
Marie-Emilie Forget, Jean-Claude Thouret, Adèle Kuentz et Michel Fontugne

Héritages glaciaires, périglaciaires et évolution récente : le cas du Nevado Coropuna (Andes centrales, sud du Pérou)

Avertissement

Le contenu de ce site relève de la législation française sur la propriété intellectuelle et est la propriété exclusive de l'éditeur.

Les œuvres figurant sur ce site peuvent être consultées et reproduites sur un support papier ou numérique sous réserve qu'elles soient strictement réservées à un usage soit personnel, soit scientifique ou pédagogique excluant toute exploitation commerciale. La reproduction devra obligatoirement mentionner l'éditeur, le nom de la revue, l'auteur et la référence du document.

Toute autre reproduction est interdite sauf accord préalable de l'éditeur, en dehors des cas prévus par la législation en vigueur en France.

revues.org

Revues.org est un portail de revues en sciences humaines et sociales développé par le Cléo, Centre pour l'édition électronique ouverte (CNRS, EHESS, UP, UAPV).

Référence électronique

Marie-Emilie Forget, Jean-Claude Thouret, Adèle Kuentz et Michel Fontugne, « Héritages glaciaires, périglaciaires et évolution récente : le cas du Nevado Coropuna (Andes centrales, sud du Pérou) », *Géomorphologie : relief, processus, environnement* [En ligne], 2/2008 | 2008, mis en ligne le 01 juillet 2010, consulté le 11 octobre 2012.
URL : <http://geomorphologie.revues.org/6383> ; DOI : 10.4000/geomorphologie.6383

Éditeur : Groupe français de géomorphologie

<http://geomorphologie.revues.org>

<http://www.revues.org>

Document accessible en ligne sur : <http://geomorphologie.revues.org/6383>

Ce document est le fac-similé de l'édition papier.

© Groupe français de géomorphologie

Héritages glaciaires, périglaciaires et évolution récente : le cas du Nevado Coropuna (Andes centrales, sud du Pérou)

Inherited glacial and periglacial landforms, and recent evolution of the Nevado Coropuna in the Central Andes of southern Peru

Marie-Emilie Forget*, Jean-Claude Thouret**, Adèle Kuentz**, Michel Fontugne***

Résumé

Les glaciers tropicaux sont très sensibles aux variations climatiques et notamment à celles engendrées dans les Andes centrales par les phénomènes ENSO (*El Niño Southern Oscillation*). Afin de mieux saisir ces variations à court terme, il est nécessaire de déchiffrer les héritages glaciaires et périglaciaires. La calotte glaciaire du massif du Nevado Coropuna, divisée en dix-huit bassins glaciaires, a donné lieu à une carte géomorphologique du massif volcanique, recouvert par la calotte glaciaire la plus étendue (53,9 km² en 2000) de l'édifice le plus élevé (6 377 m) de la chaîne volcanique du sud du Pérou. La cartographie effectuée sur le terrain et par télédétection, ainsi que les données analysées en combinant les méthodes de téphrostratigraphie, lichénométrie et géoarchéologie, ont permis de proposer une synthèse provisoire de la chronologie relative des fluctuations glaciaires dans cette partie des Andes centrales. Il est possible que la frange périglaciaire actuelle (4 500–5 500 m) ait été prise dans les glaces au petit âge glaciaire ; cependant, l'absence, dans cette tranche altitudinale, de formes morainiques nettes pouvant être attribuées de manière certaine à cette période laisse penser que cette phase a été caractérisée par une pause de la variation des fronts glaciaires. Des épisodes climatiques plus froids et surtout plus secs au XVIII^e et au XIX^e siècle auraient privilégié la formation de glaciers rocheux. Complétant le témoignage paléoclimatique de ces derniers, l'altitude de la limite des neiges persistantes, en tant qu'indicateur climatique annuel, est proposé comme un indice plus adéquat que la ligne d'équilibre des glaciers pour analyser les fluctuations climatiques récentes dans les Andes centrales.

Mots clés : Andes centrales, Nevado Coropuna (Pérou), calotte glaciaire, modelé glaciaire, glacier rocheux, fluctuations climatiques.

