



Avenir des ressources en eau glacière de la Cordillère Blanche / On the future of the water resources from glacier melting in the Cordillera Blanca, Peru

Bernard Pouyaud , Marco Zapata , Jorge Yerren , Jesus Gomez , Gabriela Rosas , Wilson Suarez & Pierre Ribstein

To cite this article: Bernard Pouyaud , Marco Zapata , Jorge Yerren , Jesus Gomez , Gabriela Rosas , Wilson Suarez & Pierre Ribstein (2005) Avenir des ressources en eau glacière de la Cordillère Blanche / On the future of the water resources from glacier melting in the Cordillera Blanca, Peru, Hydrological Sciences Journal, 50:6, -1022, DOI: [10.1623/hysj.2005.50.6.999](https://doi.org/10.1623/hysj.2005.50.6.999)

To link to this article: <https://doi.org/10.1623/hysj.2005.50.6.999>



Published online: 15 Dec 2009.



Submit your article to this journal [↗](#)



Article views: 554



View related articles [↗](#)



Citing articles: 1 View citing articles [↗](#)

Avenir des ressources en eau glaciaire de la Cordillère Blanche

**BERNARD POUYAUD¹, MARCO ZAPATA², JORGE YERREN³,
JESUS GOMEZ², GABRIELA ROSAS³, WILSON SUAREZ^{1,3} &
PIERRE RIBSTEIN⁴**

¹ IRD, UR Great Ice, Maison des Sciences de l'Eau, 300 avenue Emile Jeanbrau, F-34095 Montpellier Cedex 5, France
pouyaud@msem.univ-montp2.fr

² INRENA, UGRH, Huaraz, Pérou
glaciologiahz@speedy.com.pe

³ SENAMHI, Dirección General de Hidrología, Lima, Pérou
dgh@senamhi.gob.pe

⁴ Université Paris VI, UMR Sisyphe, France
pierre.ribstein@ccr.jussieu.fr

Résumé Les données hydrologiques (depuis 1953) du bassin versant de Llanganuco (87.0 km², 39% glaciaire) montrent une accélération de la fonte glaciaire au dernier quart du 20^{ème} siècle. Ces données sont complétées (depuis fin 2000) par celles du petit bassin de Artesoncocha (8.4 km², 79% glaciaire). Leurs écoulements et les températures atmosphériques de réanalyse du NOAA-NCEP au-dessus de la Cordillère Blanche sont étroitement corrélés. Dès l'échelle mensuelle, les variations de la température sont un bon *proxy* de la fonte. Connus depuis plus de 50 ans, les reculs des glaciers de Cordillère Blanche montrent une accélération de la déglaciation au milieu des années 1970. Ces données de diverses origines permettent de modéliser la fonte des glaciers et de prévoir son évolution. Ajustées sur la période 1950–2000, les prévisions du modèle sont optimistes et en sous-estiment la rapidité si le changement climatique s'accélère. Le forçage du modèle par des prévisions d'évolution des températures, fournies par une adaptation à la Cordillère Blanche des modèles globaux du changement climatique, précise ces prévisions jusqu'alors basées sur le seul comportement passé des glaciers.

Mots clés bassins glaciaires tropicaux; changement climatique; Cordillère Blanche; fonte des glaciers; hydrologie glaciaire; lame écoulée; ressources en eau; taux d'englacement; températures atmosphériques de réanalyse NOAA-NCEP; Pérou

On the future of the water resources from glacier melting in the Cordillera Blanca, Peru

Abstract The hydrological data (since 1953) of the Llanganuco basin (87.0 km², 39% glacierized) show an increase of the glacial melting during the last quarter of the 20th century. These results were supplemented (since the end of 2000) by the data of the small basin of Artesoncocha (8.4 km², 79% glacierized). The basin runoff is well correlated to the atmospheric temperature derived from the NOAA-NCEP re-analysis above the Cordillera Blanca. At the monthly time scale, the temperature is a good proxy of the glacier melting. The retreat of several glaciers in the Cordillera Blanca has been well documented for 50 years, highlighting an acceleration of the deglaciation in the mid-1970s. The use of these data of various origins permits one to model the behaviour of glaciers, especially the meltwater production, and then to predict their future evolution. The model was calibrated over the 1950–2000 period, thus providing a possible optimistic evolution range (underestimation if the climate change becomes more intense). The forcing of the model by forecasts of the future temperature evolution above the Cordillera Blanca, derived from the regionalization of global climatic models, allows improvement of the estimations only based on past glacial behaviour.

Key words tropical glacial basins; climate change; Cordillera Blanca; glacial meltwater; glacial hydrology; depth of runoff; water resources; glaciation rate; NOAA-NCEP re-analysis atmospheric temperature; Peru

INTRODUCTION

Au Pérou, en conséquence du changement climatique en cours, le recul généralisé des glaciers est bien documenté depuis une cinquantaine d'années. Ce recul s'est notablement accentué depuis 1976, comme partout ailleurs dans les Andes (CONAM, 2001; Vignon, 2002; Francou *et al.*, 2005b). Principalement d'origine glaciaire, les ressources en eau de la Cordillère Blanche seront donc probablement affectées par le changement climatique. Les données hydrologiques disponibles depuis 50 ans sur 17 sous-bassins drainés par le Rio Santa ont mis en évidence (Kaser *et al.*, 2003; Pouyaud *et al.*, 2003) une étroite relation entre les écoulements et le taux d'englacement de chacun d'entre eux. Ces résultats permettent de proposer de premières modélisations prévisionnelles robustes des ressources en eau glaciaire, bien corrélées aux températures de la haute atmosphère considérées comme un bon *proxy* du changement climatique. Dès lors, des prévisions fiables sur l'évolution de ces températures au-dessus de la Cordillère Blanche, obtenues à partir de modélisations régionales des conséquences du changement climatique global, autorisent la prévision de l'évolution future des ressources en eau glaciaire de la Cordillère Blanche. Celles-ci sont particulièrement importantes dans le contexte géographique régional puisqu'elles représentent en saison sèche (mai à octobre) la principale source d'approvisionnement pour leurs nombreux utilisateurs: irrigation traditionnelle, production d'hydro-électricité, grands périmètres irrigués agro-industriels. La légère augmentation, actuellement constatée, de la ressource en eau glaciaire des plus englacés de ces sous-bassins correspond à la fusion accélérée de leurs glaciers, tendance aujourd'hui bénéfique qui s'inversera au fur et à mesure de leur disparition progressive.

Après les travaux fondateurs de Lliboutry *et al.* (1977), Hastenrath & Ames (1995) dans les Andes centrales, puis plus récemment en Bolivie ceux de Ribstein *et al.* (1995) et Francou *et al.* (1995), et au Pérou de Kaser & Osmaston (1996) et Kaser (1999, 2001), les résultats de l'unité de recherche Great Ice (Glaciers et Ressources en Eau d'Altitude: Indicateurs Climatiques et Environnementaux) de l'IRD (Institut de Recherche pour le Développement) en Bolivie (Ramirez *et al.*, 2001; Francou *et al.*, 2003; Sicart *et al.*, 2002, 2003, 2005; Wagnon *et al.*, 1998, 1999a,b, 2001), en Equateur (Favier *et al.*, 2005; Francou *et al.*, 2005a) et au Pérou (Kaser *et al.*, 2003; Pouyaud *et al.*, 2003) ont permis des avancées dans la compréhension du fonctionnement hydro-glaciologique des glaciers, et en premier lieu de leur production d'eau de fonte. Ces auteurs montrent que, aux plus courtes échelles de temps, la fonte est principalement contrôlée par l'état de surface du glacier, c'est-à-dire son albédo, autrement dit par l'importance et la fréquence des précipitations de neige fraîche. Les autres paramètres climatiques comme l'humidité de l'air et l'énergie radiative disponible n'ont pas un rôle aussi prégnant. L'importance relative de ces différents paramètres climatiques est différente selon qu'on se trouve en conditions tropicales (Bolivie: exemples des glaciers Chacaltaya et Zongo), où l'alternance bien marquée entre une saison froide très sèche et une saison des pluies plus chaude et humide est déterminante, ou en conditions équatoriales (Equateur: exemple du Glacier Antisana) où prévalent une forte humidité et des précipitations nombreuses réparties sur la quasi-totalité de l'année. Dans le premier cas, Wagnon *et al.* (1999a,b) et Sicart *et al.* (2002, 2005) ont montré qu'il existe une forte variabilité de la fonte: peu importante en saison sèche où la sécheresse de l'air fait que l'énergie disponible est surtout utilisée par la

sublimation, la fonte devient beaucoup plus abondante en début de saison des pluies, lorsque la glace "sale" à faible albédo, alliée à une humidité déjà importante, contribue à rendre disponible une plus grande énergie résiduelle; en saison des pluies établie, ce sont toujours les précipitations de neige fraîche qui contrôlent l'albédo et donc l'énergie disponible pour la fonte. Dans le second cas où on n'observe pas une grande variabilité de la fonte en cours d'année, Favier *et al.* (2005) montrent que celle-ci reste encore principalement contrôlée par l'albédo, d'autant plus élevé que les précipitations sont importantes, sauf lorsque des températures de l'air suffisamment élevées font remonter en altitude la limite pluie-neige, la pluie contribuant ainsi à abaisser plus rapidement l'albédo et donc à augmenter encore la fonte.

A cette échelle du fonctionnement physique du glacier, la température atmosphérique locale, considérée comme une manifestation de l'équilibre entre les différents termes du bilan énergétique à la surface du glacier, n'est qu'un paramètre indirect de la fonte.

Les événements El Niño ou La Niña accentuent les mécanismes brièvement décrits ci-dessus: en Equateur (Garreaud & Battisti, 1999; Vuille, 1999) les grands événements El Niño s'accompagnent de fortes hausses des températures moyennes et de précipitations plus abondantes, tandis que les événements La Niña témoignent de conséquences inverses; en Bolivie (Vuille *et al.*, 2000) les événements El Niño les plus forts s'accompagnent aussi de significatives hausses des températures moyennes, mais les précipitations sont alors *a contrario* moins abondantes, tandis que l'influence des événements La Niña est plus complexe avec des températures certes généralement plus froides, mais sans qu'une hausse concomitante des précipitations ne soit systématique. La Cordillère Blanche, située géographiquement entre les deux cas précédents, montre un comportement composite, plus proche toutefois du cas bolivien avec une saison sèche généralement bien marquée. En tout état de cause, la seule température atmosphérique locale ne permet pas, avec une relation unique, de déterminer le comportement des glaciers aux courtes échelles de temps lors des différentes époques de l'année: les relations obtenues pour une période donnée ne sont pas transposables à une autre, sans être artificiellement forcées par l'imposition d'une saisonnalité.

ZONE D'ETUDE

La Cordillère Blanche du Pérou représente le plus important massif glaciaire intertropical. Elle s'étend dans une direction générale nord-ouest à sud-est entre les latitudes 8°08' et 9°58'S et les longitudes 77°00' et 77°52'W. Elle culmine à 6768 m au Nevado Huascarán Sur. Selon les données de l'UGRH (*Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos*) et de l'INAGGA (*Instituto Andino de Glaciología y Geoambiente*) (CONAM, 2001), la superficie des glaciers de la Cordillère Blanche serait passée entre 1970 et 1997 de 723.4 km² (UGRH) à 611.5 km² (INAGGA). Quelle que soit la précision de chacune de ces estimations, obtenues la première par photogrammétrie et la seconde par télédétection satellitale, cette seconde valeur étant probablement sous-estimée, cela signifie une perte en surface et en pourcentage de près de 100 km² et de 15%, en moins de 30 ans (Georges, 2004). C'est le Rio Santa (Fig. 1) (12 000 km² à son débouché au Pacifique) qui draine le versant ouest de la Cordillère Blanche où se trouvent les plus grands glaciers du fait de l'hypsométrie asymétrique de la cordillère,

