueurs d'onde) est le paramètre clé qui détermine la période de fusion et la quantité de solide qui change d'état d'une année à l'autre.

Les deux années d'étude du bilan d'énergie sont très contrastées du point de vue hydrologique (Figure n°3). En 1996-97, la précipitation moyenne sur le bassin du Zongo a été de 1 140 mm, pour un écoulement annuel de 1 280 mm. En 1997-98, la précipitation a été plus faible, 790 mm, mais l'écoulement a été le double de l'année précédente, 2 570 mm. La deuxième année d'étude se caractérise par une diminution des précipitations de l'ordre de 30 %, mais aussi par une augmentation de la température moyenne de l'air en saison humide, supérieure de 1,4°C à celle de l'année précédente.

Le contraste hydrologique des deux années est à rapprocher de conditions climatiques particulières : l'année 1996-97 correspondait à un faible événement La Niña alors que l'année 1997-98 a connu un des plus forts événements El Niño du siècle. Le phénomène El Niño, dont l'origine se situe dans l'Océan Pacifique, est caractérisé dans les Andes de Bolivie par une diminution notable des précipitations et une légère augmentation des températures de l'air (Thompson et al., 1984 ; Vuille, sous presse ; Wagnon et al., soumis).

En terme de masse, la fusion locale à 5 150 m (voir chapitre précédent) a été beaucoup plus importante en 1997-98 qu'en 1996-97. Cet accroissement provient de l'augmentation de la radiation nette (Table n°2) qui s'explique en grande partie par l'évolution de l'albédo. A cause des précipitations moins abondantes et plus espacées dans le temps en 1997-98, le manteau neigeux de la saison humide, moins épais, a disparu plus vite, laissant apparaître la surface d'ablation du glacier, d'albédo faible.

Par rapport à l'année 1996-97, la glace a affleuré plus souvent et plus haut en altitude dans l'année 1997-98 au

cours de laquelle la ligne d'équilibre était à 5 525 m, au lieu de 5 075 m en 1996-97 (Table n°1). La Figure n°4 présente les valeurs journalières d'albédo et de précipitations. Sous les Tropiques, la métamorphose de la neige est très rapide et une précipitation neigeuse, d'albédo supérieur à 0,8, évolue en quelques jours en neige transformée ou névé d'albédo inférieur à 0,4.

Depuis le début du programme " Neiges et Glaciers Tropicaux " en 1991, deux événements El Niño importants ont été observés, en 1991-92 et en 1997-98, qui correspondent à deux années hydrologiques avec de très forts écoulements mesurés à l'exutoire du bassin du Zongo.

L'impact des événements El Niño sur le bilan de masse du glacier est d'autant plus sensible que les perturbations climatiques qu'ils entraînent se font surtout ressentir en saison humide. En effet, ablation forte et accumulation apparaissant simultanément durant cette saison d'octobre à mars, des perturbations des paramètres climatiques, même modérées, peuvent avoir des conséquences très importantes sur les bilans du glacier.

3.5. Influence des glaciers sur les débits

Ce paragraphe est basé sur la comparaison des écoulements du Zongo et du Charquini, ces deux bassins présentant des conditions différentes d'englacement (respectivement 77 % et 10 % de glaciers). Les débits ont été reconstitués depuis 1973, sur une période de 25 ans sans lacune (Figure n°5). Pour la période 1973-1998, l'écoulement moyen annuel est de 978 mm (93,0 l s⁻¹) au Charquini, bien plus faible qu'au Zongo avec 1 580 mm (150,2 l s⁻¹).

Le comportement hydrologique des deux bassins est étudié en rapport avec l'influence du phénomène El Niño, à l'origine de la variabilité climatique la plus importante après les variations saisonnières. L'Indice d'Oscillation Sud (IOS) est un indicateur très utilisé pour caractériser le phénomène El Niño. Il est calculé au niveau mensuel par la différence, en valeurs centrées réduites, des pressions à Tahiti et à Darwin (Australie). L'occurrence du phénomène El Niño, ou événement ENSO (El Niño-Sou-

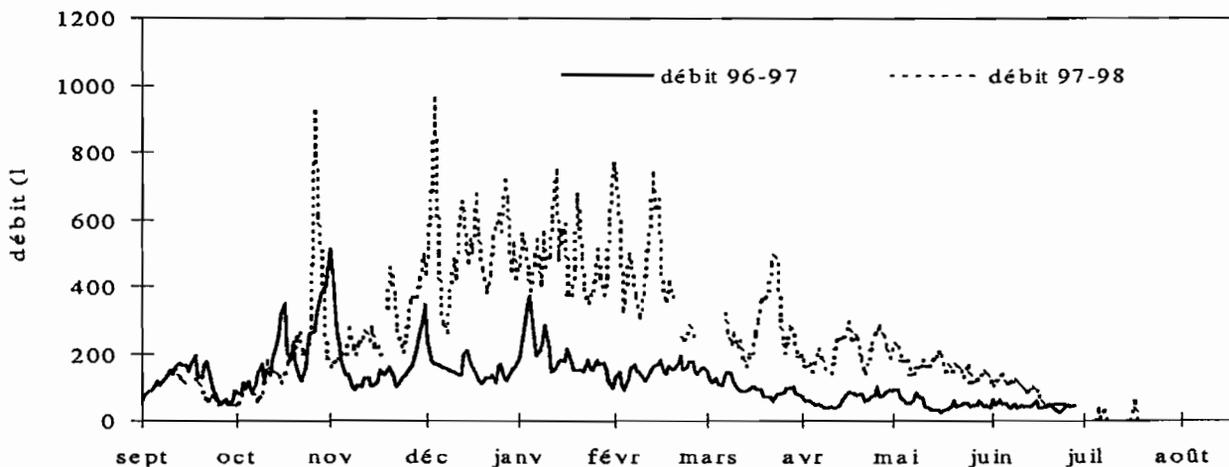


Fig. n°3 : Débits journaliers du bassin du Zongo en 1996-97 et 1997-98.

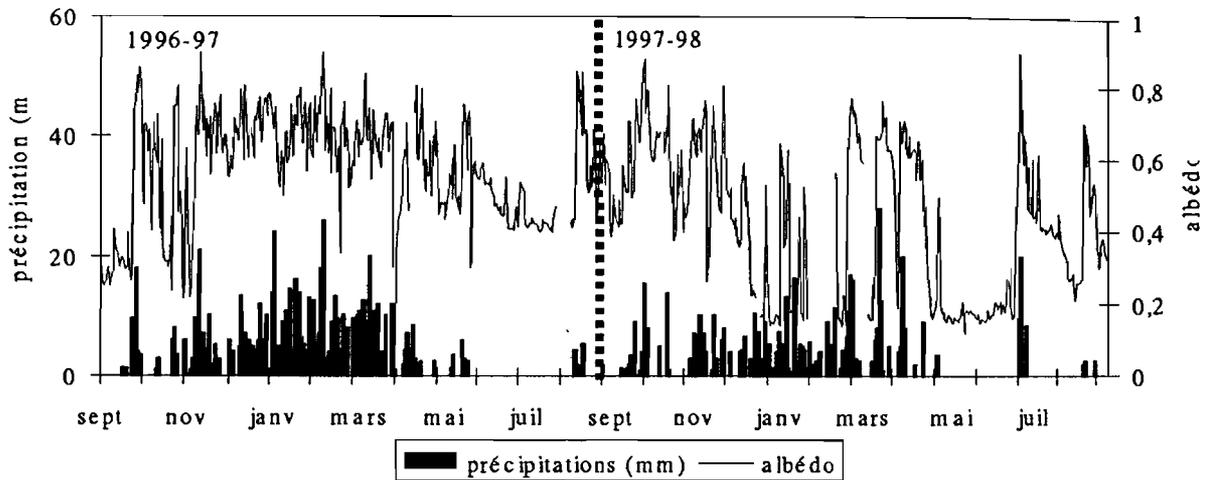


Fig. n°4 : Précipitations et albédo sur le Glacier Zongo.

thern Oscillation), se traduit par des valeurs significativement négatives de cet indice. Sur la **Figure n°5**, avec les débits du Zongo et du Charquini, sont reportées les valeurs de l'Indice d'Oscillation Sud. Les trois séries de données sont des moyennes mobiles sur 12 mois pour lisser la saisonnalité des écoulements. Différentes définitions du phénomène El Niño existent et nous avons choisi celle de Trenberth (1997), basée sur une anomalie positive, supérieure à $0,4^{\circ}\text{C}$ pendant au moins 6 mois, des températures de surface de la mer dans la zone Niño 3.4. Les périodes avec El Niño, ainsi déterminées par la définition de Trenberth (1997), sont indiquées par une double flèche sur la **Figure n°5**.

Dans les Andes tropicales, la fonte des glaciers est accrue lors des phénomènes El Niño, comme le montrent les débits du Zongo sur la **Figure n°5**. Depuis 1973, les deux plus importants événements El Niño, en 1982-83 et 1997-98, présentent les plus forts débits de la série. En 1982-83, la précipitation moyenne du bassin a été de 629 mm (Plataforma + 20 %) et l'écoulement annuel estimé pour le Zongo de 2 370 mm, nettement plus faible qu'en 1997-98 (pluie de 790 mm, écoulement de 2 570 mm).

Pour le bassin du Charquini, les débits sont faibles durant les événements El Niño. Les écoulements ont été de 746 mm ($71,0 \text{ l s}^{-1}$) en 1982-83, le plus faible écoulement depuis 1973, et de 948 mm ($90,2 \text{ l s}^{-1}$) en 1997-98. C'est le déficit de précipitations lors des événements El Niño qui explique les faibles écoulements des bassins versants "pluviaux", possédant peu de glaciers, comme le Charquini.

Les comportements hydrologiques des bassins Zongo et Charquini ont été nettement opposés lors des événements El Niño très marqués de 1982-83 et 1997-98. Cependant, la différence de comportement hydrologique est moins nette lors des événements El Niño plus faibles de la période 1973-98, par exemple en 1976-77, 1979-80, 1986-87, 1991-94.

Les écoulements du bassin du Charquini présentent une décroissance significative depuis 1973. Une analyse des informations disponibles, cartes, photographies

aériennes et images satellites, montre que le glacier du Charquini a significativement reculé au cours des dernières décennies. En 1975, l'englacement a été estimé à 15 % de la surface du bassin alors qu'il est de 10 % actuellement.

En généralisant les observations faites pour les bassins du Zongo et du Charquini, les torrents émissaires des bassins versants avec glaciers présentent des débits de fonte importants liés au recul accéléré des glaciers sous les Tropiques. A l'opposé, les bassins andins possédant une faible couverture glaciaire offrent plutôt une diminution des écoulements qui pourrait être expliquée par la diminution de la contribution glaciaire aux écoulements du fait du recul accéléré des glaciers depuis les années 1980.

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

Dans le cadre du programme " Neiges et Glaciers Tropicaux " (NGT), des résultats nombreux et originaux ont été obtenus qui améliorent la compréhension de la relation entre la variabilité climatique et le comportement hydrologique des glaciers tropicaux.

A partir de l'exemple du Glacier Zongo en Bolivie, les trois bilans, en terme d'hydrologie, de glaciologie et d'énergie, confirment le recul accéléré des glaciers tropicaux depuis le début des années 1980. Pour l'hydrologie, le recul des glaciers se traduit par des écoulements, bien supérieurs aux précipitations, qui s'expliquent par la fusion des glaces. L'importance hydrologique du recul des glaciers apparaît ainsi dans les débits du torrent émissaire du Zongo, plus importants que ceux du Charquini moins englacé, alors que les superficies des deux bassins sont comparables.

Les efforts des équipes qui travaillent sur le programme " Neiges et Glaciers Tropicaux " portent maintenant sur la comparaison des trois bilans du Glacier Zongo. Cet objectif passe par une amélioration des mesures d'accumulation sur le glacier, en particulier dans les zones

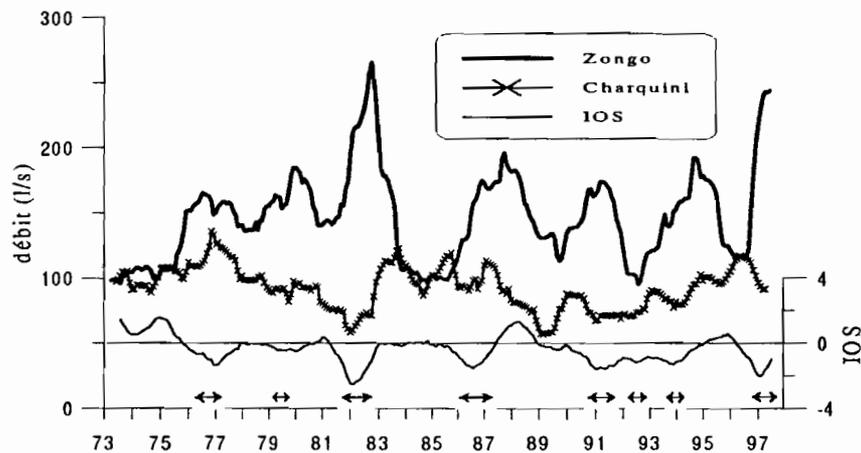


Fig. n°5 : Débits mensuels des bassins Zongo et Charquini et Indice d'Oscillation Sud (IOS). Les données sont des moyennes mobiles sur 12 mois. Les doubles flèches, au-dessus de l'axe des abscisses, correspondent aux événements El Niño suivant la définition de Trenberth (1997).

hautes du Zongo, et par une précision des bilans de masse dans les zones de crevasses et de séracs. Le bilan local d'énergie ayant permis une première explication de la saisonnalité et de la variabilité interannuelle des écoulements, il sera important de spatialiser les résultats obtenus pour les comparer au bilan hydrologique. A cet effet, l'accent doit être mis sur le bilan énergétique dans la zone d'ablation qui présente les variations les plus rapides de l'albédo, paramètre essentiel des processus physiques à l'origine des écoulements. Par ailleurs, la représentativité régionale du Glacier Zongo doit être évaluée en comparant les résultats obtenus avec ceux d'autres glaciers andins actuellement observés dans le cadre du programme " Neiges et Glaciers Tropicaux ".

Les enregistrements de la variabilité climatique dans les carottes de glace semblent indiquer que le recul actuel des glaciers tropicaux est sans précédent depuis au moins 2 000-3 000 ans (Thompson et al., 1995). Cette fonte accélérée des glaces concorde avec l'augmentation à long terme des températures de surface des mers tropicales, et avec l'accroissement des températures de l'air mesurées aux stations d'altitude (Diaz et Graham, 1996). Par ailleurs, ces changements récents de température s'accompagnent d'une augmentation de l'humidité spécifique dans la basse troposphère (Hastenrath et Kruss, 1992). Ce n'est donc pas seulement l'accroissement des températures qui explique la fusion accélérée des glaces dans les dernières décennies mais aussi l'augmentation de l'humidité spécifique qui, en diminuant les valeurs du flux de chaleur latente LE, accroît l'énergie disponible pour la fusion. Cette variation de la température et de l'humidité, liée au changement global du climat, s'ajoute à l'impact des phénomènes El Niño pour expliquer la fonte des glaces. La poursuite des études dans les Andes devrait permettre de mieux comprendre la part de chaque terme

dans le recul actuel des glaciers et aussi améliorer les reconstitutions du climat passé à partir de carottes extraites des glaces tropicales (e.g. Thompson et al., 1998).

RÉFÉRENCES

- Brutsaert, W., *Evaporation into the atmosphere*, 299 pp., D. Reidel, Kluwer Academic Publishers, 1982.
- 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).
- Franco, B., P. Ribstein, R. Saravia, and E. Tiriau, Monthly balance and water discharge of an inter-tropical glacier: Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16°S, *J. Glaciol.*, 41, 61-67, 1995.
- Hastenrath, S., *The glaciers of Equatorial East Africa*. 353 pp., D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, 1984.
- Hastenrath, S., Ice flow and mass changes of Lewis Glacier. Mount Kenya, East Africa: observations 1974-86, modelling and predictions to the year 2000 A.D., *J. Glaciol.*, 35, 325-332, 1989.
- Hastenrath, S., and 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., and A. Ames, Diagnosing the imbalance of Yanamarey Glacier in the Cordillera Blanca of Peru, *J. Geophys. Res.*, 100, 5105-5112, 1995.
- Kaser, G., A. Ames, and M. Zamora, Glacier fluctuation and climate in the Cordillera Blanca, Peru, *Ann. Glaciol.*, 14, 136-140, 1990.
- Kaser, G., S. Hastenrath, and A. Ames, Mass balance profiles on tropical glaciers. *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, 32, 75-81, 1996.
- Pouyaud, B., B. Franco, and P. Ribstein, Un réseau d'observation des glaciers dans les Andes tropicales. *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines*, 24(3), 701-714, 1995.

- Ribstein, P., E. Tiriau, B. Francou, and R. Saravia, Tropical climate and glacier hydrology: a case study in Bolivia, *J. Hydrol.*, 165, 221-234, 1995.
- Thompson, L.G., E. Mosley-Thompson, and B.J. Arno, 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, M.E. Davis, P.-Lin, K.A. Henderson, J. Cole-Dai, J.F. Bolzan and 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 and B. Francou, A 25,000-year tropical climate history from bolivian ice cores. *Science*, 282, 1858-1864, 1998.
- Trenberth, K., The definition of El Niño, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 2771-2777, 1997.
- Vuille, M., Atmospheric circulation over the Bolivian Altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the Southern Oscillation, *Int. J. Climat.*, sous presse, 1999.
- Wagnon, P., P. Ribstein, B. Francou, and B. Pouyaud, Annual cycle of energy balance of Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia. *J. Geophys. Res.*, 104, D4, 3907-3924, 1999.
- Wagnon, P., P. Ribstein, G. Kaser and P. Berton, Energy balance and runoff seasonality of a bolivian glacier. *Global and Planetary Change*, sous presse, 1999.
- Wagnon, P., P. Ribstein, B. Francou, and J.E. Sicart, The influence of the 1997-98 El Niño warm event on tropical glaciers, *Science*, soumis, 1999.

El Niño-Southern Oscillation (ENSO) influence on a Sajama volcano glacier (Bolivia) from 1963 to 1998 as seen from Landsat data and aerial photography

Yves Arnaud and Frédéric Muller

Institut de Recherche pour le Développement, La Paz, Bolivia

Mathias Vuille

Department of Geosciences, University of Massachusetts, Amherst, Massachusetts

Pierre Ribstein

Institut de Recherche pour le Développement, Paris, France

Abstract. Sajama volcano, located in the Bolivian Altiplano, is the southernmost tropical glacier and, owing to its situation, approximately 100 km east of the Pacific coast, is well suited to study the El Niño-Southern Oscillation phenomenon. Landsat data from 1972 to 1998 and a 1963 aerial photograph are used to monitor the snow line fluctuations on a selected part of Sajama volcano. We assume that a few months after the rainy season, the snow line is representative of the previous rainy season, if no recent snowfall has occurred. By observing precipitation from the stations surrounding Sajama volcano and by verifying snow presence on surrounding summits, we detect images with recent snowfall likely to disturb the climatic significance of the snow line. A snow line evolution model takes into account the different image acquisition dates and adjusts the snow line elevation accordingly for the middle of the dry season. A progressive rise of the snow line elevation is observed from 1963 to 1998 with a sustained rise from 1984 to 1990. The snow line altitude is related to the Southern Oscillation Index. Even after the high precipitation of the 1996-1997 wet season, the following El Niño 1997-1998 leads to a substantial rise of the snow line. The snow line elevation is related primarily to the total rainy season precipitation and to a lesser degree to the maximum monthly mean temperature of the warmest month, thus confirming a greater snow line sensitivity to precipitation than to temperature.

1. Introduction

In Andean countries such as Bolivia, Peru, and Ecuador, glaciers are major natural reservoirs regulating freshwater flow during the year and providing water during the dry season. In a semiarid region (350 mm/yr) such as that encompassing the Sajama National Park (18°06'S, 68°50'W) (Figure 1), glaciers represent the major source of water for agriculture. At a continental scale, glacial meltwater from the Cordillera Real in Bolivia and the Cordillera Blanca in Peru contributes to river runoff in the Amazon basin.

Tropical glaciers are very sensitive to climatic changes and their response is relatively rapid. Since the 1980s, the central Andean glaciers have been retreating at an accelerated rate [Kaser *et al.*, 1990; Francou and Ribstein, 1995; Klein *et al.*, 1999]. This tendency, which has been observed on a planetary scale, is more intense in the tropical regions than in temperate ones [Allison and Peterson, 1989; Hastenrath and Kruss, 1992a, 1992b; Brecher and Thompson, 1993]. Mass balances of African tropical glaciers [Charnley, 1959] and Andean glaciers [Jordan, 1991, 1998; Kaser *et al.*, 1990] have been

studied, but the causes of their fluctuations are not yet well understood. General circulation models suggest that tropical mountains may be particularly sensitive to greenhouse gas-induced warming [Mitchell *et al.*, 1990; Oerlemans and Fortuin, 1992; Oerlemans, 1994]. Hastenrath and Kruss [1992a, 1992b] suggested that greenhouse forcing caused ice recession on Mount Kenya, and Diaz and Graham [1996] noticed that sea surface temperatures are linked with freezing level heights in the tropics.

The large-scale El Niño-Southern Oscillation (ENSO) influence on interannual climatic variability over the South American continent has been analyzed in a variety of studies [e.g., Ropelewski and Halpert, 1987, 1996; Rogers, 1988; Aceituno, 1988, 1989; Kiladis and Diaz, 1989]. Previous studies in the central Andes focused on present and late Pleistocene snow lines [Fox, 1993; Klein, 1997; Klein *et al.*, 1999] or on the regional snowfall patterns in the high arid Andes [Vuille and Ammann, 1997]. The interannual variability of precipitation in Bolivia may be linked to tropical sea surface temperature anomalies and related atmospheric teleconnections [Ronchail, 1995; Vuille, 1999].

The response of the equilibrium line altitude (ELA) to climatic fluctuations has been studied in the Andes [Kaser *et al.*, 1996; Kuhn, 1980], modeled in the Alps [Kuhn, 1989], and determined as well by using remote sensing to measure the

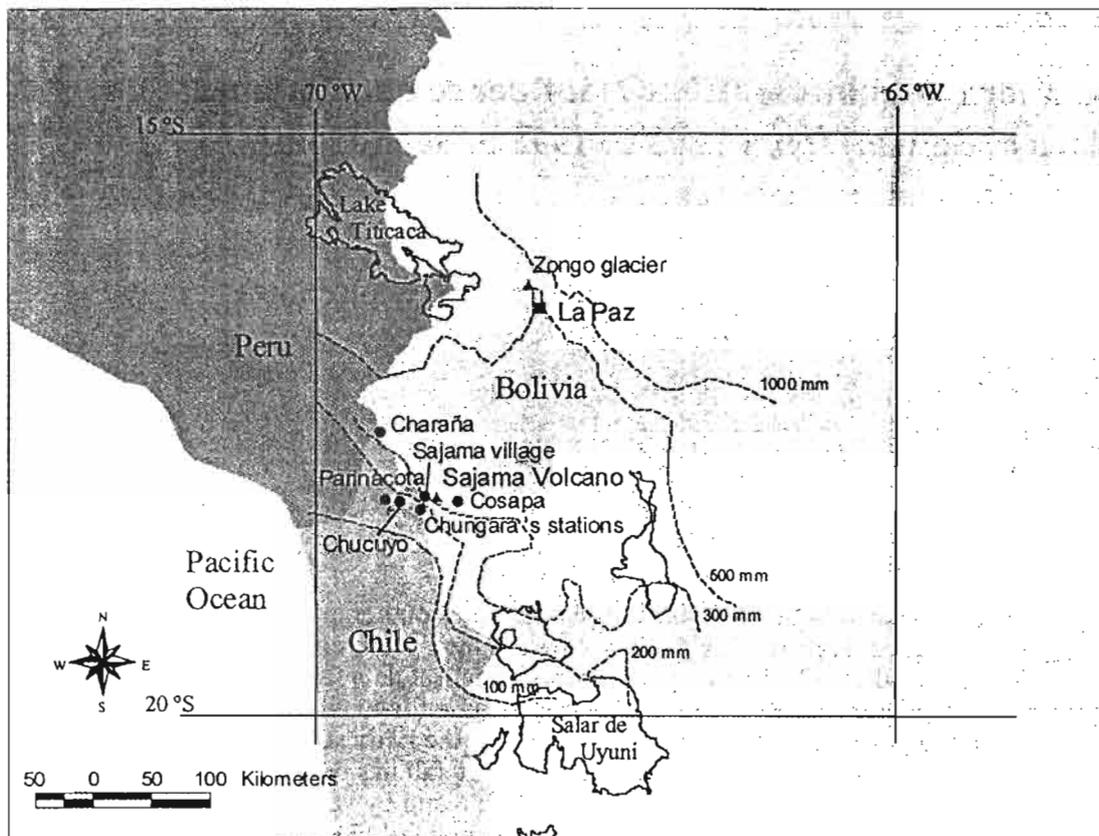


Figure 1. Map showing the location of Sajama volcano, the meteorological station network, and mean annual precipitation across the region (dashed lines).

snow line altitude in the Swiss Alps [Haefner, 1990]. Hastenrath [1993] has shown that remote sensing is a useful tool to study small tropical glaciers. In the case of Sajama, however, the extent of the glacier is difficult to delineate by using visible and near-infrared remote sensing data because snow cover may or may not extend to altitudes below permanent ice cover. The same problem of separating snow on soil and snow on glacier has been observed on the Tibetan plateau [Li et al., 1998]. Moreover, the available satellite data resolution is not sufficient to measure year to year glacier tongue variations. Because of these limitations and owing to the interannual variability of the snow cover extent, the snow line is used as a climatic indicator instead of the glacier tongue. In this paper, the term "snow line" refers to the boundary between bare soil and snow cover or sometimes between bare soil and bare ice.

Recently, an ice core was recovered from the summit of Sajama, yielding a climate record for the last 25,000 years [Thompson et al., 1998]. This core is an important paleoclimatic proxy source for this region and assists in establishing links between modern glacial systems and climate. The study of the relationship between glacier extent, snow line elevation, and contemporaneous climate is the first step in understanding their interactions and predicting their future evolution. Such a study on the response of the snow line to short-term climate fluctuations has been lacking so far in the Andes. The objective of the present paper is to link the fluctuations of the snow line altitude to meteorological variables and ENSO influence on a selected part of Sajama volcano.

In the following sections we present the climatic environment, the remote sensing methodology, and the analysis of meteorological data from the summit of Sajama volcano and

surrounding stations. Finally, we discuss the results of our study and conclude with a short summary.

2. Climatic Environment

Sajama volcano, located in the Occidental Cordillera ($18^{\circ}06'S$, $68^{\circ}50'W$, 6542 m above sea level (asl)), is the highest point of Bolivia and is capped by the southernmost glacier of the intertropical zone (Figures 1 and 2). The climate in this area is semiarid, with an annual precipitation of about 350 mm and more than 80% of the annual precipitation falling between December and March. This summer precipitation is the result of heating of the Altiplano surface by strong solar radiation, inducing convection and moist air advection from the eastern interior of the continent (Amazon and La Plata basins) [Vuille et al., 1998; Garreaud, 1999]. The role of large-scale atmospheric circulation mechanisms associated with summertime precipitation variability over South America has been examined by Lenters and Cook [1999]. Located 100 km to the east of the Peruvian Pacific Ocean coast, on the Altiplano plateau, Sajama is well suited to study the climatic impact of ENSO.

Ronchail [1998] has shown that dry periods over the Altiplano are generally but not always related to El Niño situations. Nonetheless, mass balance and runoff studies from Zongo glacier (Figure 1) show a strong dependency on ENSO [Francou et al., 1995; Ribstein et al., 1995]. Thompson et al. [1984] reported an ENSO signal in the stratigraphy of the tropical Quelccaya ice cap in Peru, and Henderson et al. [1999] attributed geochemical variability in an ice core record from Nevado Huascarán in Peru to ENSO. Recently, Vuille

[1999] established a linkage between climatic variability in the Nevado Sajama region and ENSO, demonstrating how atmospheric circulation anomalies associated with negative (positive) values of the Southern Oscillation Index (SOI, difference in sea level pressure between Tahiti and Darwin in standardized values) lead to a decrease (increase) in the recorded precipitation during El Niño (La Niña) periods. This relationship is more pronounced during the wet season (December-March.). This is related to increased westerly (easterly) flow during El Niño (La Niña) periods, which inhibits (enhances) moisture advection toward Sajama summit. Another interesting feature, important for glacier mass balance and snow line estimates related to ENSO, is the fact that air temperatures are significantly higher (lower) during El Niño (La Niña) periods over the entire Altiplano [Vuille, 1999].

In this region, the maximum ablation and accumulation on the glaciers occur during the rainy season (from October through March), whereas for midlatitude glaciers ablation and accumulation seasons are distinct [i.e., Ribstein *et al.*, 1995; Wagnon *et al.*, 1999]. Climatic factors such as temperature, precipitation, and solar short-wave radiation determine the altitude of the snow line and thus the glacier extent. As presented by Wagnon *et al.* [1999], net all-wave radiation is the main source of energy at the glacier surface; among that solar radiation is the largest positive term. An important peculiarity of tropical glaciers is that the contribution of the latent heat flux to the energy balance is very high and that this energy flux shows a pronounced seasonality, with strong sublimation rates during the dry season and low ones during the humid

season, because of a reduced vertical humidity gradient. This variability of the sublimation and the continuously positive sensible heat flux throughout the year explain the mass balance fluctuations of tropical glaciers like those of Sajama. Contributing to glacier retreat during ENSO events is the lack of precipitation, which reduces the glacier surface albedo and increases the energy available for ablation [Wagnon *et al.*, 2001].

3. Methodology

3.1. Meteorological Data

In order to be aware of images where the snow line altitude might be affected by recent snowfall and to compare the regional meteorological parameters with the snow line elevation, monthly precipitation and temperature data in the surroundings of Sajama volcano were used. The nearest available operational Bolivian station with substantial precipitation and temperature records (from 1945 to the present) is Charaña situated 80 km to the northwest of Sajama volcano. In addition, we used the Sajama village meteorological station at the base of the volcano, four Chilean meteorological stations situated in a radius of less than 50 km toward the west (Chungará Ajata, Chungará's dam, Chucuyo, Parinacota), and one Bolivian station situated 30 km toward the southeast (Cosapa).

Seven stations (Table 1 and location in Figure 1) were used to estimate the monthly precipitation for the Sajama volcano region from 1963 to 1998. Depending on the date, between

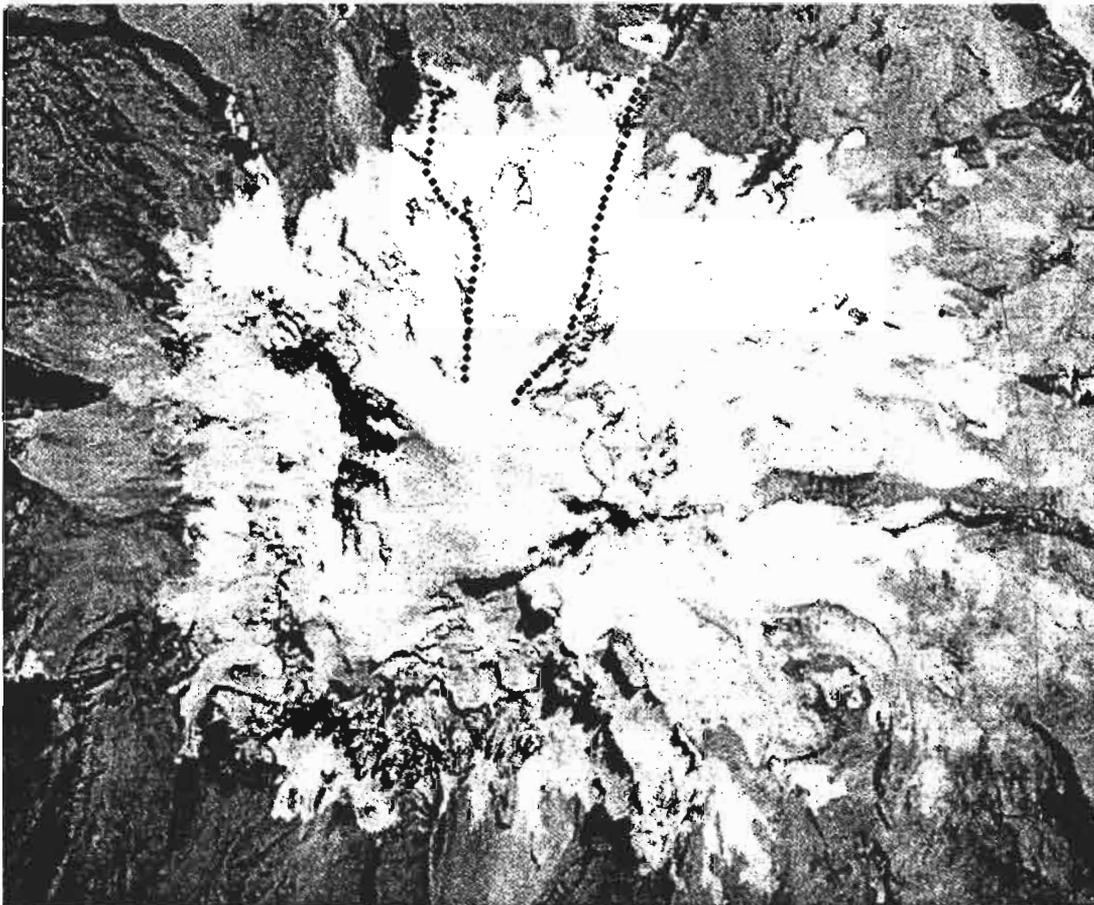


Figure 2. Aerial photograph (approximate scale 1:45,000) of Sajama volcano (June 6, 1963) with study area (toward north) indicated by solid dots.