Abstract

Tropical glaciers are very sensitive to climatic variations such as those induced by the El Niño Southern Oscillation (ENSO) in the central Andes. To better decipher the short-term climatic fluctuations that occurred in this region, it has been necessary to identify and date inherited glacial and periglacial landforms. This research is largely based on the analysis of the inherited landforms created by glacier ice fluctuations on the Nevado Coropuna massif and the ice cap (53.9 km² in 2000) has been divided into eighteen glacier ice catchments. This study also resulted in a geomorphological map representing volcanic, glacial and periglacial landforms. This map and a combination of methods (geoarchaeology, lichenometry, tephrostratigraphy and remote sensing) have allowed us to present a preliminary chronology of the recent ice and climatic fluctuations, compared to the available literature on southern Peru. We distinguish four periods, each of these including one to four stades. The present-day periglacial altitudinal zone (4500 – 5500 m) was probably frozen (i.e. had a permafrost) during the Little Ice Age (LIA) but the absence of clear moraine landforms, which could be attributed to LIA, suggests that this period may have been characterized by stationary glacier ice fronts. Phases of colder and drier climate prior to the 19th century were rather favourable to the formation of rock glaciers in what is now the periglacial altitudinal zone. In addition to the study of rock glaciers, the use of the snow-line altitude (SLA) instead of the equilibrium line altitude (ELA) of the glaciers appears more adequate for assessing the short- to medium-term climate fluctuations, thus confirming SLA as a valid annual climatic indicator.

Key words: Central Andes, Nevado Coropuna (Peru), ice cap, glacial landform, rock glacier, climatic fluctuations.

* Doctorante, département de géographie, université Lumière (Lyon 2) 5 avenue P. Mendès-France, 69500 Bron. Courriel : forget7982@hotmail.com

** Laboratoire Magmas et Volcans UMR 6524 CNRS, OPGC, IRD et CERAMAC, université Blaise-Pascal, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand cedex. Courriel : thouret@opgc.univ-bpclermont.fr

*** Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, LSCE-Vallée, Bât. 12, avenue de la Terrasse, 91198 Gif-sur-Yvette cedex. Courriel : fontugne@lsce.fr

Abridged English version

Understanding and measuring the impact of past and recent climatic fluctuations on the behaviour of the glaciers allow us to foresee their future evolution in the Central Andes of southern Peru. Establishing the budget of water resources of glacier ice origin becomes essential in this semi-arid region, because water represents a major income for irrigation, domestic use, and hydropower in Peru (Forget, 2005). Nowadays the glaciers at tropical latitudes are very sensitive to the climatic variations such as the temperature and moisture fluctuations caused in the Central Andes by ENSO (El Niño Southern Oscillation) (Thouret et al., 2002a; Wagnon et al., 2001; Francou et al., 2004). To better decipher present-day and recent, short- and medium-term fluctuations in the central Andes, climate changes must be assessed on the basis of inherited glacial and periglacial landforms over a long time period. Our study is based on a geomorphological map (fig. 1) representing volcanic and glacial and periglacial landforms on Nevado Coropuna. The combination of this map with field surveys and remote sensing, along with data based on geoarchaeology, lichenometry, and tephrostratigraphy has enabled us to propose a preliminary chronology of the glacier fluctuations in the central Andes of southern Peru (tab. 2). No historic activity has been reported at the Nevado Coropuna stratovolcano of andesite composition but ashfall deposits were dated at ca. 27 and 37 ka on the southwest flank of the massif (Thouret et al., 2002a; Kuentz et al., 2006a, 2006b). This ashfall is related to the fissure activity that produced the most recent Coropuna's lava flows, which filled glacially-shaped valley whose lateral moraines are attributed to the Last Glacial Maximum (LGM) dated at ≥ 34 ka (Seltzer et al., 2005b) or 37-41 ka (this study). Our work describes the geomorphological characteristics of Nevado Coropuna based on the study of the inherited landforms linked to the recent fluctuations of the ice cap glaciers. Systems of moraine ridges were used for assessing the maximal extent of glaciers with each glacial stade according to slope aspect. The stratigraphy of glacial stades and our preliminary chronology of climatic fluctuations (tab. 1, tab. 2) show four main periods or stages over the past ≥ 41 ka years. Each period includes one to four glacial stades based on moraine sets or complexes.