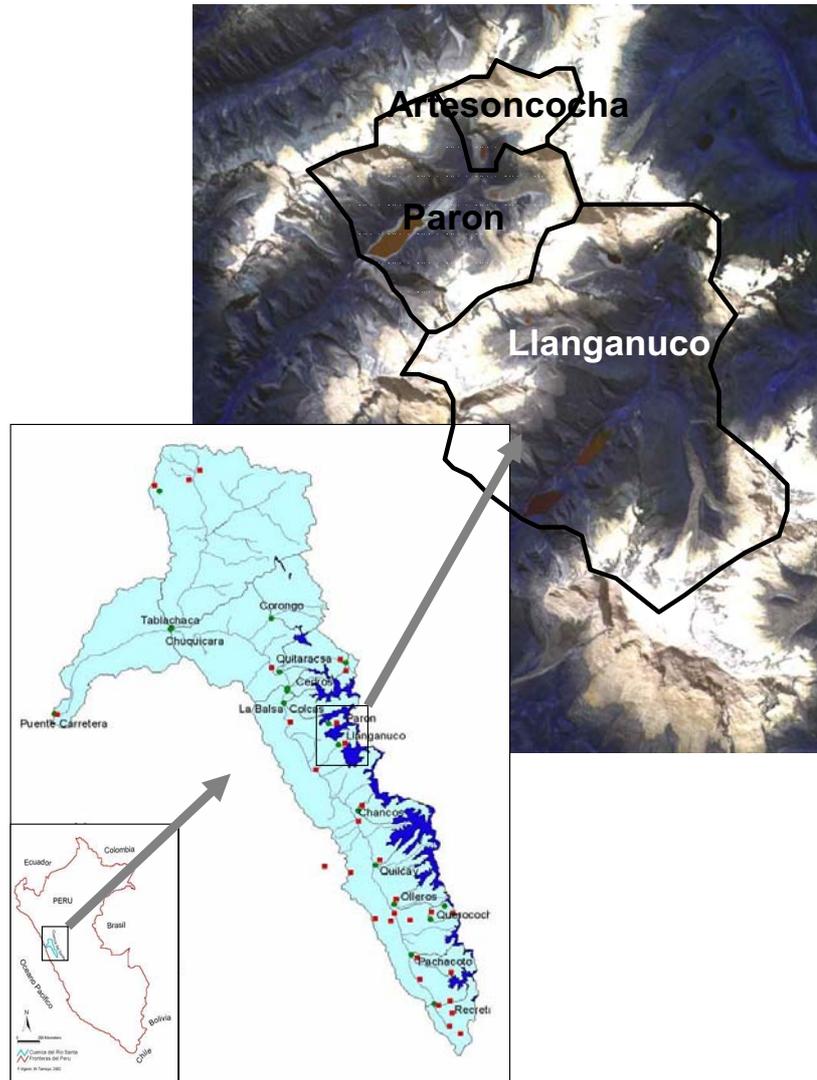


Fig. 1 Carte de situation de la Cordillère Blanche et des glaciers de l'étude.

soit plus de 600 km² de glaciers en 1970. Les conséquences du retrait glaciaire avéré sont déjà perceptibles sur le régime et l'hydraulicité des bassins drainés par le Rio Santa (Pouyaud *et al.*, 2003). Mieux comprendre les liens entre évolution de l'environnement climatique et comportement glaciaire est essentiel pour prévoir l'évolution future de la ressource en eau.

DONNEES

L'UGRH, placée aujourd'hui sous la tutelle de l'INRENA (*Instituto Nacional de Recursos Naturales*) partage avec le SENAMHI (*Servicio Nacional de Recursos Naturales*) une importante banque de données hydro-pluviométriques sur les bassins versants du Rio Santa est. Ces données (1953–1997 pour la plupart d'entre elles) (Pouyaud *et al.*, 2003; Kaser *et al.*, 2003) portent sur 35 stations pluviométriques et 17 stations hydrologiques. L'étude s'appuie sur les données de 12 de ces bassins, dont les

superficies S vont de 50 à 5000 km² et les pourcentages d'englacement de 2 à 50% (obtenus à partir du taux d'englacement C_{gl} : rapport de la surface S_{gl} de glacier à la superficie totale S du bassin). Ces données ont fait l'objet d'une critique et d'une homogénéisation (Pouyaud *et al.*, 2003). Deux des bassins sont particulièrement intéressants (voir Fig. 1), les bassins versants de Parón ($S = 48.8$ km² dont $S_{gl} = 23.2$ km² de glacier, soit un taux d'englacement $C_{gl} = 0.48$) et Llanganuco ($S = 87.0$ km² dont $S_{gl} = 33.7$ km² de glacier, soit un taux d'englacement $C_{gl} = 0.39$). Le bassin versant de Parón a eu une histoire hydrologique complexe puisque la lagune Parón fut abaissée artificiellement d'une cinquantaine de mètres entre 1984 et 1992, en même temps qu'était déplacée la station hydrologique de contrôle, ce qui rend délicate à ce jour la reconstitution de son bilan hydrologique (Suarez, 2003). La station de Llanganuco a été réhabilitée en février 2003, ce qui a permis de reprendre la série de données initiales. La série des lames écoulées à Llanganuco, à l'échelle mensuelle, a donc été seule retenue pour représenter la variabilité de la ressource en eau des bassins versants de moyennes superficies en Cordillère Blanche au cours de la seconde moitié du 20ème siècle.

De nouvelles stations hydrologiques ont été installées sur des bassins versants plus petits fortement englacés, notamment dès 1996 celui de Artesonraju (superficie $S = 8.4$ km², taux d'englacement $C_{gl} = 0.79$). La série des données déjà disponibles (fin 2000 à aujourd'hui sans interruption) est particulièrement intéressante pour cette étude, puisqu'elle est représentative d'un petit bassin très fortement englacé et donne accès à des échelles de temps infra-mensuelles de la ressource en eau glaciaire.

Les taux d'englacement C_{gl} utilisés dans l'étude ont été calculés à partir d'interprétations d'images SPOT XS 646-368 du 22 juillet 1991 à l'origine de la mise à jour de la carte au 1:100 000 de la Cordillère Blanche (Georges, 2004). La comparaison de ces données avec celles calculées sur les cartes de 1970 de l'IGN (*Instituto Geográfico Nacional, Perú*) traduit l'importance de la déglaciation dans la Cordillère Blanche.

Les températures atmosphériques, au-dessus de la Cordillère Blanche, notées $T^{\circ}CB$, utilisées dans cette étude sont extraites des données dites de "réanalyse" disponibles depuis 1948 sur Internet (<ftp://ftp.cdc.noaa.gov/pub/Datasets/>), fournies par le NCEP (*National Center for Environmental Predictions*) dépendant de la NOAA (Kalnay *et al.*, 1996). Les températures de réanalyse correspondant au niveau 500 mbar (environ 5600 m d'altitude) sont utilisées, calculées à partir des points de la grille NCEP (chaque 2.5° de latitude et de longitude) en un point de coordonnées 9°S et 77°30'W, proche du Huascarán.

LAMES ECOULEES ET FONTE GLACIAIRE, FONCTIONS DU TAUX D'ENGLACEMENT ET DES TEMPERATURES ATMOSPHERIQUES DE REANALYSE NCEP

Pour construire une modélisation, même sommaire, de l'évolution future de la ressource en eau glaciaire de la Cordillère Blanche, il est indispensable de rappeler certains résultats déjà publiés (Pouyaud *et al.*, 2003) qui développent les relations entre la ressource en eau glaciaire d'un bassin versant et deux paramètres propres: le taux d'englacement C_{gl} du bassin et la température atmosphérique $T^{\circ}CB$.

Ressource en eau glaciaire et taux d'englacement en moyenne interannuelle

Dans la synthèse hydroclimatologique du bassin du Rio Santa (Pouyaud *et al.*, 2003), les paramètres hydrologiques permettant de quantifier et comparer la ressource en eau ont été systématiquement calculés en moyenne interannuelle pour 13 sous-bassins versants, y compris le bassin de Artesonraju particulièrement intéressant compte tenu de son très fort taux d'englacement, bien que correspondant à une période différente d'observation.

Ces données sont constituées des lames écoulées L_e (rapport entre le volume écoulé à son exutoire et la superficie totale S du bassin, en m), les coefficients d'écoulement k_{epn} (rapport entre la lame écoulée L_e et la précipitation moyenne P sur le bassin) et les déficits d'écoulement D_e (différence entre la précipitation moyenne P sur le bassin et la lame écoulée L_e , en m). Un D_e négatif correspond à une pluviométrie P inférieure à la lame écoulée L_e , c'est-à-dire que pour la période considérée le bassin présente un bilan hydrologique négatif, les entrées étant inférieures aux sorties, mettant en évidence une réduction du volume glaciaire. Les pluviométries moyennes P sur la totalité de chaque sous-bassin ont été calculées (Pouyaud *et al.*, 2003) grâce à des relations précipitations vs altitude établies à partir des données disponibles, compte tenu de l'hypsométrie de chaque bassin. Les différents paramètres hydrologiques, rassemblés dans le Tableau 1 ci-dessus, sont présentés dans la Fig. 2(a)–(c) en relation avec le taux d'englacement C_{gl} de chaque bassin. La dernière colonne du Tableau 1 fournit l'amplitude hypsométrique de chaque bassin versant.

Les très fortes lames écoulées interannuelles sur les bassins versants les plus englacés correspondent à des coefficients d'écoulement supérieurs à 1, qui ne peuvent évidemment s'expliquer que par les bilans hydrologiques actuels en fort déséquilibre, les glaciers représentant une part prédominante dans ces écoulements par suite de la fonte accélérée des réserves accumulées lors de périodes antérieures plus froides.

Tableau 1 Ressource en eau et taux d'englacement des sous-bassins du Rio Santa.

Nom du sous-bassin	S (km ²)	S_{gl} (km ²)	C_{gl}	L_e (m)	P (m)	k_{epn}	D_e (m)	Période d'observation	Hypsométrie ^(b) (m)
Recreta	290	5.1	0.02	0.30	0.61	0.50	0.30	1953–1997	4000–5200
Querococha	66.0	2.1	0.03	0.82	0.99	0.83	0.17	1953–1997	3900–5200
Quitaracsa	390	30.0	0.08	0.88	1.00	0.88	0.12	1953–1997	1500–6000
Pachacoto	210	20.3	0.10	0.64	0.92	0.69	0.28	1953–1997	3700–5700
La balsa	4840	580	0.12	0.59	0.70	0.85	0.11	1953–1997	1800–6800
Olleros	176	28.5	0.16	0.87	0.98	0.89	0.11	1953–1997	3500–5700
Colcas	236	39.0	0.17	0.77	0.82	0.94	0.05	1953–1997	2100–6100
Quillcay	250	45.9	0.18	0.91	0.90	1.00	0.00	1953–1997	3100–6100
Los cedros	116	24.0	0.21	0.93	0.86	1.08	–0.07	1953–1997	1900–6100
Chancos	271	65.3	0.24	1.01	0.88	1.15	–0.13	1953–1997	2800–6100
Llanganuco	87.0	33.7	0.39	1.08	0.95	1.14	–0.13	1953–1997	3800–6600
Paron	48.8	23.2	0.48	1.21	0.98	1.24	–0.24	1953–1997	4200–6000
Artesonraju ^(a)	8.4	6.6	0.79	1.89	1.02	1.86	–0.88	2000–2004	4300–6000

S : superficie totale du bassin; S_{gl} : superficie glaciaire du bassin; C_{gl} : taux d'englacement; L_e : lame écoulée interannuelle; P : précipitation interannuelle; k_{epn} : coefficient d'écoulement; D_e : déficit d'écoulement interannuel (positif si $P > L_e$, négatif *a contrario*).

^(a) La période d'observation est différente pour Artesonraju de celle des autres bassins;

^(b) Hypsométrie: altitudes de l'exutoire et de la crête de chaque bassin.