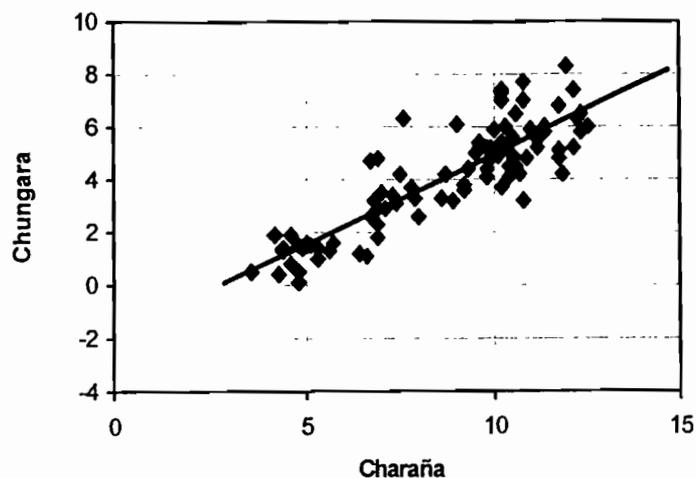
Table 1. Names of the Meteorological Stations With Their Respective Latitude, Longitude, and Altitude

Meteorological Station	Latitude, Longitude	Altitude, m
Sajama village	18°08'S, 68°59'W	4220
Charaña	17°35'S, 69°27'W	4057
Chungará Ajata	18°14'S, 69°07'W	4570
Chungará's dam	18°13'S, 69°07'W	4570
Chucuyo	18°13'S, 69°20'W	4200
Parinacota	18°12'S, 69°16'W	4390
Cosapa	18°10'S, 68°43'W	3685

one and four stations were available per month to calculate an average monthly precipitation amount (Table 2).

In order to assess whether the precipitation at the surrounding weather stations is representative of the snowfall on the Sajama volcano, we compared the average monthly precipitation with an estimation of the monthly snowfall amounts from the summit based on accumulation (including wind-redistributed snow), as recorded by an automatic weather station installed at 6500 m in 1996 [Hardy *et al.*, 1998; Vuille *et al.*, 1998]. Despite the limited data availability ($n = 6$), snowfall estimation at Sajama summit and average precipitation from surrounding stations are highly correlated ($r = 0.94$, significant at the 99% level), thereby corroborating existing evidence on spatial coherence of precipitation in the Sajama area and confirming previous assumptions that the use of station precipitation as a proxy for Sajama snowfall is legitimate [Vuille, 1999].

The only complete temperature record in the region is Charaña station. The longest, but incomplete, temperature record closer to Sajama volcano, Chungará Ajata, was used as a reference to assess the temperature for the Sajama region. The correlation ($r = 0.86$) between Chungará Ajata and Charaña temperatures from 1989 to 1998 (Figure 3) lead us to con-

**Figure 3.** Chungará Ajata versus Charaña mean monthly temperatures (degrees Celsius) from 1989 to 1998. Correlation coefficient $r = 0.86$, significant at the 99.9% level.

clude that the temperature at Charaña is representative of Chungará's, with coherence between the two stations sufficient for our study requirements. The Chungará station gives a good representation of the temperature variability in the Sajama region and captures temperature variations in the snow ablation zone of the volcano. We calculated Chungará temperatures based on Charaña's by using a linear regression function,

$$T(\text{Chungará}) = 0.68 * T(\text{Charaña}) - 1.9^{\circ}\text{C}, \quad (1)$$

and used the calculated Chungará temperature for the remainder of the study.

In addition, we calculated the mean monthly temperature at the snow line elevation during the month of image acquisition by using a lapse rate of $0.7^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, based on La Paz 1991 and 1992 radiosonde data (location in Figure 1). As shown in Table 3, all calculated temperatures are below 0°C .

To ensure that no fresh snowfall would affect our results, we considered all images suspect where monthly precipitation

Table 2. Monthly Precipitation (Millimeters) From March to the Date of Image Acquisition

	Number of Available Stations	March	April	May	June	July	Aug.	Sept.	Oct.
		June 6, 1963	1	118.5	25.5 ^a	9 ^a	0 ^a		
Oct. 31, 1972 ^b	1	124.1	6	0	0	0	0 ^a	2 ^a	10.4 ^a
July 8, 1984	3	103.7	0.1	0 ^a	0 ^a	0 ^a			
Oct. 2, 1986	3	87.7	18.1	0	0	0.9	11.1 ^a	0 ^a	0 ^a
May 30, 1987	3	28.3 ^a	0.8 ^a	2.9 ^a					
Sept. 3, 1987	3	28.3	0.8	2.9	3.2	19.4 ^a	0 ^a	1 ^a	
June 12, 1989	4	64.5	22.2 ^a	0 ^a	3.9 ^a				
June 25, 1990 ^b	4	31.7	7.7 ^a	7.4 ^a	28.2 ^a				
May 17, 1994	4	16.8 ^a	14.8 ^a	0.6 ^a					
Oct. 24, 1994	4	16.8	14.8	0.6	0	0	0 ^a	1.7 ^a	0.1 ^a
April 18, 1995 ^b	3	74.2 ^a	12.8 ^a						
June 7, 1996	2	46.1	4.2 ^a	0 ^a	0 ^a				
June 10, 1997	2	41.3	4 ^a	1 ^a	0 ^a				
May 28, 1998	2	3.5 ^a	0 ^a	0 ^a					

^aPrecipitation data taken into account in the image selection process.

^bImages potentially affected by recent snowfalls.

Table 3. Satellite-Derived Snow Line Altitude, Corrected Snow Line Altitude to August 15, Standard Deviation of the Corrected Snow Line, and Estimated Temperature at Time of Image Acquisition at the Snow Line Elevation for Each Date of Acquisition^a

	MSS Snow Line Altitude	Aerial Photo Snow Line Altitude	Mean Corrected Snow Line Altitude to August 15	Mean Corrected Snow Line Standard Deviation	Estimated Temperature at the Snow Line Elevation
June 6, 1963		5113	5253	39	-2.3
Oct. 31, 1972 ^b	5390		5240	40	-1.0
July 8, 1984	5232		5268	71	-3.0
Oct. 2, 1986	5464		5460	104	-0.8
May 30, 1987	5497		5570	73	-3.8
Sept. 3, 1987	5596		5560	76	-3.8
June 12, 1989			5527	96	-5.0
June 25, 1990 ^b			5928	117	-8.4
May 17, 1994			5592	110	-4.2
Oct. 24, 1994			5853	89	-3.7
April 18, 1995 ^b			5515	76	-2.1
June 7, 1996			5612	81	-6.4
June 10, 1997			5449	106	-5.3
May 28, 1998			5967	119	-7.8

^aMean and standard deviation were calculated by using altitude values under the snow line mask.

^bImages potentially affected by recent snowfalls.

during the 3 months preceding the image acquisition exceeded the estimated potential ablation (i.e., all dates where fresh snow might still be present in the image, see section 3.4). Potential ablation was calculated by using an application of the Penman model in the Altiplano [Chaffaut, 1998]. This model takes into account humidity, wind speed, solar radiation, temperature, pressure, and surface albedo. We used climatic data from the Sajama automated weather station published by Hardy *et al.* [1998] and estimated ablation values at the summit (considering only sublimation because subfreezing temperatures prevent major melting) to be between 17 mm (water equivalent) in March and 52 mm in September (Table 4). This is in broad agreement with the 69-cm surface lowering recorded at the summit between July and September 1997 [Hardy *et al.*, 1998], although snow settling and wind scour

may have contributed significantly to this lowering. Wagon *et al.* [1999] reported monthly mean dry season sublimation rates from Zongo glacier (21.8 mm in 1997 (April-October) and 18.3 mm in 1998 (April-September)), which are in very close agreement with our minimum estimate. Based on those results and to be on the safe side, we chose to use a conservative estimate of only 20 mm (mean monthly ablation in water equivalent), corresponding to the lowest calculated ablation value between April and October (see section 3.4).

3.2. Remote Sensing Data Processing

Satellite and airborne data from 1963 to 1998 were used in this study: Landsat multispectral scanner (MSS) with a resolution of 79 m x 79 m, thematic mapper (TM) with a resolution of 30 m x 30 m and aerial photography from 1963 (Table 3). A digital elevation model (DEM) was generated from contour lines digitized from a 1:50,000 map sheet with a 20-m contour interval. The DEM has a grid spacing of 30 m and an error estimated at ± 50 m in both the horizontal and vertical dimensions.

Owing to very low temperatures on Sajama, the presence of bare ice is rare, as it is frequently snow covered. This prevents detection of the ablation area in the lower part, which is rather unusual for a classic glacier tongue.

Although the differentiation between snow, ice, and rocks is relatively easy using the TM channels 5 (1.55-1.75 μm), 4 (0.76-0.9 μm), and 2 (0.52-0.60 μm) [Alonso and Moreno, 1996], the differentiation between snow on ice and snow on soil is impossible. Unless snow cover is very thin so that the albedo of the underlying surface contributes to the signal received at the sensor, there is no physical reason that snow on a glacier should appear different from snow on soil. Owing to these limitations, it was not possible to determine the exact glacier extents on Sajama using remote sensing techniques.

Table 4. Results of the Penman Model to Estimate Monthly Sublimation on Sajama Summit (Millimeter Water Equivalent)

Month and Year	Sublimation
Oct. 1996	36
Nov. 1996	18
Dec. 1996	18
Jan. 1997	19
Feb. 1997	19
March 1997	17
April 1997	20
May 1997	35
June 1997	45
July 1997	48
Aug. 1997	52
Sept. 1997	52

Since visible and near-infrared remote sensing data are particularly well suited to snow line monitoring in clear-sky conditions (which is generally the case in the dry season), the snow line was considered instead and superimposed on a DEM to obtain the altitude of the snow line.

Each TM image was first radiometrically calibrated using the formula from *Markham and Barker* [1986]:

$$R = a * DC - b - h, \quad (2)$$

where R is the satellite reflectance, DC is the satellite digital count, a and b are the gain and offset, respectively, taken from the ancillary information files on the Landsat image, and h is the haze calculated using the modified blackbody method of *Chavez* [1988].

Coregistration of all images and the DEM was necessary in order to compare the snow line altitudes. A third-order transformation model using the DEM and the geographical map as a reference was used to geometrically correct each image. The horizontal root-mean-square (RMS) error was approximately 50 m for TM images, 120 m for MSS images, and 30 m for the aerial photography. These errors are similar to the ones found in the study of *Li et al.* [1998], measuring glacier variations in the Tibetan plateau using Landsat data. Finally, each image was corrected with the solar zenith angle using the following formula:

$$R^* = R * \text{Cos}(\theta), \quad (3)$$

where R^* is the corrected reflectance, R is the satellite reflectance, and θ is the angle between the solar beam and the normal to the surface.

Owing to the extremely rough topography in some parts of the Sajama volcano and the varying aspect, both of which influence the snow line altitude, we chose to work on a specific region of the volcano, rather than considering the snow line for the entire volcano. The selected study zone is on a gentler slope between two ridges and is located in the north-facing slope of the Sajama volcano, receiving higher Sun illumination in winter (Figure 2). Owing to the spatial variations in snow line altitude as a function of aspect, the inferred absolute snow line altitude is only representative of the north-facing slope. The snow line was drawn manually on three-channel color composites (TM 5, 4, 2 and MSS 2, 3, 4), using the two ridges to delineate the study zone. The snow line altitudes were obtained by superimposing the snow line masks on the DEM, and the mean and standard deviation were calculated by taking into account the DEM values under the snow line mask. Table 3 shows, based on the images of July 8, 1984, October 2, 1986, and May 30, 1987, that the snow line elevation for MSS and TM are comparable. The error in the determination of the snow line altitude is difficult to estimate. It depends on the image coregistration error in relation to the horizontal and vertical DEM resolution, but it also depends on the local terrain slope. On a flat terrain, a horizontal error would not have any impact on the altitude determination, and on a 45° slope, a horizontal error would have the same magnitude of error on the altitude. The resulting estimated vertical errors, however, are still in agreement with the precision required for this work.

3.3. Snow Line Altitude and Its Climatic Significance

Our analysis is based on the hypothesis that for a given dry season (from April through September), the Sajama snow line altitude is dependent on the preceding rainy season (from October through March), specifically, precipitation and tem-

perature. In addition, we assume that the snow line altitude is independent of the previous rainy seasons climatic parameters, an assumption we will prove below. Each rainy season initializes the snow line altitude, but during the dry season, the snow line altitude is not stable with respect to its position at the end of the rainy season, and this needs to be taken into account. Even if ablation due to melting is nonexistent owing to cold temperatures in the dry season, sublimation is still present and even higher than in the rainy season owing to predominantly clear sky conditions and the presence of a high vertical humidity gradient [*Wagnon et al.*, 1999]. Consequently, the snow line rises progressively during the dry season, and this rise needs to be quantified. Using two sets of images, (May 30, 1987; September 3, 1987) and (May 17, 1994; October 24, 1994), we analyzed the magnitude of the snow line rising between the beginning and the end of the dry season to model the snow line evolution. For the two sets of images the determined rise is 0.5 m/d (1987) and 2 m/d (1994). The low rate (0.5 m/d) obtained in 1987 is due to a wet period in July 1987 (19.4 mm of precipitation averaged over surrounding stations), which lowered the snow line altitude. The second set of images is much more representative because in 1994 almost no precipitation occurred during the dry season (see Table 2). Nonetheless, since there is considerable uncertainty about the correct average daily snow line rise, we conducted several tests with varying assumptions (between 0.5 and 3 m/d) for this snow line rise to test its sensitivity.

By referencing the images to the middle of the dry season (August 15) and by taking into account a daily snow line rise of 2 m/d, we found the largest adjustments for the following dates: (+234 m for the image of April 18, 1995; +176 m for May 17, 1994; +154 m for May 28, 1998; and -150 m for October 31, 1972). We feel that this rate of snow line rise is appropriate for the study of other years as well because in the dry season, ablation is due mainly to sublimation processes which are sufficiently similar from year to year to allow for the comparison of data for the months of May to October. At such elevations and latitudes, the extremely high near-surface humidity and temperature gradient result in very high vapor pressure gradients, which drive sublimation. In winter, temperatures are mostly below freezing at the snow line altitude (see Table 3) and have a moderate effect on the sublimation processes if we consider that, during the winter, the temperature gradient is quite stable from year to year. Applying a linear correction might seem inappropriate, since one would expect a much faster rise in the beginning (at low elevation) than toward the end of the dry season, when the snow line is high. Nevertheless, the maximum snow line altitude correction of +234 m corresponds to a variation of temperature of 1.5°C, which is not sufficient to induce considerable variations in the sublimation rates. In addition, section 4 (Figure 4) shows that changes in snow line elevation due to this correction do not modify the overall conclusions of this study, and they are small in comparison with the observed interannual variability of the snow line elevation.

The snow line can drop substantially if there are significant winter snowfall episodes [*Vuille and Ammann*, 1997] during the months prior to the image acquisition. This was taken into consideration when selecting the images as discussed in the following section.

Following the above considerations, we felt it was more suitable to work with the snow line as a representative pa-

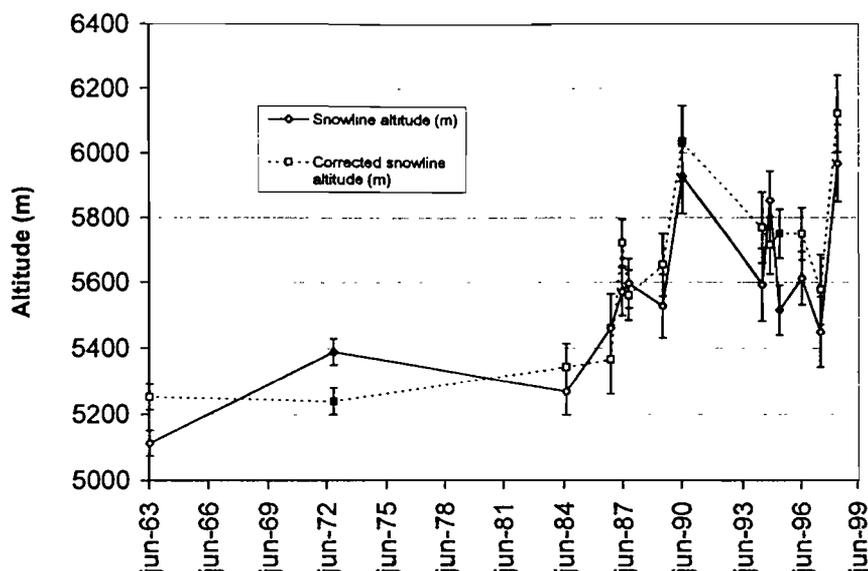


Figure 4. Corrected and uncorrected snow line altitude evolution with error bars (indicating 1 standard deviation) from 1963 to 1998. Solid symbols correspond to questionable dates.

parameter of the rainy season instead of using the glacier front, which integrates several years or decades and furthermore is difficult to detect under the snow cover.

3.4. Selection of Images

To examine whether fresh snow was still present in an image, we relied on the following assumptions: an image was considered suspect if monthly precipitation during the 3 months preceding the image acquisition exceeded the calculated monthly potential ablation. Table 2 shows monthly precipitation from March to the date of image acquisition. The snow line may be temporarily lowered by snowfall occurring during the dry season just prior to image acquisition. In this case the snow line would most likely not be related to summer precipitation. This problem is especially evident if the time period between the last snowfall and the image acquisition is not long enough for the snowfall to be sublimated. Snowfall occurring during the rainy season itself, however, is considered to be the determining factor of the snow line elevation a few months later. We chose a conservative estimate of the mean monthly ablation of 20 mm (water equivalent) per month corresponding to the lowest calculated ablation value between April and October (Table 4). Taking into account the monthly precipitation calculated in the Sajama region and the previous mean monthly ablation, we were able to select and flag the appropriate images.

Another way to perform this selection is to observe the snow cover on the surrounding lower summits. If snow can be detected on these lower summits, recent snowfall most likely influenced the snow line elevation analysis on Sajama volcano. Clearly in such a case, the snow line would be higher if no recent snowfall had occurred. Nonetheless, the determined snow line elevation was not completely rejected but considered as a lower limit. Using these methods, three images (April 18, 1995; June 25, 1990; and October 31, 1972) were detected as being potentially influenced by a dry season snowfall and therefore needed to be interpreted with caution (see Table 2).

4. Results

The remotely sensed snow line altitudes are in agreement with the ones found by Graf [1981, 1991], precisely, 5300 m in 1981 and 5800 m in 1991. As shown in Figure 4, there is a general rising trend in the snow line over the three decades analyzed, with an accelerated rate during the 1980s similar to the accelerated recession of various tropical glaciers [Francou *et al.*, 2000]. The snow line rises constantly from 1984 to 1990 and returns to values comparable to the late 1980s during the mid-1990s. The snow line elevation reaches its maximum in 1998 after a progressive drop during the mid-1990s. The corrected snow line altitude values (Figure 4) show a clearer tendency toward a higher snow line in the 1980s than the raw snow line altitudes. However, given the limited number of images analyzed, further studies are warranted to reach valid conclusions on the observed trend. In order to verify the influence of ENSO on Sajama volcano snow line altitudes, these were compared with the mean Southern Oscillation Index from October through March (data obtained from <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices>). Because of the limited number of events ($n = 14$) and the fact that the last event considered (May 28, 1998) is an outlier, a simple ordinary least squares (OLS) regression approach may not be the best estimate of the dependency of the snow line elevation on the SOI, rainy season precipitation, or mean maximum summer temperature. Trend estimates based on OLS regression are heavily influenced by outliers, especially if these occur at the beginning or the end of a series. We therefore chose to complement our analysis with an additional more robust approach, based on a least absolute residuals (LAR) regression estimate [i.e., Li, 1985]. Both trend lines as well as the 95% confidence interval for the slope β are shown in the scatterplots of Figures 5-7, indicating the relationship between corrected snow line altitude and the independent parameters SOI (Figure 5), rainy season precipitation (Figure 6), and mean maximum summer temperature (Figure 7). The basic statistics (correlation coefficient r and slope β) are given in Table 5 (including all available dates) and Table 6 (three flagged dates

Table 5. Correlation Coefficients (r) and Slope (β) for Snow Line Altitude (Including All Available Dates) as a Function of Southern Oscillation Index (SOI), Total Rainy Season Precipitation (P), and Maximum Mean Monthly Temperature (T)^a

	Altitude-SOI	Altitude- P	Altitude- T
	r		
0.5 m/d	-0.64 ^b	-0.80 ^c	0.66 ^c
1 m/d	-0.64 ^b	-0.84 ^c	0.66 ^c
2 m/d	-0.62 ^b	-0.88 ^c	0.63 ^b
3 m/d	-0.57 ^b	-0.88 ^c	0.58 ^b
	β		
OLS			
0.5 m/d	-164.9 m/unit ^b	-1.49 m/mm ^c	227.4 m/°C ^c
1 m/d	-168.8 m/unit ^b	-1.60 m/mm ^c	231.8 m/°C ^c
2 m/d	-176.4 m/unit ^b	-1.83 m/mm ^c	240.8 m/°C ^b
3 m/d	-184.1 m/unit ^b	-2.06 m/mm ^c	249.7 m/°C ^b
LAR			
0.5 m/d	-90.7 m/unit ^b	-1.22 m/mm ^c	249.1 m/°C ^b
1 m/d	-105.4 m/unit ^b	-1.42 m/mm ^c	277.4 m/°C ^b
2 m/d	-163.6 m/unit ^b	-1.66 m/mm ^c	299.2 m/°C ^b
3 m/d	-300.7 m/unit ^b	-1.85 m/mm ^c	301.4 m/°C ^b

^aAnalysis is performed for corrected snow line assuming a daily snow line rise of 0.5, 1, 2, and 3 m. Regression analysis are based on both an Ordinary Least Squares (OLS) and a more robust Least Absolute Residual (LAR) approach.

^bAt the 95% confidence level.

^cAt the 99% confidence level.

excluded). While only the relationship for an assumed 2-m/d snow line rise is shown in Figures 5-7, we have listed the corresponding values for an assumed rise of 0.5, 1, 2, and 3 m/d in Tables 5 and 6 for comparison. Clearly, it matters little whether a very conservative estimate such as 0.5 m/d or a very high estimate such as 3 m/d is applied. The emerging results are very similar and always significant (tested for both r and slope β) at least at the 95% level when including all available dates (Table 5). In addition, the numbers in Table 5 indicate that our results are very robust; despite outliers such as 1998, the correlation is always significant at least at the 95% level and the slope β is always significantly different from 0, even if a robust regression (LAR) method is applied. The numbers in Table 6 indicate slightly less significant results for the relationship with the SOI and temperature (if a high daily snow line rise is assumed). The position of the flagged data points in Figures 5-7, however, is not outside the general trend, which suggests that our image selection criterion may have been too severe and that the flagged images were not necessarily influenced by recent precipitation.

Figure 5 shows that there is a negative relationship between SOI and the snow line altitude on Sajama volcano. In general, high snow line altitudes correspond with negative SOI (El Niño events) and low snow line altitudes correspond to positive or near-zero SOI (La Niña events). The significant snow line drop of 1997 is due to increased snowfall occurring in the rainy season of 1996-1997 (weak La Niña event, SOI = 0.33), whereas the El Niño event in 1997-1998 (SOI = -2.35) led to the most significant rise of the snow line during the period

analyzed. The fact that this snow line rise occurred only a year after a very wet season such as 1996-1997 shows that the previous year is of little relevance and thus confirms our hypothesis of the year to year independence of the snow line and its importance as an annual climatic indicator. This observed relationship is most likely due to the combined effect of increased (reduced) precipitation and lower (higher) temperatures on the Altiplano during positive (negative) SO phases.

The observed snow line is significantly correlated with the composite of the rainy season precipitation at the seven nearby stations (Figure 6) and with monthly maximum temperature calculated at Chungará during the warmest month of the rainy season, October through March (Figure 7). Generally, in the tropics, the rainy season is also the season with higher temperatures and therefore of primary importance for concurrent accumulation and ablation processes occurring at the same time [e.g., Francou *et al.*, 1995]. This is a fundamental difference between tropical and temperate glaciers and snow cover. The snow line variability is more closely related to the precipitation amount than to temperature, yet both parameters are significantly correlated with snow line altitude at the 95% level (Table 5). This result is in agreement with conclusions reached by Kuhn [1980], who reasoned that in the dry regions of the tropics, snow line is controlled primarily by precipitation. The rather moderate influence of temperature can be partially explained by the fact that temperatures at the snow line altitude are always negative (see Table 3); thus little melting occurs and temperature has only a minor impact on sublimation and consequently on ablation processes.

Table 6. Correlation Coefficients (r) and Slope (β) for Snow Line Altitude (Including Only Nonquestionable Dates) as a Function of Southern Oscillation Index (SOI), Total Rainy Season Precipitation (P), and Maximum Mean Monthly Temperature (T)^a

	Altitude-SOI	Altitude- P	Altitude- T
	r		
0.5 m/d	-0.65 ^b	-0.79 ^c	0.67 ^b
1 m/d	-0.64 ^b	-0.82 ^c	0.66 ^b
2 m/d	-0.59	-0.83 ^c	0.63 ^b
3 m/d	-0.53	-0.81 ^c	0.56
	β		
OLS			
0.5 m/d	-149.9 m/unit ^b	-1.70 m/mm ^c	205.4 m/°C ^b
1 m/d	-147.6 m/unit ^b	-1.75 m/mm ^c	203.3 m/°C ^b
2 m/d	-143.1 m/unit	-1.86 m/mm ^c	199.0 m/°C ^b
3 m/d	-138.5 m/unit	-1.97 m/mm ^c	194.7 m/°C
LAR			
0.5 m/d	-118.5 m/unit	-1.19 m/mm ^c	208.7 m/°C ^b
1 m/d	-107.6 m/unit	-1.54 m/mm ^c	195.1 m/°C ^b
2 m/d	-93.7 m/unit	-1.65 m/mm ^c	122.0 m/°C
3 m/d	-100.3 m/unit	-1.49 m/mm ^c	137.8 m/°C

^aAnalysis is performed for corrected snow line assuming a daily snow line rise of 0.5, 1, 2, and 3 m. Regression analysis are based on both an Ordinary Least Squares (OLS) and a more robust Least Absolute Residual (LAR) approach.

^bAt the 95% confidence level.

^cAt the 99% confidence level.

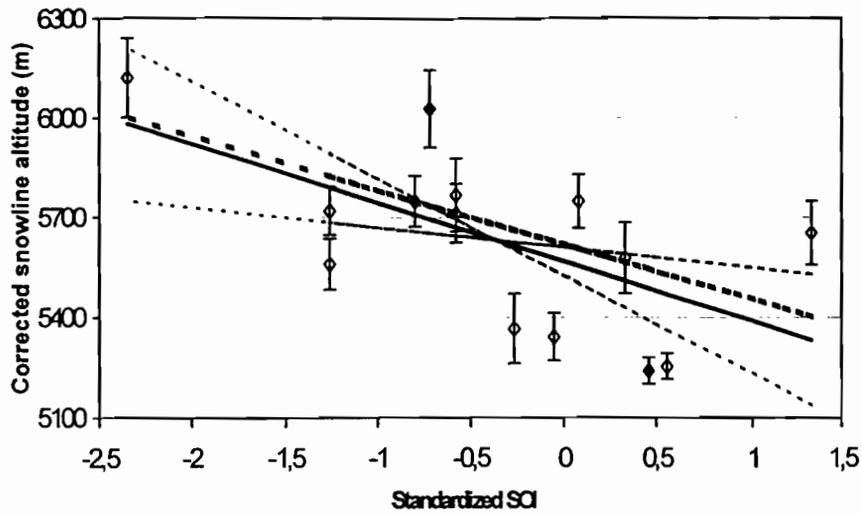


Figure 5. Mean standardized SOI (from October through March) versus corrected snow line altitude. Solid symbols correspond to questionable dates. Bold solid (bold dashed) line indicates OLS (LAR) regression estimate; 95% confidence interval for slope (β) is shown with thin dashed lines.

Because of the dominant role of ENSO upon climate variability on the Altiplano on interannual timescales [Vuille *et al.*, 2000], humid (dry) summers at the same time also tend to be colder (warmer) than usual. Thus to ensure that the rather weak correlation between snow line altitude and maximum mean monthly temperature is real and not an artifact related to the autocorrelation between the two variables temperature and precipitation, we performed a stepwise multiple regression analysis. The snow line altitude was used as the dependent variable, while maximum mean monthly temperature and total rainy season precipitation entered the regression computation as independent variables. The resulting model (for an assumed 2-m/d snow line rise),

$$SLA = 5444.8 + 118.9 * T_{mm} - 1.6 * P_{rs}, \quad (4)$$

where SLA is the snow line altitude, T_{mm} is maximum mean monthly temperature, and P_{rs} is total rainy season precipitation (Figure 8), features a significant improvement (multiple $r = 0.93$, significant at 99.9%) over the simple linear model

using precipitation alone ($r = 0.88$). The fact that the variable “maximum mean monthly temperature” is not rejected by the stepwise regression model yields evidence that it is indeed an important complementary factor that should not be neglected when determining the snow line altitude on Sajama.

Despite the relationship between SOI and temperature and precipitation in the Sajama area and thus between SOI and snow line elevation, the questions regarding the physical mechanisms associated with climatic variability over the Altiplano due to ENSO remain. Several recent publications have addressed this problem [e.g., Vuille, 1999; Vuille *et al.*, 2000; Wagon *et al.*, 2001]. According to Vuille [1999], one of the most striking atmospheric anomalies that can be observed during extreme phases of the SO during austral summer is the strengthening (weakening) and southward (northward) displacement of the Bolivian High during positive (negative) SO phases. These circulation anomalies are extremely important in order to understand precipitation variability in the Nevado Sajama area, because summer precipitation over the dry western Altiplano is intrinsically linked with easterly wind

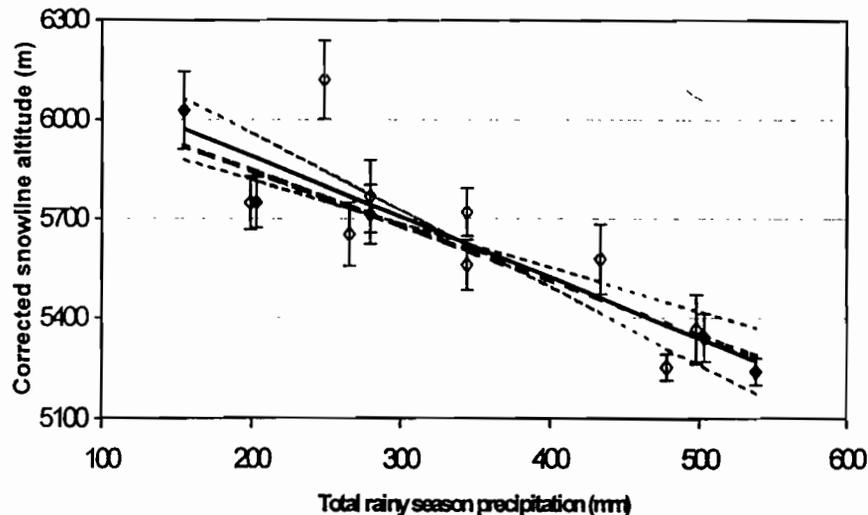


Figure 6. Total rainy season precipitation (from October through March) versus corrected snow line altitude. Solid symbols correspond to questionable dates. Bold solid (bold dashed) line indicates OLS (LAR) regression estimate; 95% confidence interval for slope (β) is shown with thin dashed lines.

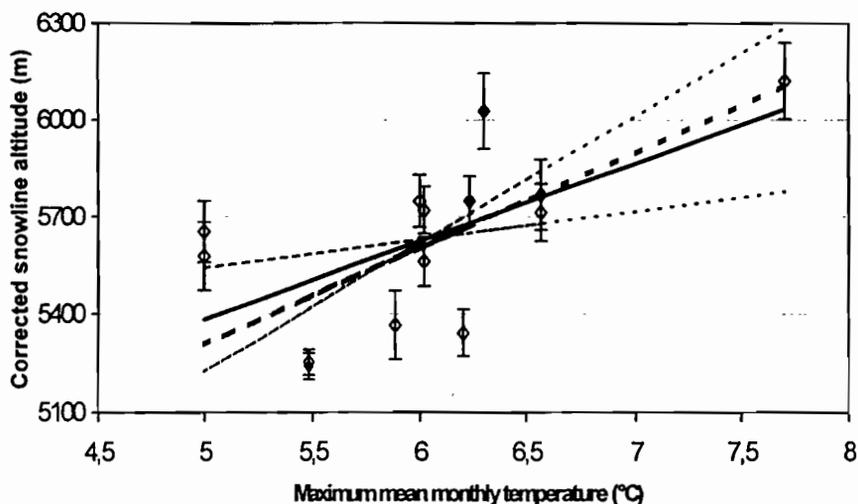


Figure 7. Maximum mean monthly temperature (from October through March) versus corrected snow line altitude. Solid symbols correspond to questionable dates. Bold solid (bold dashed) line indicates OLS (LAR) regression estimate; 95% confidence interval for slope (β) is shown with thin dashed lines.

anomalies in the middle and upper troposphere, thereby giving way to moisture influx from the interior of the continent near the Altiplano surface [Garreaud, 1999].

ENSO events affect primarily the coast of Peru or Ecuador, but also the interior part of Peru as already reported by Franco and Pizarro [1985] or Thompson *et al.* [1984]. Our results confirm ENSO impacts on the snow line altitude. The snow line altitude is controlled by several parameters such as precipitation and temperature and may be more adequate than only rainfall data in detecting ENSO signals on the Altiplano.

5. Conclusion

This study analyzes the ENSO influence on precipitation and temperature near the Sajama volcano by examining a

portion of the Nevado Sajama snow line altitude from 1963 to 1998. A clear relationship between the SOI and snow line altitude was established which can be attributed to ENSO-related precipitation and temperature anomalies. Our data set shows a general rise of the snow line from 1963 to 1998 and a sustained rise between 1984 and 1990. Although we detected a tendency toward a higher snow line, the limited number of images analyzed warrants further analysis before a conclusive answer on this issue will be possible. The significant snow line drop of 1997, followed in 1998 by the most significant rise of the snow line during the period analyzed, confirms the importance of the snow line as an annual climatic indicator. The lack of reliable long-term meteorological information in this region is a handicap for climate studies. In this context, remote sensing can provide a complementary source of information provided that a sufficient number of images is available.

In the future, however, contemporaneous glacier and snow line evolution needs to be compared in order to better understand their link. The accuracy of glacier area classification could not be clearly established owing to considerable snow cover and the logistical problems associated with field measurements. However, the use of the snow line instead of glacier extent was very successful and may be more suitable for short-term climate monitoring. Visible and near-infrared satellite data obtained at the end of the dry season are best suited for this type of study, limiting the influence of recent snowfalls. By applying a simple snow line evolution model, we were even able to compare images taken at the beginning and at the end of the dry season. Therefore this study still yields significant results, despite the fact that no snow line annual survey was possible owing to limited availability of satellite data.