The Nevado Coropuna ice cap (53.9 km² in 2000) was divided into 18 glacier catchments, each of them corresponding to an ice valley tongue fed by snow accumulation in catchment (tab. 1). A strong asymmetry between the north and south slopes of the ice cap is observed (fig. 3). The Equilibrium Line Altitude (ELA) rises from 220 to 400 m in elevation between the LIA and present time, i.e from about 5625 m to 5850 m on the north flank, and from about 5300 m to 5700 m on the southern slopes. In addition, the meteorological data shows a general rise in the Snow Line Altitude (SLA) between 1955 and 2000 that accelerated between 1998 and 2000. A clear relation between the SLA and the Southern Oscillation Index (SOI) has already been shown in the Bolivian Andes (Arnaud et al., 2001). The SLA rise can be attributed to anomalous drought and milder tem-

peratures induced by ENSO such as the 1997-98 El Niño event. For instance, the SLA decreased in 1997 but rose significantly in 1998, hence confirming the index as a useful annual climatic indicator. The use of the SLA instead of the glacier ELA may therefore be more adequate for assessing short- to medium-term climate fluctuations in the high Central Andes.

The study of the rock-glaciers allows us to infer cold climatic conditions that characterized the Little Ice Age (LIA) or cold but drier episodes thereafter. The abundant rock glaciers at 5000 m in elevation, attributed to the LIA and (or) to dry and cold periods prior to the 19th century, indicate a decrease in average annual temperature between 3 and 5 °C and a decrease in rainfall. The inferred fluctuations are compared with what is known about the current climatic conditions in the Central Andes of southern Peru. Based on meteorological measurements recorded at 4000 and 4500 m asl. on the Altiplano between 1964 and 2002: the annual average temperature is approximately 10.8 °C. If we consider an adiabatic gradient of about 0.6 °C/100 m, the annual average temperature at the elevation at which the rock glaciers are now formed (5000-5500 m) is about -1.8 °C. If the decrease in temperature was on the order of 3-5 °C, the present day periglacial altitudinal zone would have been entirely frozen during the LIA. The absence of glacier moraines in this zone, which could have been attributed to the LIA, has led us to infer that no glacier re-advance took place on Nevado Coropuna during the LIA. Alternatively colder and drier climatic conditions may have allowed the formation of rock glaciers before the 19th century (e.g. 14th and 17-18th centuries; Rabatel, 2005; Rabatel et al., 2005a; Jomelli et al., 2007a, 2007b).

Introduction

Les glaciers tropicaux ne couvrent qu'une très petite superficie du globe, de l'ordre de 1900 km² (Clapperton, 1993 ; Francou et Vincent, 2007). Ils sont particulièrement sensibles aux variations climatiques, et les glaciers andins sont notamment soumis à l'influence du phénomène El Niño Southern Oscillation (ENSO) et La Niña (Fontugne et al., 1999 ; Arnaud et al., 2001 ; Francou et al., 2004). Ces glaciers andins, qui représentent presque la totalité des glaciers tropicaux, suscitent un intérêt accru en raison de leur phase de retrait récente qui s'est accélérée depuis les années 1980 (Francou et al., 2005 ; Rabatel et al., 2005a). En outre, les glaciers du sud du Pérou entre 15 et 17° de latitude sud sont originaux car les Nevados (montagnes enneigées) qu'ils recouvrent sont situés dans une région sèche, de transition climatique entre l'Altiplano subhumide et un désert littoral hyperaride.

Le Nevado Coropuna (15° 31' S et 72° 39' W) est le plus grand et le plus élevé des volcans potentiellement actifs du sud du Pérou (De Silva et Francis, 1990), situé à 150 km au nord-ouest d'Arequipa (département d'Arequipa). Formant une ride est-ouest de vingt kilomètres de long, il s'est édifié sur des coulées de lave et des ignimbrites d'âge néogène à une altitude de 4 500 m et culmine à 6 377 m à son extré-

mité nord-ouest. Bien qu'une calotte glaciaire en recouvre 53,9 km² (en 2000) soit 22,5 % de la superficie du massif (240 km²), sept dômes-coulées peuvent être identifiés (fig. 1). L'épaisseur de la calotte de glace du Nevado Coropuna vers 6 000 m et au-dessus varie de 34 à 146 m si l'on se fonde sur les sondages radar effectués en 2003 (Vincent, com. pers.). Sur le flanc nord, la limite de la glace est située à 5 800 m environ alors qu'elle s'abaisse jusqu'à 5 300 m sur le flanc sud. La limite des neiges persistantes se situe en moyenne à 5 300 m sur le flanc nord et à 5 000 m au sud (fig. 1). Les glaciers de vallée actuels sont de taille nettement inférieure à ceux qui recouvraient le Nevado dans le passé. En témoignent les vallées glaciaires et les moraines latérales attribuées à l'avancée maximale datée autour de 34 ka BP (Seltzer *et al.*, 2005b) voire 37-41 ka (cette étude), qui s'étendent à 10 km du sommet jusqu'à une altitude de 3 800 m (fig. 1, fig. 2).