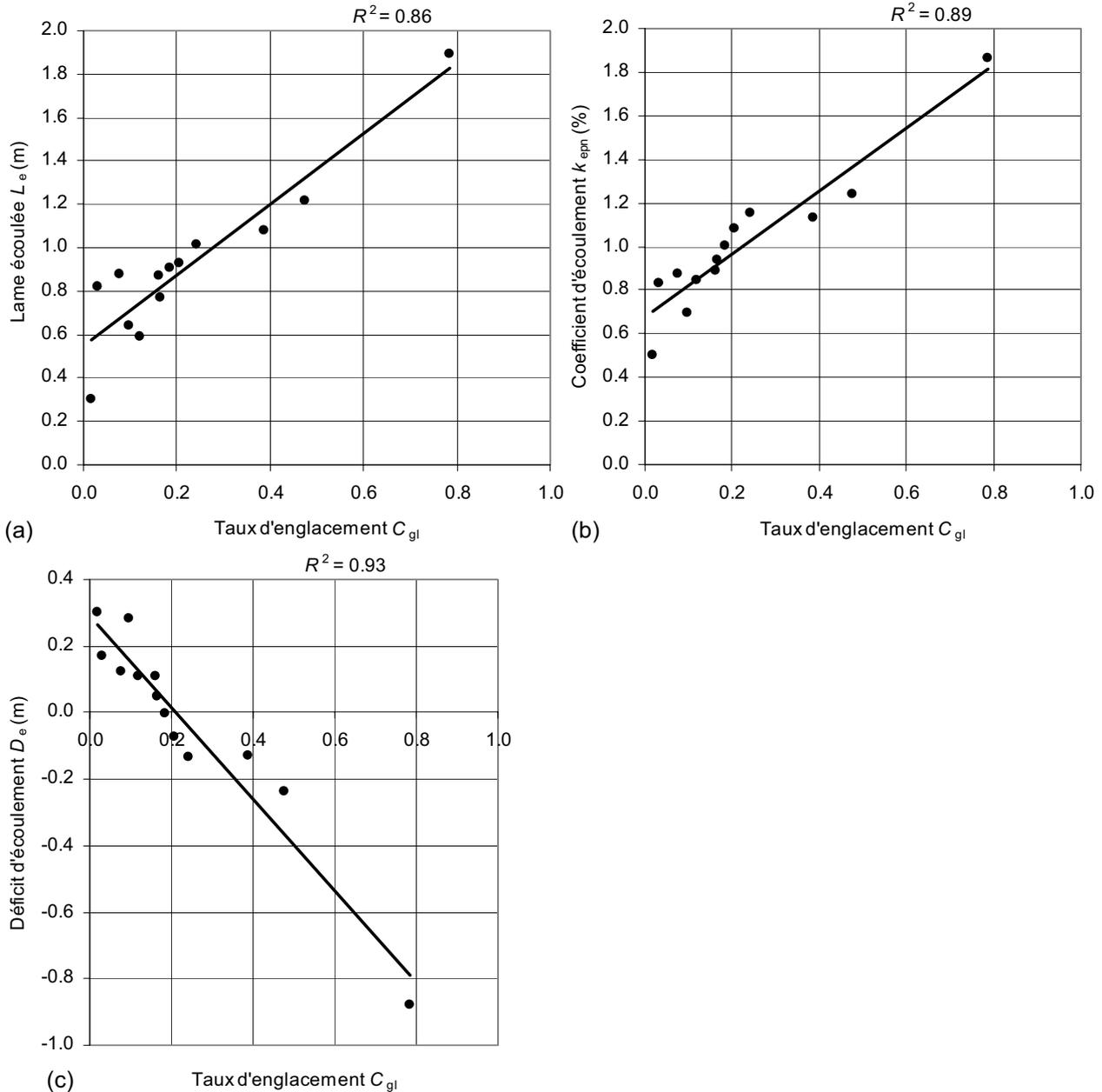


Fig. 2 Relations entre le taux d'englacement C_{gl} des sous-bassins du Rio Santa et les principaux paramètres hydrologiques interannuels: (a) lame écoulée L_e ; (b) coefficient d'écoulement k_{epn} ; et (c) déficit d'écoulement D_e .

Certaines de ces données ont déjà été présentées à travers des paramètres différents (Kaser *et al.*, 2003), mais avec les mêmes conclusions générales. Les corrélations qui apparaissent sur les graphiques de la Fig. 2 avec des coefficients de détermination R^2 voisins de 0.9 (L_e vs C_{gl} : $R^2 = 0.86$; k_{epn} vs C_{gl} : $R^2 = 0.89$; D_e vs C_{gl} : $R^2 = 0.93$) sont très bonnes.

Ces résultats montrent que le comportement hydro-glaciologique des bassins versants glaciaires de la Cordillère Blanche reste identique pour une large gamme de coefficient d'englacement, puisque la lame écoulée interannuelle croît linéairement

avec le taux d'englacement. L'introduction des données diachroniques du bassin de Artesonraju accroît, certes artificiellement, la qualité de la corrélation. Elle permet de vérifier la conservation de cette relation pour les petits bassins à fort englacement. On remarquera que le point correspondant à Artesonraju est au-dessus de la courbe de tendance, ce qui vérifie bien les excès des écoulements actuels en augmentation générale par rapport à ceux de la période 1953–1997 des données des autres bassins.

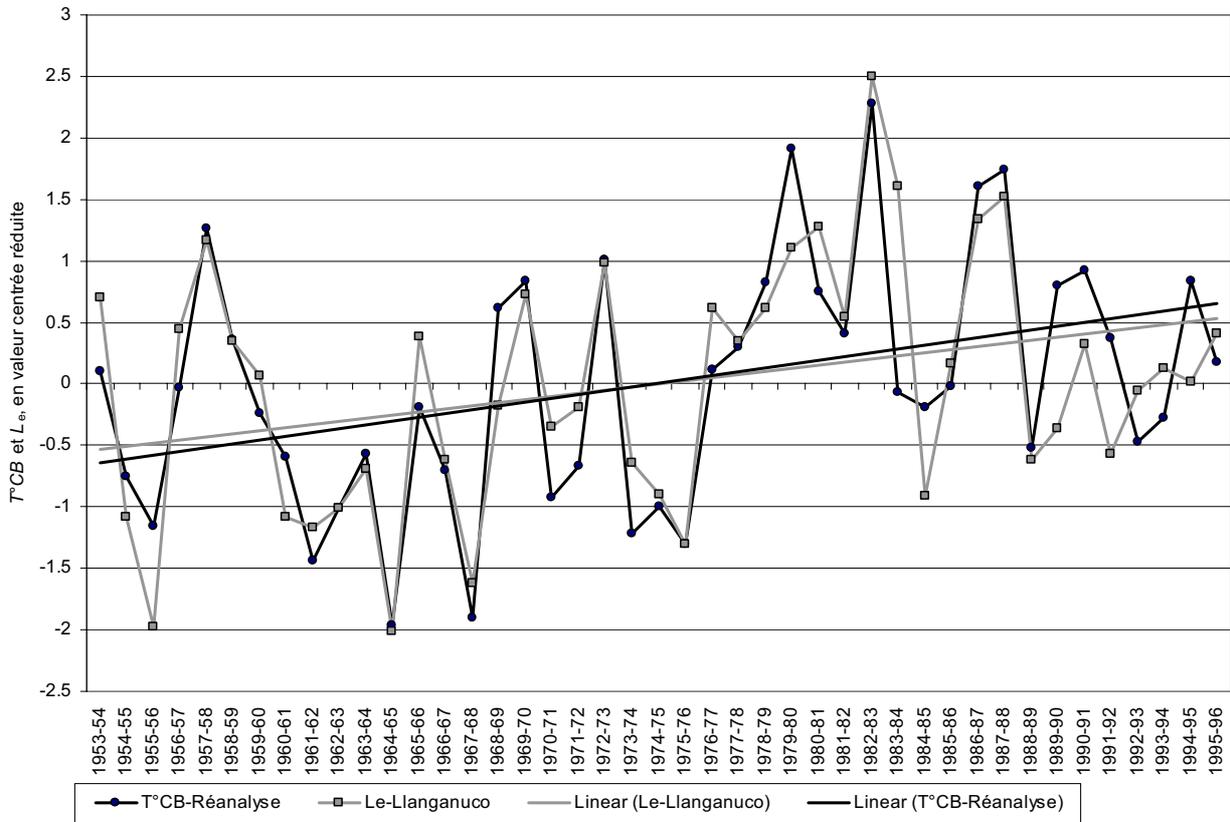
Variabilités interannuelles de la ressource en eau glaciaire et de la température atmosphérique régionale

Dans le cas du bassin versant assez fortement englacé de Llanganuco, l'étude de la variabilité interannuelle de la ressource en eau glaciaire s'effectue en analysant les chroniques annuelles et mensuelles des lames écoulées L_e disponibles (1953–1997), comparées aux chroniques similaires des températures atmosphériques régionales $T^{\circ}CB$, définies par les températures de réanalyse du NCEP au niveau 500 mbar correspondant environ à 5600 m d'altitude. Lorsque l'on veut comparer sur une longue période interannuelle (et représenter chronologiquement sur un même graphique) deux grandeurs de dimensions différentes, mais toutes deux à forte saisonnalité, comme la lame écoulee L_e d'un bassin (en m, rapportée à la superficie totale du bassin versant) et la température atmosphérique de réanalyse $T^{\circ}CB$ (en °C), il est convenable d'utiliser leurs valeurs "centrées réduites", pour que le coefficient de corrélation ne soit pas artificiellement forcé par la saisonnalité.

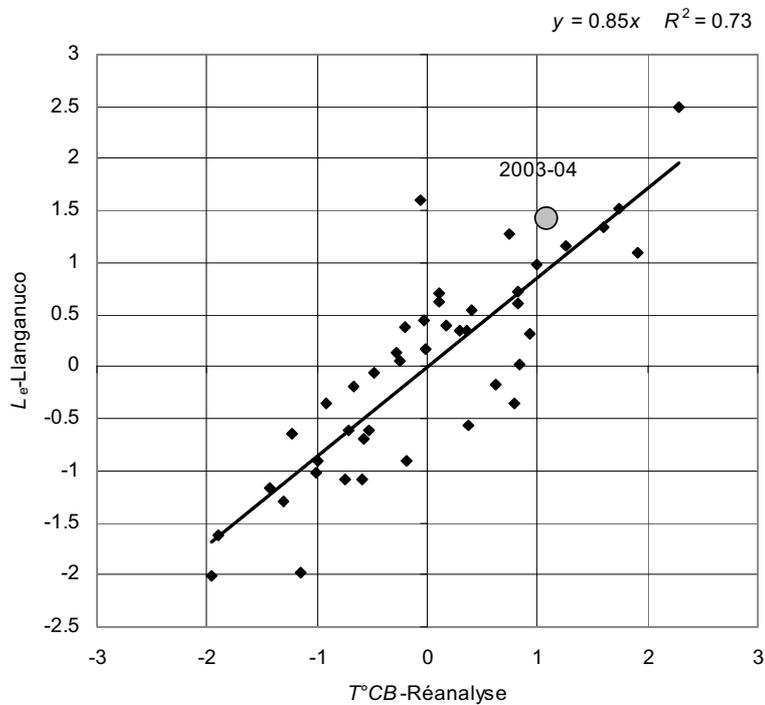
Données annuelles de Llanganuco entre 1953 et 1996, notées L_e et $T^{\circ}CB$ A Llanganuco, pour les années hydrologiques (septembre–août) entre 1953/54 et 1995/96 (l'année 1996/97 incomplète n'est pas utilisée), cette comparaison conduit en Fig. 3 à une très bonne corrélation entre L_e et $T^{\circ}CB$, au pas de temps annuel et en valeur centrée réduite.

Les tendances linéaires interannuelles de L_e et de $T^{\circ}CB$ sont très similaires. La droite de régression s'écrit: $L_e = 0.85T^{\circ}CB$. Le coefficient de détermination (43 années, $R^2 = 0.73$) est très significatif. On notera sur la Fig. 3(b) la position du point correspondant aux données de l'année hydrologique 2003/04, bien placé dans la distribution, ce qui indique que la relation établie sur la période 1953–1997 semble conservée avec les nouvelles données acquises depuis 2003 à Llanganuco.

Données mensuelles de Llanganuco entre 1953 et 1997, notées Lm_e et $Tm^{\circ}CB$ Pour calculer les moyennes et écarts types des distributions interannuelles des données hydro-climatiques mensuelles que sont les lames écoulées et les températures atmosphériques, il est préférable de traiter à part chacun des douze mois de l'année, afin de s'affranchir de la saisonnalité et obtenir un graphique plus facilement interprétable. Sur la Fig. 4, Lm_e et $Tm^{\circ}CB$ sont présentés en valeur centrée réduite de 1948 à 2004. Pour ces deux paramètres, moyennes et écarts types ont été calculés sur les seules périodes (entre 1953 et 2004) de disponibilité commune des deux échantillons de données mensuelles. Afin de permettre une bonne lisibilité du graphique, ne sont présentées sur la Fig. 4(a) que les valeurs centrées et lissées sur 13 mois des données mensuelles centrées réduites, ainsi que les tendances linéaires de ces deux paramètres en Fig. 4(b).