Future studies will focus on the monthly snow line variation throughout the year, which will help to obtain information during the rainy season. Microwave sensors, which are able to penetrate cloud cover, should allow us to distinguish between thin snow cover and glaciers, and Sajama ice core information will be used to verify the relationship between snow accumulation and snow line altitude.

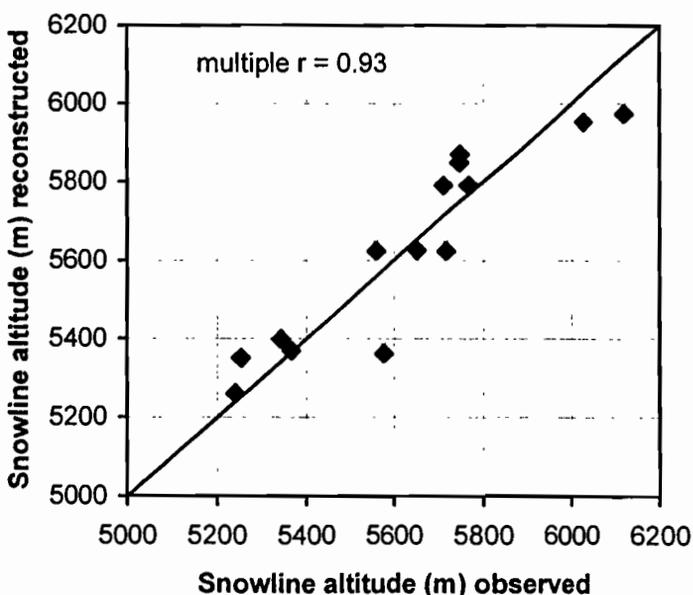


Figure 8. Observed versus reconstructed snow line altitude (meters). Reconstructed snow line altitude is based on stepwise multiple linear regression with total rainy season precipitation and maximum mean monthly temperature as independent variables.

Acknowledgments. We wish to acknowledge Roland Bosseno (IRD/ABTEMA, La Paz, Bolivia) and Sophie Moreau (ABTEMA, La Paz, Bolivia) for providing part of satellite images, Bernard Pouyaud (IRD, La Paz, Bolivia) for his first review of the article, the national Bolivian Services of Meteorology and Hydrology SENAMHI and AASANA, the Chilean General Direction of Water (DGA) for providing meteorological data, and Ingrid Henderson for the revision of the English version of this document. We thank three anonymous reviewers for making useful comments on earlier versions of the manuscript.

References

- Aceituno, P., On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector, part 1, Surface climate, *Mon. Weather Rev.*, **116**, 505-524, 1988.
- Aceituno, P., On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector, part 2, Upper-air circulation, *J. Clim.*, **2**, 341-355, 1989.
- Allison, I., and J. A. Peterson, Glaciers of Irian Jaya, Indonesia, *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **1386H**, 11-20, 1989.
- Alonso, C., and V. Moreno, Análisis multitemporal de imágenes LANDSAT-TM en la cartografía de las masas de hielo y nieve aplicada a la modelización hidrológica, *Revi. Teledetección*, **7**, 35-47, 1996.
- Brecher, H. H., and L. G. Thompson, Measurement of the retreat of Qori Kalis glacier in the tropical Andes of Peru by terrestrial photogrammetry, *Photogramm. Eng. Remote Sens.*, **59**(6), 1017-1022, 1993.
- Chaffaut, I., Précipitations d'altitudes, eaux souterraines et changements climatiques de l'Altiplano nord-chilien, Ph.D. thesis, Univ. Paris-Sud, Paris, 1998.
- Chamley, F. E., Some observations on the glaciers of Mt. Kenya, *J. Glaciol.*, **3**(26), 483-492, 1959.
- Chavez, P. S., An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multispectral data, *Remote Sens. Environ.*, **28**, 9-22, 1988.
- 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.
- Fox, A. N., Snow line altitude and climate at present and during the late Pleistocene glacial maximum in the central Andes (5-28°S), Ph.D. thesis, Cornell Univ., Ithaca, N. Y., 1993.
- Franco, B., and L. Pizarro, El Niño y la sequía en los altos Andes centrales: Perú y Bolivia, *Bull. Inst. Fr. Etudes Andines*, **14**(1-2), 1-18, 1985.
- Franco, B., and P. Ribstein, Glaciers et évolution climatique dans les Andes boliviennes. Glaciers de Zongo et Glaciers de Chacaltaya, Cordillère Royale, 16°S, *Bull. Inst. Fr. Etudes Andines*, **24**(1), 23-36, 1995.
- Franco, B., P. Ribstein, R. Saravia, and E. Tiriau, Monthly balance and water discharge of an inter-tropical glacier: Zongo glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16°S, *J. Glaciol.*, **41**(137), 61-67, 1995.
- Franco, B., E. Ramirez, B. Caceres, and J. Mendoza, Glacier evolution in the tropical Andes during the last decades of the 20th century: Chacaltaya (Bolivia) and Antizana (Ecuador), *Ambio*, **29**(7), 416-422, 2000.
- Garreaud, R. D., Multi-scale analysis of the summertime precipitation over the Central Andes, *Mon. Weather Rev.*, **127**, 901-921, 1999.
- Graf, K., Zum Höhenverlauf der Subnivalstufe in den tropischen Anden, insbesondere in Bolivien und Ecuador, *Z. Geomorphol. N. F. Suppl.-Bd.*, **37**, 1-24, 1981.
- Graf, K., Ein Modell zur eiszeitlichen und heutigen Vergletscherung in der bolivianischen Westkordillere, *Bamberger Geogr. Schrift.*, **11**, 139-154, 1991.
- Haefner, H., Assessment and monitoring of the equilibrium-line-altitude (ELA) on glaciers for the determination of climatological changes, in *International Symposium on Remote Sensing in Water Research*, pp. 117-125, R. Van Acken, Lingen, 1990.
- Hardy, D. R., M. Vuille, C. Braun, F. Keimig, and R. S. Bradley, Annual and daily meteorological cycles at high altitude on a tropical mountain, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **79**(9), 1829-1913, 1998.
- Hastenrath, S., Toward the satellite monitoring of glacier changes on Mount Kenya, *Ann. Glaciol.*, **17**, 245-249, 1993.
- Hastenrath, S., and P. D. Kruss, The dramatic retreat of Mount Kenya's glaciers between 1963 and 1987: Greenhouse forcing, *Ann. Glaciol.*, **16**, 127-133, 1992a.
- Hastenrath, S., and P. D. Kruss, Greenhouse indicators in Kenya, *Nature*, **355**, 503-504, 1992b.
- Henderson, K. A., L. G. Thompson, and P.-N. Lin, Recording of El Niño in ice core $\delta^{18}\text{O}$ records from Nevado Huascarán, Peru, *J. Geophys. Res.*, **104**, 31,053-31,065, 1999.
- Jordan, E., *Die Gletscher der bolivianischen Anden*, 365 pp., Franz Steiner Verlag, Stuttgart, Germany, 1991.
- Jordan, E., Glaciers of Bolivia, in *Satellite Image Atlas of Glaciers of the World - South America*, edited by R. S. Williams Jr. and J. G. Ferrigno, *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **1386I**, 81-108, 1998.
- Kaser, G., A. Ames, and M. Zamora, Glacier fluctuations and climate in the Cordillera Blanca, Peru, *Ann. Glaciol.*, **14**, 136-140, 1990.
- Kaser, G., S. Hastenrath, and A. Ames, Mass balance profiles on tropical glaciers, *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, **32**, 75-81, 1996.
- Kiladis, G. N., and H. Diaz, Global climatic anomalies associated with extremes in the Southern Oscillation, *J. Clim.*, **2**, 1069-1090, 1989.
- Klein, A. G., Modern and late Pleistocene glacial studies in the central Andes of Peru and Bolivia: Application of satellite remote sensing and digital terrain analysis, Ph.D. thesis, Cornell Univ., Ithaca, N. Y., 1997.
- Klein, A. G., G. O. Seltzer, and B. L. Isacks, Modern and last local glacial maximum snow lines in the central Andes of Peru, Bolivia, and northern Chile, *Quat. Sci. Rev.*, **18**, 63-84, 1999.
- Kuhn, M., Vergletscherung, Nullgradgrenze und Niederschlag in den Anden, in *Jahrbuch des Sonnblickvereins, 1978-1979*, pp. 1-13, Springer-Verlag, New York, 1980.
- Kuhn, M., The response of the equilibrium line altitude to climate fluctuations in theory and observations, in *Glacier Fluctuations and Climatic Changes*, edited by J. Oerlemans, pp. 407-417, Kluwer Acad., Norwell, Mass., 1989.
- Lenters, J. D., and K. H. Cook, Summertime precipitation variability over South America: Role of the large scale circulation, *Mon. Weather Rev.*, **127**, 409-431, 1999.
- Li, G., Robust regression, in *Exploring Data Tables, Trends, and Shapes*, edited by D. C. Hoaglin, F. Mosteller, and J. W. Tukey, pp. 281-343, John Wiley, New York, 1985.
- Li, Z., W. Sun, and Q. Zeng, Measurements of glacier variation in the Tibetan plateau using Landsat data, *Remote Sens. Environ.*, **63**, 258-264, 1998.
- Markham, B. L., and J. L. Barker, Landsat MSS and TM post-calibration dynamic ranges, exoatmospheric reflectances and satellite temperatures, *EOSAT Tech. Notes*, **1**, 3-8, 1986.
- Mitchell, J. F. B., S. Manabe, V. Meleshko, and T. Tokioka, Equilibrium climate change and its implications for the future, in *Climate Change, The IPCC assessment*, edited by J. T. Houghton, G. J. Jenkins, and J. J. Ephraums, pp. 131-172, Cambridge Univ. Press, New York, 1990.
- Oerlemans, J., Quantifying global warming from the retreat of glaciers, *Science*, **264**, 243-245, 1994.
- Oerlemans, J., and J. P. F. Fortuin, Sensitivity of glaciers and small ice caps to greenhouse warming, *Science*, **258**, 115-117, 1992.
- Ribstein, P., E. Tiriau, B. Franco, and R. Saravia, Tropical climate and glacier hydrology: A case study in Bolivia, *J. Hydrol.*, **165**, 221-234, 1995.
- Rogers, J. C., Precipitation variability over the Caribbean and the tropical Americas associated with the Southern Oscillation, *J. Clim.*, **1**, 172-182, 1988.
- Ronchail, J., Variabilidad interanual de las precipitaciones en Bolivia, *Bull. Inst. Fr. Etudes Andines*, **24**(3), 369-378, 1995.
- Ronchail, J., Variabilité pluviométrique lors des phases extrêmes de l'oscillation australe du Pacifique en Bolivie (1950-1993), *Bull. Inst. Fr. Etudes Andines*, **27**(3), 687-698, 1998.
- Ropelewski, C. F., and M. S. Halpert, Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation, *Mon. Weather Rev.*, **115**, 172-182, 1987.
- Ropelewski, C. F., and M. S. Halpert, Quantifying Southern Oscillation-precipitation relationships, *J. Clim.*, **9**, 1043-1059, 1996.
- Thompson, L. G., E. Mosley-Thompson, and B. J. Arnao, Southern Oscillation events recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya ice cap, Peru, *Science*, **226**, 50-53, 1984.
- Thompson, L. G., et al., A 25,000-year tropical climate history from Bolivian ice-cores, *Science*, **282**, 1858-1864, 1998.
- Vuille, M., Atmospheric circulation over the Bolivian Altiplano dur-

- ing dry and wet periods and extreme phases of the Southern Oscillation, *Int. J. Climatol.*, *19*, 1579-1600, 1999.
- Vuille, M., and C. Ammann, Regional snowfall patterns in the high arid Andes, *Clim. Change*, *36*(3-4), 413-423, 1997.
- Vuille, M., D. R. Hardy, C. Braun, F. Keimig, and R. S. Bradley, Atmospheric circulation anomalies associated with 1996/1997 summer precipitation events on Sajama ice cap, Bolivia, *J. Geophys. Res.*, *103*, 11,191-11,204, 1998.
- Vuille, M., R. S. Bradley, and F. Keimig, Interannual climate variability in the central Andes and their relation to tropical Pacific and Atlantic forcing, *J. Geophys. Res.*, *105*, 12,447-12,460, 2000.
- Wagnon, P., P. Ribstein, B. Francou, and B. Pouyaud, Annual cycle of the energy balance of Zongo glacier, Cordillera Real, Bolivia, *J. Geophys. Res.*, *104*, 3907-3924, 1999.
- Wagnon, P., P. Ribstein, B. Francou, and J. E. Sicart, Anomalous heat and mass budget of Zongo glacier, Bolivia, during the 1997-98 El Niño year, *J. Glaciol.*, in press, 2001.
-
- Y. Arnaud and F. Muller, IRD, CP 9214, La Paz, Bolivia. (arnaud@ird.fr; mullerandrex@minitel.net)
- P. Ribstein, IRD, UMR 7619, UPMC, Case 123, 4 Place Jussieu, 75252 Paris, Cedex 05, France. (ribstein@biogeodis.jussieu.fr)
- M. Vuille, Department of Geosciences, University of Massachusetts, Amherst, MA 01003-5820. (mathias@geo.umass.edu)

(Received August 29, 2000; revised February 27, 2001; accepted March 21, 2001.)

Anomalous heat and mass budget of Glaciar Zongo, Bolivia, during the 1997/98 El Niño year

P. WAGNON,^{1*} P. RIBSTEIN,² B. FRANCOU,³ J. E. SICART²

¹*CEMAGREF, BP 76, 38402 Saint-Martin-d'Hères Cedex, France*

²*L'Institut de Recherche pour le Développement, UMR Sisyphe, 75252 Paris Cedex 05, France*

³*IRD, Ap. Post. 17.11.6596, Quito, Ecuador*

ABSTRACT. During El Niño–Southern Oscillation (ENSO) warm events, outer tropics glaciers usually experience a deficit of precipitation, an increase of air temperature and a strongly negative mass balance. At Glaciar Zongo, Bolivia, this was particularly striking during the vigorous 1997/98 El Niño event, one of the strongest of the century, and which resulted in an annual depth of runoff two-thirds higher than normal. We compare the energy balance on the glacier between two contrasting cycles, 1996/97 (La Niña year) and 1997/98 (El Niño year). Due to a 1.3°C increase of annual mean air temperature, the sensible-heat flux slightly increases from 6.1 to 9.8 W m⁻². During the El Niño year, sublimation is reduced, leaving more energy for melting (LE = -18.1 W m⁻² in 1996/97 and LE = -11.6 W m⁻² in 1997/98). The main factor responsible for the dramatic increase in melting is the net all-wave radiation, which is three times higher in 1997/98 than in 1996/97 (48.7 and 15.8 W m⁻², respectively). This sharp increase of net all-wave radiation is related to the decrease of albedo due to the precipitation deficit.

INTRODUCTION

The sensitivity of mountain glaciers to climatic changes is widely recognized (e.g. Kuhn, 1981; Oerlemans and Fortuin, 1992; Oerlemans, 1994; Diaz and Graham, 1996; Hodge and others, 1998; Oerlemans and others, 1998). Because of the peculiar climatic conditions prevailing in the tropics (permanent melting in the ablation zone of glaciers throughout the year due to steady air temperature and constant incident solar radiation), tropical glaciers are particularly sensitive climatic indicators (Hastenrath and Kruss, 1992; Hastenrath and Ames, 1995; Wagnon and others, 1999). Several tropical ice cores have been analyzed to define the major precipitation trends and to quantify the difference between the Last Glacial Stage and the Holocene (Thompson and others, 1995, 1998). With these cores, some attempts have also been made to characterize the impact of El Niño–Southern Oscillation (ENSO) warm events on the local climate (Thompson and others, 1984). Nevertheless, in order to understand the relation between ENSO warm events and tropical glacier melting, a physical approach of the glacier response to the variations of the meteorological variables is still needed (Vuille and others, 1998; Vuille, 1999). For this purpose, we compare computed energy fluxes on Glaciar Zongo, Bolivia (16°S, 68°W), during one of the strongest ENSO warm events of the century (1997/98), with the energy-balance cycle of the previous La Niña year. Energy fluxes are computed from measurements at an energy-balance automatic weather station (AWS) located at 5150 m a.s.l. near the equilibrium-

line altitude (ELA), and are verified using mass-balance measurements. The El Niño year 1997/98 was marked by an exceptionally increased ablation on Glaciar Zongo due to increases of each flux of the energy balance. This comparison between the two contrasted cycles 1996/97 and 1997/98 highlights which terms of the energy balance are responsible for the dramatic melting of tropical glaciers observed during ENSO warm events.

LOCATION AND MEASUREMENT PROGRAM

Glaciar Zongo is located in the Cordillera Real, Bolivia (16°15' S, 68°10' W), approximately 30 km north of La Paz, and forms part of the Huayna Potosi Massif. The glacier extends from 6000 to 4900 m a.s.l. and covers 77% of a south-east-facing hydrological catchment (3 km²), above the main hydrometric station located at 4830 m a.s.l. Precipitation is collected by a network of rain gauges distributed at various altitudes around the glacier (Fig. 1).

Since September 1991, the Glaciar Zongo mass balance has been measured using a stake and pit network extending from 5750 m a.s.l. to the terminus at 4890 m a.s.l. (Fig. 1). This network includes 12–16 stakes distributed on the lower part between 5200 and 4890 m a.s.l., and 2–6 snow pits dug between 5550 and 5750 m a.s.l. While all the stakes are surveyed every month, only the area lying between 5030 and 5170 m a.s.l. contains sufficient stakes (4–10) to present continuous monthly data for the whole 84 month period (except August and September 1992). This selected area is located on the regular and flat part of the glacier which comprises 47% of the area lying below the average equilibrium-line altitude (ELA) (average ELA = 5250 m a.s.l.).

The glaciological stakes, hydrometric station, rain

* Present address: Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement du CNRS, 54 rue Molière, BP96, 38402 Saint-Martin-d'Hères Cedex, France.

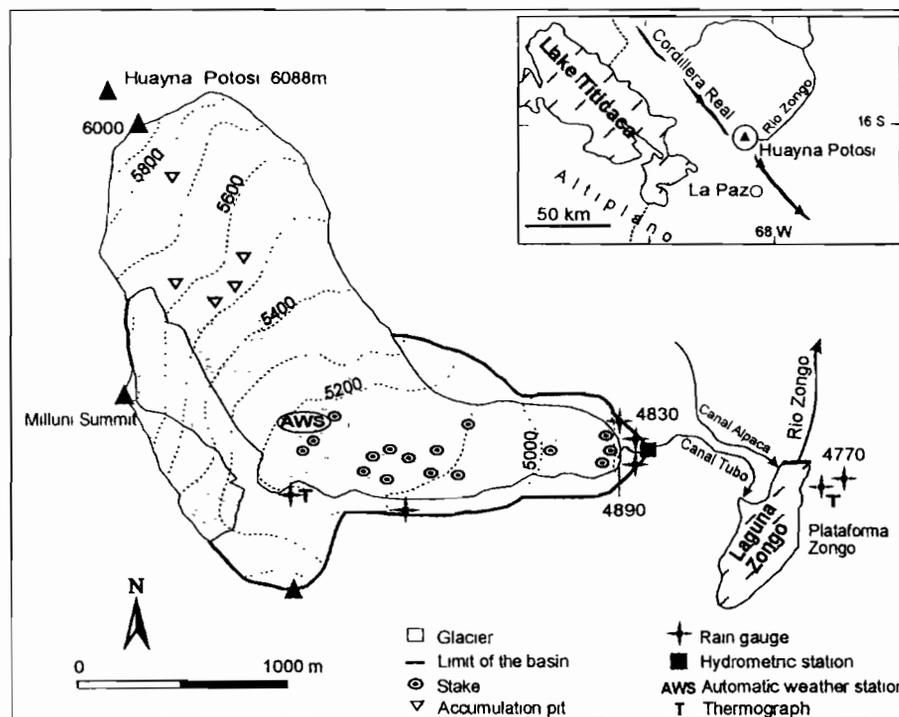


Fig. 1. Glaciar Zongo (2.1 km^2) showing location of monitoring equipment.

gauges and a temperature logger were installed in August 1991, and the Campbell AWS has been running since March 1996 on the glacier, at 5150 m a.s.l. Ventilated dry and wet bulb temperatures and wind speed are recorded at two levels above the surface (roughly 30 and 180 cm). Air temperatures, wind speeds and direction, incident shortwave radiation, reflected shortwave radiation, net all-wave radiation, and temperatures at various depths inside the snow/ice are recorded as half-hourly means over 15 s time-steps. Dry and wet bulb temperatures are obtained from psychrometers equipped with Cu–Cst thermocouples and continuously ventilated by a motor whose energy supply comes from a truck battery (12 V/100 Ah), recharged by a 43 W solar panel. To prevent measurement errors due to radiation, these psychrometers are shielded with two white interlocked cylinders 8 and 12 cm in diameter, topped by a white 30 cm diameter disk. Campbell Met One and Young anemometers provide wind speed and direction. A Q-6 Campbell net radiometer ($0.25 < \lambda < 60 \mu\text{m}$) gives the net all-wave radiation with an accuracy depending on the horizontality of the sensor (from ± 3 to $\pm 10\%$). Additionally, incident and reflected shortwave radiation are recorded by SP1100 and Li-Cor pyranometers ($0.35 < \lambda < 1.1 \mu\text{m}$; accuracy $\pm 3\%$). In March 1996, most of these sensors were new and adequately calibrated prior to the installation of the AWS on

the glacier. In addition to accuracy tests by the manufacturer, intercomparisons of the sensors of the station and with other available sensors (e.g. Q-7 Campbell net radiometer or handle psychrometer) were carried out before their use on the glacier and while they were running at the weather station. The accuracy of the sensors is estimated according to these intercomparisons and the manufacturer's specifications (Table 1). The heights (or depths) of the sensors may vary with ablation or accumulation of snow, but an ultrasound sensor (Campbell UDG01 Ultrasonic Depth Gauge; accuracy $\pm 1 \text{ cm}$) means that the relative surface elevation is known with precision each day.

ENSO, PROGLACIAL STREAM DISCHARGE AND MASS BALANCE (1991–98)

A commonly used index of the Southern Oscillation is the normalized sea-level pressure difference between Tahiti and Darwin (Chen, 1982; Philander, 1990). With this Southern Oscillation index (SOI), large negative values correspond to El Niño events, and large positive values to La Niña events (Glantz, 1996). A 5 month moving average of the index is shown in Figure 2, together with the local monthly precipitation, the monthly mass balance in the ablation area between 5030 and 5170 m a.s.l. and the monthly discharge of the pro-

Table 1. List of different sensors with their specificity, installed on the AWS at 5150 m a.s.l.

Quantity	Sensor type	Height cm	Accuracy
Air temperature ($^{\circ}\text{C}$)	Cu–Cst thermocouples	30 and 180	$\pm 0.3^{\circ}\text{C}$
Vapour pressure (hPa)	Wet bulb Cu–Cst thermocouples	30 and 180	$\pm 0.3 \text{ hPa}$
Wind speed (m s^{-1})	Met One Campbell–Campbell 05103–Young	30 and 180	$\pm 1.5\%$
Wind direction ($^{\circ}$)	Campbell 05103–Young	30 and 180	± 3
Incident shortwave radiation (W m^{-2})	Campbell SP1100 and Li-Cor	100	$\pm 3\%$
Reflected shortwave radiation (W m^{-2})	Campbell SP1100 and Li-Cor	100	$\pm 3\%$
Net all-wave radiation (W m^{-2})	Q-6 net radiometer	100	$\pm 3\%$ to $\pm 10\%$
Snow/ice temperature ($^{\circ}\text{C}$)	Cu–Cst thermocouples	-20, -30, -50, -70, -100, 150, 270	$\pm 0.3^{\circ}\text{C}$

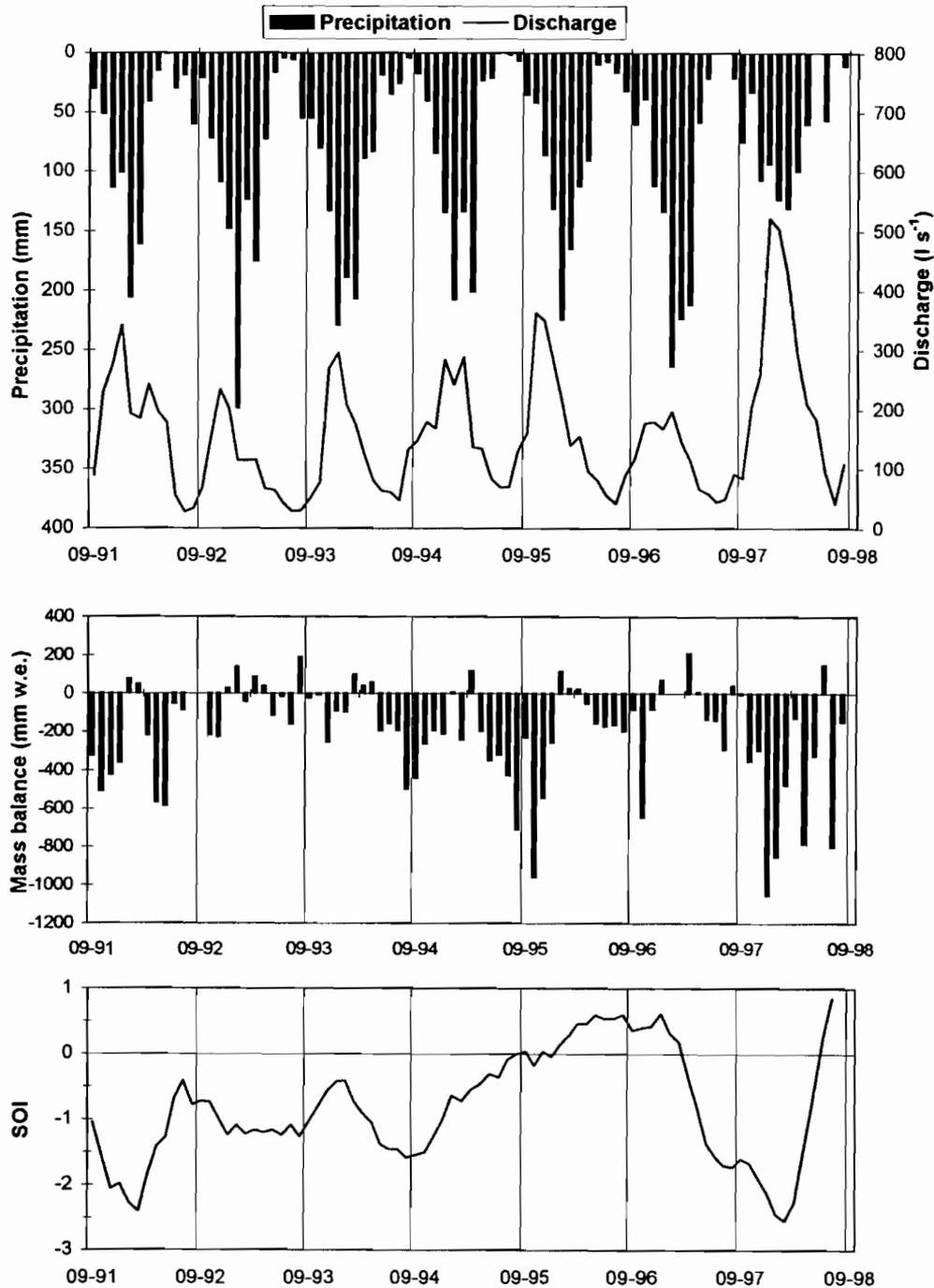


Fig. 2. Monthly means of precipitation recorded at 4770 m a.s.l., monthly means of the discharge of the proglacial stream recorded instantaneously by a water-level recorder (4830 m a.s.l.) and monthly means of the mass balance in the ablation area between 5030 and 5170 m a.s.l. obtained from four to ten stakes (depending on the year) for seven hydrological years (September 1991–August 1998). The hydrological year (1 September–31 August) is marked by a wet season (November–March) and a dry season (May–August). During this 7 year period, the SOI mostly exhibits negative values (Trenberth and Hoar, 1996) with two well-marked ENSO warm events in 1991/92 and 1997/98 and a La Niña event in 1996/97.

glacial stream of Glaciar Zongo. In the outer tropics zone, which is characterized by a lack of thermal seasonality but has a hydrological year that is punctuated by one dry and one wet season (Kaser and others, 1996), strong ENSO warm events (1991/92 and 1997/98) result in a precipitation deficit. At Glaciar Zongo, this deficit was about 25% (Table 2), as already observed on Quelccaya ice cap (southern Peru) (Thompson and others, 1984). ENSO warm events are also accompanied by a strongly negative hydrological balance (Ribstein and others, 1995), as shown by the very high discharge of the proglacial stream (Fig. 2; Table 2). Indeed, during the strong 1997/98 ENSO warm event, annual runoff in the proglacial stream is 63% higher than the mean runoff

of the 1973–98 period. A similar increased runoff had been observed during the previous, weaker, 1991/92 ENSO warm event but it was not as spectacular as in 1997/98.

During the 1991–98 period, dominated by ENSO warm conditions (Trenberth and Hoar, 1996), the net mass balances are contrasted. During the two strong ENSO warm events (1991/92 and 1997/98), the mass deficit at year scale is very high (–900 and –1960 mm w.e., respectively) (Table 2). In such a situation, the ELA is high in elevation, and ablation conditions prevail on 60% of the surface area (Fig. 3). A typical feature of tropical glaciers is their steep vertical budget gradient corresponding to a decrease of at least 1000 mm w.e. of the local mass balance over a 100 m vertical drop in altitude

Table 2. Annual values of precipitation, runoff and mass balance for seven hydrological cycles (1 September–31 August)

	<u>1991/92</u>	1992/93	1993/94	1994/95	1995/96	1996/97	<u>1997/98</u>
Precipitation (mm)	825	1100	1145	870	950	1140	785
Deviation from mean (%)	-21	5	9	-17	-9	9	-25
Runoff (mm)	1790	1080	1370	1680	1780	1280	2570
Deviation from mean (%)	13	-32	-13	6	13	-19	63
Mass balance (mm w.e.)	-900	520	-90	-700	-670	800	-1960

Notes: The annual depth of runoff is obtained by dividing the mean discharge recorded at the limnometric station at 4830 m a.s.l. by the area of the 3 km² basin (Ribstein and others, 1995). Precipitation is recorded at 4770 m a.s.l., about 500 m from the glacier tongue. Deviations are the deviations from the mean precipitation and mean runoff measured between 1973 and 1998 (mean precipitation = 1046 mm and mean specific runoff = 1580 mm). Underlined hydrological years are intense ENSO warm years.

(Francou and others, 1995; Wagnon and others, 1999) (Fig. 4). Thus, a small displacement of the ELA can lead to highly contrasted net mass balances, as during the 1996/97 and the 1997/98 cycles (1996/97: ELA = 5075 m a.s.l.; 1997/98: ELA = 5525 m a.s.l.). On a monthly basis, a comparison of net mass balance in the ablation area and the SOI shows that the high ablation rates fit well into the ENSO years, such as 1997/98, 1991/92 and 1994/96, and moderate ablation conditions prevail during the 1996/97 La Niña cycle (Fig. 2). But positive mass balances can also occur during periods of negative SOI, as in 1992/93. The relation between the two variables is therefore not always clear.

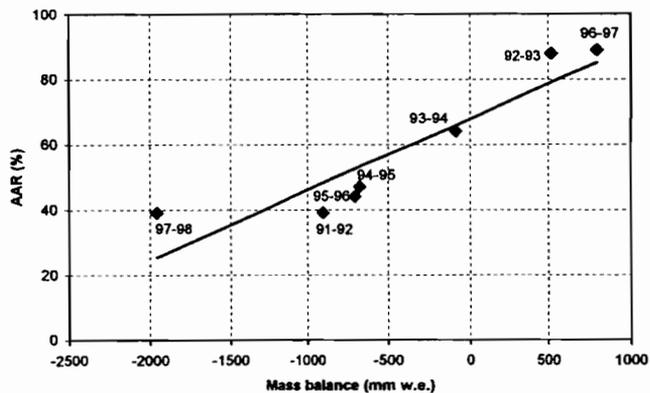


Fig. 3. Accumulation area ratio (AAR) vs net mass balance on Glaciar Zongo for the 1991–98 period. During the El Niño years negative net mass balance concerns 60% of the glacier area.

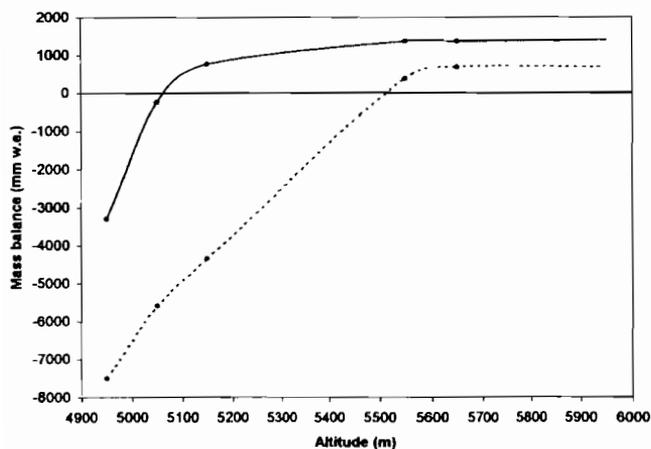


Fig. 4. Annual mass balance vs elevation on Glaciar Zongo during the 1996/97 hydrological year (solid line) and during the 1997/98 year (dashed line). In 1996/97 the vertical mass-balance gradient in the ablation area was 3060 mm w.e. per 100 m. In 1997/98 it was 1310 mm w.e. per 100 m.

ATMOSPHERIC CONDITIONS OF HYDROLOGICAL YEARS 1996/97 AND 1997/98

To understand the physical processes responsible for the increased melting observed during strong ENSO warm events resulting in very negative mass balance, we focus on the last two hydrological cycles: 1 September 1996 to 31 August 1997, and 1 September 1997 to 31 August 1998, which are characterized by weak positive and large negative SOI, respectively (Fig. 2). Figure 5 shows the monthly means of various meteorological variables recorded by the AWS located at 5150 m a.s.l.