Le but de cette étude est de retracer l'évolution passée et récente des glaciers et de la couverture neigeuse du Nevado Coropuna, grâce à une analyse géomorphologique, à l'apport de la télédétection, de la géoarchéologie, de la téphrostratigraphie et de la lichénométrie, sans oublier le recours aux datations absolues obtenues sur des matériaux volcaniques ou des tourbes en relation avec des dépôts morainiques (Jomelli *et al.*, 2007a, 2007b ; Rabatel *et al.*, 2008 ; Thouret *et al.*, 2002a, 2002b ; Mercer et Palacios, 1977 ; Seltzer *et al.*, 2005a, 2005b).

Le strato-volcan composite et les dômes englacés du Nevado Coropuna ont fait l'objet de quelques recherches. Les travaux les plus récents, notamment ceux de V. Jomelli *et al.* (2007a, 2007b) et de A. Rabatel *et al.* (2008) portent sur des massifs voisins en Bolivie, pour le petit âge glaciaire. Les études antérieures sont nombreuses, mais ne fournissent pas une synthèse de l'évolution d'ensemble du massif. Elles ont le plus souvent pour objet un versant ou une vallée particulière dont les données ne peuvent être généralisées. Il existe des datations ¹⁴C (carottes sédimentaires et téphras) sur le massif du Coropuna (fig. 1) mais elles sont encore lacunaires. Dans cet environnement semi-désertique et de haute altitude, l'exposition et l'altitude contrôlent les conditions climatiques sur les pentes. Les différents systèmes morainiques sont localisés et associés, lorsque cela est possible, à des téphras reconnus (comme celui de la grande éruption du Huaynaputina en 1 600 AD : Thouret *et al.*, 2002b) et datés dans la région ou attribués à une phase glaciaire contemporaine de systèmes morainiques déjà datés dans d'autres massifs comme la Cordillère Vilnacota et le Nevado Quelccaya (Mercer et Palacios, 1977 ; Seltzer *et al.*, 2005a, 2005b). Dans le cas du Nevado Coropuna, des données archéologiques (fig. 1 ; Ziolkowski et Belán Franco 2001 ; Kuentz *et al.*, 2006a, 2006b) sont utilisées et complétées par des datations obtenues par sondage dans les tourbières situées à proximité des moraines. Des marqueurs téphrostratigraphiques correspondant à des événements historiques bien datés (cf. la cendre dacitique blanche du Huaynaputina retombée à partir du 19 février 1600 AD) servent également de référence. Les âges ¹⁴C disponibles sont cependant trop peu nombreux ; en effet, les

dates disponibles sont trop anciennes (10-11 ka pour celles obtenues dans les tourbières : Thouret *et al.*, 2002b ; fig. 1 et fig. 2), et toute extrapolation sur une période non datée est impossible.

Cartographie et chronologie des formes et modelés glaciaires du Nevado Coropuna

La carte géomorphologique (fig. 1) a été élaborée à partir : 1) des cartes topographiques à 1/50 000 et 1/25 000, 2) de l'interprétation des photographies aériennes de 1955 (Instituto Geográfico Militar), 3) des images satellite Landsat (1990 et 2000) et SPOT (1996 et 1998), complétées par 4) des observations de terrain (Forget, 2005). La carte géomorphologique de S. Lamadon (1999) en a servi de base, mais l'identification et la localisation de certaines moraines ont été corrigées lors de la digitalisation dans le Système d'Information Géographique (SIG). L'ensemble du massif du Nevado Coropuna est cartographié, mais deux vallées sont plus particulièrement étudiées : celle du Rio Blanco sur le flanc nord-est et celle de Nevados (fig. 2) sur le flanc sud-ouest, qui ont été choisies pour leur représentativité vis-à-vis des conditions climatiques.