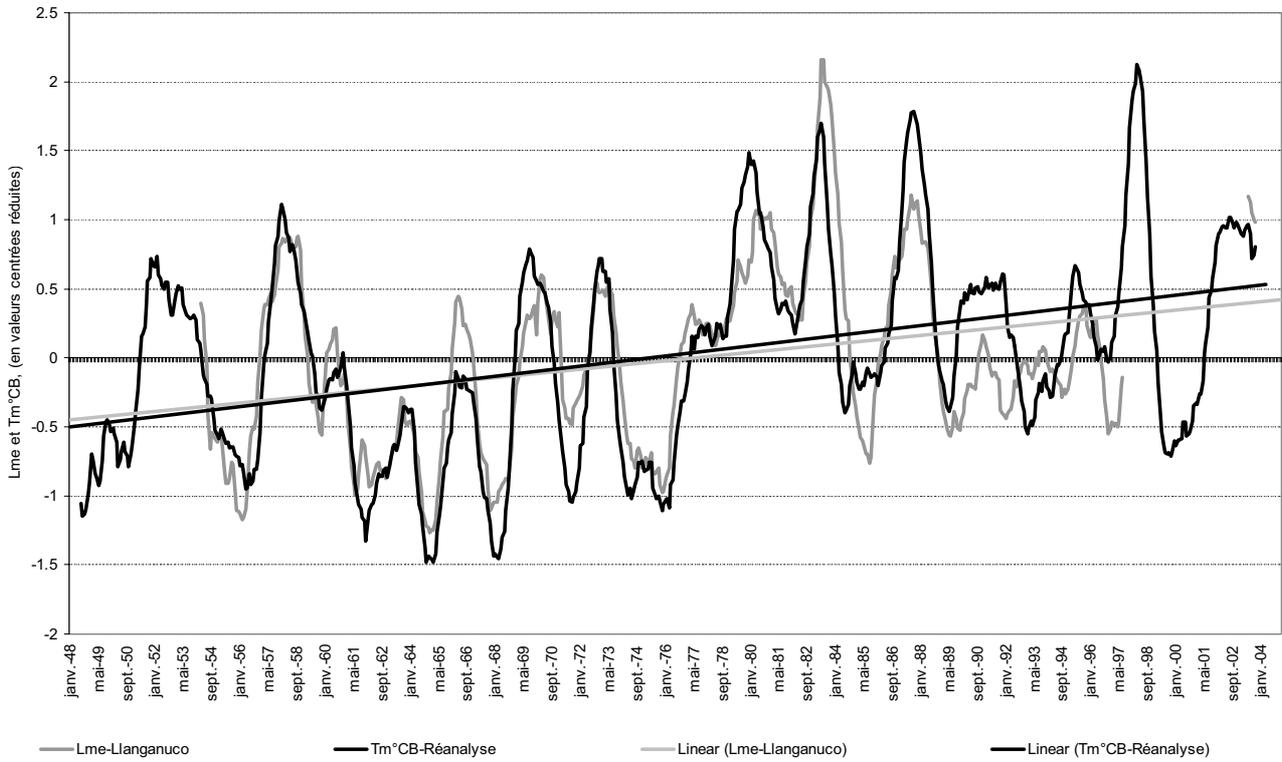


(a)

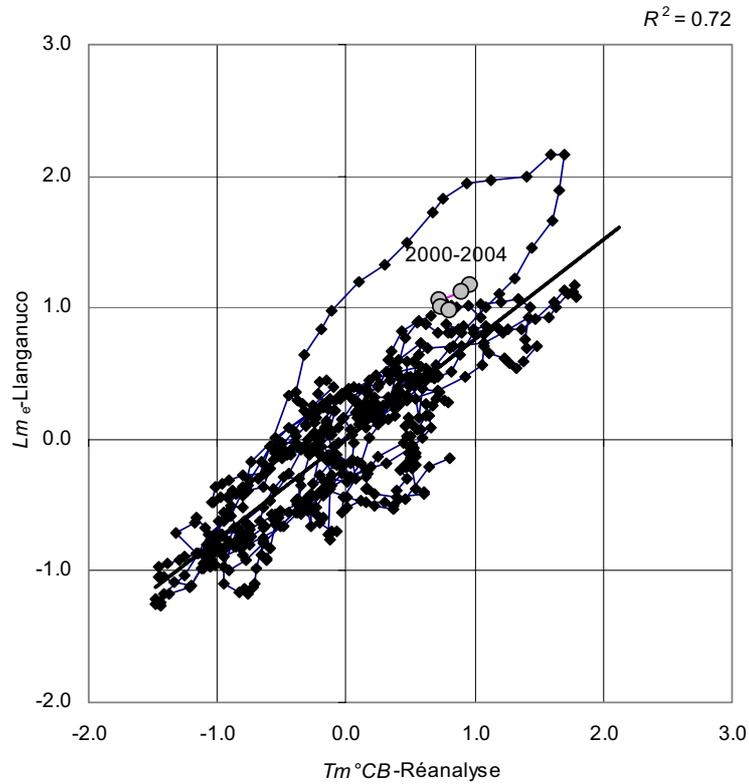


(b)

Fig. 3 Variabilité interannuelle entre 1953/54 et 1995/96 de L_c , en années hydrologiques (septembre–août), et de $T^{\circ}CB$, en valeurs annuelles centrées réduites, et leurs tendances linéaires interannuelles: (a) variabilité interannuelle 1953/54–1995/96; (b) corrélation entre L_c et $T^{\circ}CB$ (43 années, $R^2 = 0.73$), avec indication de la position de la donnée correspondant à l'année hydrologique 2003/04.



(a)



(b)

Fig. 4 Variabilité interannuelle entre 1953 et 1997 de Lm_e et de $Tm^{°CB}$, en valeurs mensuelles centrées réduites lissées sur 13 mois, et leurs tendances linéaires interannuelles: (a) variabilité mensuelle interannuelle 1953–1997; (b) corrélation entre Lm_e et $Tm^{°CB}$ (663 mois, $R^2 = 0.72$), avec indication de la position des données mensuelles lissées correspondant aux données 2003 et 2004.

Les quelques valeurs récentes de Lm_e et de $Tm^{\circ}CB$, disponibles à partir de février 2003, confirment les résultats établis sur la période 1953–1997. Cela conforte la robustesse de la relation ainsi mise en évidence entre ressource en eau de fonte et température de réanalyse de la haute atmosphère. La similitude des variabilités interannuelles de ces deux échantillons de données mensuelles d'origines totalement distinctes montre que la température atmosphérique mensuelle $Tm^{\circ}CB$ constitue un excellent indicateur, un *proxy*, de la ressource en eau glaciaire à l'échelle spatiale des sous-bassins assez fortement englacés ($C_{gl} > 0.40$) et à des échelles temporelles au moins mensuelles à saisonnières, bien que la relation entre la température atmosphérique mesurée près du sol et la fonte ne soit pas évidente dans les études fines du fonctionnement d'un glacier à des échelles temporelles infra-mensuelles.

Le coefficient de détermination R^2 entre les deux séries Lm_e et $Tm^{\circ}CB$ en valeurs non lissées (663 couples de données mensuelles) est de 0.55. Il tombe à 0.34 pour leurs valeurs centrées réduites calculées à partir des 12 échantillons mensuels, mais remonte à 0.72 (Fig. 4(b)) pour ces mêmes valeurs lissées sur une période glissante de 13 mois. Les données de l'événement El Niño 1982/83 s'écartent quelque peu de la tendance générale (partie supérieure de la distribution en Fig. 4(b)).

Le calcul des valeurs centrées réduites de Lm_e et de $Tm^{\circ}CB$, conduit à partir d'un seul échantillon tous mois confondus (en lieu et place du calcul précédent conduit sur 12 échantillons mensuels), conserve le coefficient de détermination primitif de 0.55. La droite de corrélation entre ces valeurs (663 couples de données mensuelles, $R^2 = 0.55$) s'écrit alors: $Lm_e = 0.7385Tm^{\circ}CB$. Cette équation peut permettre de reconstituer des valeurs centrées réduites de Lm_e correspondant à des valeurs centrées réduites $Tm^{\circ}CB$ connues. Elle sera utilisée dans un prochain chapitre de prévision des Lm_e .

Données journalières à Llanganuco et Artesonraju de 2000 à 2004, notées Lj_e et $Tj^{\circ}CB$ Pour les plus petits bassins versants très fortement englacés, la comparaison à l'échelle journalière (pour les années 2000–2004 disponibles à ce jour) des lames écoulées Lj_e par les bassins versants de Llanganuco et Artesonraju avec les valeurs correspondantes de $Tj^{\circ}CB$ au-dessus de la Cordillère Blanche fournit une nouvelle illustration de cette relation et de ses limites. Compte tenu de la courte période des quatre années disponibles, seules les valeurs centrées réduites calculées sur l'ensemble des données journalières sont utilisées. Le graphique de la Fig. 5 compare, en valeurs centrées réduites, les Lj_e à Llanganuco et Artesonraju avec les $Tj^{\circ}CB$. Pour rendre plus lisibles les tendances, seules sont présentées sur le graphique les valeurs lissées sur 30 jours.

Les coefficients de détermination R^2 entre températures et lames écoulées passent pour Llanganuco (465 couples de données) de 0.26 pour les données journalières à 0.73 pour les données lissées sur 30 jours, les valeurs correspondantes du coefficient R^2 pour Artesonraju (1412 couples) étant de 0.29 et 0.53. Les limites de la méthodologie utilisée à cette échelle journalière apparaissent clairement si l'on considère attentivement les mois de transition (fin de saison des pluies—début de saison sèche: mars à juin), où les valeurs des lames écoulées sont systématiquement inférieures à celles que laisseraient attendre des températures de réanalyse plus élevées. Cela est plus particulièrement net en ce qui concerne le petit bassin versant très fortement englacé de Artesonraju. Cela correspond évidemment au rôle régulateur intersaisonnier (et *a fortiori* interannuel) des glaciers pour les bassins versants à fort englacement.

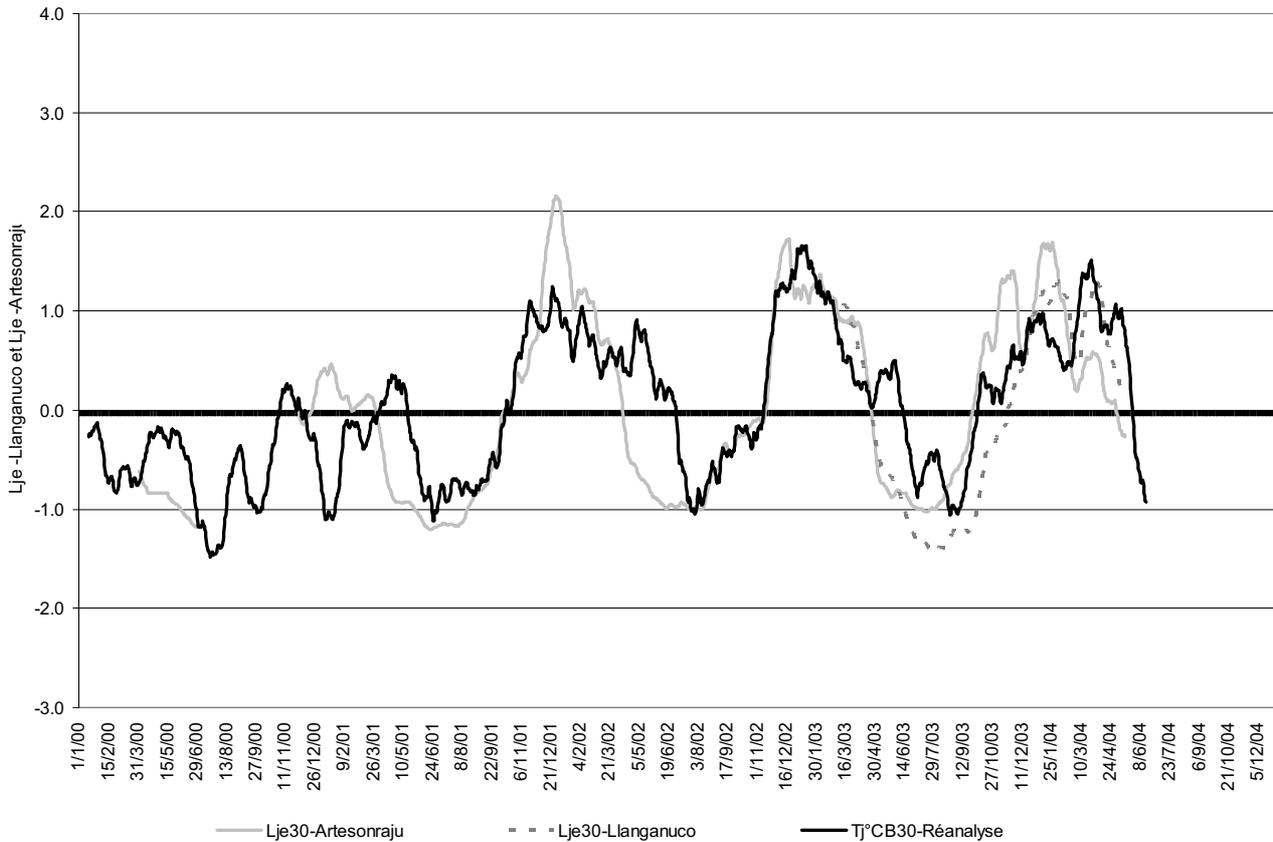


Fig. 5 Variabilités journalières de 2000 à 2004 de Lj_c et $Tj^{\circ}CB$, en valeurs journalières centrées réduites lissées sur 30 jours.