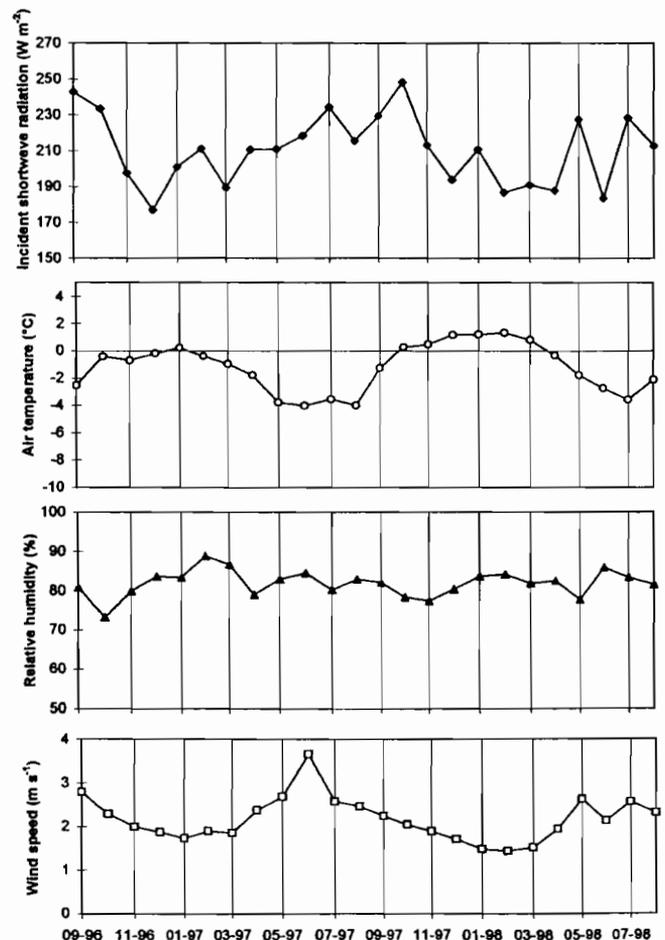


Fig. 5. Monthly means of ventilated incident shortwave radiation, air temperature, relative humidity and wind speed (September 1996–August 1998), recorded by the Campbell AWS, installed at the glacier surface at 5150 m a.s.l. The only variable showing visible differences from one year to the other is the air temperature, 1.3°C higher on average between 1996/97 (La Niña year, annual mean temperature of -1.8°C) and 1997/98 (El Niño year, annual mean temperature of -0.5°C).

on the glacier surface. Table 3 gives the annual means of these variables. Neither incident solar radiation, relative humidity, nor wind speed shows any significant difference from one year to the other. During the wet season (November–March), the cloudiness is higher and therefore the incident solar radiation is lower. Air temperature for the 1997/98 wet season (+1.0°C), characterized by a strongly negative SOI, is somewhat higher than the mean air temperature for the period November 1996–March 1997 (−0.4°C).

ENERGY-BALANCE STUDY

A precise surface energy-balance study is necessary to understand how moderate variations of air temperature and precipitation can lead to a sharp increase in the melting of tropical glaciers during ENSO warm events. The method to calculate the annual cycle of the energy balance of Glacier Zongo has already been described in detail (Wagnon and others, 1999). The local melting ΔQ_M at 5150 m a.s.l. is derived from the energy-balance equation for a melting surface:

$$R + H + LE + G + P = \Delta Q_M, \quad (1)$$

where R is net all-wave radiation, H is the turbulent sensible-heat flux, LE is the turbulent latent-heat flux, G is the conductive energy flux in the snow or ice, P is the heat supplied by precipitation and ΔQ_M is the latent-heat storage change due to melting or freezing. Energy fluxes directed towards the surface are defined as positive, and those from the surface as negative. Since this glacier is isothermal at 0°C (Francou and others, 1995), the mean daily conductive heat flux into snow or ice G remains zero all the time. Since precipitation is always snow in the vicinity of the equilibrium line and since snowfall intensities are usually weak, P remains insignificant and negligible compared to the other terms of Equation (1).

Net all-wave radiation

The net all-wave radiation is measured directly on the field site by the AWS.

Turbulent heat fluxes

The transport of heat and moisture in the surface boundary layer of the atmosphere is dominated by turbulent motions. The turbulent sensible- and latent-heat fluxes can be calculated with the Monin–Obukhov similarity theory. According to this theory, the mean vertical gradients of wind speed $\mathbf{v} = (u, v)$, potential temperature θ and specific humidity q are related to the corresponding fluxes as:

Table 3. Annual values of air temperature, relative humidity, wind speed, incident shortwave radiation and albedo at 5150 m a.s.l. at the glacier surface (1 September–31 August)

	1996/97	1997/98
Air temperature (°C)	−1.8	−0.5
Relative humidity (%)	82	82
Wind speed (m s ^{−1})	2.4	2
Incident shortwave radiation (W m ^{−2})	212	209
Albedo	0.75	0.58

$$\frac{kz}{u^*} \frac{\partial u}{\partial z} = \Phi_m \left(\frac{z}{L} \right), \quad (2)$$

$$\frac{kz}{\theta^*} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \Phi_h \left(\frac{z}{L} \right), \quad (3)$$

$$\frac{kz}{q^*} \frac{\partial q}{\partial z} = \Phi_v \left(\frac{z}{L} \right). \quad (4)$$

The characteristic scales of velocity, u^* (also called the friction velocity), of potential temperature, θ^* , and of specific humidity, q^* , are defined by:

$$u^* = (\tau/\rho)^{1/2}, \quad (5)$$

$$\theta^* = H/(\rho C_P u^*), \quad (6)$$

$$q^* = LE/(\rho L_s u^*), \quad (7)$$

where τ is the surface stress, $\rho = 0.69 \text{ kg m}^{-3}$ is the air density at 5150 m a.s.l. (540 hPa), C_P is the specific heat capacity for air at constant pressure ($C_P = C_{pd}(1 + 0.84q)$ with $C_{pd} = 1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$, the specific heat capacity for dry air at constant pressure), L_s is the latent heat of sublimation of snow or ice ($L_s = 2.834 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$), z is the height above the surface and k is the von Kármán constant ($k = 0.4$). The non-dimensional stability functions for momentum (Φ_m), for heat (Φ_h) and moisture (Φ_v) have to be determined empirically and are assumed to depend only on the stability parameter z/L , where L is the Monin–Obukhov length:

$$L = \frac{u^{*2}}{k \left(\frac{g}{T} \right) (\theta^* + 0.61q^*T)}. \quad (8)$$

g is the acceleration of gravity and T is a reference temperature assumed to be the air temperature near the surface. Once the Φ functions have been specified from the literature (Brutsaert, 1982; Morris, 1989), Equations (2–4) can be integrated to give equations which relate fluxes to differences in wind speed, temperature and specific humidity between two levels z_1 and z_2 (roughly 30 and 180 cm, depending on the snow height):

$$u^* = k(u_2 - u_1) [\ln(z_2/z_1) - \Psi_m(z_2/L) + \Psi_m(z_1/L)]^{-1}, \quad (9)$$

$$\theta^* = k(\theta_2 - \theta_1) [\ln(z_2/z_1) - \Psi_h(z_2/L) + \Psi_h(z_1/L)]^{-1}, \quad (10)$$

$$q^* = k(q_2 - q_1) [\ln(z_2/z_1) - \Psi_v(z_2/L) + \Psi_v(z_1/L)]^{-1}. \quad (11)$$

The Ψ functions Ψ_m for momentum, Ψ_h for heat and Ψ_v for water vapour are the vertically integrated forms of the Φ functions and they depend on the stability of the surface layer:

Unstable conditions ($z/L < 0$):

$$\Psi_m = 2 \ln \left(\frac{1+x}{2} \right) + \ln \left(\frac{1+x^2}{2} \right) - 2 \arctan(x) + \frac{\pi}{2},$$

$$\Psi_h = \Psi_v = 2 \ln \left(\frac{1+x^2}{2} \right), \quad (12)$$

Stable conditions ($0 < z/L < 1$):

$$\Psi_m = \Psi_h = \Psi_v = -5z/L, \quad (13)$$

Very stable conditions ($z/L > 1$):

$$\Psi_m = \Psi_h = \Psi_v = -5[\ln(z/L) + 1], \quad (14)$$

where $x = (1 - 16z/L)^{1/4}$ (Brutsaert, 1982).

The calculations are performed iteratively: the first estimates of u^* , θ^* and q^* are obtained from Equations (9–11) assuming first that $z/L = 0$ (logarithmic profiles), and the

results are used to calculate L from Equation (8). According to the sign of L , this value of L can be substituted back into Equations (9–11) to improve the estimates of u^* , θ^* and q^* . The scheme usually converges within four iterations, giving values of H and LE from Equations (6–7).

In the Monin–Obukhov theory, the fluxes of momentum, sensible and latent heats are supposed to be constant with height. Therefore, turbulent fluxes calculated between z_1 and z_2 are equal to surface turbulent fluxes. Nevertheless, on Glaciar Zongo we observe temperature profile anomalies leading to fluxes variable with height. During the day, a highly stable sub-layer forms near the surface, with a persistent warm layer around 20–30 cm, whereas at night profiles agree more with classical log-linear forms found in stable air (Wagnon and others, 1999). For this reason, at night, while the constant flux layer is well developed over the surface, turbulent fluxes are estimated using the Monin–Obukhov method described above. During the day, as soon as the warm layer appears, the fluxes are estimated using the Monin–Obukhov method between the surface and the first measurement level z_1 ($z_1 \approx 30$ cm, depending on the snow height), i.e. applying the bulk aerodynamic approach with stability correction. During the day, snow is melting at the field site, so the surface temperature is assumed to be 0°C and the vapour pressure is assumed equal to the saturation vapour pressure (6.1 hPa). Since during the day the Monin–Obukhov similarity theory must be applied between the surface and z_1 , surface roughness parameters for momentum z_{0m} , for temperature z_{0T} and for humidity z_{0q} must be evaluated (in Equations (9–11), z_2 is replaced by z_1 , and z_1 by z_{0m} in Equation (9), by z_{0T} in Equation (10), and by z_{0q} in Equation (11)). By definition, z_{0m} is the height where the horizontal component of the wind speed is zero, $u(z_{0m}) = 0$. The three roughness lengths are set equal to each other: $z_{0m} = z_{0T} = z_{0q} = z_0$. The value of z_0 is estimated iteratively in order to have the best agreement between calculated latent heat flux and daily sublimation as measured by lysimeters on the field site during selected days. This indirect method to obtain z_0 based on direct field measurements is not suitable to distinguish z_{0m} from z_{0T} and z_{0q} because as many triplets of values as we want might fit the

direct measurements. Therefore, keeping a unique value is more logical even if many authors suggest that z_{0T} and z_{0q} are 1 or 2 orders of magnitude lower than z_{0m} (e.g. Morris, 1989). The value of z_0 obtained by this method is therefore a kind of bulk parameter but has the dimension of a roughness length since it is a compilation of the three roughness parameters. From season to season, the “bulk roughness parameter” z_0 at the weather station is variable, going from a minimum value of 2 mm on smooth surfaces and recent snow during the wet season to a maximum value of 3 cm corresponding to rough surfaces of 40 cm high penitents typical of the middle of the dry season.

RESULTS: ENERGY BALANCE OF HYDROLOGICAL YEARS 1996/97 AND 1997/98

The results of the energy balance are compared (monthly means of R , H and LE) in Figure 6 and Table 4 between the two contrasted cycles 1996/97 and 1997/98. During the last ENSO year (1997/98), the energy available for melting ΔQ_M at 5150 m a.s.l. is much higher than for the preceding La Niña year (46.9 W m^{-2} instead of 3.8 W m^{-2} , which corresponds to an annual melted layer of 4400 mm w.e. in 1997/98 and 400 mm w.e. in 1996/97 at 5150 m a.s.l.).

The 1997/98 annual sublimation corresponds to a mass loss of 129 mm w.e. ($LE = -11.6 \text{ W m}^{-2}$) only, whereas in 1996/97 it is as high as 202 mm w.e. ($LE = -18.1 \text{ W m}^{-2}$).

Table 4. Annual values of net all-wave radiation R , turbulent sensible-heat flux H , turbulent latent-heat flux LE , and the sum of these three terms corresponding to the energy available for melting ΔQ_M (1 September–31 August)

	1996/97	1997/98	Difference 1997/98–1996/97
Net all-wave radiation (W m^{-2})	15.8	48.7	32.9
Sensible-heat flux (W m^{-2})	6.1	9.8	3.7
Latent-heat flux (W m^{-2})	-18.1	-11.6	6.5
Energy for melting (W m^{-2})	3.8	46.9	43.1

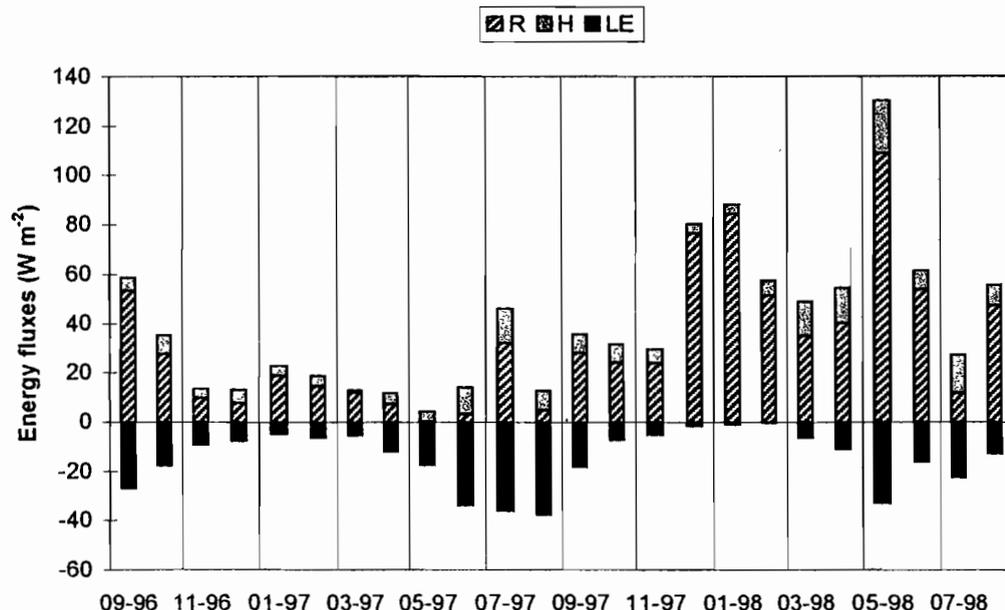


Fig. 6. Monthly means of the different terms of the energy balance at 5150 m a.s.l., September 1996–August 1998. R is the net all-wave radiation, H and LE are the sensible- and latent-heat fluxes, respectively. The algebraic sum of these fluxes gives the energy available for melting (or refreezing if negative) at the glacier surface, at 5150 m a.s.l.

The sensible-heat flux H is slightly higher in 1997/98 than in 1996/97 because of the air-temperature increase leading to stronger vertical gradients of air temperature above the melting surface at 0°C. Actually, the turbulent components of the energy balance increase the amount of energy available for melting, but to a much smaller extent than the net radiation R (Table 4). Thus, net radiation is clearly the main flux explaining the very high rates of melting at the glacier surface at 5150 m a.s.l. Moreover, R is mainly controlled by the surface shortwave albedo (Wagnon and others, 1999). Figure 7 shows the great difference in the monthly means of albedo at the AWS (5150 m a.s.l.) between the two hydrological cycles (respective annual means are 0.75 and 0.58 for 1996/97 and 1997/98; Table 3), in comparison with both modelled and measured ablation. The highest values of ablation are clearly related to the lowest values of albedo. As an example, the surface of the ablation area in May 1998 remained exceptionally dirty, with an albedo of 0.2 leading to the highest monthly ablation rate ever recorded at 5150 m a.s.l. The sharp decrease of albedo between these two cycles is the key mechanism explaining the strong melting of tropical glaciers during an ENSO warm event.

DISCUSSION AND CONCLUSION

In 1996/97, the ELA is 5075 m a.s.l. and the AWS is mostly subject to accumulation conditions with a surface of high-albedo snow. During the following ENSO year, the ELA is 450 m higher in altitude. Therefore, the AWS mostly remains in ablation conditions, with a dirty low-albedo surface of bare ice.

The precipitation deficit of the 1997/98 ENSO event thus has dire consequences for the mass balance of the glacier. First, this deficit reduces the snow accumulation on the whole glacier. Second, the wet-season snow cover of the glacier is thinner and disappears more rapidly, especially since air temperature is greater and sublimation smaller than usual. Reduced sublimation saves energy for melting, a much more efficient ablation process. Low-albedo bare ice is then directly exposed to the surface for a longer period of the year, and also

at higher altitude. Therefore the absorption of shortwave radiation is greatly increased, leading to high rates of melting. This albedo effect is more efficient as it occurs during the wet season, when strong ablation conditions prevail on the glacier surface, with maximum air temperature and minimum sublimation because of low vertical gradients of vapour pressure.

In conclusion, the high-albedo snow cover deposited during the wet season acts as a protective blanket against solar radiation for the glacier. If, for some reason such as a precipitation decrease coupled with a temperature increase of an ENSO warm event, this blanket melts more rapidly than usual, leaving larger areas of low-albedo surfaces, the glacier exhibits large negative mass and hydrological balances.

The precipitation deficit related to the 1997/98 ENSO warm event, worsened by the temperature increase and the sublimation decrease, strongly influences the albedo of outer tropics glaciers, leading to very negative mass balances. Although the general public as well as some meteorologists and glaciologists nurture the fantasy, "El Niño—warm conditions—glacier melting", we actually experience a different chain of causalities: El Niño—precipitation deficit—albedo decrease—glacier melting. Nevertheless, the effect of ENSO warm events on the tropical climate, discussed here, is superimposed on the effect of the global warming reported in the literature (Hense and others, 1988; Graham, 1995; Diaz and Graham, 1996; Trenberth and Hoar, 1996). Tropical glaciers have been retreating rapidly for some decades because of a combination of both effects, global warming and ENSO warm events.

ACKNOWLEDGEMENTS

The glaciological programme is supported by l'Institut de Recherche pour le Développement (ex-ORSTOM). The authors are grateful for the assistance received from Instituto de Hidráulica e Hidrologia, Universidad Mayor de San Andrés, La Paz, and from Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, Grenoble. We thank J.

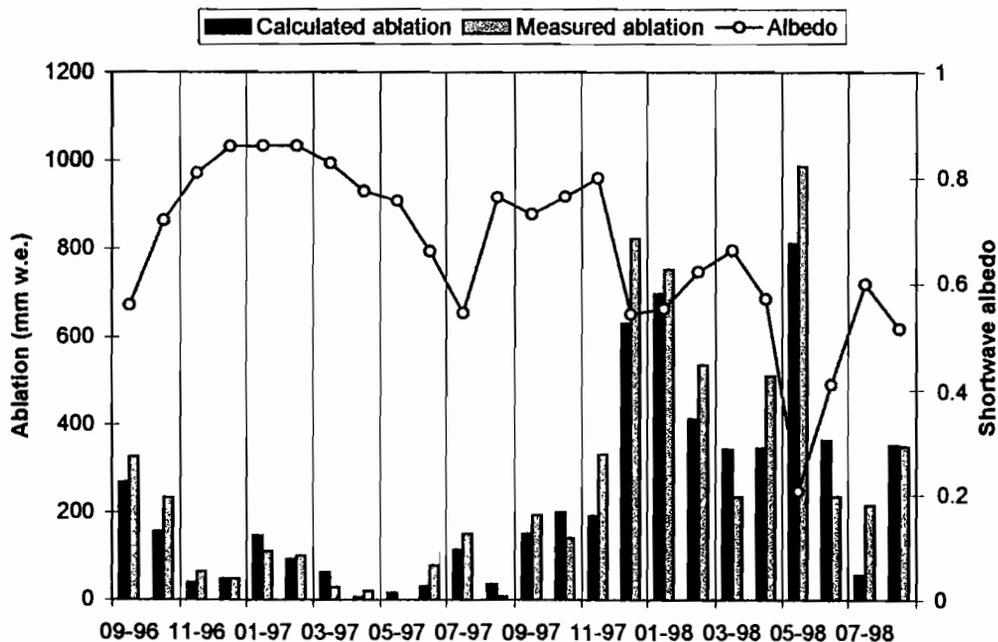


Fig. 7 Monthly measured and calculated ablation and monthly means of shortwave albedo, at 5150 m a.s.l., September 1996–August 1998. The measured ablation is deduced from stake and precipitation measurements. The calculated ablation is the sum of melting and sublimation derived from the energy-balance equation.

Kohler, S. Hastenrath and M. van den Broeke for reviewing the manuscript. The participation of F. Quispe (Compañía Boliviana de Energía Eléctrica) in the mass-balance measurements was much appreciated.

REFERENCES

- Brutsaert, W. H. 1982. *Evaporation into the atmosphere*. Dordrecht, D. Reidel. Kluwer Academic Publishers.
- Chen, W. Y. 1982. Assessment of Southern Oscillation sea-level pressure indices. *Mon. Weather Rev.*, **100**, 800–807.
- Diaz, H. F. and N. E. Graham. 1996. Recent changes in tropical freezing heights and the role of sea surface temperature. *Nature*, **383**(6596), 152–155.
- Francou, B., P. Ribstein, R. Saravia and E. Tiriau. 1995. Monthly balance and water discharge of an inter-tropical glacier: Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16° S. *J. Glaciol.*, **41**(137), 61–67.
- Glantz, M. H. 1996. *Currents of change: El Niño's impact on climate and society*. Cambridge, Cambridge University Press.
- Graham, N. E. 1995. Simulation of recent global temperature trends. *Science*, **267**(5198), 666–671.
- Hastenrath, S. and A. Ames. 1995. Diagnosing the imbalance of Yanamarey Glacier in the Cordillera Blanca of Peru. *J. Geophys. Res.*, **100**(D3), 5105–5112.
- Hastenrath, S. and P. D. Kruss. 1992. The dramatic retreat of Mount Kenya's glaciers between 1963 and 1987: greenhouse forcing. *Ann. Glaciol.*, **16**, 127–133.
- Hense, A., P. Krahe and H. Flohn. 1988. Recent fluctuations of tropospheric temperature and water vapor content in the tropics. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **38**(4), 215–227.
- Hodge, S. M., D. C. Trabandt, R. M. Krimmel, T. A. Heinrichs, R. S. March and E. G. Josberger. 1998. Climate variations and changes in mass of three glaciers in western North America. *J. Climate*, **11**(9), 2161–2179.
- Kaser, G., S. Hastenrath and A. Ames. 1996. Mass balance profiles on tropical glaciers. *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, **32**, Part 2, 75–81.
- Kuhn, M. 1981. Climate and glaciers. *International Association of Hydrological Sciences Publication* 131 (Symposium at Canberra 1979 — *Sea Level, Ice and Climatic Change*), 3–20.
- Morris, E. M. 1989. Turbulent transfer over snow and ice. *J. Hydrol.*, **105**(3–4), 205–223.
- Oerlemans, J. 1994. Quantifying global warming from the retreat of glaciers. *Science*, **264**(5156), 243–245.
- Oerlemans, J. and J. P. F. Fortuin. 1992. Sensitivity of glaciers and small ice caps to greenhouse warming. *Science*, **258**(5079), 115–117.
- Oerlemans, J. and 10 others. 1998. Modelling the response of glaciers to climate warming. *Climate Dyn.*, **14**(4), 267–274.
- Philander, S. G. 1990. *El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation*. San Diego, CA, Academic Press.
- Ribstein, P., E. Tiriau, B. Francou and R. Saravia. 1995. Tropical climate and glacier hydrology: a case study in Bolivia. *J. Hydrol.*, **165**(1–4), 221–234.
- Thompson, L. G., E. Mosley-Thompson and B. M. Arno. 1984. Major El Niño/Southern Oscillation events recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya Ice Cap. *Science*, **226**(4670), 50–52.
- Thompson, L. G. and 7 others. 1995. Late glacial stage and Holocene tropical ice core records from Huascarán, Peru. *Science*, **269**(5220), 46–50.
- Thompson, L. G. and 11 others. 1998. A 25,000-year tropical climate history from Bolivian ice cores. *Science*, **282**(5395), 1858–1864.
- Trenberth, K. E. and T. J. Hoar. 1996. The 1990–1995 El Niño–Southern Oscillation event: longest on record. *Geophys. Res. Lett.*, **23**(1), 57–60.
- Vuille, M. 1999. Atmospheric circulation over the Bolivian Altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the Southern Oscillation. *Int. J. Climatol.*, **19**, 1579–1600.
- Vuille, M., D. R. Hardy, C. Braun, F. Keimig and R. S. Bradley. 1998. Atmospheric circulation anomalies associated with 1996/1997 summer precipitation events on Sajama Ice Cap, Bolivia. *J. Geophys. Res.*, **103**, 11,191–11,204.
- Wagnon, P., P. Ribstein, B. Francou and B. Pouyaud. 1999. Annual cycle of the energy balance of Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia. *J. Geophys. Res.*, **104**(D4), 3907–3923.

MS received 18 October 1999 and accepted in revised form 16 October 2000

Small glaciers disappearing in the tropical Andes: a case-study in Bolivia: Glaciar Chacaltaya (16° S)

EDSON RAMÍREZ,¹ BERNARD FRANCOU,¹ PIERRE RIBSTEIN,¹ MARC DESCLOITRES,¹ ROGER GUÉRIN,²
JAVIER MENDOZA,³ ROBERT GALLAIRE,¹ BERNARD POUYAUD,¹ EKKEHARD JORDAN⁴

¹*Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, Domaine Universitaire, 54 rue Molière, B.P. 96, 38402 Saint-Martin-d'Hères Cedex, France*

²*Université Pierre et Marie Curie, UMR Sisyphé, 4 place de Jussieu, 75252 Paris, France*

³*Instituto de Hidráulica e Hidrología, IRD, C.P. 9214, La Paz, Bolivia*

⁴*University of Düsseldorf, Universitätstrasse 1, D-40225 Düsseldorf, Germany*

ABSTRACT. Glaciar Chacaltaya is an easily accessible glacier located close to La Paz, Bolivia. Since 1991, information has been collected about the evolution of this glacier since the Little Ice Age, with a focus on the last six decades. The data considered in this study are monthly mass-balance measurements, yearly mappings of the surface topography and a map of the glacier bed given by ground-penetrating radar survey. A drastic shrinkage of ice has been observed since the early 1980s, with a mean deficit about 1 m a^{-1} w.e. From 1992 to 1998, the glacier lost 40% of its average thickness and two-thirds of its total volume, and the surface area was reduced by >40%. With a mean estimated equilibrium-line altitude lying above its upper reach, the glacier has been continuously exposed to a dominant ablation on the whole surface area. If the recent climatic conditions continue, a complete extinction of this glacier in the next 15 years can be expected. Glaciar Chacaltaya is representative of the glaciers of the Bolivian eastern cordilleras, 80% of which are small glaciers (<0.5 km²). A probable extinction of these glaciers in the near future could seriously affect the hydrological regime and the water resources of the high-elevation basins.

INTRODUCTION

In the tropical Andes, the retreat of glaciers since the Little Ice Age (LIA) has been documented at a few sites, most of them located in the Cordillera Blanca, Peru (Ames and Francou, 1995; Hastenrath and Ames, 1995b; Kaser and Georges, 1997). Some studies in the Central Andes have pointed out the strong acceleration in glacier recession since the early 1980s (Brecher and Thompson, 1993; Ames and Francou, 1995; Francou and others, 1995), an evolution also recorded in Central Africa (Hastenrath and Kruss, 1992) and in other low- or mid-latitude mountain ranges (Cao, 1998; Haeberli, 1998). The rapid glacier recession in the Andes is probably related to important changes occurring in mid-tropospheric conditions, such as the widely recognized rapid increase in temperature during recent decades (Diaz and Graham, 1996). As a result of this rapid evolution, many small glaciers located at low elevation could disappear in the next few decades. These small glaciers are the most common in the tropical Andes and, despite their size, make an important contribution to the water resources of many high-elevation basins (Ribstein and others, 1995). Understanding these glacier fluctuations is of great interest for diagnosing future water availability in the Andean watersheds. Continuous monitoring on these glaciers is required, along with the collection of mass-balance data and evaluation of ongoing area and ice-volume changes over decades. Such data are now available in the Andes (Haeberli and others, 1999; Francou and others, 2000). Energy-balance investigations have been undertaken on some Andean glaciers (e.g. Glaciar Zongo, Bolivia, and Glaciar Antizana

15, Ecuador), in order to quantify the factors responsible for increasing melting rates during the present decade (Wagnon and others, 1999, 2001).

The case-study of Glaciar Chacaltaya, Bolivia (16° S), representative of small glaciers, is a rare example of long-term documentation of the evolution of a glacier in the Central Andes. The available data include mass-balance measurements, mappings of the surface topography and a map of the glacier bed given by ground-penetrating radar (GPR) survey. The objective of the present study is to compile and evaluate this information in order to reconstruct the area and volume changes of Glaciar Chacaltaya since the LIA maximum. We present in this paper a probable scenario for the future, based on extrapolation of the mass balance measured over the present decade. This study is motivated by the need for quantitative information to analyze the climate forcing and to anticipate the glacier evolution and the related water resources in the near future. Glaciers in the high mountains of the tropics are very sensitive to changing meteorological conditions, so glacier signals are key elements for early detection of climatic change.

SITE DESCRIPTION

Glaciar Chacaltaya is a south-facing cirque glacier, located in the Cordillera Real (16°21' S, 68°07' W), approximately 20 km northeast of La Paz (Fig. 1). In 1998, its area was approximately 0.06 km², extending from 5360 to 5140 m a.s.l., with a maximum width of 230 m. This glacier is included in

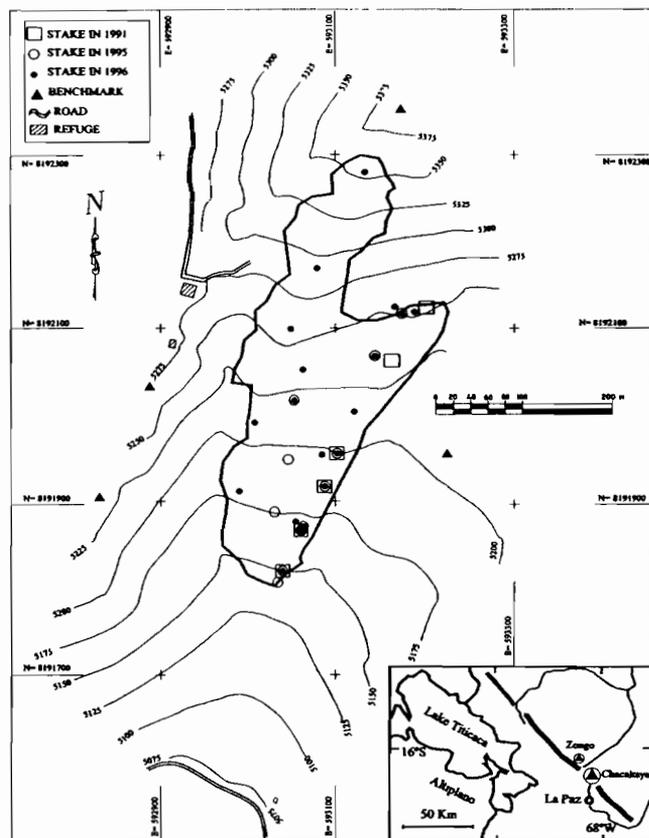


Fig. 1. Map of Glaciar Chacaltaya (ice extension of 1998), showing the location of the mass-balance stakes in 1991, 1995 and 1996. *N* and *E* indicate north and east UTM coordinates, respectively, in *m*.

the Choqueyapu basin which supplies part of the water resources of La Paz. It is directly accessible by road all year round, being used as a ski area during part of the wet season. Its accessibility from La Paz makes it very suitable for long-term monitoring.

Although high-resolution measurements (glaciological stakes and rain gauges, both surveyed every month) have been performed since 1991, other equipment was installed on the glacier in 1999, including an automatic energy-budget station and a hydrometric station at 4870 m a.s.l. on the proglacial stream, for a basin surface of 0.53 km². At the astronomical observatory (5260 m a.s.l.), located 500 m north of the glacier, daily air temperature and precipitation have been recorded since 1953 (Francou and others, 1998). For 45 years (1953–98), mean annual temperature has been -1.1°C , the average monthly values ranging between -0.3°C (November) and -2.5°C (July). In these conditions, the glacier is temperate and all precipitation is solid. Annual precipitation totals 518 mm, around 65% of it falling from December to March during the austral summer. This accumulation season coincides with the period of higher ablation and melt rates at the glacier surface. The hydrological year is defined from 1 September to 31 August.

DATA AND METHODS

Observations to monitor the evolution of the glacier and to reconstruct past areas and volumes involve (in descending order of accuracy) direct mass-balance records since 1991, topographic measurements since 1992, stereo-photogrammetric restitutions from air photographs taken in 1940, 1963

and 1983, a reconstruction of the LIA maximum using the well-preserved external moraines and a GPR survey in 1998.

Mass-balance records

Since September 1991, Glaciar Chacaltaya's mass balance has been surveyed every month with stakes (Fig. 1). The stake measurements are performed on the first day of each month. The network includes a minimum of six PVC stakes inserted into 10 m drilled holes. Before 1995, the stakes were installed at 5230–5125 m a.s.l. on the left part of the glacier, 20–100 m from the central axis. The network was extended in 1995, with three stakes located on the central axis, and in 1996, with five stakes along the right axis, in order to survey the whole glacier surface. Considering that the number of stakes was increased after 1996, the mass-balance values calculated from the six previous stakes and those including the new stakes after 1996 correlate well ($R^2 = 0.90$). When snow covers the glacier surface, soundings and pits allow estimation of the accumulation in metres of water equivalent. The net mass balance is estimated between the beginning and the end of the hydrological year using a density of 0.9 g cm^{-3} for the ice.

Topography and stereo-photogrammetric restitution

Every year since 1992, the glacier has been topographically surveyed. The survey is performed between September and November, depending on the presence of snow on the glacier limits. From 1992 to 1995, only the glacier contour and the stake positions were measured. We tried to obtain the ice velocity by repeated surveys of the stake positions, but the displacements of the stakes are insignificant ($<1 \text{ m a}^{-1}$), indicating that the horizontal component of the surface flow is nearly zero within the $\pm 1 \text{ m}$ accuracy of the measurement. Such small and low-stress glaciers have been called "glaciers réservoirs" (Lliboutry, 1965). The precise surface topography of the glacier was mapped by terrestrial triangulation in 1996 and 1998. The technique consisted of double-theodolite triangulation of a target rod, using four precision-surveyed control points (benchmarks) definitively installed in 1996 on the bedrock outside the glacier. These reference points are tied into the global positioning system used for the Bolivian maps (Provisional South American 1956). The accuracy of all these surveys is to within 1 m.