Les formes héritées

Les formes d'ablation et d'accumulation de grandes dimensions, telles que les cirques glaciaires, les vallées en auge ou les moraines associées à des phases d'avancée majeure des glaciers, sont en général facilement identifiables sur les photographies aériennes. Cependant, sur celles-ci, les moraines les plus récentes liées au petit âge glaciaire sont en partie masquées par la neige. Par ailleurs, les modelés de taille plus réduite tels que les roches moutonnées ou les moraines marquant une avancée mineure ou une pause, étant plus difficiles à détecter, ont donc été repérés sur le terrain.

Les cirques glaciaires les plus vastes, au nombre de trois, sont situés sur le flanc est, autour du Cerro Cunchaicha (fig. 3). Le principal, large d'environ 3 km et haut de près de 1 km, est un cirque composé qui s'ouvre vers 5 200 m d'altitude. La largeur et la longueur moyenne de ces cirques sont comprises entre 0,7 et 2,5 km respectivement, tandis que leurs parois ont un commandement moyen de 80 à 100 m. L'indice d'ouverture (Evans and Cox, 1974) calculé d'après l'angle d'arc tangente ($tga = 2C/F$), où C suggère la mesure de la corde et F celle de la flèche, exprime l'ampleur de la « morsure » glaciaire dans le relief. Cet indice est de 0,56 pour les cirques simples (la majorité) et de 0,86 pour les cirques composés, plus grands mais plus rares. L'altitude du plancher de ces cirques se situe en moyenne vers 5 000-5 200 m (fig. 1, fig. 3 et tab. 1) mais l'un d'entre eux, que nous attribuons à une génération précédente, a été repéré sur le flanc sud du volcan vers 4 500 m d'altitude. Environ 45 % des plus grandes formes de ce type sont orientées vers le nord-est, une exposition sous le vent probablement plus favorable à l'accumulation neigeuse. Si la majorité des cirques