TENTATIVE DE PREVISION A MOYEN ET LONG TERMES DE LA RESSOURCE EN EAU GLACIAIRE

Prévision à moyen terme (20 ans) de la ressource en eau glaciaire

Si l'on ne considère que les bassins versants à fort englacement (>40 %) dont les glaciers naissent à très haute altitude (5500 m et davantage), à l'échéance de 20 ans la réduction des superficies de leurs glaciers ne devrait pas être assez importante pour modifier sensiblement le processus de fonte et donc la lame écoulee L_e , qui avec cette approximation reste liée à la température de la haute atmosphère $T^{\circ}CB$ par la même corrélation que celle établie pour les 50 dernières années. S'il est possible de transposer régionalement pour les 20 prochaines années, au dessus de la Cordillère Blanche, les résultats des modèles globaux de prévision de l'évolution des températures de l'atmosphère intégrant le changement climatique en cours, on peut alors simuler l'évolution de la lame écoulee sur la même période et estimer la ressource en eau prévisible à partir de la droite de régression qui a été établie au chapitre précédent entre les valeurs mensuelles centrées réduites de Lm_e et de $Tm^{\circ}CB$ pour les années 1953–1997 et vérifiée en 2003–2004, soit $Lm_e = 0.7385Tm^{\circ}CB$.

A partir de la désagrégation au-dessus de la Cordillère Blanche des résultats de divers modèles climatologiques classiques de type MCG selon les hypothèses

moyennes du changement climatique global (GIEC, 2001), une chronique mensuelle prévisionnelle de l'évolution des températures de l'atmosphère $T^{\circ}CB$ au niveau 500 mbar au-dessus de la Cordillère Blanche a été constituée de 2000 à décembre 2020. Elle est utilisée pour illustrer les possibilités de prévision à moyen terme de la ressource en eau glaciaire, représentée par Lm_e .

Après calage des prévisions de températures sur les températures de réanalyse disponibles pour la période commune (2000–2004), les Lm_e attendues à Llanganuco jusqu'en 2020 ont été calculées, en supposant que la corrélation resterait inchangée jusqu'en 2020. Ces résultats apparaissent sur la Fig. 6, ainsi que les valeurs lissées sur 13 mois, et leurs tendances interannuelles.

Sur ce graphique, on observe que la variabilité intra saisonnière des températures pour les 20 années simulées apparaît plus grande que celle des données observées de 1953 à 1997. Cette différence entre les écarts type paraît liée à un biais de la méthode de simulation et/ou de régionalisation utilisée. La variabilité des lames écoulées reconstruites jusqu'en 2020 est aussi plus grande à cette échelle intra-saisonnière, alors qu'elle apparaît curieusement plus petite à l'échelle interannuelle, en comparaison avec la période 1953–1997 précédente.

A partir de ces valeurs simulées il est possible de reconstituer les lames écoulées mensuelles attendues, correspondant à toute prévision de température obtenue de façon

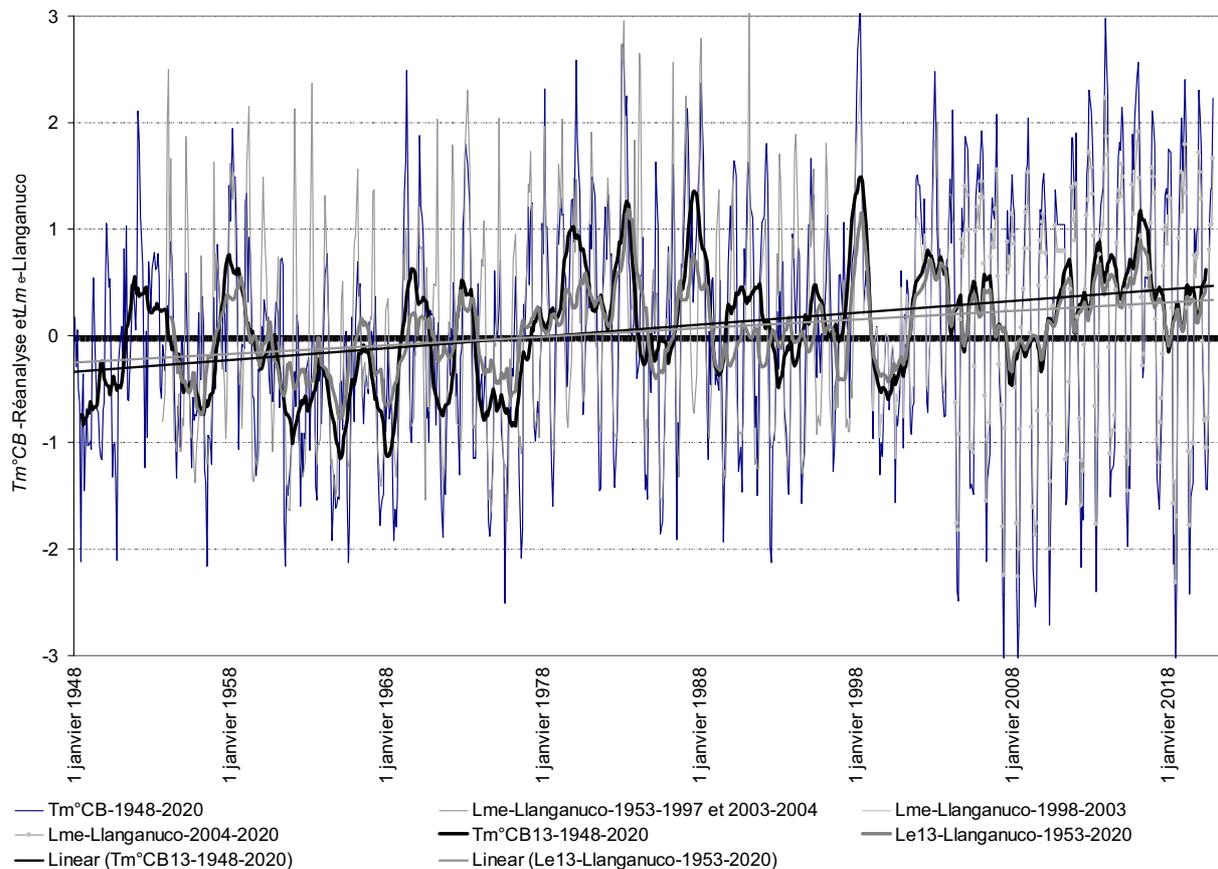


Fig. 6 Prévision à moyen terme (20 ans), en valeurs centrées-réduites mensuelles et lissées sur 13 mois, de la lame écoulée Lm_e à Llanganuco, à partir d'une prévision des températures atmosphériques $Tm^{\circ}CB$.

comparable. Ce mode de simulation ne sera plus justifié lorsque, au cours du temps, les glaciers se retireront de façon suffisante pour modifier la relation entre lame écoulée et température de l'atmosphère. Pour la prévision à plus long terme (>50 ans) de la lame écoulée à partir d'un bassin glaciaire, la relation avec la température de l'atmosphère n'est donc pas suffisante et doit être complétée par la prise en compte de la réduction progressive de la surface glaciaire.

Tentative de modélisation à long terme (1 à 2 siècles) de la ressource en eau d'un bassin versant glaciaire, en condition de changement climatique continu

Avec les hypothèses couramment admises sur l'importance du changement climatique et du réchauffement atmosphérique résultant (GIEC, 2001; Vuille *et al.*, 2003) pour les prochains siècles, la réduction prévisible des superficies glaciaires (Wagon & Vincent, 2003) deviendra si importante qu'il est indispensable d'intégrer ses conséquences dans toute modélisation, aussi robuste et sommaire soit-elle. Le fonctionnement des glaciers tropicaux s'est révélé complexe (Sicart *et al.*, 2002, 2005; Favier *et al.*, 2005) et on ne dispose pas encore pour la zone tropicale de modélisation satisfaisante du type global des modèles "degrés-jours" ou distribué de Hock & Holmgren (2004) pour les zones tempérées. Il était donc nécessaire de construire une modélisation originale, basée sur ce qui est déjà su du comportement des glaciers de Cordillère Blanche, calée sur leurs principaux paramètres et comportements hydro-glacio-climatologiques, telle que celle détaillée dans la présentation suivante d'un modèle dont les prétentions ne sont à ce stade qu'exploratoires.

Dans sa configuration initiale, le bassin versant (voir Fig. 7) a une superficie totale S (en km^2), dont la partie glaciaire (de superficie S_{gl}) présente un régime hydrologique strictement glaciaire et l'autre partie non glaciaire (de superficie S_{pn}) un régime pluvio-nival. On a:

$$S = S_{gl} + S_{pn} \quad (1)$$

Avec un pas de temps annuel, la lame écoulée L_e du bassin est égale à la somme des lames écoulées des deux parties du bassin (L_{egl} pour la partie de régime glaciaire et L_{epn} pour la partie de régime pluvio-nival), dans la proportion de leurs surfaces respectives, d'où l'équation classique (Ferguson, 1985):

$$L_e = L_{epn}S_{pn}/S + L_{egl}S_{gl}/S \quad (2)$$

Pour la partie S_{pn} non glaciaire, on suppose que la lame écoulée L_{epn} dépend exclusivement d'un coefficient interannuel moyen d'écoulement k_{epn} , définissant la part de la précipitation moyenne interannuelle P sur le bassin qui parvient à son exutoire. En première approximation, k_{epn} sera supposé constant bien que dépendant aussi des paramètres physiques et écologiques du bassin versant (géologie, pédologie, couverture végétale, orographie, etc.) dont certains sont variables. On a:

$$L_{epn} = k_{epn}P \quad (3)$$

Dans le cas d'un bassin dont la pluviométrie est calculée à partir d'un seul pluviomètre (avec une pluviométrie locale P_p) situé en général nettement plus bas que l'altitude moyenne du bassin, la précipitation moyenne sur l'ensemble du bassin peut être estimée à partir de celle du pluviomètre de référence grâce à un coefficient

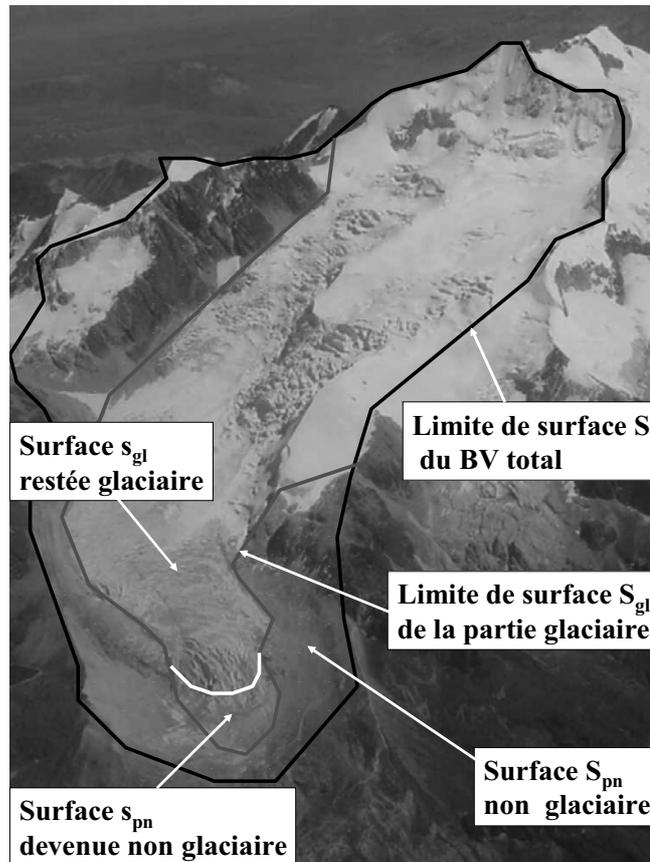


Fig. 7 Schéma du fonctionnement d'un bassin versant glaciaire dans le contexte d'un réchauffement climatique continu.