A mark, painted on a rock at the contact of the glacier snout, gives an accurate position of the terminus in October 1982. Oblique air photographs were taken in 1940 by the Servicio Nacional de Aerofotogrametría and in 1982 by W. Reinhardt (from Jordan, 1991) (Fig. 2). We used the high-resolution 1940 oblique photograph to reconstruct the glacier limits for this date. The accuracy of this method is estimated to be around 10 m. Two vertical air photographs, taken in 1963 and 1983 by the Instituto Geográfico Militar of Bolivia, were processed by stereo-photogrammetric analysis at the University of Düsseldorf. The accuracy of this analysis is to within 10 m. A maximum ice extent was determined from the ground topographic survey of the well-preserved moraine located at 4730–5000 m a.s.l.. The morphology and the position allow this moraine to be related to the LIA maximum (Muller, 1985; Jordan, 1991). In the upper part, the glacier covered all the cirque area during this last maximum. With reference to the information existing in Peru (Broggi, 1945), this stage is hypothetically labelled "1860".

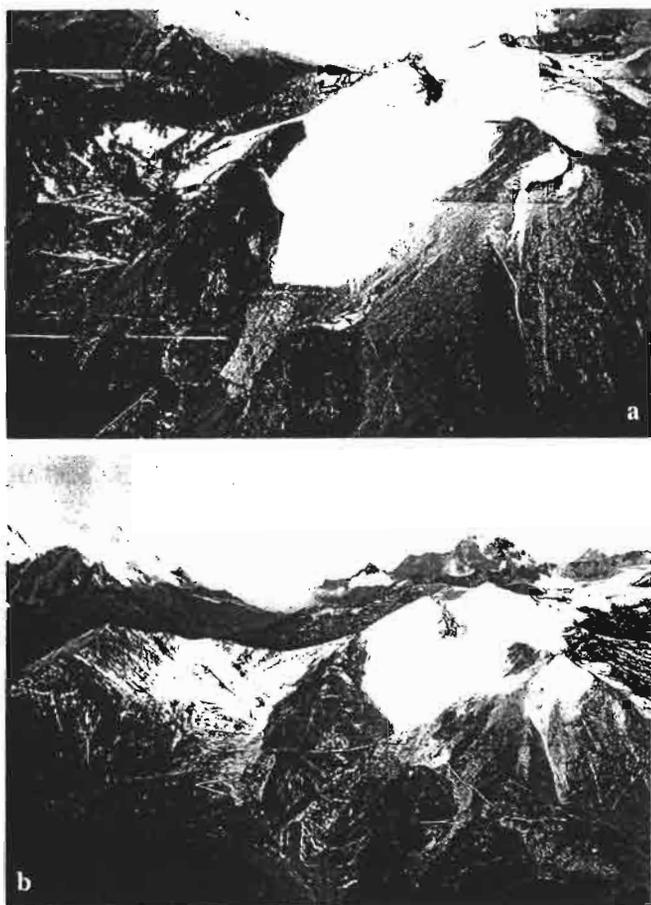


Fig. 2. Oblique aerial photographs of Glaciar Chacaltaya. (a) Photograph taken in 1940 by the Servicio Aerofotogramétrico Nacional (Bolivia), and (b) photograph taken in April 1982 by W. Reinhardt (Jordan, 1991).

Geophysical survey

In 1997, we used the seismic refraction method to evaluate the glacier thickness along a longitudinal line situated in the centre of the glacier (Francou and others, 1998). The velocity contrast between the surficial layer ($\sim 3000 \text{ m s}^{-1}$) and the bed ($\sim 5000 \text{ m s}^{-1}$) was significant and confirmed that the maximum ice thickness is $< 20 \text{ m}$. It was impossible to calculate small thickness values, however, because of the lack of resolution of this method. Furthermore, seismic refraction does not permit an extensive survey over the entire area without considerable field time. Consequently, we decided to perform another geophysical survey using a GPR in order to obtain high-resolution topography of the glacier bed (for a review of the GPR method carried out on permafrost and glaciers, see, e.g., Annan and Davis, 1976; Arcone and others, 1995). This method was also regularly used by Thompson (1992) on tropical ice caps in order to locate ice-core drillings.

We used a "Pulse Ekko 100" (Sensor and Software Company) GPR operating at a frequency of 50 MHz (Descloitres and others, 1999). This equipment includes a portable computer, a radar control unit and two identical transmitter and receiver antennas connected to the control unit by fiber-optic cables that maintain the signal-to-noise ratio to a high level. The GPR equipment is light ($< 20 \text{ kg}$), easy to carry at high elevation and can be handled by three persons. Two longitudinal and eight transverse profiles were performed in 4 days, covering the whole surface of the glacier (Fig. 3).

GPR traces were collected every 0.50 m along the profile in order to obtain the radargram sections presented on Figure 3 as a three-dimensional perspective. The vertical axis of those diagrams has been converted from time to metres considering a mean velocity of the electromagnetic wave in temperate ice of 0.16 m ns^{-1} . This velocity value, determined by migration analysis (Stolt, 1978), is consistent for ice (Reynolds, 1997). The maximum thickness deduced from the GPR is 16 m in the northwest part of the glacier. A kriging technique was applied to the radar data, using a grid with a 5 m spacing to interpolate the values of ice thickness between the profiles, assuming that the glacier bed topography variations between profiles remain smooth as observed along the GPR profile (Fig. 4). A topographic map of the glacier bed was then obtained by subtracting the ice thickness from the surface elevation determined by the topographic survey.

Reconstruction of the 1992–95 glacier topography from the stake network

The determination of ice-volume changes requires precise mapping of the surface topography of the glacier for each selected date. From 1992 to 1995, the topographic survey includes glacier contour and stake positions but does not include the relief of the glacier surface. Using a more accurate topographic survey carried out in 1996 as reference and considering that the stake positions have not moved significantly during the 1992–96 period, we used the stakes as fixed points to reconstruct the glacier surface from the net mass balance. The method of reconstruction is presented in Figure 5, valuable in this case because of insignificant horizontal velocities ($< 1 \text{ m}$ in the considered period). The glacier was subdivided into eight sections of 25 m elevation range, and the stakes located in each section were considered representative of the whole section. The surface topography estimated for each selected date (between 1992 and 1995) was parallel to the 1996 surface topography (reference), with a variation in elevation determined by the net mass balance measured on the stakes (ΔH measured in Fig. 5). For sections without stake measurements during the selected year, we assumed a similarity in the mass balance of the nearest sections.

Data reduction into a digital terrain model

All the data collected by the direct topographic surveys and by the stereo-photogrammetric restitution were processed into a digital terrain model (DTM). The reference map of the glacier and of the surrounding area was generated from the 1996 topographic survey. The map of non-glacierized areas was produced by stereo-photogrammetric restitution. The DTM was based on the topography of the cirque above 4730 m a.s.l., including the glacier bed mapped by the GPR survey. The maps of the glacier from 1992 to 1998 were introduced into the DTM as a multi-layer system, and the areas and volumes were calculated from the DTM (Ramírez, unpublished).

For "1860" and 1940, the volume could not be directly estimated. Based on the data from 1963 to 1998, a logarithmic relation between area and volume was found, as commonly observed on the glaciers in the world (Meier and Bahr, 1996; Bahr and others, 1997). The high coefficient of correlation ($R^2 = 0.99$) allows estimation of the volume using the volume–area equation.

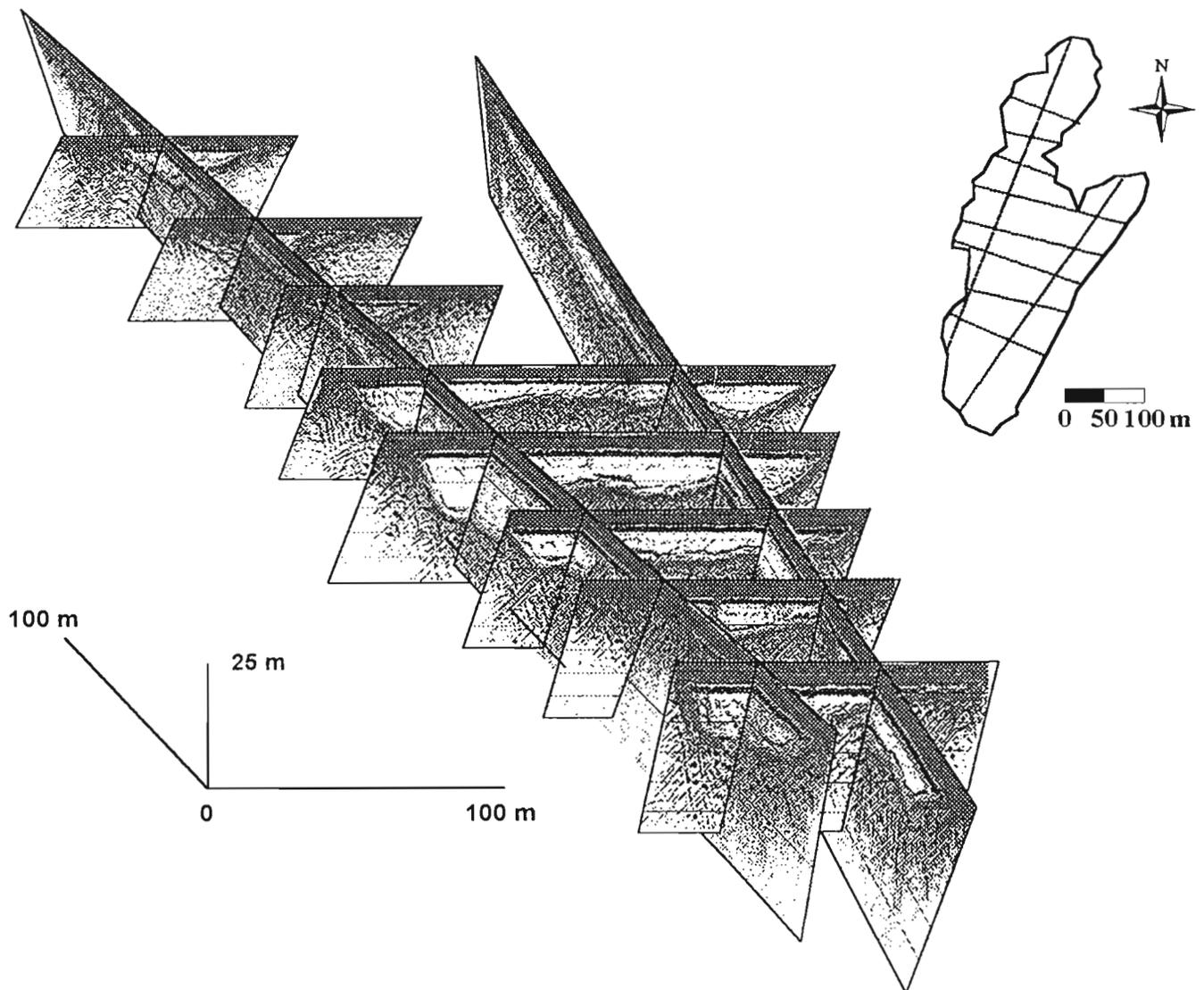


Fig. 3. Location map of the 50 MHz GPR profiles. The eight transverse and two longitudinal profiles are represented in perspective without taking account of surface topography.

RESULTS

Changes in ice extent, volume and net balance

In Figure 6, the different stages of the glacier since the LIA (identified as "1860") are mapped, whereas in Table 1 and Figure 7 the corresponding areas and volumes are quoted (the volume before 1963 has been estimated using the glacier volume–area relationship). In Table 2, the area/volume evolution was converted into average mass balances. The average loss of ice volume was $0.051 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$ during the 1940–63 period, and was twice that amount ($0.108 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$) from 1983 to 1998. During the 1990s, the glacier lost two-thirds of its total volume (reduced from $1.114 \times 10^6 \text{ m}^3$ in 1992 to $0.374 \times 10^6 \text{ m}^3$ in 1998) and the surface area was reduced by >40% (from $0.104 \times 10^6 \text{ m}^2$ in 1992 to $0.060 \times 10^6 \text{ m}^2$ in 1998). Despite a large information gap during the 1970s, it is obvious that the retreat of the glacier has been continuous since 1940, with an acceleration since at least the early 1980s.

The net balances from the stake network (Table 3) show the strong mass deficit of this glacier during the 1990s. Except for 1992/93, the yearly net balance for the glacier was always negative, with the ELA lying above the upper reaches. The total loss for 7 years (1991–98) was nearly 10 m w.e., a considerable loss when compared with the maximum ice thickness of 16 m calculated by the GPR survey in 1998.

Given the area and the volume changes accurately obtained since 1940, it was possible to reconstruct the mean mass-balance values (volume/area) over the last six decades (Table 2). This "geometric" mass balance (-0.61 m w.e. in 1996/97; -3.34 m in 1997/98) is close to the net balance measured on the stake network (-0.66 m w.e. in 1996/97; -3.58 m in 1997/98). Before 1996, the comparison is not possible because the stake measurements were used to reconstruct the glacier

Table 1. Glacier area and volume evolution from "1860" to 1998

Year (AD)	Area	Volume
	10^6 m^2	10^6 m^3
"1860"	0.527	29.95
1940	0.223	5.264
1963	0.195	4.086
1983	0.141	1.987
1992	0.104	1.114
1993	0.102	1.095
1994	0.095	0.985
1995	0.091	0.854
1996	0.082	0.689
1997	0.080	0.634
1998	0.060	0.374

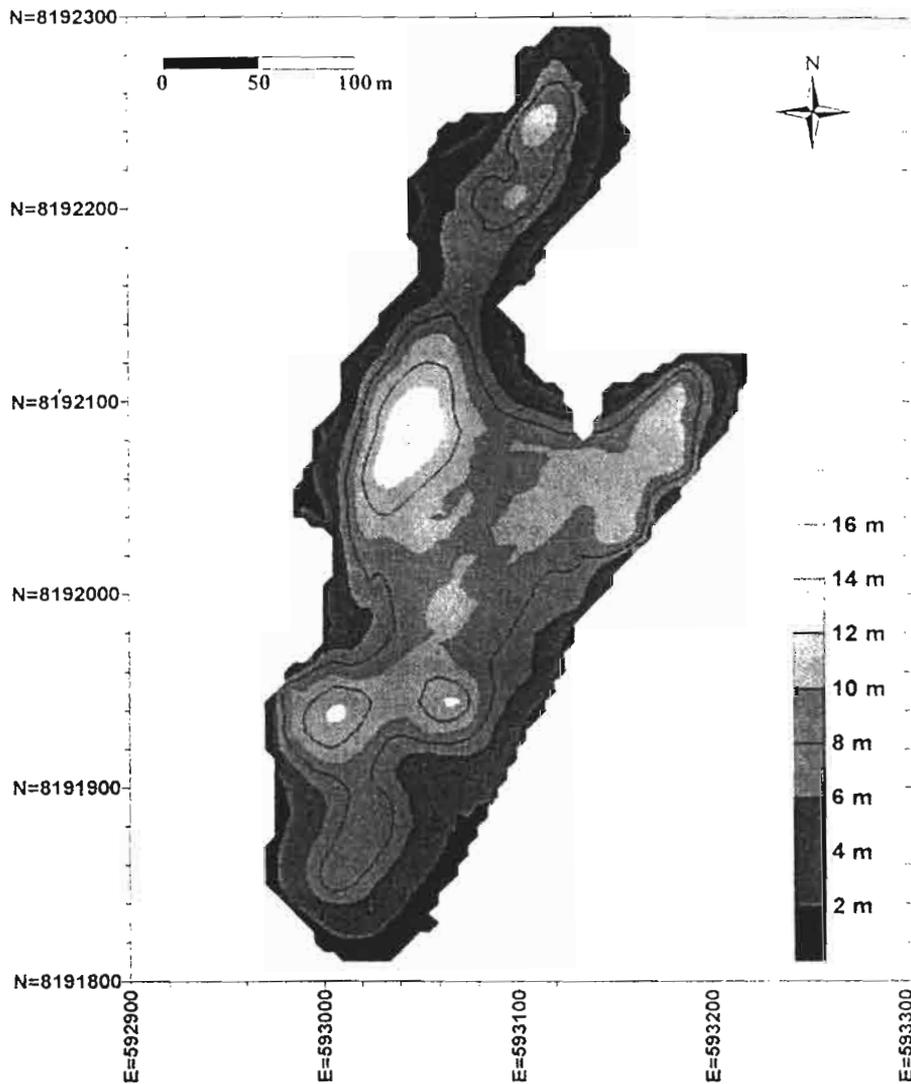


Fig. 4. Map of Glacier Chacaltaya thickness in 1998.

topography. The first two decades (1940–63) show a moderate mass-balance deficit, whereas the last two, since 1983, are marked by a strong increase in water loss ($\geq 1 \text{ m a}^{-1}$).

The mass-balance deficit was greatly amplified during 1997/98 due to one of the strongest El Niño–Southern Oscillation (ENSO) events of the century. The 1996/97 shrinkage corresponds to a mass loss of only 0.66 m, whereas in 1997/98 it was 3.58 m. The energy balance measured on Glaciar Zongo

(location indicated in Fig. 1), only 20 km north of Glaciar Chacaltaya, allows an understanding of the fluxes responsible for the increased ablation on tropical glaciers during ENSO events (Wagnon and others, 2001). The deficit of precipitation, worsened by the temperature increase, decreases the albedo, leading to very negative mass balance during ENSO warm events. As the ice thickness is $< 16 \text{ m}$, a single year with a very strong negative balance, such as 1997/98, can significantly affect the total mass of the glacier.

Table 2. Area/volume evolution and mass-balance reconstruction since 1940

Years	$\Delta S^{(1)}$ 10^6 m^2	$\Delta V^{(2)}$ 10^6 m^3	$\Delta V/\text{year}$ $10^6 \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$	Mean area 10^6 m^2	$H_i/\text{year}^{(3)}$ m ice a^{-1}	$H_w/\text{year}^{(4)}$ m w.e. a^{-1}
1940–98	-0.163	-4.890	-0.084	0.142	-0.596	-0.536
1940–63	-0.028	-1.178	-0.051	0.209	-0.245	-0.221
1963–83	-0.054	-2.099	-0.105	0.168	-0.625	-0.562
1983–98	-0.081	-1.613	-0.108	0.101	-1.070	-0.963
1992–97	-0.024	-0.480	-0.096	0.092	-1.043	-0.939
1997–98	-0.020	-0.260	-0.260	0.070	-3.714	-3.343

⁽¹⁾ S : area; ΔS : absolute difference of area between two dates.

⁽²⁾ V : volume; ΔV : absolute difference of volume between two dates.

⁽³⁾ H_i : "geometric" mass balance ($\Delta V/\text{mean area}$).

⁽⁴⁾ H_w : "geometric" mass balance (density of ice is assumed to be 0.9 g cm^{-3}).

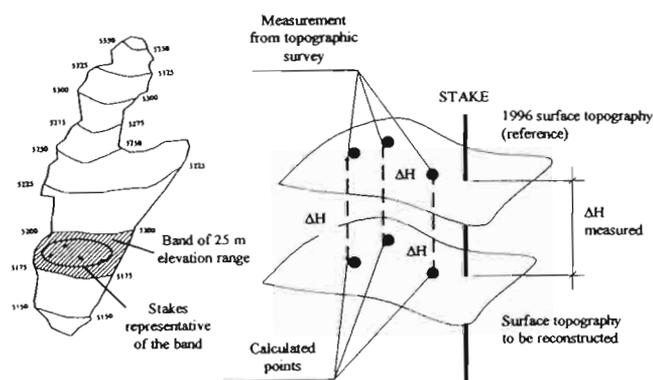


Fig. 5. Reconstruction of the 1992–95 surface topography based on the stake measurements. The high-resolution topography of 1996 is considered as the reference of the glacier surface. ΔH measured is the mean mass balance surveyed on the stakes representative of each 25 m elevation-range section.

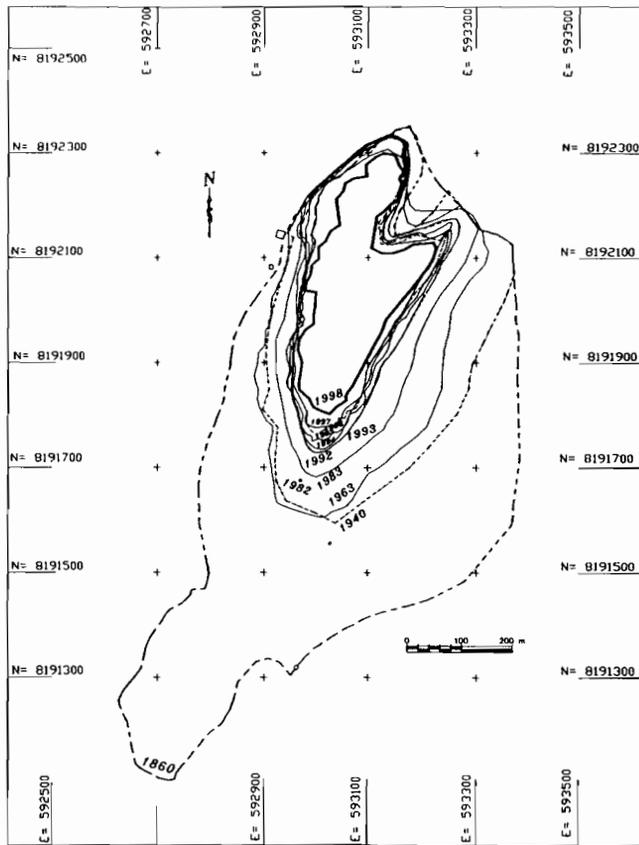


Fig. 6. Map of the ice extent of Glaciar Chacaltaya during the LIA maximum ("1860", inferred from external moraines), and for 1940, 1963, 1983 and 1992-98. The mark painted on the bedrock indicating the position of the glacier terminus in April 1982 is noted by a small open circle.

Hydrologic impact of glacier shrinkage

For annual mean conditions, the liquid-water budget of a glacierized basin can be written, in approximate form (modified from Hastenrath and Ames, 1995a), as:

$$A_g P + K_r A_{ng} P - A_g B - A_g E = R, \quad (1)$$

where A_g is the area of the glacier (m^2), A_{ng} is the catchment area without glacier (m^2), P and B are liquid-water-equivalent precipitation and net balance ($m a^{-1}$), respectively, K_r is the runoff coefficient (0-1) of the surface without glacier, E is the sublimation ($m a^{-1}$) and R is the water runoff in the proglacial stream ($m^3 a^{-1}$).

The mean precipitation is $0.52 m a^{-1}$. The mean sublima-

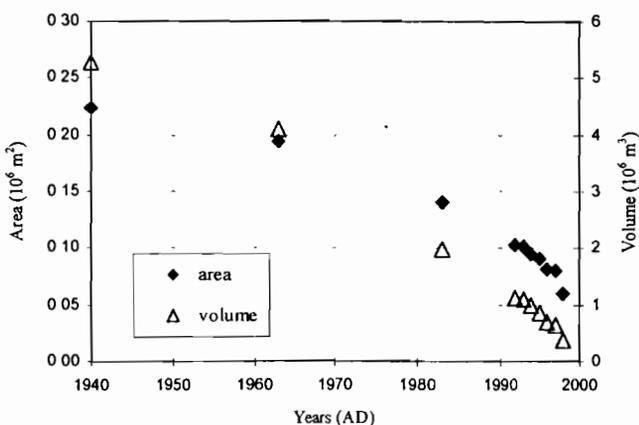


Fig. 7. Glacier-area (lefthand scale) and ice-volume (righthand scale) evolution since 1940.

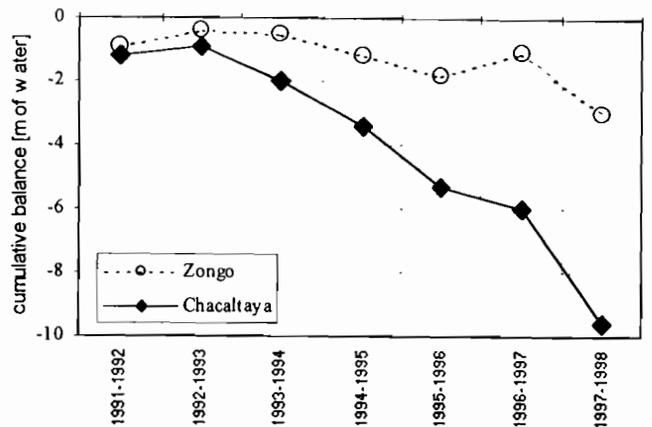


Fig. 8. Cumulative net balance (m.w.e.) of Glaciar Chacaltaya and Glaciar Zongo, 20 km north of Glaciar Chacaltaya in the Cordillera Real. On Glaciar Chacaltaya, the net balance was estimated from the stake network. On Glaciar Zongo, measurement points included pits in the upper zone (6000-5200 m a.s.l.) and a stake network in the lower zone (5200-4900 m a.s.l.).

tion E estimated at 5150 m a.s.l. on Glaciar Zongo is around $0.165 m a^{-1}$ for 1996-98 (Wagnon and others, 2001). From the preliminary measurements at the hydrometric station of Glaciar Chacaltaya in 1999, we estimate $K_r = 0.66$ in the area without glacier. The glacier surfaces are given in Table 1, and the net balance in Table 3. We treat the glacier in 1940 as the reference basin ($A_g = 0.223 \times 10^3 m^2$) and we compare the hydrologic budget in 1940 and 1998, assuming no change in precipitation, sublimation, K_r and a mean net balance reconstructed according to Table 2 for the considered decade. We find, in units of $10^3 m^3$, $A_g P = 116$, $K_r A_{ng} P = 0$, $A_g B = -49$ (1940-63 net balance = $-0.221 m a^{-1}$), $A_g E = 37$, and hence $R = 128$ for the 1940 budget. By comparison, for the same basin in 1998, the results are $A_g P = 31$, $K_r A_{ng} P = 56$, $A_g B = -83$ (1992-98 net balance = $-1.39 m a^{-1}$), $A_g E = 10$, and hence $R = 160$ for the 1998 budget. Given error tolerances of about 10% in all terms, we conclude that there is a small but significant increase of runoff in the proglacial stream supplied by the progressive thinning of the glacier. In the past decade, about half of the water discharge is not renewed by precipitation but supplied by the shrinkage of the glacier. Nevertheless, in the case of a complete disappearance of the glacier, the runoff will decrease in the future to $R = K_r A_{ng} P = 116 \times 10^3 m^3$ for this basin.

In other respects, the retreat of glaciers should change not only the runoff volume but also the hydrologic regime due to the regulating nature of glaciers compared with basins with entirely pluvial runoff. Glacier runoff is less seasonal than pluvial runoff, and the highest monthly discharges do not coincide with the highest precipitations (Ribstein and others, 1995).

Table 3. Specific net balance measured on the stake network, 1991-98

	1991/92	1992/93	1993/94	1994/95	1995/96	1996/97	1997/98
B_n (m.w.e.)	-1.17	0.28	-1.08	-1.47	-1.87	-0.66	-3.58
$\sum B_n$ (m.w.e.) ⁽¹⁾	-1.17	-0.89	-1.97	-3.44	-5.31	-5.97	-9.55

⁽¹⁾Cumulative net balance

DISCUSSION

Comparing the mass balances at Glaciar Chacaltaya with those at Glaciar Zongo, a more extensive glacier both in size (2.1 km²) and in elevation (summit at 6000 m a.s.l.), the same kind of response to climatic variability can be observed (Fig. 8). However, Glaciar Chacaltaya has experienced a more dramatic mass deficit during the present decade; we believe that this result points to the specific evolution of the small-sized glaciers and their stronger sensitivity to the present climatic conditions above 5000 m a.s.l. Since 80% of the glaciers of the eastern cordilleras in Bolivia are <0.5 km² in size (Jordan, 1991) and since many have the same aspect and altitude features, an evolution similar to that of Glaciar Chacaltaya is expected on these glaciers. Thus, the future of these small glaciers can be extrapolated from the Chacaltaya case-study.

Referring to the 16 m maximum ice thickness measured in 1998 and the insignificant mass transfer from the upper to the lower zone due to the absence of accumulation zone and negligible horizontal velocities, the future of Glaciar Chacaltaya can be estimated from the mass-balance evolution over a given period of time. This simple calculation leads to a glacier extinction in around 10 years extrapolating the mean 1991–98 mass balance (−1.54 m ice a^{−1}); around 15 years for 1983–98 (−1.07 m ice a^{−1}); around 20 years for 1963–98 (−0.815 m ice a^{−1}); and around 27 years for 1940–98 (−0.596 m ice a^{−1}). It is most probable that the glacier will completely disappear in the 10–15 year range.

The drastic imbalance of the glacier since 1983 (−0.96 m a^{−1} of water loss) translates to an average departure of heat supply for ice melting of 10 W m^{−2}. For a similar case-study analyzed in Peru by Hastenrath and Ames (1995a), sensitivity analyses indicate that the stabilization of the glacier (net balance = 0) could be produced by a cloudiness increase of less than one-tenth (reducing solar radiation), by an air-temperature decrease of about 1.5°C (reducing sensible-heat transfer to the glacier), by a decrease in specific humidity of about 0.5 g kg^{−1} (enhancing the sublimation), or by some combination of these heat-budget processes. Based on the equilibrium-line altitude (ELA) calculated for the 1991–98 period, the stabilization of the glacier would imply a reduction in the ELA of about 200 m (ELA_{1991–98} = 5400 m a.s.l. vs ELA₀ = 5200 m a.s.l.).

CONCLUSION

Glaciar Chacaltaya is representative of small glaciers of the Bolivian cordilleras. The large amount of high-resolution information collected makes this glacier particularly suitable for diagnosing the glacier recession in this part of the tropical Andes. The principal results are:

The glacier has experienced a major recession since the LIA maximum, losing 89% of its surface area.

The recession was moderate from 1940 to 1963, with an average mass deficit of 0.221 m w.e. a^{−1}; the recession rate increased to 0.563 m a^{−1} in the period 1963–83.

Since 1983, the glacier has lost 0.963 m a^{−1}. Considering the total volume of ice remaining, determined by high-resolution GPR measurements, and with no change in the present shrinkage rate, the glacier would disappear within 10–15 years.

Assuming no changes in the different terms of the hydro-

logic balance, a complete extinction of the glacier would reduce by about 30% the total runoff of the proglacial stream. Furthermore, its regime would become completely dependent on the precipitation variability.

Such imbalance translates to an average departure of heat supply for glacier melting of 10 W m^{−2}. The stabilization of Glaciar Chacaltaya could require a cloudiness increase of less than one-tenth, an air-temperature decrease of about 1.5°C, a decrease in specific humidity of about 0.5 g kg^{−1}, or some combination of these processes. Such a stabilization would imply a 200 m reduction of the present average ELA.

In a forthcoming paper, the fluctuations of Glaciar Chacaltaya will be analyzed in the context of recent climatic changes in the Andean mid-troposphere.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors thank R. Naruse, G. Casassa and W. Haerberli for valuable comments that led to improvements in the manuscript, and W. D. Harrison, Co-Chief Editor, for assistance with the English.