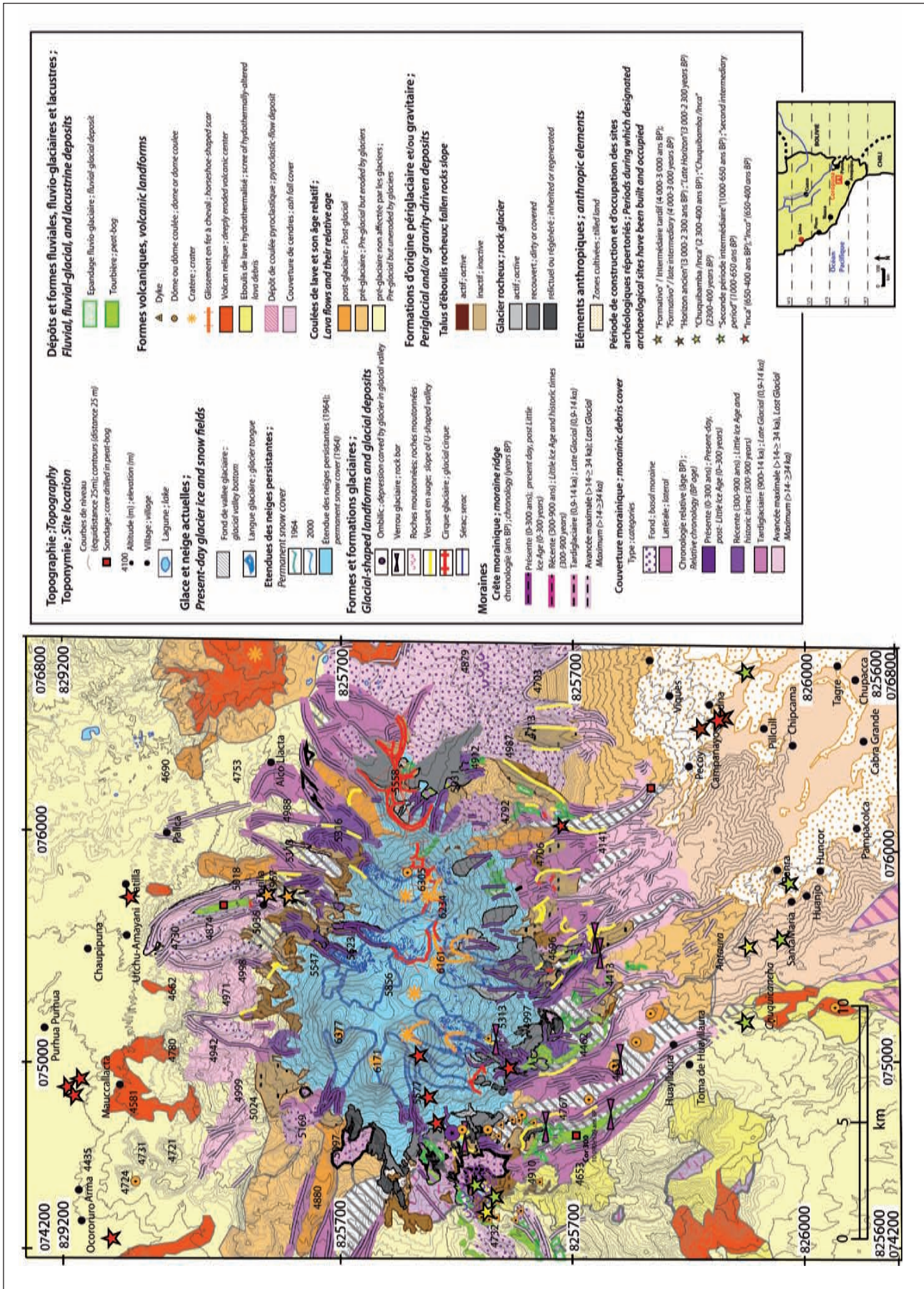


Fig. 1 – Carte géomorphologique des formes volcaniques et glaciaires du Nevado Coropuna.

Fig. 1 – *Geomorphological map of the volcanic and glacial landforms on and around Nevado Coropuna.*

a une origine exclusivement glaciaire, la forme des grands amphithéâtres (5 % des formes étudiées, dénommées cirques composés) est probablement polygénique. À titre d'exemple, sur le flanc sud de l'édifice, un amphithéâtre en forme de fer

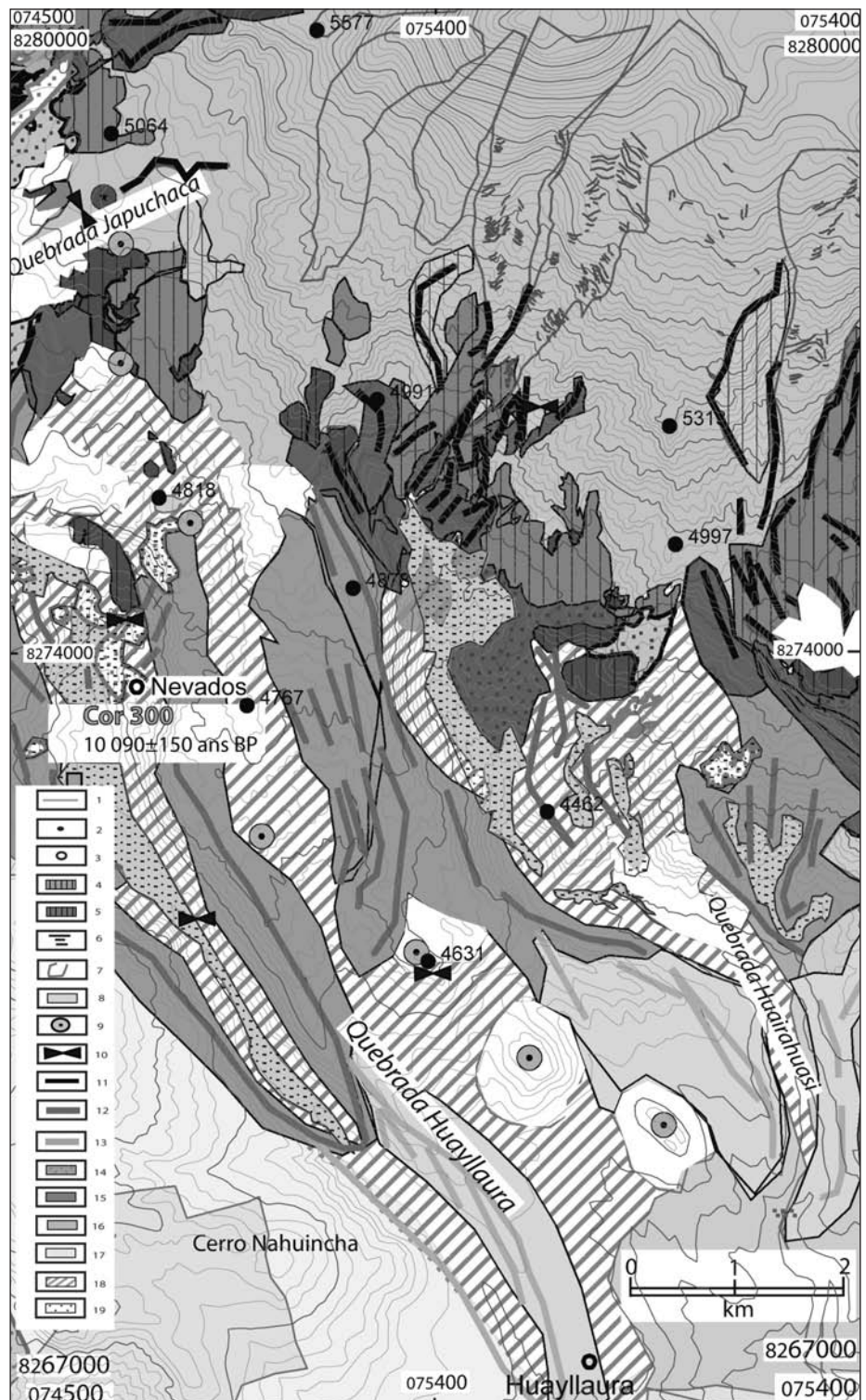
à cheval ouvert vers le sud-ouest résulte d'un écoulement de flanc, car un dépôt d'avalanche de débris est préservé au pied et dans cette direction ; la cicatrice a été ensuite occupée par les glaciers (fig. 1).