d'ajustement K , selon: $P = KP_p$, c'est-à-dire:

$$L_{epn} = k_{epn}KP_p \quad (4)$$

Pour la partie S_{gl} glaciaire, on fait l'hypothèse que la lame écoulée L_{egl} est initialement égale à une grandeur Fi_{gl} , définie comme la fonte moyenne interannuelle initiale d'un glacier dans les conditions climatiques et géographiques régionales qui lui sont propres. Faute de pouvoir définir simplement plus précisément la superficie effective contribuant à la fonte, on répartit cette fonte sur la superficie totale du glacier. L'équation (2) peut donc s'écrire:

$$L_e = k_{epn}PS_{pn}/S + Fi_{gl}S_{gl}/S \quad (5)$$

Dans les conditions du changement climatique actuel, qui sera assimilé à un réchauffement uniforme, on supposera en première approximation que le fonctionnement hydrologique de la partie en régime pluvio-nival n'est pas modifié. *A contrario*, le fonctionnement hydrologique de la partie en régime glaciaire est modifié drastiquement, d'abord par l'augmentation conséquente de la fonte glaciaire F_{gl} à partir de sa valeur initiale Fi_{gl} , ensuite par la réduction progressive de la surface glaciaire. En première approximation, les courbes des Figs 3(a) et 4(a) montrent que l'augmentation de la lame écoulée est comparable à celle de la température. Il en est donc de même pour la fonte glaciaire F_{gl} , composante quasi unique de la lame écoulée L_{egl} des bassins

totallement glaciaires, à partir d'une valeur initiale Fi_{gl} . La fonte $F_{gl}(t)$ du glacier augmente donc au cours du temps, proportionnellement à l'augmentation de température moyenne T (en °C) de son environnement, représentée dans ce modèle par $T^{\circ}CB$. On obtient donc une relation du type:

$$L_{egl} = F_{gl} = F0_{gl}(1 + \alpha T) \quad (6)$$

où α est en °C⁻¹ et $F0_{gl}$ serait une fonte théorique, "ordonnée à l'origine", correspondant à une température atmosphérique $T = 0$. Si avec l'hypothèse de réchauffement climatique continu représenté par les courbes de tendance des Figs 3(a) et 4(a), la température T croît en fonction linéaire du temps t à partir d'une température initiale Ti au temps $t = 0$, c'est-à-dire si

$$T = Ti(1 + at) \quad (7)$$

où a est en année⁻¹, alors la fonte augmente aussi en fonction linéaire du temps t , soit:

$$F_{gl}(t) = F0_{gl}(1 + \alpha T) = F0_{gl}\{1 + \alpha[Ti(1 + at)]\} \quad (8)$$

Les précipitations seront assimilées à des constantes puisqu'il n'existe pas encore de prévisions fiables de l'évolution des précipitations à l'échelle régionale en conditions de changement climatique et que les données des précipitations observées depuis 50 ans n'indiquent aucune tendance particulière en Cordillère Blanche (Garreaud & Aceituno, 2001).

En réponse à cette augmentation de la fonte au cours du temps, le glacier cesse d'être en équilibre et sa surface diminue. La surface du bassin à régime initialement glaciaire S_{gl} se réduit progressivement, libérant une surface notée s_{pn} qui fonctionne alors en régime pluvio-nival et se comporte en première approximation comme S_{pn} . Cette surface s_{pn} s'accroît à partir de la valeur 0, puisqu'il s'agit de la partie du bassin d'où se retire le glacier. La partie de S_{gl} restée glaciaire est notée s_{gl} . On a toujours

$$S_{gl} = s_{pn} + s_{gl} \quad (9)$$

Au long de ce réchauffement climatique continu, on suppose en première approximation que la partie libérée par le glacier, de surface s_{pn} , évolue proportionnellement au temps t , noté en années hydrologiques. On fera l'hypothèse additionnelle que cette surface s_{pn} reste proportionnelle à la surface glaciaire initiale S_{gl} , en introduisant dans la relation définissant s_{pn} une "constante", paramètre de forme β :

$$s_{pn} = \beta S_{gl}t \quad (10)$$

Ceci revient à écrire que le coefficient de déglaciation $s_{pn}/S_{gl} = \beta t$ est proportionnel au temps t . Le paramètre de forme β (en année⁻¹) s'écrit donc:

$$\beta = s_{pn}/(S_{gl}t) \quad (11)$$

Des relations (9) et (10) on extrait:

$$s_{gl} = S_{gl}(1 - \beta t) \quad (12)$$

La lame écoulee totale L_e du bassin dans son ensemble est toujours fournie par l'équation (2), mais au temps t la partie S_{gl} initialement glaciaire du bassin aura réduit sa superficie restée en régime glaciaire:

La partie non glaciaire S_{pn} s'est accrue pour devenir $S_{pn} + s_{pn}$, soit d'après (10):

$$S_{pn} \rightarrow S_{pn} + \beta S_{gl} t \quad (13)$$

La lame écoulée L_{egl} de la partie restée glaciaire demeure d'après (8) égale à la fonte par unité de surface du glacier, F_{gl} . Cette fonte F_{gl} s'exerce sur une surface S_{gl} qui a diminué de s_{pn} pour se réduire à s_{gl} , soit d'après (12):

$$S_{gl} \rightarrow S_{gl}(1 - \beta t) \quad (14)$$

En remplaçant dans (2) L_{epn} , S_{pn} , L_{egl} et S_{gl} par leurs nouvelles valeurs fournies respectivement par les équations (3), (13), (8) et (14), la nouvelle valeur de la lame L_e écoulée par le bassin au temps t devient en définitive:

$$L_e = k_{epn}(S_{pn} + \beta S_{gl} t)P/S + F_{0gl}\{1 + \alpha[Ti(1 + at)]\} (1 - \beta t)S_{gl}/S \quad (15)$$

Cette formulation reste valable pour autant que le glacier existe encore, c'est à dire que dans l'équation (10) le produit βt reste <1 . Dans le cas contraire, la lame écoulée par la partie initialement glaciaire se réduit à une composante d'écoulement nivopluvial de formulation $k_{epn}P$, le bassin étant alors entièrement passé en régime pluvio-nival au temps $t = 1/\beta$.

L'équation (15) a été utilisée pour quelques bassins versants de la Cordillère Blanche: les bassins versants fortement glaciaires de Llanganuco, Paron, Artesoncocha et Yanamarey. Les résultats de ces simulations figurent dans le Tableau 2.

DISCUSSION SUR LES VALEURS A ADOPTER POUR LES PARAMETRES DU MODELE DE PREVISION (AU PAS DE TEMPS ANNUEL)

Les valeurs à adopter pour les différents coefficients et "constantes" utilisés ci-dessus sont *a priori* variables selon la taille des glaciers et leur environnement, mais il est possible d'obtenir pour chacun d'entre eux une estimation basée sur les fonctionnements et données hydro-glaciologiques connues des bassins versants du Rio Santa et de leurs glaciers.

Le coefficient k_{epn} (Tableau 1) varie entre 0.4 et 0.7 pour les bassins les moins englacés; on le prendra arbitrairement égal à 0.5 pour le bassin de Llanganuco (k_{epn} décroît avec l'augmentation de la végétation, c'est-à-dire est maximum sur les hauts bassins sous les glaciers; il est minimum entre 2000 et 4000 m dans les zones de culture). On pourrait définir un k_{epn} variable au cours du temps avec l'évolution de la température et les changements édaphiques prévisibles du bassin versant.

Le coefficient d'ajustement K , qui varie entre 1.3 et 1.7 pour les bassins versants du Rio Santa (Pouyaud *et al.*, 2003), sera pris égal à 1.4 pour le bassin de Llanganuco, avec une précipitation P_p mesurée à Llanganuco (3600 m seulement d'altitude) voisine de 0.7 m. Soit pour l'ensemble du bassin versant de Llanganuco, en moyenne interannuelle, une précipitation P voisine des 0.95 m du Tableau 1. L'étude sur les ressources hydriques du Rio Santa a montré que la précipitation croît avec l'altitude sur les bassins à l'ouest de la Cordillère Blanche, mais qu'à altitude égale elle décroît du sud au nord, là où la chaîne plus élevée crée un plus grand obstacle à la pénétration des entrées d'air humide depuis la plaine amazonienne. Le modèle adopté permettrait toutefois de faire varier la valeur de la précipitation moyenne retenue si il s'avérait que le changement climatique avait sur elle une incidence modélisable et prévisible.

Tableau 2 Résultats de la simulation de l'évolution de la lame écoulee annuelle L_e pour quatre bassins versants de la Cordillère Blanche: Llanganuco, Parón, Artesonraju et Yanamarey.

		Llanganuco	Paron	Artesonraju	Yanamarey
	k_{epn}	0.5	0.5	0.5	0.5
	P (m)	1	1.2	1.3	1.4
	$F0_{gl}$ (m)	7.41	7.41	7.41	7.41
	α ($^{\circ}\text{C}^{-1}$)	0.137	0.137	0.137	0.137
	Ti ($^{\circ}\text{C}$)	-5.2	-5.2	-5.2	-5.2
	a (année $^{-1}$)	-0.0022	-0.0022	-0.0022	-0.0022
	β (année $^{-1}$)	0.004	0.005	0.005	0.006
	S (km 2)	87	48.8	8.4	5
	S_{gl} (km 2)	33.7	23.2	6.6	3.65
	S_{pn} (km 2)	53.3	25.6	1.8	1.35
	$1/\beta$ (année)	250	200	200	167
Années	t	L_e Llanganuco	L_e Paron	L_e Artesonraju	L_e Yanamarey
2001	1	1.13	1.33	1.82	1.75
2005	5	1.14	1.34	1.83	1.75
2010	10	1.15	1.34	1.84	1.76
2020	20	1.16	1.35	1.86	1.77
2030	30	1.17	1.36	1.87	1.77
2040	40	1.18	1.36	1.87	1.75
2050	50	1.19	1.35	1.86	1.73
2075	75	1.18	1.31	1.81	1.62
2100	100	1.15	1.24	1.69	1.46
2125	125	1.10	1.13	1.51	1.23
2150	150	1.02	0.99	1.28	0.93
2175	175	0.93	0.81	1.00	0.70
2200	200	0.81	0.60	0.65	0.70
2250	250	0.50	0.60	0.65	0.70
2300	300	0.50	0.60	0.65	0.70
2400	400	0.50	0.60	0.65	0.70

L_e : lame écoulee annuelle; k_{epn} : coefficient d'écoulement; P : précipitation interannuelle; $F0_{gl}$: fonte "ordonnée à l'origine" pour $T = 0^{\circ}\text{C}$; α : coefficient d'évolution de la fonte en fonction de la température atmosphérique; Ti : température atmosphérique initiale au temps $t = 0$; a : coefficient d'évolution de la température en fonction du temps; β : coefficient de forme d'évolution de la superficie du glacier en fonction du temps; S : superficie totale du bassin; S_{gl} : superficie glaciaire du bassin; S_{pn} : superficie non glaciaire du bassin; t : temps de la simulation, $t = 0$ pour l'année 2000. (Voir Fig. 11.)

Estimation de $F0_{gl}$ et α

La fonte Fi_{gl} , valeur "actuelle" de F_{gl} adoptée comme valeur initiale de calcul, peut être calculée directement en inversant l'équation (3), par:

$$Fi_{gl} = (L_e S - k_{epn} P S_{pn}) / S_{gl} \quad (16)$$

à partir des valeurs moyennes de la période 1953–1997 figurant dans le Tableau 1 ($L_e = 1.082$ m, $P = 0.954$ m) et les valeurs retenues ci-dessus ($S = 87.0$ km 2 , $S_{gl} = 33.7$ km 2 , $S_{pn} = 53.3$ km 2 et $k_{epn} = 0.5$). Calculée ainsi à partir des volumes écoulés des bassins versants glaciaires après retrait de la contribution de la partie non glaciaire sur la période 1953–1997, Fi_{gl} sur cette période est ainsi estimée à environ 2.07 m, rapportée à la totalité de la surface glaciaire du bassin versant de Llanganuco. La définition de ce paramètre est essentielle: *a priori*, Fi_{gl} décroît lorsque l'altitude moyenne du glacier croît, mais également si la précipitation P , donc l'albédo, croît.

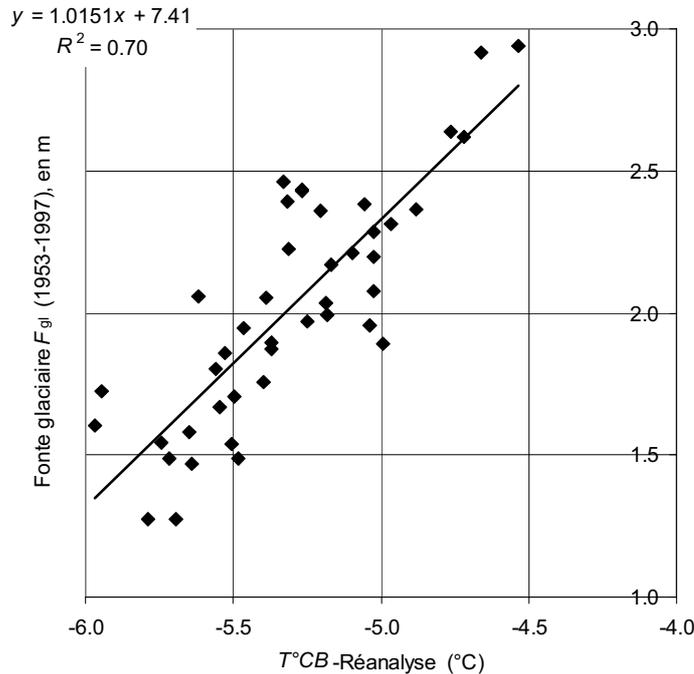


Fig. 8 Relation entre les valeurs annuelles F_{gl} de la fonte glaciaire du bassin versant de Llanganuco et les températures de réanalyse T^{CB} fournies par le NCEP au-dessus de la Cordillère Blanche, entre 1953 et 1997.