REFERENCES

- Ames, A. and B. Francou. 1995. Cordillera Blanca. Glaciares en la historia *Bull. Inst. Fr. Étud. Andines (Lima)*, **24**(1), 37–64.
- Annan, A. P. and J. L. Davis. 1976. Impulse radar sounding in permafrost. *Radio Sci.*, **11**(4), 383–394.
- Arcone, S. A., D. E. Lawson and A. J. Delaney. 1995. Short-pulse radar wavelet recovery and resolution of dielectric contrasts within englacial and basal ice of Matanuska Glacier, Alaska, U.S.A. *J. Glaciol.*, **41**(137), 68–86.
- Bahr, D. B., M. F. Meier and S. D. Peckham. 1997. The physical basis of glacier volume–area scaling. *J. Geophys. Res.*, **102**(B9), 20,355–20,362.
- Brecher, H. H. and L. G. Thompson. 1993. Measurement of the retreat of Qori Kalis glacier in the tropical Andes of Peru by terrestrial photogrammetry. *Photogramm. Eng. Remote Sensing*, **59**(6), 1017–1022.
- Broggi, J. A. 1945. La desglaciación actual de los Andes del Perú. *Boletín del Museo de Historia Natural Javier Prado*, **9**(34–35), 222–248.
- Cao, M. S. 1998. Detection of abrupt changes in glacier mass balance in the Tien Shan Mountains. *J. Glaciol.*, **44**(147), 352–358.
- Desclotres, M., R. Guérin, E. Ramírez, R. Gallaire, P. Ribstein and F. Valla. 1999. Détermination de l'épaisseur des glaciers de Sarenne (Alpes) et de Chacaltaya (Bolivie) par prospection radar au sol à 50 MHz. *La Houille Blanche*, **5**, 29–33.
- Diaz, H. F. and N. E. Graham. 1996. Recent changes in tropical freezing heights and the role of sea surface temperature. *Nature*, **383**(6596), 152–155.
- Francou, B., P. Ribstein, R. Saravia and E. Tiriau. 1995. Monthly balance and water discharge of an inter-tropical glacier: Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16° S. *J. Glaciol.*, **41**(137), 61–67.
- Francou, B., E. Ramírez, J. Mendoza, J. Guereca, G. Miranda and L. Noriega. 1998. *El Glaciar de Chacaltaya (Cordillera Real, Bolivia). Investigaciones glaciológicas (1991–1997)* La Paz, Bolivia, ORSTOM-Bolivie. (Informe 56.)
- Francou, B., E. Ramírez, B. Cáceres and J. Mendoza. 2000. Glacier evolution in the Tropical Andes during the last decades of the 20th century: Chacaltaya, Bolivia and Antizana. Ecuador *Ambio*, **29**(7), 416–422.
- Haerberli, W. 1998. Historical evolution and operational aspects of worldwide glacier monitoring. In Haerberli, W., M. Hoelzle and S. Suter, eds. *Into the second century of worldwide glacier monitoring: prospects and strategies*. Paris, UNESCO Publishing, 35–51 (Studies and Reports in Hydrology 56.)
- Haerberli, W., M. Hoelzle and R. Frauenfelder, eds. 1999. *Glacier Mass Balance Bulletin Bulletin No.5 (1996–1997)* Zurich, IAHS (ICSU), World Glacier Monitoring Service, Nairobi, UNEP, Paris, UNESCO.
- Hastenrath, S. and A. Ames. 1995a. Diagnosing the imbalance of Yanamarey Glacier in the Cordillera Blanca of Peru. *J. Geophys. Res.*, **100**(D3), 5105–5112.
- Hastenrath, S. and A. Ames. 1995b. Recession of Yanamarey Glacier in Cordillera Blanca, Peru, during the 20th century. *J. Glaciol.*, **41**(137), 191–196.
- Hastenrath, S. and P. D. Kruss. 1992. The dramatic retreat of Mount Kenya's glaciers between 1963 and 1987: greenhouse forcing. *Ann. Glaciol.*, **16**, 127–133.
- Jordan, E. 1991. *Die Gletscher der bolivianischen Anden. eine photogrammetrisch-kartographische Bestandsaufnahme der Gletscher Boliviens als Grundlage für klimatische Deutungen und Potential für die wirtschaftliche Nutzung* Stuttgart,

- Franz Steiner Verlag. (Erdwissenschaftliche Forschung 23)
- Kaser, G. and C. Georges. 1997. Changes of the equilibrium-line altitude in the tropical Cordillera Blanca, Peru, 1930–50, and their spatial variations. *Ann. Glaciol.*, **24**, 344–349
- Lliboutry, L. 1965 *Traité de glaciologie. Tome II: Glaciers, variations du climat, sols gelés*. Paris, Masson et Cie.
- Meier, M. F. and D. B. Bahr 1996. Counting glaciers: use of scaling methods to estimate the number and size distribution of glaciers of the world. *CRREL Spec. Rep* 96-27, 89–94.
- Muller, R. 1985. Zur Gletschergeschichte in Cordillera Quimsa Cruz (Depto La Paz, Bolivien). (Inaugural thesis, Universitat Zurich)
- Ramírez, E. Unpublished. Influence de la variabilité climatique sur un glacier de la Cordillère Royale de Bolivie: le Glacier de Chacaltaya (16° S). Paris, Université Pierre et Marie Curie (Mémoire de DEA).
- Reynolds, J. M. 1997 *An introduction to applied and environmental geophysics* Chichester, John Wiley and Sons.
- Ribstein, P., E. Tiriau, B. Francou and R. Saravia 1995. Tropical climate and glacier hydrology: a case study in Bolivia. *J. Hydrol.*, **165**(1–4), 221–234.
- Stolt, R. H. 1978. Migration by Fourier transform. *Geophysics*, **43**(1), 23–48.
- Thompson, L. G. 1992. Interpretation of short-pulse radar soundings from low latitude, high altitude glaciers of Peru and China. *Geol. Surv. Can. Pap.* 90-4, 213–225.
- Wagnon, P., P. Ribstein, B. Francou and B. Pouyaud. 1999. Annual cycle of the energy balance of Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia. *J. Geophys. Res.*, **104**(D4), 3907–3923.
- Wagnon, P., P. Ribstein, B. Francou and J.E. Sicart. 2001. Anomalous heat and mass budget of Glacier Zongo, Bolivia, during the 1997/98 El Niño year. *J. Glaciol.*, **47**(156), 21–28.

MS received 3 July 2000 and accepted in revised form 12 January 2001

Solid precipitation on a tropical glacier in Bolivia measured with an ultrasonic depth gauge

Jean Emmanuel Sicart and Pierre Ribstein

L'Institut de Recherche pour le Développement, UMR Sisyphe, UPMC, case 123, Paris, France

Jean Philippe Chazarin and Etienne Berthier

L'Institut de Recherche pour le Développement, La Paz, Bolivia

Received 24 April 2002; revised 6 June 2002; accepted 6 June 2002; published XX Month 2002.

[1] An ultrasonic depth gauge was used to measure snowfall over a 2-year period near the equilibrium line of the Zongo glacier (2.4 km²), Bolivia (16°S). Study of the influence of wind, air temperature, and air moisture on the measurements gives a quantification of snowfall at a 3-hour time step, with a sensitivity of 1 cm of snow. The density of fresh snow is estimated by comparison with rain gauge measurements. The year is marked by a dry season from May to August and a wet season from December to April, during which accumulation and melting coincide on the glacier. Snowfall events are associated with a wind of moderate speed from the valley (less than 4 m s⁻¹). Masses of moist air originate in the Amazon basin. The orographic effect produces precipitation at midday in the Andean valleys and in the afternoon in the high mountains. Nighttime snowfall events occur during periods of bad weather related to the regional atmospheric circulation and last several days. The density of fresh snow is high, about 250 kg m⁻³, because of the high air temperature during snowfall events (over -3°C). The high snow density and the moderate wind speeds prevent snow drifting conditions, which results in low spatial variability of the accumulation on tropical glaciers. Accurate recording of snowfall at a short time step is important for the study of energy fluxes at the glacier surface because snowfall events greatly increase the albedo and solar radiation is generally the main source of melting energy. **INDEX TERMS:** 3354 Meteorology and Atmospheric Dynamics: Precipitation (1854); 1863 Hydrology: Snow and ice (1827); 1878 Hydrology: Water/energy interactions; **KEYWORDS:** glacier, precipitation, snow, tropics, snow density, ultrasonic depth gauge

Citation: Sicart, J. E., P. Ribstein, J. P. Chazarin, and E. Berthier, Solid precipitation on a tropical glacier in Bolivia measured with an ultrasonic depth gauge, *Water Resour. Res.*, 38(0), XXXX, doi:10.1029/2002WR001402, 2002.

1. Introduction

[2] On the glaciers of the tropical Andes, ablation and accumulation coincide in summer. Contrary to glaciers in the high and mid latitudes, accumulation and melting are strongly related, which makes summer-accumulation type glaciers particularly vulnerable to possible climate warming [Francou *et al.*, 1995; Kaser *et al.*, 1996]. In the intertropical zone, seasonal variations in solar radiation and temperature are low; the fluctuations of the energy balance at the surface of glaciers are controlled by the cloud cover and precipitation [Wagnon *et al.*, 2001]. Snowfall events typically alternate with periods of melting at intervals of a few hours, causing strong variations in the surface albedo [Sicart *et al.*, 2001]. The objective of this study was to better quantify the snowfall events that temporarily cover the ablation area.

[3] Snowfall measured with rain gauges is generally deficient [e.g., Larson and Peck, 1974; Sevruk, 1989; Duchon and Essenberg, 2001]. Automatic gauges based on a tipping-bucket type measuring sensor require a

heating element to melt any solid precipitation prior to measurement. However, the use of heated gauges is not recommended because they cause excessive evaporation loss [Goodison *et al.*, 1998]. An ultrasonic depth gauge provides a different measure of snowfall, measuring the relative surface height [Gubler, 1981; Goodison *et al.*, 1988; Lecorps and Sudul, 1989]. It generally monitors daily snow accumulation and melt [e.g., Oerlemans and Knap, 1998; Hardy *et al.*, 1998]. This study investigated the characteristics of the measurement method (precision, error factors and sensitivity) in order to measure snowfall on an hourly basis on the tropical Zongo glacier in Bolivia. Comparisons of ultrasonic and rain gauge measurements give an estimate of fresh-snow density, a parameter difficult to measure directly [Goodison *et al.*, 1981]. However, the unknown catch efficiency of the rain gauge in measuring snowfall limits the accuracy of the density estimate.

2. Location, Climate, and Measurements

2.1. Location and Climate Conditions

[4] The Zongo Glacier is situated in the Huayna Potosi Massif (16°15'S, 68°10'W, Cordillera Real, Bolivia) on the

western margin of the Amazon basin and on the eastern margin of the Altiplano basin. This valley-type glacier is 3 km long and has a surface area of 2.4 km². The glacier flows out from 6000 to 4900 m above sea level (asl). Site characteristics are presented in detail by *Franco et al.* [1995].

[5] The Huayna Potosi Massif belongs to the outer tropics, characterized by a strong seasonality of the precipitation with a single wet season and a pronounced dry season [Schwerdtfeger, 1976]. The precipitation pattern is determined by the seasonal oscillation of the intertropical convergence zone (ITCZ). Between March and September, the ITCZ is located north of Bolivia and tropical anticyclones produce a dry climate. From October to March, the ITCZ moves to its most southerly position. Then, rainfalls of convective nature are linked to the rise of moist air from the lowlands to the east of the Andes, causing a wet climate producing around 70% of the annual precipitation [Aceituno and Montecinos, 1993; Vuille et al., 1998]. The hydrological year is counted from the end of the dry season, 1 September. Precipitation on the Zongo glacier was examined during two hydrological years: 1998–1999 and 1999–2000. The limit elevation between rain and snow remained at about 4800 m asl, below the front of the glacier.

2.2. Measuring Instruments

2.2.1. Ultrasonic Depth Gauge

[6] Since September 1998, changes in the height of the glacier surface at 5150 m asl have been measured by an ultrasonic depth gauge (Campbell, UDG01) fixed 1 m above the surface to a construction drilled into the ice. The measurement is based on a multiple-echo process whose cycle is completed in a few seconds. The depth gauge records the accumulation of snow (height decrease of the sensor) or the melting of ice and melting or packing of snow (height increase). According to the manufacturer, the accuracy and the resolution of the UDG01 depth gauge are ± 1 cm (or 0.4% of distance to target) and 1 mm, respectively [Campbell Scientific, 1993]. Operating temperature and humidity are -25 to 50°C and 5 to 95%, respectively. The parallelism with the surface and the height of the sensor are adjusted every two weeks. Rime was never observed to obstruct the sensor. During the two-year period 1998–1999 and 1999–2000, the surface of the glacier remained smooth, no penitents appeared.

2.2.2. Rain gauges

[7] A storage rain gauge (Pg, opening: 2000 cm², height: 1 m) was set up on the glacier on 1 September 1999 approximately 20 m away from the ultrasonic depth gauge. It contained 1 cm of oil to reduce loss by evaporation. Until the end of April 2000, the depth of the water was measured and the rain gauge was adjusted to a vertical position every two weeks. At an elevation of 3900 m asl, below the glacier in the rainfall zone, a tipping-bucket recording gauge (Pv, opening: 900 cm²) measured precipitation every half hour at 0.1 mm increments.

2.2.3. Weather station on the glacier

[8] Air temperature (ventilated), wind speed and direction were measured every half hour by a Campbell automatic weather station located 5 m from the ultrasonic depth gauge. The height of the sensors was adjusted to 180 cm every 15 days.

3. Ultrasonic Depth Gauge Measuring Method

3.1. Influence of Temperature, Humidity, and Wind on the Measurements

[9] The speed of sound in the air depends on the temperature and humidity as well as on the speed of vertical wind [Conturie, 1954]. The dependence of the speed of sound (c) on the density of the air can be reduced to a function of the air temperature (T):

$$c = \sqrt{\frac{RTY}{M}} \quad (1)$$

with R the constant of perfect gases = 8.31 J K^{-1} and $Y = 1.4$ for dry air and M the molar mass of gas ($0.029 \text{ kg mol}^{-1}$). Around 0°C , the correction in temperature is on the order of 2 mm per Kelvin for a measurement of 1 m. The effect of moisture is obtained by replacing in (1) the air temperature T by its virtual temperature $T' = T(1 - 0.378e/p)^{-1}$, where e is the partial pressure of water vapor and p is the total pressure in the air. For $T = 273 \text{ K}$ and $p = 540 \text{ hPa}$ (5150 m asl), a drastic variation in relative humidity from 40% to 100% causes a variation of 1.3 mm of the depth gauge measurement at a height of 1 m. The vertical wind speed is added to or subtracted from the speed of sound, depending on the direction. This disturbance is small because the measurement cycle of the ultrasonic depth gauge represents an average state of the atmosphere over a few seconds. Moreover, as the pulse travels the distance between the sensor and the surface in both directions (emission and return), the effects of the vertical wind speed tend to compensate each other.

[10] The measurements were corrected for temperature according to (1). No correction in the humidity of the air was made because its variability above the glacial surfaces and its influence on the ultrasonic measurements are lower than those of the temperature, and because the automatic humidity measurements are not very accurate in glacial environments [Moore, 1983]. The quality of the temperature and humidity corrections is limited as the measurements are made at only one level, although strong gradients in temperature and humidity can appear near the surface. According to Goodison et al. [1988], above the snow surfaces, where the surface layer is typically stable, the disturbances in the ultrasonic measurements related to the temperature vertical gradient and to vertical wind speeds are on the order of 1 mm for a height of 1 m.

3.2. Measurement Uncertainty

[11] A measurement is modeled according to: $x_i = x_o + \epsilon + \delta$, where x_i is the result of the measurement, x_o is the true length, ϵ is the total systematic error, and δ is the total random error. Since this study concerned the variations in surface height, the systematic errors are not considered ($\epsilon = 0$). The model hypothesis is that the random error is a variable with a zero mean that obeys the normal law.

[12] To estimate the uncertainty on the measurement in the climate conditions of the Zongo glacier, we observed the measurements over two dry and cool days when neither snowfall nor melting occurred (Figure 1). The 89 measurements did not follow a trend. No relation appeared between the ultrasonic measurements and the wind speed, air temperature, or water vapor pressure. The standard deviation (SD)

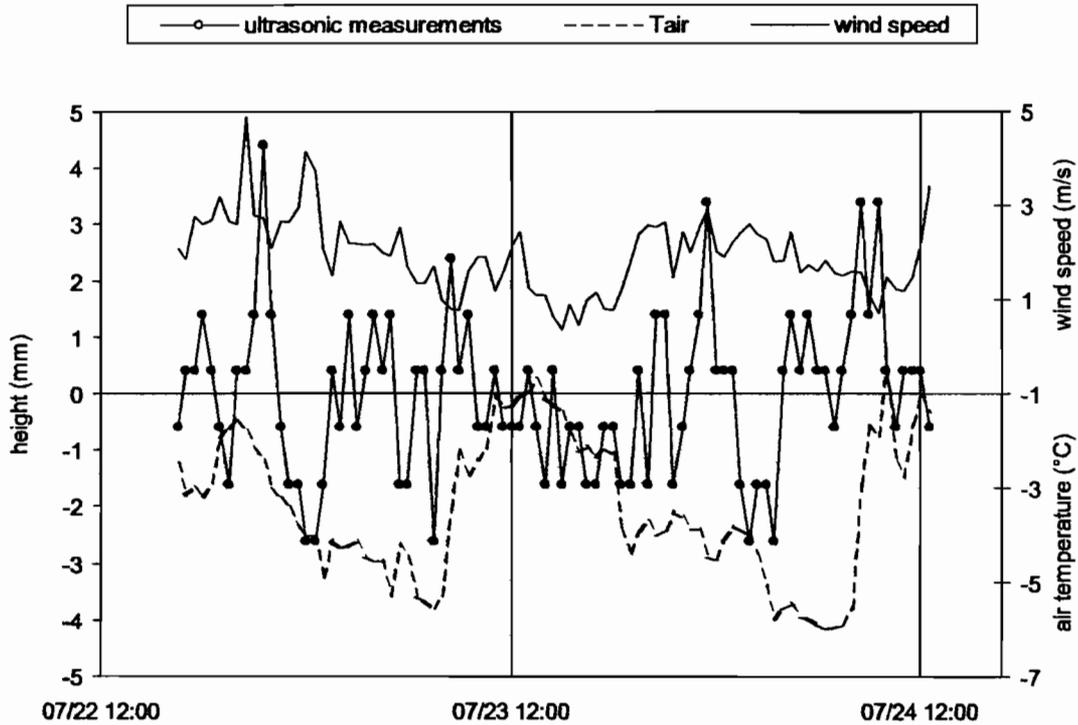


Figure 1. Half-hourly values of the ultrasonic depth gauge measurements from 22 to 24 July 1999 (left y axis). Air temperature and wind speed are also shown (right y axis). Neither snowfall nor melting occurred during these 2 days.

was 1.4 mm. Given the short measurement series, as a precaution we took $\sigma = 2 \text{ SD} = 3 \text{ mm}$ as the standard deviation of the random error on the ultrasonic depth gauge measurements. At a confidence level of 99%, we calculated $3 \sigma \approx 10 \text{ mm}$, the same as the manufacturer's measure of accuracy.

3.3. Sensitivity of the Measurement and the Time Step of the Study

[13] Table 1 shows that over the year 1999–2000, 85% of the height variations over a half-hour period were less than 6 mm (2σ). Therefore, at a confidence level of 95%, 85% of the comparisons between two successive measurements were not significant. The means of several measurements were calculated to reduce the random errors, and a time step greater than half an hour was chosen to detect significant height changes.

[14] For n measurements, the Student t tests comparing the means show that the sensitivity of the measurement method is reduced by $5\sigma/\sqrt{n}$, with the α risks (the risk of rejecting the hypothesis when it is true) and β risk (the risk of confirming the hypothesis when it is false) set at 5% [Neuilly and CETAMA, 1998]. To detect, in 90% of all cases, the snowfall events larger than 1 cm, the means of three measurements must be considered ($n = 3$). Table 1 shows that 80% of the height variations over a one-hour period are smaller than the errors on the measurement. Thus the differences between 3 consecutive measurements generally characterize only the error on the measurements, which can be reduced by the calculation of their mean.

[15] The height variations should be calculated over a time interval long enough to detect the true height changes during the snowfall and short enough to detect a snowfall

before melting begins. In the valley, the rain gauge measurements showed that precipitation lasted at least half a day, and we observed that the bad weather usually arrived in the late morning and lasted until nightfall.

[16] A compromise was obtained with a 3-hour time step. Thus the method consists in comparing means of 3 consecutive measurements spread over one hour at 3-hour intervals, so as to detect height changes of more than 1 cm. Solid precipitation was represented by the decreases in the distance between the sensor and the surface, which were multiplied by the fresh-snow density to be converted into water equivalent.

4. Results and Discussion

4.1. Distribution of Precipitation Over 1 Year

[17] Figure 2 illustrates the progression of the daily ultrasonic measurements during the two years 1998–1999 and 1999–2000. Since melting and precipitation generally

Table 1. Probability Density of the Ultrasonic Depth Gauge Measurement Variations in Millimeters (Δh)^a

	$-\infty < \Delta h < -6$	$-6 < \Delta h < 0$	$0 < \Delta h < +6$	$+6 < \Delta h < +\infty$
Differences between two successive depth measurements (30 min, 17,520 data)	7%	34%	51%	8%
Differences between three successive depth measurements (60 min, 8760 data)	9%	33%	47%	11%

^aMeasurements were made from 1 September 1999 to 31 August 2000.

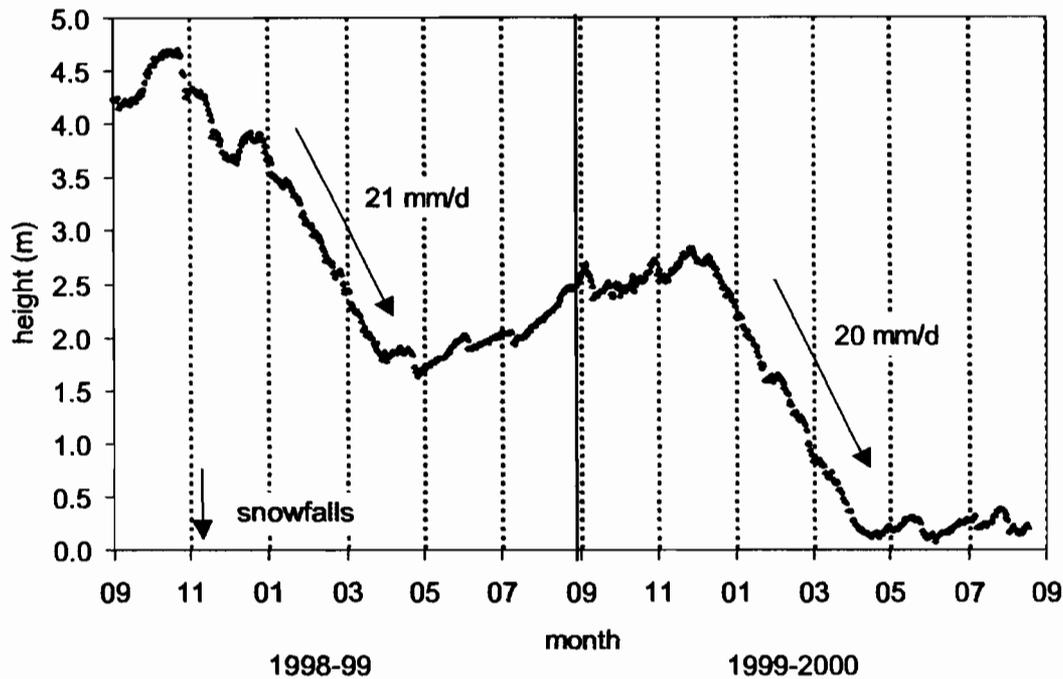


Figure 2. Daily measurements of the ultrasonic depth gauge at 2400 hours from September 1998 to August 2000.

alternate on the same day, the daily height changes represent a net accumulation or a net ablation. From September to December, periods of heavy melting (several centimeters of ice/snow per day) alternate with snowfall events that become more and more frequent. The gradual build-up of the wet season is observed in the Andes from Bolivia to Peru [Schwerdfeger, 1976]. The wet season lasts from December to April. On average, it snows 2 days out of 3, and the net daily accumulation is regular: roughly 20 mm of snow per day. At the end of April, the change to the dry season is sudden. A few snowfall events occur but in general the dry season is a period of low ablation until the end of August.

4.2. Daily Precipitation Distribution and Wind Regime

[18] The accumulation (cumulated height decreases) of snow at a 3-hour time step during the wet seasons in 1998–1999 (25 December to 10 April) and 1999–2000 (12 December to 1 May), was 3.5 and 3.8 m of snow, respectively. Between a 2-hour and a 5-hour time step, the amount of snowfall differs by less than 10%. The daily snowfall distribution on the glacier was bimodal, with maximums in the middle of the night and in the afternoon (Figures 3a and 3b). Two precipitation maximums were also observed in the valley: around midnight and at midday (Figure 3c).

[19] The wind speed at the surface of the Zongo glacier is generally low (2 m s^{-1} as a mean value), and remains lower than 4 m s^{-1} during precipitation. The local atmospheric circulation, i.e., valley wind during the day and mountain wind during the night, dominates the wind regime at the surface of the Zongo glacier. Precipitation is mostly associated with wind from the valley, especially in the afternoon. During the tropical wet season, meteorological conditions with weak large-scale forcing tend to produce

light winds, that allows the generation of thermally forced circulation [Garreaud, 1999]. On glaciers at higher latitudes, winter precipitation is generally associated with strong winds caused by low pressure, but on tropical glaciers precipitation is not associated with storms. Much of the precipitation is of a convective nature because of the local heating of the land surface by solar radiation that is at its maximum in the wet season. Precipitation on the glacier lasts from half a day to several days, but is not intense on an hourly scale. The Amazon basin is a permanent source of condensation and energy; convective clouds form in succession, bringing persistent precipitation over the Andes.

[20] Maximum precipitation during the night occurs in the valley and on the glacier. The snow falling during the night has a lower density than that falling during the day because of the lower temperatures. Thus the nighttime snowfalls might be slightly overestimated by the ultrasonic depth gauge compared to daytime precipitation (Figures 3a and 3b illustrate the snow depths). Nevertheless, below the snow line, the Pv rain gauge recorded nocturnal precipitation comparable to that in the daytime (Figure 3c). Aceituno and Montecinos [1993] mentioned that during the wet season, there are alternate periods of 5 to 10 days of heavy and light convective cloud cover on the Bolivian Altiplano, related to dry and wet conditions, respectively. The wet conditions are responsible for most of the nighttime precipitation on the glacier. These rainy and dry periods are associated with the strengthening or weakening of the “High Bolivian”, high-pressure system centered on the Altiplano at 200 hPa [Garreaud, 1999].

4.3. Density of Fresh Snow

[21] Comparisons between the snow depths measured by the ultrasonic depth gauge and the water depths

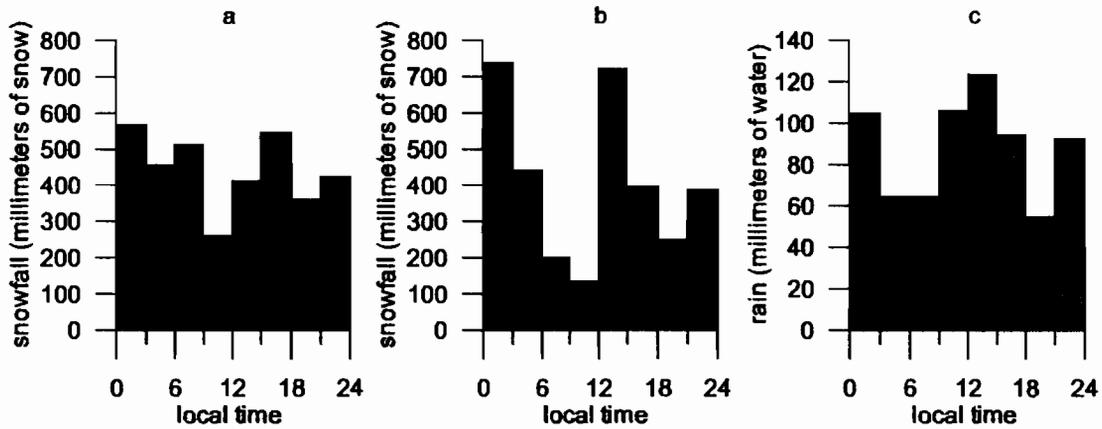


Figure 3. Distribution during the day of cumulated precipitation at a 3-hour time step. (a and b) Snowfall measured by the ultrasonic depth gauge on the glacier for the wet season of 1998–1999 (January–March, 98 days) and the wet season of 1999–2000 (December–April, 121 days), respectively. (c) Rain measured by Pv at 3900 m in the Zongo valley for the wet season of 1999–2000.

measured by the Pg storage rain gauge, at a distance of 20 m, give an estimate of the density of the fresh snow, provided that the systematic bias on the Pg gauge is known. As the wind speed during precipitation is generally below 4 m s^{-1} , the undercatch of the rain gauge for solid precipitation is lower than 50% [U.S. Army Corps of Engineers, 1956; Larson and Peck, 1974]. As a result, the density of the snow fallen in 3 hours at 5150 m asl was $200 \pm 50 \text{ kg m}^{-3}$ from September 1999 to

January 2000, and $250 \pm 50 \text{ kg m}^{-3}$ until the end of April 2000 (Figure 4).

[22] From 12 December 1999 to 1 May 2000, a snow cover of 2.6 m accumulated at 5150 m asl, but the density profile was unknown (Figure 2). Snow-pit observations made at 5150 m asl at the end of the wet seasons of 1995, 1996, and 1997 reported snow densities varying from 400 to 500 kg m^{-3} . This density applied to the 2.6 m of snow gives a net accumulation during the wet season in

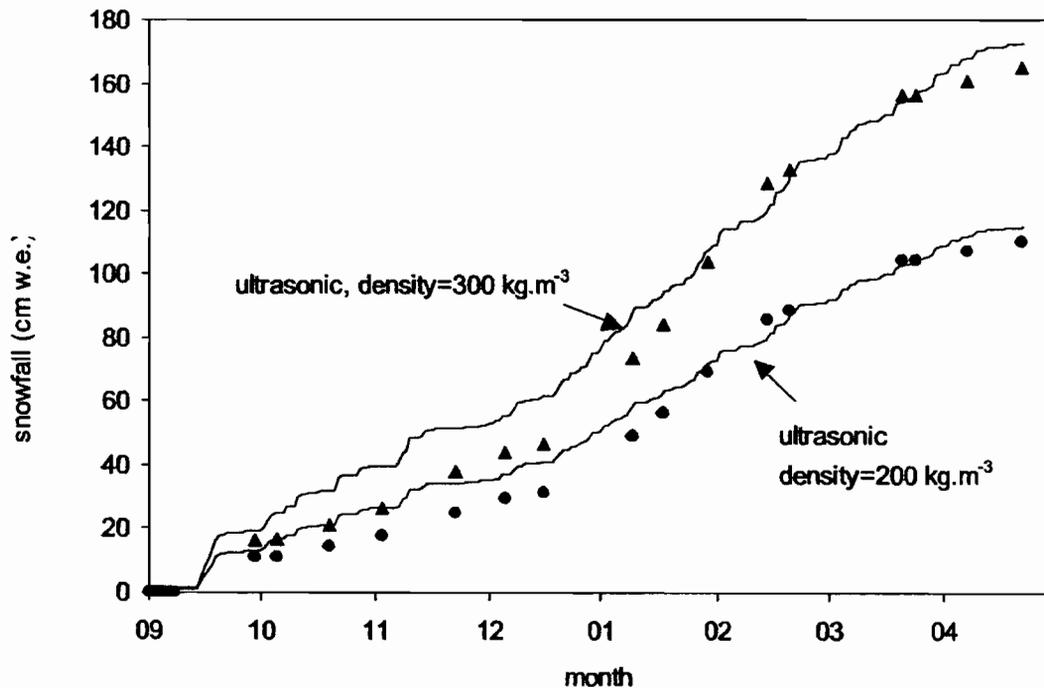


Figure 4. Snowfall measured at 5150 m asl on the Zongo glacier from September 1999 to May 2000. The lines show the accumulation of precipitation measured by the ultrasonic depth gauge, converted into water equivalent using densities of 200 and 300 kg m^{-3} . The circles represent the measurements from the Pg rain gauge placed near the ultrasonic gauge. The triangles represent the measurements of Pg increased by 50% to compensate for the catch deficiency.

2000 of 1 to 1.30 m w.e. To obtain around 1.15 m w.e. with the 3.8 m of snow accumulated at a 3-hour time step, the density of the fresh snow must be around 300 kg m^{-3} . This estimate (which neglects melting) is slightly greater than the fresh-snow density obtained by comparing rain gauge and ultrasonic measurements, but remains in the same range. From 28 to 29 March 2001, direct measurements on the glacier showed a snow density of 180 kg m^{-3} (6 samples) during snowfall events and of 290 kg m^{-3} (5 samples) a few hours later. A more accurate assessment of the fresh-snow density requires snow pits at the end of the wet season and more density measurements during snowfall events.

[23] At temperate latitudes, most of the authors agree on a value of fresh-snow density around, or slightly less than, 100 kg m^{-3} [e.g., Grant and Rhea, 1974; Goodison et al., 1981; Sevruc, 1985]. The densities of fresh snow on the Zongo glacier, on the order of 150 to 300 kg m^{-3} in the wet season, are high because snowfall events occur during a warm period: 80% of the hourly air temperatures during precipitation were between -3 and 1°C . The snow becomes heavy as soon as it falls and the transformation of wet snow leads to a rapid increase in density. The high density of the fresh snow and the moderate wind speeds prevent snow drifting conditions, leading to a lower spatial variability of snow accumulation than on glaciers of higher latitudes. Note that high snow density insures accurate detection of the snow surface by the ultrasonic depth gauge.

[24] The higher mean density of fresh snow from January to March (period 1) than from September to December (period 2) can be related to packing because precipitation becomes more intense (Figures 4 and 2). It is not related to wind speed, which was not significantly different in period 1 (mean: 2.6 m s^{-1} , SD: 1.4 m s^{-1}) than in period 2 (mean: 2.0 m s^{-1} , SD: 1.1 m s^{-1}) during precipitation events. When the air temperature is close to 0°C , the snow density seems to increase with the temperature [Meister, 1985]. Indeed, the mean hourly air temperature during precipitation was -1.4°C (SD: 1.6°C) in period 1, whereas in period 2 this mean was -0.2°C (SD: 2.0°C).

5. Conclusion

[25] This study details a method for measuring snowfall with an ultrasonic depth gauge on tropical glaciers with contemporaneous precipitation and ablation seasons. Study of the influence of wind, air temperature and air moisture on the measurements gives a quantification of snowfall at a 3-hour time step, with a sensitivity of 1 cm of snow.

[26] The method is applied to the characterization of seasonal and hourly variations in precipitation on the Zongo glacier in Bolivia. Precipitation is generally associated with a valley wind of moderate speed. Masses of moist air, originating in the Amazon basin, produce precipitation at midday in the Andean valley, and in the afternoon in the high mountains. During the wet season, the alternation of periods of 5 to 10 days of dry and wet conditions, the latter producing heavy nighttime snowfalls on the glacier, is related to the regional atmospheric circulation. Comparing the snow depths measured by the ultrasonic depth gauge with the water depths measured by a rain gauge give an estimate of the density of fresh snow of about 150 to 300 kg m^{-3} in the wet season. Precipitation occurs with high air temperatures and the snow is in a melting condition as soon

as it falls, leading to a low spatial variability of the snow accumulation on tropical glaciers.

[27] **Acknowledgments.** This glaciological program GREATICE is supported by l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD). We are grateful for the assistance received from IHH (Instituto de Hidraulica e Hidrologia), and COBEE (Compania Boliviana de Energia Electrica) in La Paz. We thank Professor de Marsily and two anonymous reviewers for making very useful comments on the earlier versions of the manuscript.

References

- Aceituno, P., and A. Montecinos, Circulation anomalies associated with dry and wet periods in the South American Altiplano, paper presented at Fourth International Conference on Southern Hemisphere Meteorology, Am. Meteorol. Soc., Hobart, Australia, 1993.
- Campbell Scientific, UDG01 ultrasonic depth gauge, *User Guide 17*, 15 pp., Loughborough, UK, 1993.
- Conturie, L., *Acoustique Appliquée*, 239 pp., Eyrolles, Paris, 1954.
- Duchon, C. E., and G. R. Essenberg, Comparative rainfall observations from pit and aboveground rain gauges with and without wind shields, *Water Resour. Res.*, 37(12), 3253–3263, 2001.
- Franco, B., P. Ribstein, R. Saravia, and E. Tiriau, Monthly balance and water discharge of an intertropical glacier: Zongo Glacier Cordillera Real, Bolivia, 16°S , *J. Glaciol.*, 41, 61–67, 1995.
- Garreaud, R. D., Multiscale analysis of the summertime precipitation over the central Andes, *Mon. Weather Rev.*, 127, 901–921, 1999.
- Goodison, B. E., H. L. Ferguson, and G. A. McKay, Measurement and data analysis, in *Handbook of Snow*, edited by D. M. Gray and D. H. Male, pp. 191–274, Pergamon, New York, 1981.
- Goodison, B. E., J. R. Metcalf, and R. A. Wilson, development and performance of a Canadian automatic snow depth sensor, paper presented at WMO Technical Conference, World Meteorol. Organ., Leipzig, Germany, 1988.
- Goodison, B. E., P. Y. T. Louie, and D. Yang, WMO solid precipitation measurement intercomparison, *Final Rep. 67*, WMO/TD-872, 212 pp., World Meteorol. Organ., Geneva, Switzerland, 1998.
- Grant, L. O., and J. O. Rhea, Elevation and meteorological controls on the density of new snow, in *Advances Concepts in Technical Study of Snow and Ice Resources Interdisciplinary Symposium*, pp. 169–181, U.S. Natl. Acad. Sci., Washington, D. C., 1974.
- Gubler, H., An inexpensive remote snow-depth gauge based on ultrasonic wave reflection from the snow surface, *J. Glaciol.*, 27(95), 157–163, 1981.
- Hardy, D. R., M. Vuille, C. Braum, F. Keimig, and R. S. Bradley, Annual and daily meteorological cycles at high altitude on a tropical mountain, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 79(9), 1899–1913, 1998.
- Kaser, G., S. Hastenrath, and A. Ames, Mass balance profiles on tropical glaciers Z, *Gletscherkunde Glazialgeol.*, 32, 75–81, 1996.
- Larson, L. W., and E. L. Peck, Accuracy of precipitation measurement for hydrological modelling, *Water Resour. Res.*, 10, 857–863, 1974.
- Lecorps, D., and M. Sudul, 10 years of snow depth measurement, in *Workshop on Precipitation Measurements, St. Moritz 3–7 December*, edited by B. Sevruc, pp. 217–220, World Meteorol. Organ., Geneva, Switzerland, 1989.
- Meister, R., Density of new snow and its dependence on air temperature and wind, in *Workshop on the Correction of Precipitation Measurements, Zurich 1–3 April*, edited by B. Sevruc, pp. 73–79, World Meteorol. Organ., Geneva, Switzerland, 1985.
- Moore, R. D., On the use of bulk aerodynamic formulae over melting snow, *Nord. Hydrol.*, 14(4), 193–206, 1983.
- Neully, M., and CETAMA, *Modélisation et Estimation des Erreurs de Mesure*, 2nd ed., 692 pp., Lavoisier, Paris, 1998.
- Oerlemans, J., and W. Knap, A 1 year record of global radiation and albedo in the ablation zone of Morteratschgletscher Switzerland, *J. Glaciol.*, 44, 231–238, 1998.
- Schwerdtfeger, W., *Climates of Central and South America*, 532 pp., Elsevier Sci., New York, 1976.
- Sevruc, B., Conversion of snowfall depths to water equivalents in the Swiss Alps, in *Workshop on the Correction of Precipitation Measurements, Zurich 1–3 April*, edited by B. Sevruc, pp. 81–88, World Meteorol. Organ., Geneva, Switzerland, 1985.
- Sevruc, B., Reliability of precipitation measurement, in *Workshop on Precipitation Measurements, St. Moritz 3–7 December 1989*, edited by B. Sevruc, pp. 13–19, World Meteorol. Organ., Geneva, Switzerland, 1989.

- Sicart, J. E., P. Ribstein, P. Wagnon, and D. Brunstein, Clear sky albedo measurements on a sloping glacier surface: A case study in the Bolivian Andes, *J. Geophys. Res.*, *106*(D23), 31,729–31,738, 2001.
- U.S. Army Corps of Engineers, Summary report of the snow investigations, snow hydrology, U.S. Army Eng. Div., Portland, Oreg., 1956.
- Vuille, M., D. R. Hardy, C. Braun, F. Keimig, and R. S. Bradley, Atmospheric circulation anomalies associated with 1996/1997 summer precipitation events on Sajama Ice Cap Bolivia, *J. Geophys. Res.*, *103*(D10), 11,191–11,204, 1998.
- Wagnon, P., P. Ribstein, B. Francou, and J. E. Sicart, Anomalous heat and mass budget of Zongo Glacier Bolivia, during the 1997-98 El Nino year, *J. Glacial*, *47*, 21–28, 2001.
-
- E. Berthier and J. P. Chazarin, L'Institut de Recherche pour le Développement, CP 9214 La Paz, Bolivia.
- P. Ribstein and J. E. Sicart, L'Institut de Recherche pour le Développement, UMR Sisyphe, UPMC, case 123, 4 Place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France. (sicart@biogeodis.jussieu.fr)

Coherent isotope history of Andean ice cores over the last century

G. Hoffmann

Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, UMR CEA/CNRS, Gif sur Yvette, France

E. Ramirez

Institut de Recherche pour le Développement, UR Great Ice, Paris, France

Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, UMR CEA/CNRS, Gif sur Yvette, France

J.D. Taupin, B. Francou, P. Ribstein,

Institut de Recherche pour le Développement, UR Great Ice, Paris, France

R. Delmas

Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, Grenoble, France

H. Dürr

UMR Sysiphe, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France

R. Gallaire

Institut de Recherche pour le Développement, UR Great Ice, Paris, France

J. Simões

Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, Grenoble, France

U. Schotterer

Universität Bern, Switzerland

M. Stievenard

Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, UMR CEA/CNRS, Gif sur Yvette, France

M. Werner

Max-Planck Institut für Biogeochemie, Jena, Germany

Abstract. Isotope records from Andean ice cores provide detailed and high-resolution climate information on various time scales. However, the relationship between these valuable isotope records and local or regional climate remains poorly understood. Here we present results from two new drillings in Bolivia, from the Illimani and the Sajama ice caps. All four high altitude isotope signals in the Andes now available (Huascarán, Quelccaya, Illimani and Sajama) show near identical decadal variability in the 20th century.. Comparison with general circulation model results and meteorological data suggest that the Andean high altitude records are primarily controlled by precipitation variability over the Amazon basin.

Introduction

There is an increasing need for highly resolved quantified climate proxies in the tropics. This is mainly because the convectively active regions in the tropics are key regions for the global hydrological cycle. In addition, the number of long-term meteorological stations at low latitudes is small compared to high northern latitudes. Determining the cause of ongoing climate shifts is therefore particularly difficult in this part of the world. For instance, temperature trends in the tropics observed over the last two decades at surface stations and in upper tropospheric layers by radiosonde data are not in agreement with each other [Gaffen *et al.*, 2000]. The latter problem makes it particularly interesting to recover long-term (decades to centuries) climate information from high-altitude tropical glaciers. Since the 1980s Andean glaciers have retreated dramatically, most likely reacting to warmer local climate conditions [Diaz and Graham, 1996; Thompson *et al.*, 2000; Thompson *et al.*, 1993; Vuille and Bradley, 2000].

The spatial significance and calibration of various paleo proxies measured in Andean ice cores, such as stable water isotopes and dust content of ice, is an important point of concern. In their pioneering papers on Andean ice cores from Bolivia [Thompson *et al.*, 1998] and from Peru [Thompson, 1995; Thompson *et al.*, 1985; Thompson *et al.*, 1986; Thompson *et al.*, 1984]. Thompson and colleagues discuss climatic changes on various time scales mainly deduced from the stable water isotope record ($\delta^{18}\text{O}$ or δD). Fractionation processes between the different water isotopes take place during each phase transition, typically enriching the liquid/solid phase and depleting the remaining vapor phase. Therefore, water isotopes integrate climate information from the evaporation source to the location of condensation and final deposition. Potentially they are sensitive to climate quantities such as air temperature or precipitation amount over the entire trajectory of a vapor parcel.

The lack of a direct calibration of water isotopes from tropical and subtropical glaciers against measured meteorological variables has led to strongly divergent interpretations [Broecker, 1997; Pierrehumbert, 1999; Thompson *et al.*, 2000]. When analysing isotope signals in modern precipitation samples globally, two mechanisms dominate: At high latitudes, temperature controls the spatial and temporal pattern of the water isotopes (the global spatial “temperature effect” amounts to $\sim 0.6\text{--}0.7\text{‰}^{\circ}\text{C}$, see [Dansgaard, 1964; Rozanski *et al.*, 1992; Rozanski *et al.*, 1993]). At low latitudes, the relation between the water isotopes and temperature breaks down and the amount of precipitation becomes dominant (“amount effect”, see citations above). For high elevation of tropical glaciers, however, it is not yet clear which effect dominates at the relevant time scale. For instance, the “amount effect” may dominate seasonal variations, whereas temperature may control interannual variations. Atmospheric circulation may also play an important role. Situated near one of the centers of action of the ENSO system, a link between the Andean isotope records and this dominant tropical climate oscillation was expected but only appears weakly [Henderson *et al.*, 1999]. Nevertheless, the isotopic content of the ice is thought to give us an important hint of the hydrological cycle in the

tropics/subtropics in general [Grootes *et al.*, 1989; Thompson *et al.*, 2000].

The Data

In this paper, we present two new high-resolution ice cores from Bolivia (see Figure 1). In 1997 the first drilling was performed on Sajama (6542 m, 18°06'S, 68°53'W), a long inactive volcano in the Cordillera Occidental. The core was drilled down to 40 m depth, a couple of meters next to a deep drilling site, which reached the bedrock at 132.4 m [Thompson *et al.*, 1998]. Sajama is located about 150 km southwest of the Lake Titicaca approaching the extremely dry central part of the Bolivian Altiplano. Despite of its proximity to the Pacific Ocean (~100 km) this region only sporadically receives water from this nearby moisture source. About 80% of the precipitation falls in austral summer (December to February) when strong convective activity over the Altiplano is triggered by intense summer insolation [Aceituno and Montecinos, 1993; Vuille *et al.*, 1998].

Two years later (1999) a second core was drilled on Illimani (6350 m, 16°37'S, 67°46'W), this time down to bedrock at 136.7 meter. The bottom part of the ice core dates back to the last glacial [Ramirez *et al.*, 2002]. Climatologically, Illimani is quite different relative to Sajama. Located within the Cordillera Oriental on the eastern side of the Andes next to La Paz and to the lake Titicaca, it is much more directly exposed to the humid and warm moisture flux coming from the Amazon basin. Therefore, the primary moisture source for this core originates in the Atlantic. Though both ice cores are taken at about the same altitude, the annual accumulation is much stronger on Illimani (640 mm/year [Simões *et al.*, 2002] and 580 mm/year [Knüsel *et al.*, 2002]) than on Sajama (440 mm/year [Thompson *et al.*, 1998]). For Illimani and Sajama, the accumulation balance has been established by dating the ice core over a sufficiently long time period and then applying a simple ice flow model. The slightly different accumulation rates for Illimani are based on using two different cores drilled next to each other and dating these cores with slightly different methods. However, the numbers for Illimani and Sajama should be accepted with care since the corresponding periods are not exactly the same. Inter-annual climate variations can be important to net accumulation for glaciers within the dry subtropics [Simões *et al.*, 2002].

Two other isotope records from high altitude sites (see Figure 1) are discussed in this paper: Huascarán (6048 m, 9°06'S, 77°36'W, [Thompson *et al.*, 1995]) and Quelccaya (5670 m, 13°56'S, 70°50'W, [Thompson *et al.*, 1985]). Both Peruvian sites are subjected to more humid climate conditions, with a much shorter and less pronounced dry periods (only ~3 months at the Huascarán) compared to Sajama (~9 months).

The Illimani core was first analysed for its electric conductivity (for details see [Simões *et al.*, 2002]) and subsequently cut into pieces of 10 cm (from the top to 40m), of 7 cm (from 40 m to 120 m), of 3 cm (from 120 m to 133 m) and of 1 cm (over the last 3 m). The dust content and chemical properties of the ice samples were measured at the Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, LGGE, (again see

[Simões *et al.*, 2002]) and the isotopic composition of the ice ($\delta^{18}\text{O}$) and of the atmospheric oxygen ($\delta^{18}\text{O}_{\text{Atm}}$) enclosed in the ice was measured at the Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, LSCE. A similar procedure was chosen for the analysis of the Sajama core, which was cut into 3 cm samples throughout its 40meter length. The isotopic measurements are given here as deviations in per mil from the Vienna Standard Mean Ocean Water (V-SMOW) [Craig, 1961]: $\delta_{\text{Sample}} = R_{\text{Sample}}/R_{\text{V-SMOW}} - 1$. Here R specifies the mixing ratio of the heavier isotope (i.e. Deuterium or ^{18}O) relative to the lighter and more abundant H_2^{16}O . The experimental precision of the isotope analysis amounts to 0.8‰ for the Deuterium and 0.05‰ for the ^{18}O .

Here we focus on the upper part of both cores (Illimani and Sajama) which were dated by counting annual layers apparent within a set of tracers: conductivity related to the acidity of the ice, dust content, Ca^+ concentration and isotopic composition of the ice. The seasonality of all four quantities down to a depth of about 40 meters is well preserved. Furthermore, a number of fix points have been used: three peaks in conductivity can be associated with well-known volcanic eruptions of the last forty years (Pinatubo, 1991; El Chichón, 1982; Agung, 1963). A peak in the ^{137}Cs and Tritium content of the ice at the depth of about 33.5 meters can be associated with the strongest bomb tests in the Northern Hemisphere in year 1964. More details of the dating methods applied and the significance of the various tracers can be found in [Simões *et al.*, 2002]. The estimated uncertainty of the multi proxy approach amounts to ± 2 years down to 40 meters. However, the uncertainties increase rapidly with depth as the shape of the peaks associated with volcanic eruptions becomes less well defined (± 7 years at 60 meters, which approximately corresponds to 1900).

Discussion

In Figure 2a the resolved records from the Huascarán [Thompson *et al.*, 1995] and the Quelccaya [Thompson *et al.*, 1985] are compared to the upper parts of the Sajama and Illimani records (this study). All records were seasonally dated using a multi-proxy approach with at least 10 measurements per annual cycle. There is a striking correspondence between all four high-resolution records on time scales longer than about 3 years. The various isotope records are correlated with an r value ranging between 0.5 and 0.9 when restricted to the common period from 1968-1982 and 0.2 to 0.7 when taking the complete records into account. This is extremely high given that even temperature records from weather stations in the area have smaller correlations when treated in the same manner. For a set of 20 meteorological stations situated on the Altiplano from Ecuador to Bolivia (selected for high quality and length of the records), the smoothed temperature series exhibit a correlation between 0.1 and 0.7. The latter values however were only reached for stations, which are relatively close to each other ($< 200\text{km}$). In the following, we define the average isotope record (see Fig 2a) as the Andean Isotope Index (AII) covering the period from 1909-1998. We restrict the analysis to this period of time even though the common high-resolution isotope history of Quelccaya and Illimani

extends even further back in time. Dating problems between the two records grow rapidly before 1909 making the extension of the AII difficult. However the overall resemblance between the two records on an annual to decadal time scale even exists throughout the 19th and part of the 18th centuries motivating the possibility of future work when a more precise common dating framework can be developed.

The coherency of Andean isotope variations in the last century argues for the existence of a climate signal over a broad region in South America including a wet tropical site at 9°S and a dry subtropical site at 20°S. The common and dominant moisture source for the Andes at these latitudes is the Amazon basin, and ultimately the tropical Atlantic. In order to better understand the origin of the observed isotope variability and to determine the regions that influence the AII, we compare the AII with global precipitation data for the last century [Dai *et al.*, 1997]. The global precipitation data were homogenized and analysed for the period from 1900 to 1988. Figure 2b shows the principal component (PC) of the first EOF of the observed annual precipitation anomalies. In Dai *et al.* [1997] the authors associate the EOF1 (explaining about 10% of the observed variability in the tropics and 6% globally) with ENSO related climate variability. EOF1 is marked by anomalously dry conditions in the Amazon basin.

Figure 2b also shows isotope variations within a 92-year integration of the ECHAM general circulation model [Roeckner *et al.*, 1996] forced by observed sea surface temperatures and sea ice distributions (GISST2.2 data set of the United Kingdom Meteorological Office, [Hurrell and Trenberth, 1999]). The model uses a T30 resolution corresponding to an approximate resolution of 3.75° on a physical grid and a 30 minutes time step. Atmospheric concentrations of greenhouse gases (CO₂, CH₄, N₂O) without changes in aerosol loading were also prescribed according to the observations [IPCC, 1995]. The model contains a sub-module allowing the calculation of the water isotopes in parallel to the model's hydrological cycle [Hoffmann *et al.*, 1998]. The simulated water isotope signal was checked against modern observations of the Global Network of Isotopes in Precipitation (GNIP). The model is capable of realistically simulating the regions dominated by the temperature effect and by the isotopic amount effect. In Figure 2b, the isotopic composition of water vapour, $\delta^{18}\text{O}_{\text{vap}}$, on the 500 hPa level regionally averaged between 5°N-20°S and 70°W – 30°W is shown.

A better comparison between the model, precipitation data and the AII record can be obtained when the AII time scale is shifted by two years (+2 years). This shift will be discussed in more detail below. Figure 2b demonstrates that the shifted AII is in good agreement with both the leading mode of tropical precipitation anomalies and the simulated isotope signal. Dry conditions occur within Amazon basin during the high phase of EOF1, producing less intense rainout and therefore less depleted water vapor (isotopic amount effect [Dansgaard, 1964]).

The simulated $\delta^{18}\text{O}_{\text{vap}}$ signal over the Amazon basin at the 500hPa level, which is the level of strongest water vapor transport, showed the strongest correlations with central Pacific SSTs (up to $r=0.5$) resembling an ENSO SST pattern (results not shown here). The Amazon isotope

record further correlates well with negative precipitation anomalies over the tropical Atlantic and the Amazon basin ($r = -0.5$). However, neither the observed (AII) nor the simulated isotope record correlates extremely well with typical time series describing the ENSO phenomenon (SOI, Nino3). This is most probably due to the variable relation between individual El Niño/La Niña events and South American precipitation. The timing of such events relative to the main rain season is crucial for their impact on precipitation [Montecinos *et al.*, 2000]. This is also confirmed by a detailed study on the Huascarán record that shows only a rather weak and variable influence of ENSO on the water isotopes [Henderson *et al.*, 1999].

From the comparison between the simulated and the observed isotope signal, several conclusions can be drawn. First, the convincing agreement between the shifted AII and both direct observations and model results implies a systematic error of 2 years in the dating of the ice cores. The two years shift within the uncertainty range of the ice cores. The high noise level in the upper firn part of the cores (see Figure 2a) and the large accumulation variations in some ENSO years [Vuille, 1999] might be responsible for that. Second, the spatial relevance of the AII extends over an area even larger than the Andes between 10°S-20°S. Intense water recycling in the Amazon basin smoothes out the isotope signal over the entire region. It is this large-scale signal that is recorded by our high altitude sites. Third, the ECHAM model is capable of describing much of the decadal variability of the hydrological cycle in the tropics/subtropics. The data used to force the ECHAM were completely independent of the AII and therefore the comparison between the ECHAM and the AII represents an independent test of the GCM. Fourth, our results suggest that the reconstructed SST forcing is realistic, even in this part of the global ocean (tropical Pacific and Atlantic) and even over time-periods where reliable SST observations were lacking. However, before 1930 the model-observation agreement (see Figure 2b) is not as good implying possible problems with the quality of the reconstructed SSTs at the beginning of the record. A comparison between tropical temperatures (global average between 10°N and 10°S) shows even some resemblance to the AII (not shown here). This is not surprising since tropical temperatures on interannual to interdecadal timescales are controlled by the depth of the thermocline in the Pacific varying with the ENSO phase. The influence of the latter on the Hadley/Walker circulation and therefore on the described precipitation anomalies over South America is well known [Rao Brahmananda *et al.*, 1998].

In our interpretation precipitation variability in the Amazon basin, the principal source region for precipitation on the Altiplano, is the leading factor controlling the AII and not local temperature trends. However, these two factors are not entirely decoupled. ENSO variability exerts a large influence on both quantities. As was shown in Vuille and Bradley [2000] there is a statistically robust rising temperature trend of about 0.1°C per decade in the tropical Andes. When analysing meteorological data starting in 1939 the authors concluded that most of the temperature trend is taking place in the period from 1974-1995 (0.34°C per decade) roughly coinciding with the rising trend in the AII.

However the observed temperature trend decreases significantly at high altitudes. From 1974-1995 we estimate therefore an approximate mean temperature rise of 0.5°C at the height of the Andean glaciers. The AII rises over the same period by about 3‰. This results in a hypothetical sensitivity of the water isotopes of $3‰/0.5°C=6‰/°C$ which would be a gradient that cannot be explained by our actual understanding of water isotopic fractionation (the modern spatial gradient amounts to 0.6-0.7‰/°C see above).

Alternatively the AII can be related to the observed precipitation variations. A linear regression between the AII and the PC of EOF1 (see figure 2b) yields a relation of 0.2‰ per unit. With a mean amplitude of about 4 of the first EOF averaged over the Amazon basin [Dai *et al.*, 1997] and a precipitation variance of about 80mm/year the relation between the water isotopes and ENSO related precipitation anomalies in the Amazon yields 1‰ per $0.2*4*80\text{mm/year} \sim 0.0167‰$ for every mm/year. This result of a simple first order estimate is within the observed range of today's amount effect [Rozanski *et al.*, 1993].

Though there is a slight accumulation of high isotopic anomaly within the AII in the most recent period, overall the mean Andean isotope signals seem to be relatively stable during the 20th century. The last decade in the record (1985-1995) do not look exceptional and the AII is not dominated by a rising trend. In future studies, more high-resolution ice records from the Andes will be stacked in order to extend a reliable isotope signal several centuries back in time and to compare quantitatively the 20th century with former centuries. The correspondence between the AII, independent observations, and GCM results over the last century is a promising starting point for future studies on long-term decadal/inter-decadal variability of the hydrological cycle in the tropics.

Acknowledgments. We like to thank the team of the Instituto de Hidráulica e Hidrología, Universidad Mayor de San Andres, La Paz, Bolivia for their support during the Sajama and Illimani drilling. We appreciated in particular the important contribution of Bernard Pouyaud and Patrick Ginot to the organization and the realization of the drilling. Sonia Falourd and Olivier Cattani (LSCE) helped us a lot with the isotope measurements. Furthermore, we are grateful to two anonymous reviewers who helped improving the manuscript. The entire work was made possible by the financial and logistical support of the UR Great Ice of the Institut de Recherche pour le Développement IRD.

References

- Accituno, P., and A. Montecinos, Circulation anomalies associated with dry and wet periods in the South American Altiplano, in *Fourth International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*, Am.Meteorol.Soc., Boston, Mass., 1993.
- Broecker, W.S., Mountain Glaciers: Recorders of atmospheric water vapor content?, *Global Biogeochemical Cycles*, 11 (4), 589-597, 1997.
- Craig, H., Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural water, *Science*, 133, 1833-1834, 1961.
- Dai, A., I.Y. Fung, and A.D. Del Genio, Surface observed global precipitation variations during 1900-88, *Journal of Climate*, 10, 2943-2962, 1997.
- Dansgaard, W., Stable isotopes in precipitation, *Tellus*, 16, 436-468, 1964.

- Diaz, H.F., and N.E. Graham, Recent changes in tropical freezing height and the role of sea surface temperature, *Nature*, 383, 152-155, 1996.
- Gaffen, D.J., B.D. Santer, J.S. Boyle, J.R. Christy, N.E. Graham, and R.J. Ross, Multidecadal changes in the vertical temperature structure of the tropical troposphere, *Science*, 287, 1242-1245, 2000.
- Grootes, P.M., M. Stuiver, L.G. Thompson, and E. Mosley-Thompson, Oxygen isotope changes in tropical ice, Quelccaya, Peru, *Journal of Geophysical Research*, 94, 1187-1194, 1989.
- Henderson, K.A., L.G. Thompson, and P.-N. Lin, The recording of El Niño in ice core $\delta^{18}\text{O}$ records from Nevado Huascarán, Peru, *Journal of Geophysical Research*, 104, 31,053-31,065 1999.
- Hoffmann, G., M. Werner, and M. Heimann, The Water isotope module of the ECHAM atmospheric general circulation model - A study on time scales from days to several years, *Journal of Geophysical Research*, 103, 16,871-16,896, 1998.
- Hurrell, J., and K. Trenberth, Global sea surface temperature and analyses: Multiple problems and their implications for climate analysis, modeling, and reanalysis, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80 (12), 2661-2678, 1999.
- IPCC, *Climate Change 1995*, Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge, 572pp., 1995.
- Knüsel, S., P. Ginot, U. Schotterer, M. Schwikowski, H.W. Gäggeler, B. Francou, J.R. Petit, J.C. Simões, and J.-D. Taupin, Dating of two nearby ice cores from the Illimani, Bolivia, *Journal of Geophysical Research*, in press, 2002.
- Montecinos, A., A. Diaz, and P. Aceituno, Seasonal diagnostic and predictability of rainfall in subtropical South America based on tropical Pacific SST, *Journal of Climate*, 13, 746-758, 2000.
- Pierrehumbert, R.T., Huascarán $\delta^{18}\text{O}$ as an indicator of tropical climate during the Last Glacial Maximum, *Geophysical Research Letters*, 26, 1341-1344, 1999.
- Ramirez, E., G. Hoffmann, J.D. Taupin, B. Francou, P. Ribstein, N. Caillon, A. Landais, J.R. Petit, B. Poyaud, U. Schotterer, and M. Stievenard, A new Andean deep ice core from Illimani (6350 m), Bolivia, *Earth and Planetary Science Letters*, submitted, 2002.
- Rao Brahmananda, Y., S.R. Chapa, and I.F.A. Cavalcanti, Moisture Budget in the tropics and the Walker circulation, *Journal of Geophysical Research*, 103, 13,713-13,728, 1998.
- Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, M. Christoph, L. Dümenil, M. Esch, M. Giorgetta, U. Schlese, and U. Schulzweida, The Atmospheric General Circulation Model ECHAM-4: Model Description and Simulation of Present-Day Climate, Max-Planck Institut für Meteorologie, Hamburg, 1996.
- Rozanski, K., L. Araguas-Araguas, and R. Gonfiantini, Relation between long-term Trends of Oxygen-18 Isotope composition of precipitation and climate, *Science*, 258, 981-985, 1992.
- Rozanski, K., L. Araguas-Araguas, and R. Gonfiantini, Isotopic patterns in modern global precipitation, in *Climate Change in Continental Isotopic Records*, edited by P.K. Swart, K.C. Lohmann, J. MacKenzie, and S. Savin, AGU, Washington, D.C., 1-37, 1993.
- Simões, J.C., J.-D. Taupin, P. Ribstein, J.-R. Petit, M. de Angelis, E. Ramirez, G. Hoffmann, A.L. Correia, R.J. Delmas, B. Dupré, P. Ginot, and B. Francou, Forty years of environmental record from the Nevado Illimani ice core, central-eastern Andes, *Journal of Geophysical Research*, submitted, 2002.
- Thompson, L.G., M.E. Davis, E. Mosley-Thompson, T.A. Sowers, K.A. Henderson, V.S. Zagorodnov, P.N. Lin, V.N. Mikhailenko, R.K. Campen, J.F. Bolzan, J. Cole-Dai, and B. Francou, A 25,000-year tropical climate history from Bolivian ice cores, *Science*, 282, 1858-1864, 1998.
- Thompson, L.G., E. Mosley-Thompson, J.F. Bolzan, and B.R. Koci, A 1500 year record of tropical precipitation recorded in ice cores from the Quelccaya ice cap, *Science*, 229, 971-973, 1985.
- Thompson, L.G., E. Mosley-Thompson, W. Dansgaard, and P.M. Grootes, The 'Little Ice Age' as recorded in the

- stratigraphy of the tropical Quelccaya ice cap, *Science*, 234, 361-364, 1986.
- Thompson, L.G., E. Mosley-Thompson, M.E. Davis, P.N. Lin, K.A. Henderson, J. Cole-Dai, J.F. Bolzan, and K.-B. Liu, Late glacial stage and Holocene tropical ice core records from Huascarán, Peru, *Science*, 269, 46-50, 1995.
- Thompson, L.G., E. Mosley-Thompson, and K.A. Henderson, Ice-core palaeoclimate records in tropical South America since the Last Glacial Maximum, *Journal of Quaternary Science*, 15 (4), 377-394, 2000.
- Thompson, L.G., E. Mosley-Thompson, P.N. Lin, T. Yao, M. Dyurgerov, and J. Dai, 'Recent warming': ice core evidence from tropical ice cores with emphasis upon Central Asia., *Global and Planetary Change*, 7, 145-156, 1993.
- Thompson, L.G., E. Mosley-Thompson, and A.B. Morales, Major El Niño/Southern oscillation events recorded in stratigraphy of the tropical Quelccaya Ice cap, *Science*, 226, 50-52, 1984.
- Vuille, M., Atmospheric circulation over the Bolivian Altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the Southern Oscillation, *International Journal of Climatology*, 19, 1579-1600, 1999.
- Vuille, M., and R. Bradley, Mean annual temperature trends and their vertical structure in the tropical Andes, *Geophysical Research Letters*, 27 (23), 3885-3888, 2000.
- Vuille, M., D.R. Hardy, C. Braun, F. Keimig, and R.S. Bradley, Atmospheric circulation anomalies associated with 1996/1997 summer precipitation events on Sajama Ice Cap, Bolivia, *Journal of Geophysical Research*, 103 (D10), 11,191-11,204, 1998.

G. Hoffmann, E. Ramirez, and M. Stievenard, Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, UMR CEA/CNRS n° 1572, Orme des Merisiers, 91191 Gif-sur-Yvette, France (e-mail : hoffmann@lsce.saclay.cea).

E. Ramirez, J.D. Taupin, B. Francou, P. Ribstein, and R. Gallaire, Institut de Recherche pour le Développement, UR Great Ice, Paris, France.

B. Francou, R. Delmas and J. Simões, Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, Grenoble, France.

H. Dürr, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, UMR Sysiphe, Paris, France.

U. Schotterer, Universität Bern, Switzerland.

M. Werner, Max-Planck Institut für Biogeochemie, Jena, Germany.

(Received February 6, 2002; revised July 22, 2002; accepted September 3, 2002.)

HOFFMANN ET AL: COHERENT ANDEAN ISOTOPE HYSTORY
HOFFMANN ET AL: COHERENT ANDEAN ISOTOPE HYSTORY

Figure 1. Orographic map of the Andes including the four drilling sites of high altitude ice-cores discussed in

this study. The Illimani glacier is situated right on the natural frontier of the Amazon and the Central Andes, 50 km next to La Paz city and 180 km to the Lake Titicaca. The Sajama glacier is located in the eastern part of the Andes, that is 160 km to the Pacific Ocean and 200 km to the Illimani glacier. Two other isotope records from ice cores in Peru, the Huascarán [Thompson *et al.*, 1995] and Quelccaya [Thompson *et al.*, 1985], are also used in this study.

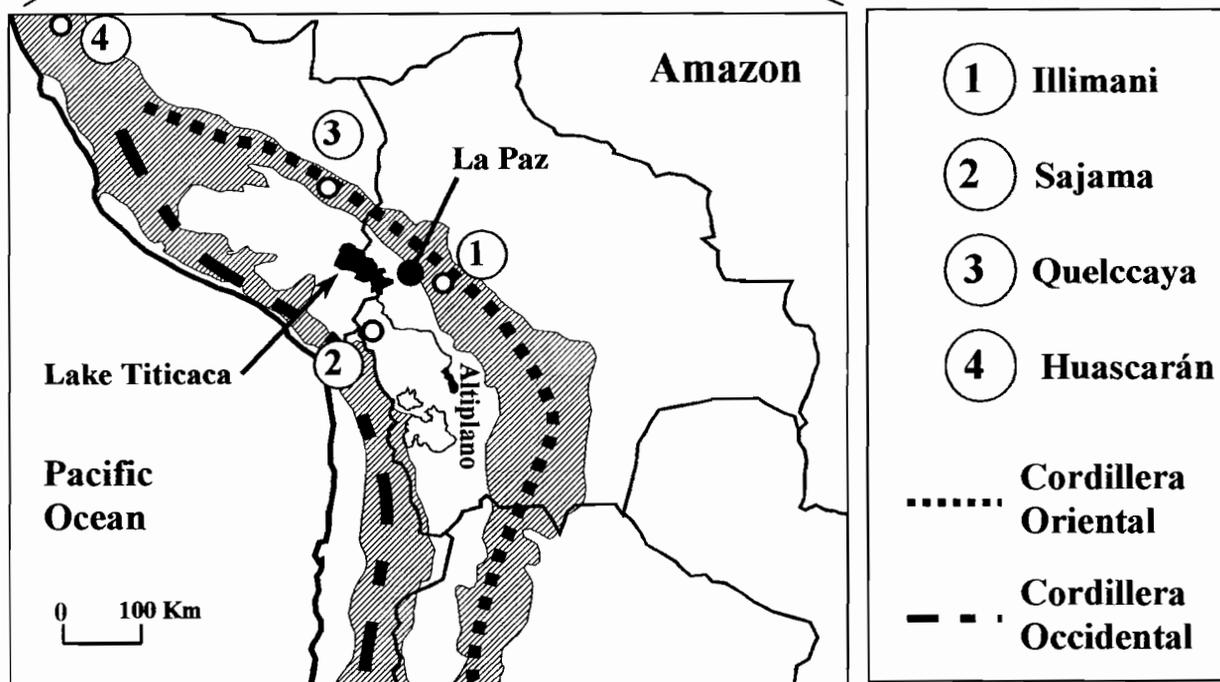
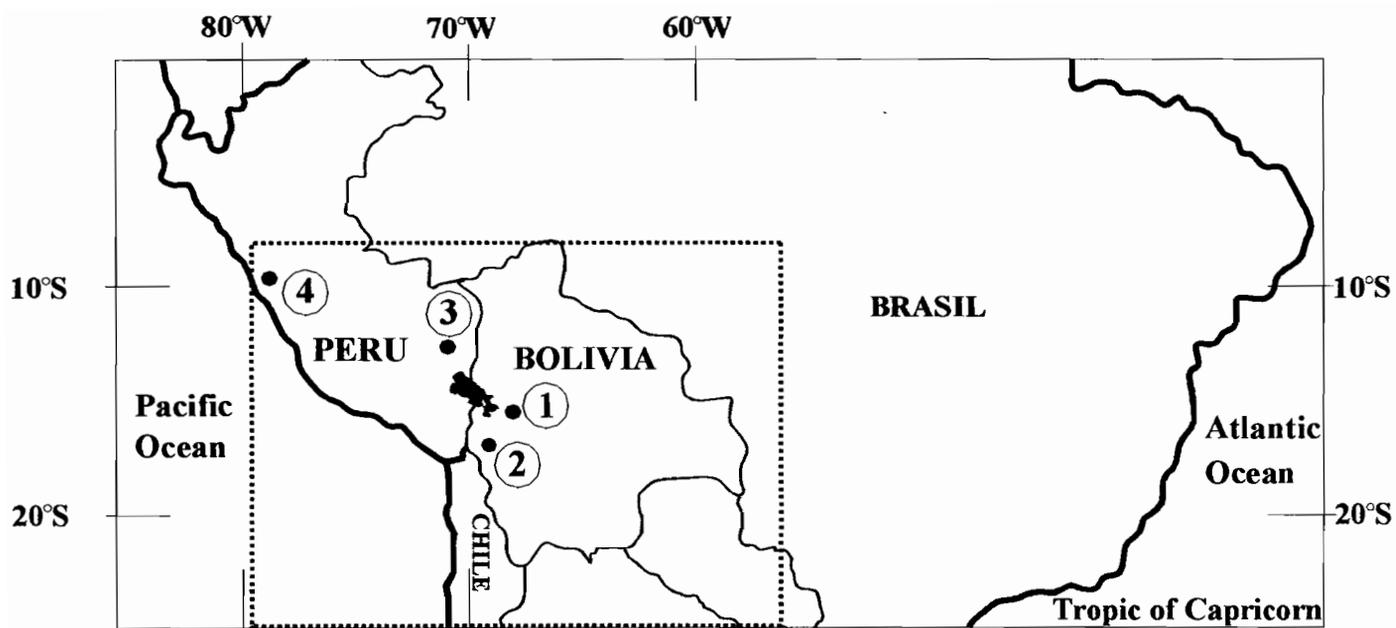
Figure 1. Orographic map of the Andes including the four drilling sites of high altitude ice-cores discussed in this study. The Illimani glacier is situated right on the natural frontier of the Amazon and the Central Andes, 50 km next to La Paz city and 180 km to the Lake Titicaca. The Sajama glacier is located in the eastern part of the Andes, that is 160 km to the Pacific Ocean and 200 km to the Illimani glacier. Two other isotope records from ice cores in Peru, the Huascarán [Thompson *et al.*, 1995] and Quelccaya [Thompson *et al.*, 1985], are also used in this study.