Mais les corrélations générales établies précédemment pour la ressource en eau des bassins glaciaires montrent que, à partir d'une certaine dimension de bassin et dans le cas des bassins glaciaires de l'ouest de la Cordillère Blanche drainés par le Rio Santa, la fonte $F_{i_{gl}}$ est bien une fonction de la température de l'atmosphère qui en est un bon *proxy*. La Fig. 8 montre la corrélation établie entre F_{gl} , calculé à partir des lames écoulées et des précipitations annuelles (pour la période 1953–1997) des données du bassin de Llanganuco, et T^{CB} . Cette relation est:

$$F_{gl} = 1.0151T^{CB} + 7.41 \quad (r^2 = 0.70, 44 \text{ valeurs}) \quad (17)$$

Si on adopte une formulation du type: $F_{gl} = F_{0_{gl}}(1 + \alpha T)$ comme indiqué en équation (8), alors $F_{0_{gl}}$ (valeur de F_{gl} pour $T = 0^{\circ}C$) est égal à 7.41 m et $\alpha = 1.0151/7.41 = 0.137$. Cette valeur $F_{0_{gl}}$ apparaît bien comme une fonte "ordonnée à l'origine" correspondant à une température virtuelle de l'atmosphère égale à $0^{\circ}C$. Sa signification, à l'origine essentiellement statistique, prend une dimension physique si l'on considère qu'elle correspond en quelque sorte à la fonte moyenne par unité de surface d'un glacier placé dans une atmosphère artificielle dont la température moyenne serait de $0^{\circ}C$. Une valeur de l'ordre de 7 m de fonte annuelle est cohérente avec les valeurs de fonte couramment rencontrées dans les zones d'ablation glaciaire, à proximité du front, en dessous de la ligne d'équilibre du glacier, effectivement située dans un environnement de température proche de l'isotherme $0^{\circ}C$.

Estimation de T_i et a

La tendance des températures de réanalyse NCEP au-dessus de la Cordillère Blanche entre 1948 et 2000, telle qu'elle apparaît sur le graphique des Figs 3(a) et 4(a), montre un

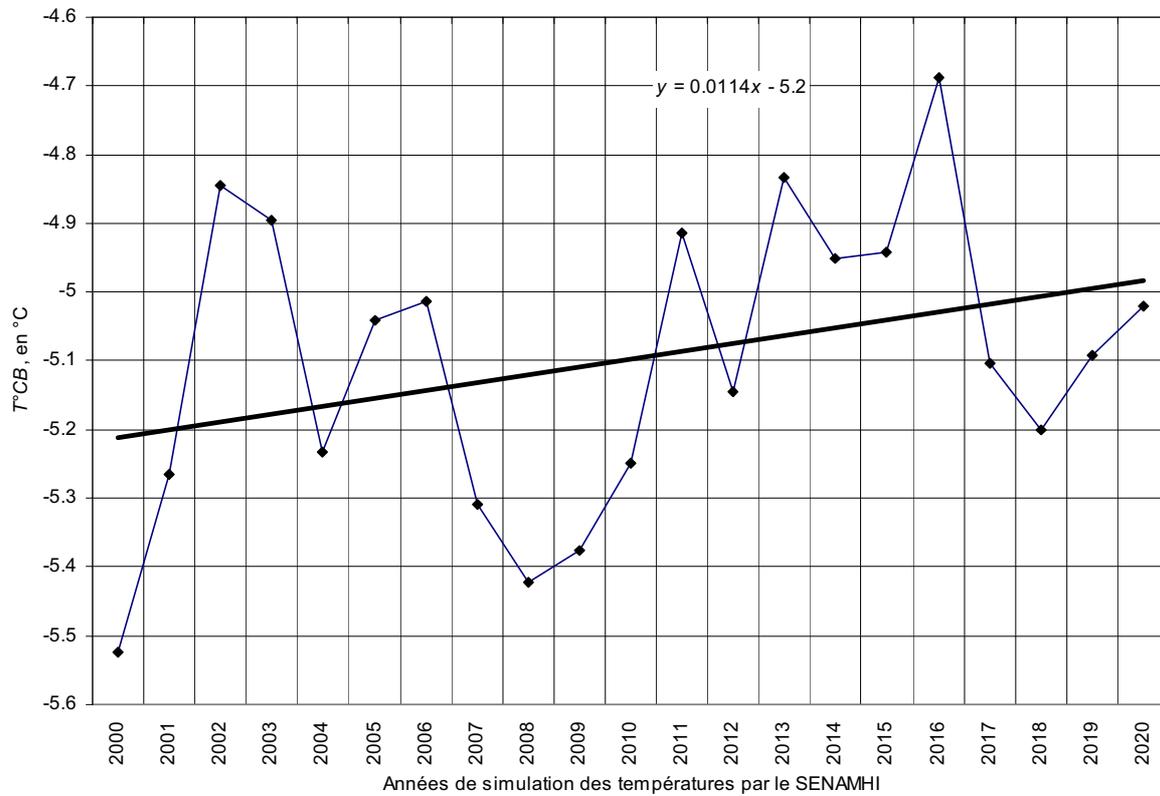


Fig. 9 Simulation, par le SENAMHI, des températures atmosphériques $T^{\circ}CB$ au-dessus de la Cordillère Blanca pour les années 2000 et 2020.

réchauffement d'environ 1 écart type en 50 ans, soit environ $0.5^{\circ}C$ en 50 ans et $1^{\circ}C$ par siècle, valeurs couramment admises au niveau global par le Groupe International d'Experts du Climat (GIEC, 2001). Pour étendre cette période à un plus long terme (1 à 2 siècles), il faut prendre en compte une "tendance" qui peut soit être calée sur les données passées d'évolution moyenne de la température, soit résulter de prévisions de l'élévation de température induite par le changement climatique, celles par exemple de la simulation 2000–2020 pour la Cordillère Blanca. Dans cette prévision, la température de départ T_i au temps $t = 0$ en 2000 au niveau 500 mbar est de $-5.2^{\circ}C$ et son évolution moyenne calculée jusqu'à 2020 sur la Fig. 9 répond à l'équation: $T = -5.2 + 0.0114t$, ce qui avec une formulation de l'équation (7) conduit aux valeurs: $T_i = -5.2^{\circ}C$ et $a = 0.0114/-5.2 = -0.0022$.

La projection en Fig. 9, de l'évolution de ces températures pour les 20 prochaines années, par désagrégation d'un modèle MCG conserve ce taux de croissance de la température atmosphérique d'environ $1^{\circ}C$ par siècle, ce qui apparaît un scénario très "optimiste" parmi les différents scénarios du changement global aujourd'hui communément admis (entre $+1.4$ et $+5.8^{\circ}C$ pour le 21ème siècle...). Cependant, la robustesse du modèle proposé permettrait de prendre en compte n'importe quelle évolution plus réaliste de la température T en fonction du temps t , y compris non linéaire, selon l'un ou l'autre des différents scénarios du réchauffement retenus par le GIEC, à supposer que leur régionalisation au cas de la Cordillère Blanca soit suffisamment réaliste, compte tenu des forts dénivelés.

Le paramètre β peut être directement estimé à partir des réductions des surfaces glaciaires disponibles entre 1970 et 1991 pour des glaciers représentatifs du versant ouest de la Cordillère Blanche dont le retrait des fronts est connu pour certains depuis 1932. D'après ces données, le paramètre β varie entre 0.004 pour les glaciers les plus grands en superficie (glaciers de vallée), naissant aux altitudes les plus hautes qui sont proportionnellement les moins rapidement déglacés (Parón, Llanganuco), jusqu'à 0.01 pour les glaciers les plus petits (glaciers de montagne ou de pente), en plus rapide régression, appartenant parfois à des bassins versants déjà presque totalement déglacés (Recreta), les autres glaciers occupant une position intermédiaire.

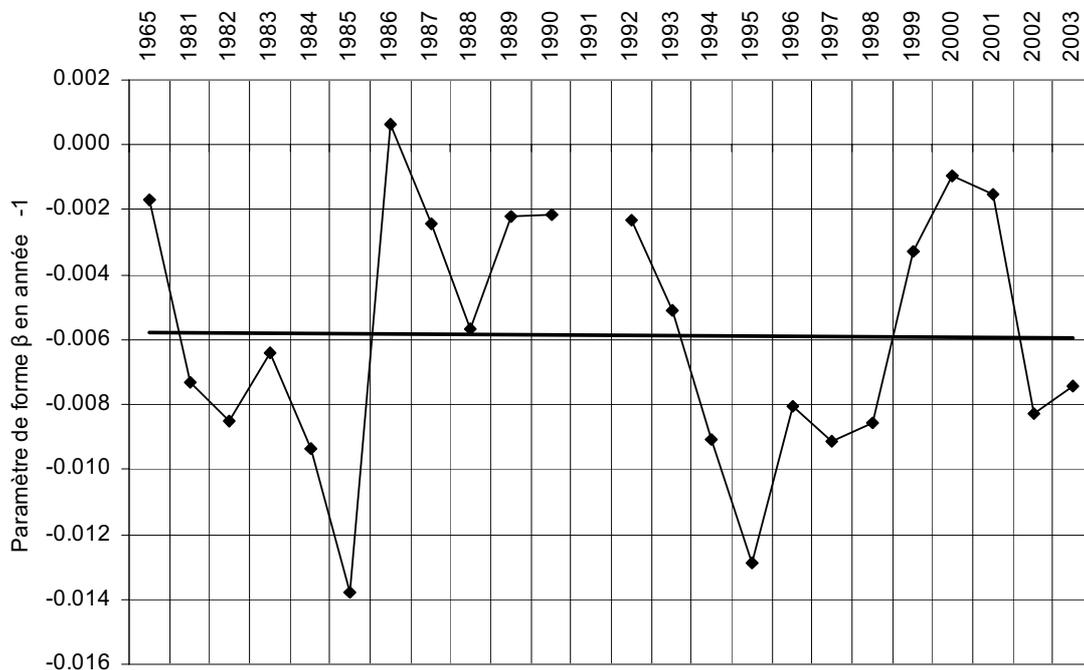


Fig. 10 Résultats du calcul du paramètre de forme β (en année⁻¹) pour le bassin versant de Yanamarey depuis 1965.

La Fig. 10 montre les résultats du calcul de β dans le cas du petit bassin de Yanamarey où les réductions annuelles de surface du glacier sont mesurées précisément depuis 1965. On aboutit à une valeur moyenne de $\beta = 0.006$, si l'on assimile le glacier à une forme rectangulaire qui conserverait une largeur de front constante lors de sa décrue. Mais le paramètre β est également lié au paramètre α : si α croît (c'est-à-dire si l'intensité du réchauffement croît) la superficie du glacier se réduira plus vite, et cela d'autant plus que le glacier sera à l'origine petit, et β croîtra donc lui aussi.

Une meilleure détermination de ce coefficient β passe par un meilleur suivi (éventuellement rétroactif à partir de la photogrammétrie ou de l'imagerie satellitaire) des variations de surface des glaciers de toutes tailles. La modélisation proposée est par ailleurs susceptible d'assimiler une formulation complexe de β pour autant qu'il soit possible de la définir à partir de résultats glaciologiques futurs.

Prévisions d'évolution à long terme de la ressource en eau glaciaire pour quelques bassins de la Cordillère Blanche

Les valeurs numériques précédemment définies ont été utilisées dans l'équation (15) pour aboutir au Tableau 2 et à la Fig. 11. Les calculs ont été conduits à titre démonstratif pour quatre bassins versants de caractéristiques d'englacement différentes: Llanganuco, Paron, Artesoncocha et Yanamarey, en adaptant quelque peu les valeurs des différents paramètres de calage.

Pour tous ces bassins versants, une légère augmentation de la ressource en eau glaciaire est attendue encore pendant 25–50 ans selon leur englacement actuel. Elle sera suivie, si le changement climatique se poursuit, voire s'accélère, par une dramatique paupérisation de cette ressource, le régime hydrologique de chacun des bassins devenant progressivement davantage nivo-pluvial, au fur et à mesure de la disparition de leurs glaciers régulateurs, en commençant par les plus petits d'entre eux et ceux naissant à plus basse altitude.