Figure 2a. Isotope records from Huascarán [Thompson *et al.*, 1995], Quelccaya [Thompson *et al.*, 1986], Illimani, Sajama (this work) and the Andean Isotope Index defined as the arithmetic mean of the four records.

Figure 2a. Isotope records from Huascarán [Thompson *et al.*, 1995], Quelccaya [Thompson *et al.*, 1986], Illimani, Sajama (this work) and the Andean Isotope Index defined as the arithmetic mean of the four records.

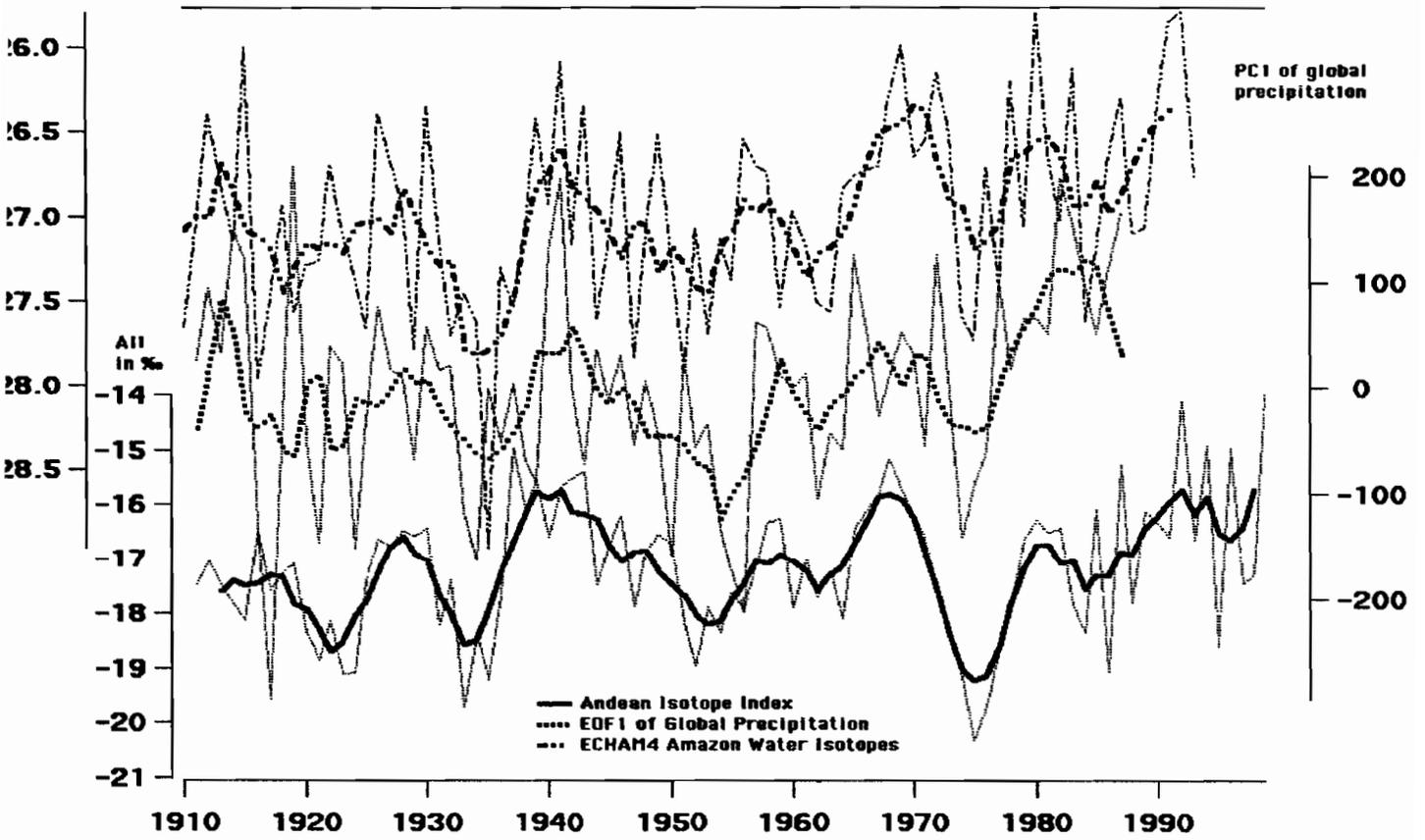
Figure 2b. Andean Isotope Index (arithmetic mean of Andean high resolution isotope records: Huascarán [Thompson *et al.*, 1995], Quelccaya [Thompson *et al.*, 1986], Illimani, Sajama, time scale was shifted by 2 years), PC1 *1000. of global precipitation [Dai *et al.*, 1997] and $\delta^{18}\text{O}_{\text{vap}}$ averaged over the Amazon basin (5°N - 20°S ; 70°W – 30°W) at the 500Hpa level as simulated by the ECHAM4 GCM. The broader curves correspond to the 5-year running mean of each of the three quantities. Less (more) depletion of the water isotopes correlates well with anomalously dry (wet) conditions over the Amazon in agreement with the isotopic amount effect [Dansgaard, 1964].

Figure 2b. Andean Isotope Index (arithmetic mean of Andean high resolution isotope records: Huascarán [Thompson *et al.*, 1995], Quelccaya [Thompson *et al.*, 1986], Illimani, Sajama, time scale was shifted by 2 years), PC1 *1000. of global precipitation [Dai *et al.*, 1997] and $\delta^{18}\text{O}_{\text{vap}}$ averaged over the Amazon basin (5°N - 20°S ; 70°W – 30°W) at the 500Hpa level as simulated by the ECHAM4 GCM. The broader curves correspond to the 5-year running mean of each of the three quantities. Less (more) depletion of the water isotopes correlates well with anomalously dry (wet) conditions over the Amazon in agreement with the isotopic amount effect [Dansgaard, 1964].

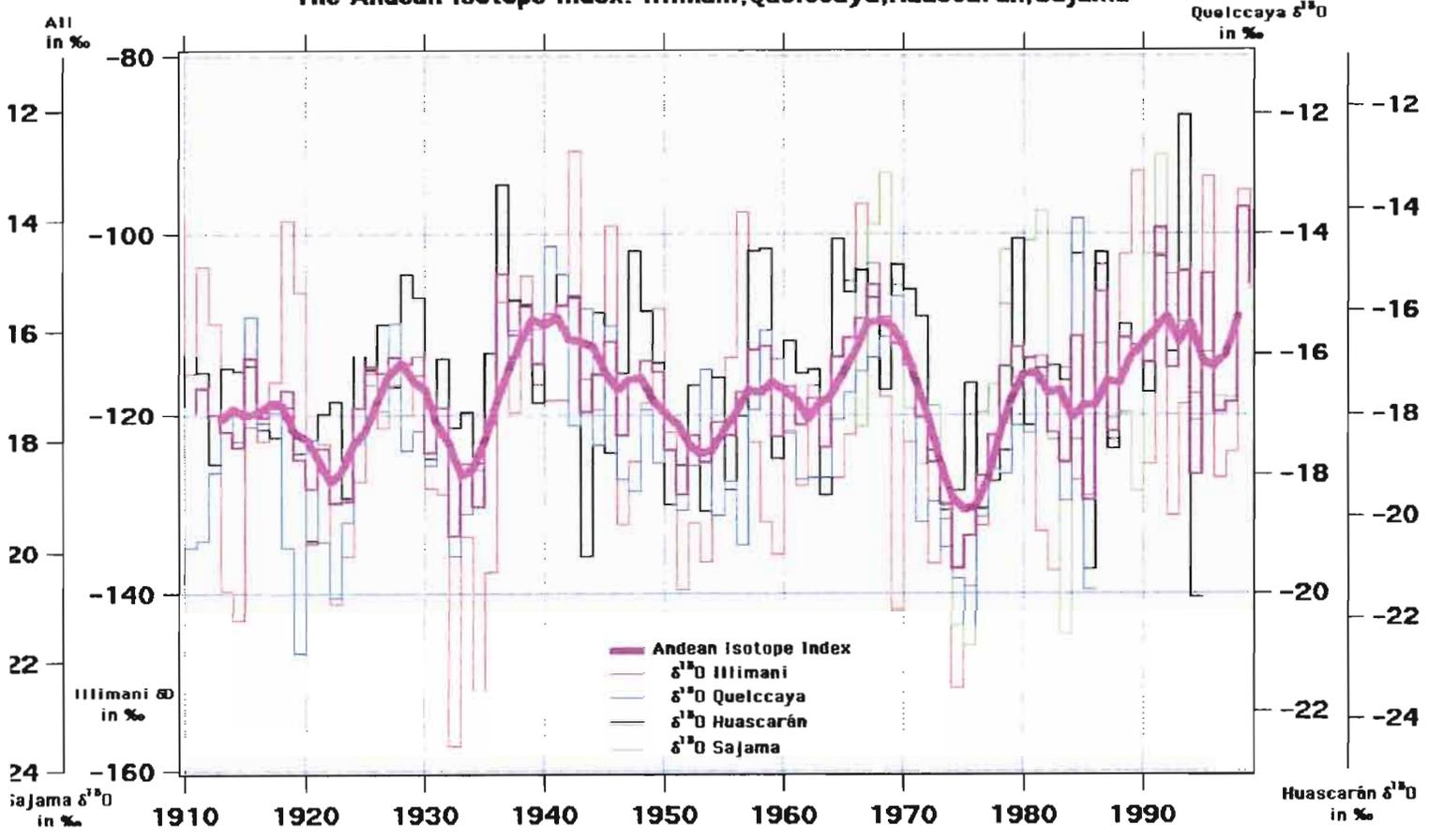


Andean Isotope Index, PCI of global precipitation
and simulated $\delta^{18}\text{O}$ over the Amazon basin

$\delta^{18}\text{O}$ in ‰ over
the Amazon basin



The Andean Isotope Index: Illimani, Quelccaya, Huascarán, Sajama



Monthly balance and water discharge of an inter-tropical glacier: Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16° S

BERNARD FRANCOU, PIERRE RIBSTEIN,

L'Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération, CP 9214, La Paz, Bolivia

RONALD SARAVIA,

Compañía Boliviana de Energía Eléctrica, CP 353, La Paz, Bolivia

ERIC TIRIAU

L'Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération, CP 9214, La Paz, Bolivia

ABSTRACT. Measurements of mass balance were performed every month on Zongo Glacier, Bolivia. Simultaneously, water-discharge, temperature and precipitation data were obtained. The first year of the survey, 1991–92, was marked by an ENSO (El Niño–Southern Oscillation) event with high temperature and low precipitation, whilst the following year, 1992–93, was normal. Results point to the early and late wet season (October–December and March–May) as playing a critical role in the determination of the annual mass balance. The wet season is the warmest period of the year and consequently the duration of the wet season is a highly relevant variable in determining mass balance. Both glaciological and hydrological methods for the determination of the mass balance provide similar results. Our study confirms that ENSO events have a major influence on the rapid glacier retreat currently affecting this part of the Andes.

INTRODUCTION

Very few studies have been performed on the mass balance of glaciers situated between the tropics. The only studies so far published are of Lewis Glacier in Kenya (Hastenrath, 1984, 1989) and of two glaciers in the Cordillera Blanca, Peru (Ames, 1985; Kaser and others, 1990). These studies were conducted by collecting data on a yearly basis and were not coupled with systematic runoff measurements.

However, the coincidence at low latitudes between the wet season, favourable to accumulation, and the warm period, when ablation is maximum, makes it difficult to acquire knowledge of glacier mass balance from simple annual data. Furthermore, the precipitation distribution is fairly variable from year to year and the duration of the rainy season is yet more unpredictable. The glacier may be expected to react significantly to this variability.

Thus, if we want to understand the processes that control glacier mass balance in these regions, it is necessary to conduct measurements on a monthly basis and follow up the survey over a period of several years. With such an approach, it is possible to attain a greater understanding of the main factors that control the rapid glacier retreat presently occurring in this part of the Andes (Lliboutry and others, 1977; Ames, 1985; Jordan, 1991), as well as in other low-latitude mountains (Hastenrath and Kruss, 1992). Another question needing

to be addressed is the consequence of an ENSO (El Niño–Southern Oscillation) event for the glacier mass balance. According to the study at the Quelccaya Ice Cap, Peru (Thompson and others, 1984), ENSO events could affect mass balance by decreasing snow accumulation at high altitude in the Andes. Nevertheless, the marked reduction in precipitation during these episodes occurs during the warm season, so the effects on the mass balance could also be associated with a strong ablation (Franco, 1992).

Our investigation has concentrated on two glaciers in the Cordillera Real, Bolivia: Zongo Glacier and Chacaltaya Glacier. This paper presents the data collected on Zongo Glacier during the first two hydrological years of the study, from September 1991 to August 1993. It represents a first attempt to present a monthly pattern of glacier mass balance in the tropics and to analyse the effect of an ENSO event.

AREA DESCRIPTION AND DATA-GATHERING METHODS

The glacier is situated in the Huayna Potosí massif (6088 m), at 16° S, in the Amazon basin. This valley-type glacier is 3 km long and has a surface area of 2.1 km² (Fig. 1). The upper reaches are exposed to the south whereas the lower section faces east. The maximum and minimum elevations are 6000 and 4890 m a.s.l., respec-

VARIABILIDAD CLIMÁTICA Y MODELIZACIÓN HIDROLÓGICA DEL GLACIAR ZONGO, BOLIVIA

*Pierre Ribstein **, *Bernard Francou **, *Pierre Rigaudière **, *Ronald Saravia ***

Resumen

Para simular los caudales diarios en el emisario del Glaciar Zongo (Cordillera Real, Bolivia), se elaboró un modelo hidrológico a partir de parámetros meteorológicos (temperatura, humedad, radiación, precipitación y viento). Este modelo se basa en un balance energético calculado en cada sector de la cuenca con glaciar. Un método automático de optimización no lineal permite calibrar los parámetros del modelo. Para el período de octubre 1993 a agosto 1994, el modelo explica más del 87% de varianza de los caudales diarios observados. Una vez calibrado, el modelo puede servir para el estudio de las consecuencias hidrológicas de un cambio global del clima sobre los glaciares andinos.

Palabras claves: Bolivia, Andes, glaciar tropical, hidrología glacial, modelización hidrológica, balance energético.

VARIABILITÉ CLIMATIQUE ET MODÉLISATION HYDROLOGIQUE DU GLACIER ZONGO, BOLIVIE

Résumé

Un modèle hydrologique a été mis au point pour simuler les débits journaliers à l'exutoire du Glacier Zongo (Cordillère Royale, Bolivie) à partir des paramètres météorologiques (température, humidité, radiation, précipitation, vent). Ce modèle se fonde sur un bilan énergétique calculé sur chaque secteur du bassin versant englacé. Une méthode automatique d'optimisation non linéaire permet de caler les paramètres du modèle. Pour la période de octobre 1993 à août 1994, le modèle explique plus de 87% de la variance des débits journaliers observés. Une fois calé, le modèle peut servir à l'étude sur les glaciers andins des conséquences hydrologiques d'un changement global du climat.

Mots-clés : Bolivie, Andes, glacier tropical, hydrologie glaciaire, modélisation hydrologique, bilan énergétique.

CLIMATIC VARIABILITY AND HYDROLOGICAL MODELLING ON ZONGO GLACIER, BOLIVIA

Abstract

The daily discharges at the outlet of Zongo Glacier (Cordillera Real, Bolivia) have been modeled using meteorological data (temperature, humidity, solar radiation, precipitation, wind). The hydrological model is based on the energy balance, estimated on each sector of the glacierized catchment. An automatic nonlinear method is used to calibrate the model parameters. From October 1993 to August 1994, the model explains more than 87% of the variance of the observed daily discharges. It is possible to use the model, once calibrated, to investigate the hydrological consequences of a global climate change on the Andean glaciers.

Key words: Bolivia, Andes, tropical glacier, glacial hydrology, hydrological model, energy balance.

* ORSTOM, CP 9214 La Paz, Bolivia.

** COBEE, CP 353, La Paz, Bolivia.

Annual cycle of energy balance of Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia

Patrick Wagnon¹, Pierre Ribstein², Bernard Francou³, and Bernard Pouyaud⁴

Abstract. An 18-month meteorological data set recorded at 5150 m above sea level (asl) on Zongo Glacier, in the tropical Andes of Bolivia, is used to derive the annual cycle of the local energy balance and to compare it to the local mass balance. The roughness parameters needed to calculate the turbulent fluxes over the surface are deduced from direct sublimation measurements performed regularly on the field site and serve as calibration parameters. For the hydrological year September 1996 to August 1997, net all-wave radiation (16.5 W m^{-2}) is the main source of energy at the glacier surface and shows strong fluctuations in relation to the highly variable albedo. An important peculiarity of tropical glaciers is the negative latent heat flux (-17.7 W m^{-2}) indicating strong sublimation, particularly during the dry season. The latent heat flux is reduced during the wet season because of a lower vertical gradient of humidity. The sensible heat flux (6.0 W m^{-2}), continuously positive throughout the year, and the conductive heat flux in the snow/ice (2.8 W m^{-2}) also bring energy to the surface. There is a good agreement between the monthly ablation calculated by the energy balance and the ablation evaluated from stake measurements. The seasonality of the proglacial stream runoff is controlled by the specific humidity, responsible for the sharing of the energy between sublimation and melting.

1. Introduction

A glaciological program has been undertaken on Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia (16°S , 68°W) since 1991. This program involving mass balance measurements [Francou *et al.*, 1995], hydrological studies [Ribstein *et al.*, 1995], and energy balance investigations [Wagnon *et al.*, 1998] aims at improving our knowledge about the functioning of tropical glaciers. This paper describes the annual cycle of the energy fluxes over Zongo Glacier surface at the altitude of the mean equilibrium line (5150 m above sea level (asl)). These fluxes are derived from meteorological measurements collected by an automatic weather station. Knowledge of the specific characteristics of this glacier (for example, surface state, wind regimes, surface temperatures) was obtained during various few-day field surveys chosen in the dry or the wet season. These field trips, where direct measurements of sublimation were performed, were crucial for obtaining the roughness parameters.

Very few energy balance studies have been conducted in low latitudes. Some work on radiation budget has been undertaken on Lewis Glacier, Mount Kenya [Hastenrath and Patnaik, 1980; Hastenrath and Kruss, 1988], and on Quelccaya ice cap, Peruvian Andes [Hastenrath, 1978], but no annual cycle energy balance studies have yet been processed. Interesting interpretations of the mass balance fluctuations of Mount Kenya's glaciers [Hastenrath

and Kruss, 1992] and of Yanamarey Glacier, Cordillera Blanca, Peru [Hastenrath and Ames, 1995] have been proposed in terms of energy balance changes. Unfortunately, these studies lacked well-documented long-term energy balance measurements. Such works have already been conducted over Antarctic blue ice [Bintanja *et al.*, 1997] or over a winter snow cover in the Sierra Nevada (United States) [Marks and Dozier, 1992], but they have never yet been done on a tropical glacier. The results will be discussed in order to underline the specific characteristics of Bolivian glaciers.

The energy balance plays a key role in the understanding of snowmelt seasonality and thus the variations of the proglacial stream runoff with seasons. The accumulation season between October and March coincides with the period of higher ablation and melt rates at the glacier surface, which leads to high discharges of the stream escaping from the glacier snout. However during the dry season (May–August) the absence of precipitation is compensated by a reduced but permanent ablation with low discharges of the proglacial stream.

2. Location and Measurement Program

The glacier is located in the Huayna Potosi Massif (Cordillera Real, Bolivia), at $16^{\circ}15' \text{ S}$, $68^{\circ}10' \text{ W}$, on the western margin of the Amazon Basin, approximately 30 km north of La Paz. This valley-type glacier is 3 km long and has a surface area of 2.1 km^2 . A map of this glacier and a precise location are given in Figure 1. The upper reaches are exposed to the south, whereas the lower section surrounded by two steep lateral moraines faces east. The maximum and minimum elevations are 6000 and 4900 m asl, respectively. The altitude of the equilibrium line under steady state conditions (annual mass balance approaching zero) is 5150 m asl. The Zongo Glacier is part of a 3 km^2 basin (77% glacierized) above the main hydrometric station located at 4830 m asl (Figure 1).

Although the first equipment was installed in July 1991 (glaciological stakes, hydrometric station, rain gauges,

¹Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement, Saint Martin d'Hères, France

²L'Institut Français de Recherche Scientifique Pour le Développement en Coopération (ORSTOM), Paris VI, France.

³ORSTOM, Quito, Ecuador.

⁴ORSTOM, La Paz, Bolivia.

Copyright 1999 by the American Geophysical Union.

Paper number 1998JD200011.

0148-0227/99/1998JD200011\$09.00

Energy balance and runoff seasonality of a Bolivian glacier

Patrick Wagon^{a,*}, Pierre Ribstein^b, Georg Kaser^c, Philippe Berton^d

^a *LGGE, BP 96, 38402 Saint-Martin d'Hères Cedex, France*

^b *ORSTOM, LGA, 4 Place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France*

^c *Institut für Geographie, Innrain 52, A-6020 Innsbruck, Austria*

^d *ORSTOM, CP 9214, La Paz, Bolivia*

Received 9 July 1997; accepted 19 February 1999

Abstract

The runoff of Zongo Glacier (Bolivia, 16°S) shows an appreciable seasonal variability, with low discharges in the dry season (May to August) and high values in the humid season (October to March). Incoming radiation, temperature and precipitation are poorly correlated with discharge and cannot explain the hydrological seasonality and the glacier's response to climate variability in the Tropical Andes. Since 1996, energy balance measurements have been carried out in the vicinity of the mean equilibrium line (5150 m a.s.l.) on Zongo Glacier (2.1 km²). Comparisons are made with proglacial stream discharges recorded at the main hydrometric station. Each component of the energy balance (net radiation, turbulent heat fluxes, heat transfer into the ice and heat supplied by precipitation) is derived separately from the measurements, and the variability throughout the year is evaluated. Radiation and turbulent fluxes dominate the surface energy balance. Sensible heat flux is small and does not show a significant seasonal change. Latent heat flux is highly variable with low values during the accumulation season and high values during the dry period. This high sublimation loss during the dry season causes well-developed penitents at the glacier surface. In conclusion, incoming energy throughout the year is constant, with no large variations, and humidity controls the balance of this energy between sublimation and melting. During the accumulation season, sublimation is reduced because of a low gradient of vapour pressure and the energy supplied by radiation is directly consumed by melting, explaining why discharge is high. During the dry period, a large part of the energy supplied by radiation is used to sublimate snow or ice and therefore, energy available for melting is low, which leads to low melt rates. Due to the important role of humidity, tropical glaciers are likely to be the climatic indicators the most sensitive to climatic changes like the greenhouse effect. © 1999 Elsevier Science B.V. All rights reserved.

Keywords: Bolivian glaciers; melting; sublimation

1. Introduction

The aim of this paper is to understand the seasonal variations of the runoff of a tropical glacier, and the crucial forcing terms of the energy budget.

The glaciers of the high mountains of the tropics cover a total area estimated at about 2.5×10^3 km² which corresponds to 0.16% of the total ice cover of the world (WGMS, 1989). Although negligible in area (if all these glaciers melted tomorrow, the sea level would not rise more than 1 cm!), they are still known to be very sensitive components of the environment and deserve attention in the context of both global change (Kaser et al., 1996) and local and

* Corresponding author. Fax: +33-476-824-201

E-mail address: patrick@glaciog.ujf-grenoble.fr (P. Wagon)

Clear-sky albedo measurements on a sloping glacier surface: A case study in the Bolivian Andes

Jean Emmanuel Sicart and Pierre Ribstein

L'Institut de Recherche pour le Développement (IRD, ex-ORSTOM), UMR Sisyphe, UPMC, Paris, France

Patrick Wagnon

L'Institut de Recherche pour le Développement (IRD, ex-ORSTOM), Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, Saint Martin d'Hères, France

Daniel Brunstein

Laboratoire de Géographie Physique, CNRS, Meudon, France

Abstract. An important potential source of error in snow albedo measurements under clear sky is the tilt of the surface when the sensors are placed parallel to the horizon. The error depends on the surface slope and aspect. A hemispherical radiation sensor receives its signal from within a surface area of several square meters, which generally is not a plane. Here we examined the influence of slope and aspect combinations related to surface irregularities on albedo measurements at two locations on the Zongo Glacier, Bolivia. The slope and aspect distributions determined through topographic measurements were used to correct the albedo measurements. The corrections were different between the two sites but resulted in similar albedo changes: the substantial albedo reductions observed from morning until evening were measurement artifacts. Even for slight slopes, an error of a few degrees on the slope estimation or an error of roughly 20° on the aspect estimation had an appreciable influence on the corrections. If the topography around the measurement site is not precisely known, the most reliable method for determining the daily albedo is to observe the measurements around solar noon. Corrected albedo diurnal variations were low and symmetrical, centered on a minimum at noon. During the dry season (the Southern Hemisphere winter), the diurnal fluctuations of the snow albedo on the Zongo Glacier seem to be controlled by the incidence angle cycle of solar radiation.

1. Introduction

The interpretation of diurnal snow albedo fluctuations is a controversial subject. Confusion often stems from observation errors. In this study, we present a method for treating errors related to the horizontal mounting of the radiation sensors while the snow surface is inclined.

Most authors have reported a decrease in snow reflectivity as the height of the Sun increases [e.g., *Hubble* 1954; *Liljequist*, 1956; *Dirmhirn and Eaton*, 1975; *Ohmura*, 1981; *Yamanouchi*, 1983; *McGuffie and Henderson-Sellers*, 1985; *Wendler and Kelley*, 1988; *Cutler and Munro*, 1996]. *Carroll and Fitch* [1981] only observed this decrease for low Sun angles. On the contrary, *Kondrat'yev et al.* [1964] reported a maximum albedo around the solar noon.

There are many factors that act on the diurnal albedo fluctuations under clear sky [*Warren*, 1982]. The snow albedo depends on the angular and spectral distributions of the direct-beam and diffuse components of the global radiation. Snow reflectivity is nearly linear in the cosine of the zenith angle of

the direct-beam radiation [*Marshall and Warren*, 1987]. This dependence leads to a symmetrical cycle of the reflectance centered on a minimum at noon. The effective zenith angle of a purely diffuse radiation is approximately 50° [*Wiscombe and Warren*, 1980]. The contribution of the diffuse radiation to global radiation acts on the angular distribution of the incident solar radiation, and therefore on the reflectance of the snow.

The optical properties of snow also depend on the size and shape of snow grains, the concentration of surface absorbent impurities, the snow thickness, and the reflectivity of the snow underlying the surface (if the snow is less than roughly 10 cm thick), and finally the surface roughness on the microscopic scale. These factors related to the snow metamorphism generally lead to an irreversible decrease of albedo.

On the decimeter scale, if the surface roughness is not randomly oriented (e.g., sastrugis, penitents), the diurnal cycle of the solar azimuth can cause an asymmetrical albedo cycle to appear [see *Kuhn and Siogas*, 1978; *Wendler and Kelley*, 1988; *Mondet and Fily*, 1999].

Instrumental errors can lead to an erroneous interpretation of snow albedo fluctuations. The photoelectric cell sensitivity depends on temperature, which under clear sky follows a marked diurnal cycle. Nevertheless, this dependence is low

Hydrological characteristics of slope deposits in high tropical mountains (Cordillera Real, Bolivia)

Y. Caballero^a, V. Jomelli^{b,*}, P. Chevallier^a, P. Ribstein^c

^a*Maison des Sciences de l'Eau, IRD, BP 5045, 34032 Montpellier Cedex 1, France*

^b*CNRS UMR 8591, 1 Place Aristide Briand, 92195 Meudon Bellevue, France*

^c*IRD UMR 7619 Sisyphe, Case 123, 4 Place Jussieu, 75532 Paris Cedex 05, France*

Received 10 December 2000; received in revised form 14 June 2001; accepted 19 July 2001

Abstract

The hydrological processes within slope deposits are not well known, particularly for high tropical mountains with climatic conditions giving seasonal contrasts in the hydrological cycle. Measurements have been taken in a high Andean valley of the Cordillera Real (Bolivia) with the aim to determine the role of the slope deposits in the framework of a hydraulic modelling. Different transfer time measurements combined with morphometrical and sedimentological analysis were carried out on three talus slopes and two moraines during the rainy season. After injection of salt, the electrical conductivity of the water in slope deposits springs is monitored to estimate transfer velocities.

The hydrological behaviour of these slope deposits depends on the season. In the dry season, all the water infiltrates and there is no visible outlet. During the wet season, one part soaks in and gives springs down slope. The lag times estimated by the measurement of tracer velocity demonstrate that these slope deposits delayed the flow depending on the type of deposit. The delay is at least 24 h in the case of the talus slopes and more than 48 h in the case of lateral moraines. © 2002 Elsevier Science B.V. All rights reserved.

Keywords: Transfer time; Electrical conductivity; Talus slope; Lateral moraine; High tropical mountain

1. Introduction

The last few years have seen many investigations which aim to define precisely the geometrical and sedimentological characteristics of slope deposits in high tropical

* Corresponding author.

E-mail addresses: jomelli@cnrs-bellevue.fr (V. Jomelli), Ivan.Caballero@msem.univ-montp2.fr (Y. Caballero).

Données isotopiques ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) et changements hydrologiques depuis 15 000 ans sur l'Altiplano andin

ANNE COUDRAIN*

HydroSciences, UMR CNRS – IRD – Université Montpellier II, Maison des Sciences de l'Eau, F-34000 Montpellier, France
coudrain@msem.univ-montp2.fr

MICHEL LOUBET

UMR Géochimie, CNRS Université Paul Sabatier, 38 Rue des Trente-six Ponts, F-31400 Toulouse, France

THOMAS CONDOM, AMAL TALBI, PIERRE RIBSTEIN†

Sisyphé, UMR CNRS – Université Pierre et Marie Curie, Case 123, 4 Place Jussieu, F-75252 Paris cédex 5, France

BERNARD POUYAUD

IRD, UR Great Ice, Rue La Fayette, F-75480 Paris, France

JORGE QUINTANILLA

Instituto de Investigación de Química, Universidad Mayor San Andrés, La Paz, Bolivie

CLAUDINE DIEULIN

HydroSciences, UMR CNRS – IRD – Université Montpellier II, Maison des Sciences de l'Eau, F-34000 Montpellier, France

BERNARD DUPRE

UMR Géochimie, CNRS Université Paul Sabatier, 38 Rue des Trente-six Ponts, F-31400 Toulouse, France

Résumé Actuellement, le bassin sud (17° – 22°S , $126\,000\text{ km}^2$) de l'Altiplano reçoit environ $39.4 \times 10^9\text{ m}^3\text{ an}^{-1}$ d'eau dont 4% proviennent du bassin nord (14° – 17°S) par le Rio Desaguadero. Le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des écoulements de surface actuels présentent des valeurs distinctes sur les deux bassins permettant d'utiliser ce traceur pour reconstituer des conditions hydrologiques passées contrastées du bassin sud. Pour la période aride de 10 000 à 2000 ans BP, les données acquises et la modélisation du transport de strontium dans un aquifère renforcent les hypothèses d'une valeur des précipitations de 80% de l'actuel et de l'absence d'alimentation significative du bassin sud par le Rio Desaguadero. Pour les hauts niveaux d'eau de la phase lacustre Tauca, vers 15 000 ans BP, les données hydrologiques et isotopiques indiquent que pour une alimentation totale estimée à $110\,10^9\text{ m}^3\text{ an}^{-1}$ les apports du bassin nord pouvaient être limités à 5%.

Mots clefs bassin endoréique; isotopes du strontium; paléolac; aquifère

Isotopic data ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) and hydrological changes during the last 15 000 years on the Andean Altiplano

Abstract At present, the southern basin of the Altiplano (17° – 22°S , $126\,000\text{ km}^2$) receives about $39.4 \times 10^9\text{ m}^3\text{ year}^{-1}$ including 4% of surface runoff from the northern catchment (14° – 17°S) via the Rio Desaguadero. The values of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of present

* Aussi à: Sisyphé, UMR CNRS – UPMC, Case 123, 4 Place Jussieu, F-75252 Paris cédex 5, France.

† Aussi à: IRD, UR Great Ice, Rue La Fayette, Paris, France.