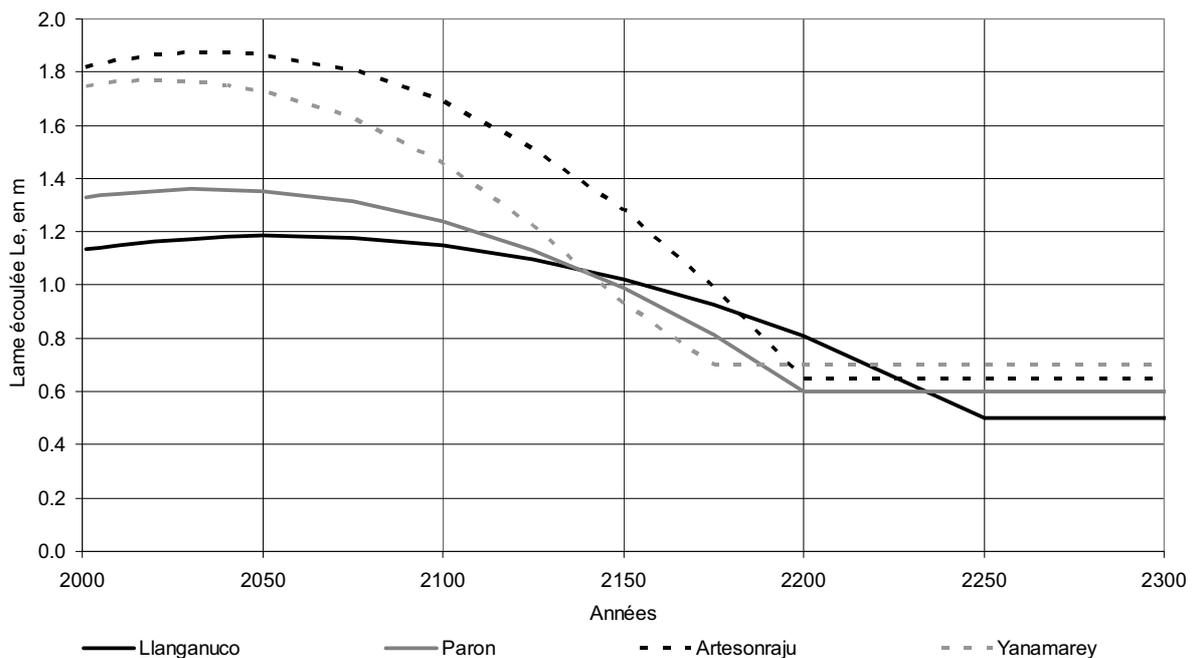


Fig. 11 Résultats de la simulation de l'évolution jusqu'à l'année 2400 de la lame écoulée L_c pour quatre bassins versants de la Cordillère Blanche: Llanganuco, Parón, Artesonraju et Yanamarey.

CONCLUSION

La modélisation décrite ci-dessus présente une première approche d'une estimation à long terme du devenir des ressources en eau glaciaire de la Cordillère Blanche. L'hypothèse retenue d'une élévation de température de 1°C par siècle est certainement malheureusement bien en deçà de la réalité la plus vraisemblable, généralement retenue par les experts du changement global. Mais le modèle présenté est suffisamment robuste pour pouvoir facilement intégrer de futures relations plus

précises de l'évolution des températures atmosphériques, telles qu'elles sont attendues au dessus de la Cordillère Blanche au cours des siècles à venir, obtenues comme résultats de la régionalisation à la Cordillère Blanche des divers scénarios du changement climatique global proposés par les travaux du GIEC à l'échelle planétaire.

Les estimations des autres paramètres, notamment celle de β , mériteraient d'être grandement améliorées, ce qui suppose avant tout de meilleures modélisations (sur l'actuel et le passé) du fonctionnement physique des glaciers, et de leur retrait, aux grandes échelles de temps, en fonction de paramètres climatiques suffisamment simples pour être facilement spatialisés comme résultats directs des modélisations du changement climatique. Une approche géographique plus précise de chaque bassin, basée sur un modèle numérique de terrain, permettrait aussi de préciser le retrait glaciaire au cours du temps, selon la géométrie propre à chaque ensemble glaciaire et dans les diverses hypothèses classiques de changement climatique, et donc de mieux contraindre les évolutions attendues de la ressource en eau glaciaire.

Remerciements Ce travail est grandement redevable à la qualité des observations, opiniâtres et difficiles, de plusieurs générations d'hydrologues péruviens anonymes (particulièrement ceux de la Corporación del Santa, de Electroperu, puis du SENAMHI et de l'UGRH-INRENA), qui ont contribué à acquérir les données hydro-climatologiques d'une exceptionnelle qualité des bassins du Rio Santa en Cordillère Blanche utilisées ci-avant. Les données NCEP de réanalyse se sont révélées d'une extraordinaire pertinence dans le cas de la Cordillère Blanche et étaient indispensables à ce travail. Les remarques et commentaires appréciés de deux reviewers anonymes ont permis d'améliorer grandement cet article. Qu'ils en soient ici sincèrement remerciés. Ce travail est le fruit d'une étroite coopération entre les équipes scientifiques, péruviennes et étrangères, de l'UGRH-INRENA, du SENAMHI, de EGENOR-Duke Energy et de l'IRD UR Great Ice.

REFERENCES

- CONAM (Consejo Nacional del Ambiente) (2001) Communication nationale du Pérou à la Convention des Nations Unies sur le Changement Climatique. Lima. CONAM-GEF.
- Favier, V., Wagnon, P., Chazarin, J. P., Maisincho, L. & Coudrain, A. (2005) One-year measurements of surface heat budget on the ablation zone of Antizana Glacier 15, Equatorial Andes. *J. Geophys. Res.* (sous presse).
- Ferguson, R. I. (1985) Runoff from glacierized mountains: a model for annual variation and its forecasting. *Water Resour. Res.* **21**(5), 702–708.
- Francou, B., Ribstein, P., Tiriau, E. & Saravia, R. (1995) Monthly balance and water discharge on an inter tropical glacier. The Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16°S. *J. Glaciol.* **42**(137), 61–67.
- Francou, B., Vuille, M., Wagnon, P., Mendoza, J. & Sicart, J. E. (2003) Tropical climate change recorded by a glacier of the central Andes during the last decades of the 20th century: Chacaltaya, Bolivia, 16°S. *J. Geophys. Res.* **108**, DOI 10.1029/2002JD002959.
- Francou, B. & Pouyaud, B. (2004) Méthode d'observation des glaciers dans les Andes tropicales. Mesures de terrain et traitements des données. Document interne GreatIce (version papier et version électronique). <http://www.mpl.ird.fr/hydrologie/greatice/>.
- Francou, B., Vuille, M., Favier, V. & Caceres, B. (2005a) New evidences of ENSO impacts on glaciers at low latitude: Antisana 15, Andes of Ecuador, 0°28'. *J. Geophys. Res.* (sous presse).
- Francou, B., Ribstein, P., Wagnon, P., Ramirez, E & Pouyaud, B. (2005b) Glaciers of the tropical Andes, indicators of global climate variability. In: *Global Change and Mountain Regions—A State of Knowledge Overview* (ed. by U. Huber, K. M. Harald & M. A. Reasoner). Kluwer, Dordrecht, The Netherlands (sous presse).
- Garreaud, R. & Aceituno, P. (2001) Interannual rainfall variability over the South American Altiplano. *J. Climate* **14**, 2779–2789.
- Garreaud, R. & Battisti, D. (1999) Interannual (ENSO) and interdecadal (ENSO-like) variability in the Southern Hemisphere tropospheric circulation. *J. Climate* **12**, 2113–2123.

- Georges, C. (2004) The 20th century glacier fluctuations in the tropical Cordillera Blanca (Peru). *Artic, Antarctic and Alpine Research* **36**(1), 100–107.
- GIEC (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat) (2001) *Climate Change 2001: Synthesis Report*. A contribution of Working Groups I, II and III to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (ed. by R. T. Watson & the Core Writing Team). Cambridge University Press, Cambridge, UK. <http://www.ipcc.ch/pub/un/syrfrench/spm.pdf>.
- Hastenrath, S. & Ames, A. (1995) Diagnosing the imbalance of Yanamarey Glacier in the Cordillera Blanca of Peru. *J. Geophys. Res.* **100**(D3), 5105–5112.
- Hock, R. & Holmgren, B. (2005) A distributed surface energy balance model for complex topography and its application to Storglaciären, Sweden. *J. Glaciol.* (accepté pour publication en 2005 sous cote 02J067).
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woolen, J., Zhu, Y., Leetnaa, A. & Reynolds, B. (1996) The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Am. Met. Soc.* **77**(3), 437–471.
- Kaser, G. (1999) A review of the modern fluctuations of tropical glaciers. *Global Planet. Change* **22**, 93–103.
- Kaser, G. (2001) Glacier-climate interaction at low latitudes. *J. Glaciol.* **47**(157), 195–204.
- Kaser, G. & Osmaston, H. (1996) *Tropical Glaciers*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Kaser, G., Juen, I., Georges, C., Gómez, J. & Tamayo, W. (2003) The impacts of glaciers on the runoff and the reconstruction of mass balance history from hydrological data in the tropical Cordillera Blanca, Peru. *J. Hydrol.* **282**, 130–144.
- Llibouty, L., Morales Arnao, B. & Schneider, B. (1977) Glaciological problems set by the control of dangerous lakes in Cordillera Blanca, Peru. III. Study of moraines and mass balances at Safuna. *J. Glaciol.* **18**, 275–290.
- Pouyaud, B., Vignon, F., Yerren, J., Suarez, W., Vegas, F., Zapata, M., Gomez, J., Tamayo, W. & Rodriguez, A. (2003) Glaciers et ressources en eau dans le bassin du rio Santa. Rapport multigraphié IRD-SENAMHI-INRENA, versions papier et CD Rom. <http://www.mpl.ird.fr/hydrologie/greatice/>
- Ramirez, E., Francou, B., Ribstein, P., Descloitres, M., Guérin, R., Mendoza, J., Gallaire, R., Pouyaud, B. & Jordan, E. (2001) Small-sized glaciers disappearing in the Tropical Andes: Chacaltaya Glacier, a case study in Bolivia, 16°S. *J. Glaciol.* **47**(157), 187–194.
- Ribstein, P., Francou, B., Tiriau, E. & Saravia, R. (1995) Tropical climate and glacier hydrology. A case study in Bolivia. *J. Hydrol.* **165**, 221–234.
- Sicart, J. E., Ribstein, P., Wagon, P. & Brinstein, D. (2002) Clear sky albedo measurements on a sloping glacier surface. A case study in the Bolivian Andes. *J. Geophys. Res.* **106**(D23), 31729–31737.
- Sicart, J. E., Ribstein, P., Francou, B. & Gallaire, R. (2003) Précipitation et fonte des glaciers tropicaux: cas du Zongo, Bolivie. *Hydrol. Sci. J.* **48**(5), 799–808.
- Sicart, J. E., Ribstein, P., Francou, B., Pouyaud, B. & Condom, T. (2005) Hydrological and glaciological mass balances of a tropical glacier: Zongo, Bolivia. *Global Planet. Change* (sous presse).
- Suarez, W. (2003) Bilan hydrique d'un système lacustre de haute montagne: le bassin Parón (Cordillère Blanche, Pérou). Rapport de DEA. Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, France.
- Vignon, F. (2002) Glaciares y recursos hídricos en el valle alto del río Santa. DED Report, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.
- 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., Bradley, R. S. & Keimig, F. (2000) Interannual climate variability in the Central Andes and its relation to tropical Pacific and Atlantic forcing. *J. Geophys. Res.* **105**, 12447–12460.
- Vuille, M., Bradley, R. S., Werner, M. & Keimig, F. (2003) 20th century climate change in the tropical Andes: observations and model results. *Climate Change* **59**(1/2), 75–99.
- Wagon, P. & Vincent, C. (2003) Climate change as recorded by glaciers. *IGBP Global Change Newslett.* **56**, 13–16.
- Wagon, P., Ribstein, P., Schuler, T. & Francou, B. (1998) Flow separation on Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia. *Hydrol. Processes* **12**, 1911–1926.
- Wagon, P., Ribstein, P., Francou, B. & Pouyaud, B. (1999a) Annual cycle of energy balance of Zongo glacier, Cordillera Real, Bolivia. *J. Geophys. Res.* **104**, 3907–3923.
- Wagon, P., Ribstein, P., Kaser, G. & Berton, P. (1999b) Energy balance and runoff seasonality of a Bolivian glacier. *Global Planet. Change* **22**, 49–58.
- Wagon, P., Ribstein, P., Francou, B. & Sicart, J. E. (2001) Anomalous heat and mass budget of Zongo Glacier, Bolivia, during the 1997-98 El Niño year. *J. Glaciol.* **47**(156), 21–28.

Reçu le 15 décembre 2004; accepté le 26 août 2005