Les vallées glaciaires ont une forme en auge caractéristique, mais n'excèdent pas 5 à 7 km de longueur et 300 m de profondeur. La jonction entre deux segments de vallées glaciaires (en auge à l'amont, en berceau à l'aval) laisse souvent apparaître des corniches rocheuses formant des ver-

Fig. 2 – Carte géomorphologique de la vallée de Nevados sur le flanc sud-ouest du Nevado Coropuna.

Fig. 2 – *Geomorphological map of the Nevados valley on the south-west flank of Nevado Coropuna.* 1 : courbe de niveau (équidistance 25 m) ; 2 : altitude (m) ; 3 : village ; 4 : glace et neige actuelles, glaciers rocheux ; 5 : recouvert ; 6 : relique ou régénéré ; 7 : séracs ; 8 : limite de langue glaciaire ; 9 : étendue des neiges persistantes en 1964 ; 10 : ombilic ; 11 : verrou ; 12 : crêtes morainiques actuelles (0–300 ans BP) ; 13 : crêtes morainiques du petit âge glaciaire et historique (300–900 ans BP) ; 14 : crêtes morainiques d'âge « intermédiaire » ou holocène à tardiglaciaire (900 ans–14 ka) ; 15 : crêtes morainiques du dernier maximum glaciaire (14 > DGM ≥ 37 ka) ; 16 à 17 : moraine de fond (nuances de couleur grise selon les périodes chronologiques précédentes), 18 : fond de vallée glaciaire, dépôts et formes fluvio-glaciaires ; 19 : tourbière et marécage. (Carte de base 2330 I Pampacolca, 2340 Capilla, échelle 1/50 000, Instituto Geográfico Nacional 1964. UTM Projection « Horizontal Datum provisional South America 1956 ». Photographies aériennes n° 1495 à 15089).

Fig. 2 – *Geomorphological map of the Nevados valley on the south-west flank of Nevado Coropuna.* 1: contour level (distance 25 m); 2: elevation (in m); 3: village; present-day ice and snow, and rock glaciers; 4: dirty or covered; 5: relict or regenerated; 6: seracs; 7: glacier tongue; 8: extent of persistent snow fields in 1964; 9: ombilic, depression carved by glaciers; 10: rock bar; 11: present-day and post-Little Ice Age moraine ridge (0–300 years BP); 12: Little Ice Age and historical moraine ridge (300–900 years BP); 13: 'intermediary' or Holocene to Late-Glacial moraine ridge (900 years–14 ka BP); 14: Last Glacial Maximum (>14 LGM ≥ 37 ka); 15 to 17: ground moraine or basal till (distinct grey colours based on afore-mentioned chronological stages); 18: glacial valley bottom, fluvial and glacial deposits and landforms; 19: peat bog and marsh. (Based on map 2330 I Pampacolca, 2340 Capilla, scale 1:50,000, Instituto Geográfico Nacional 1964. UTM Projection 'Horizontal Datum provisional South America 1956'. Aerial photographs no.1495 to 15089).



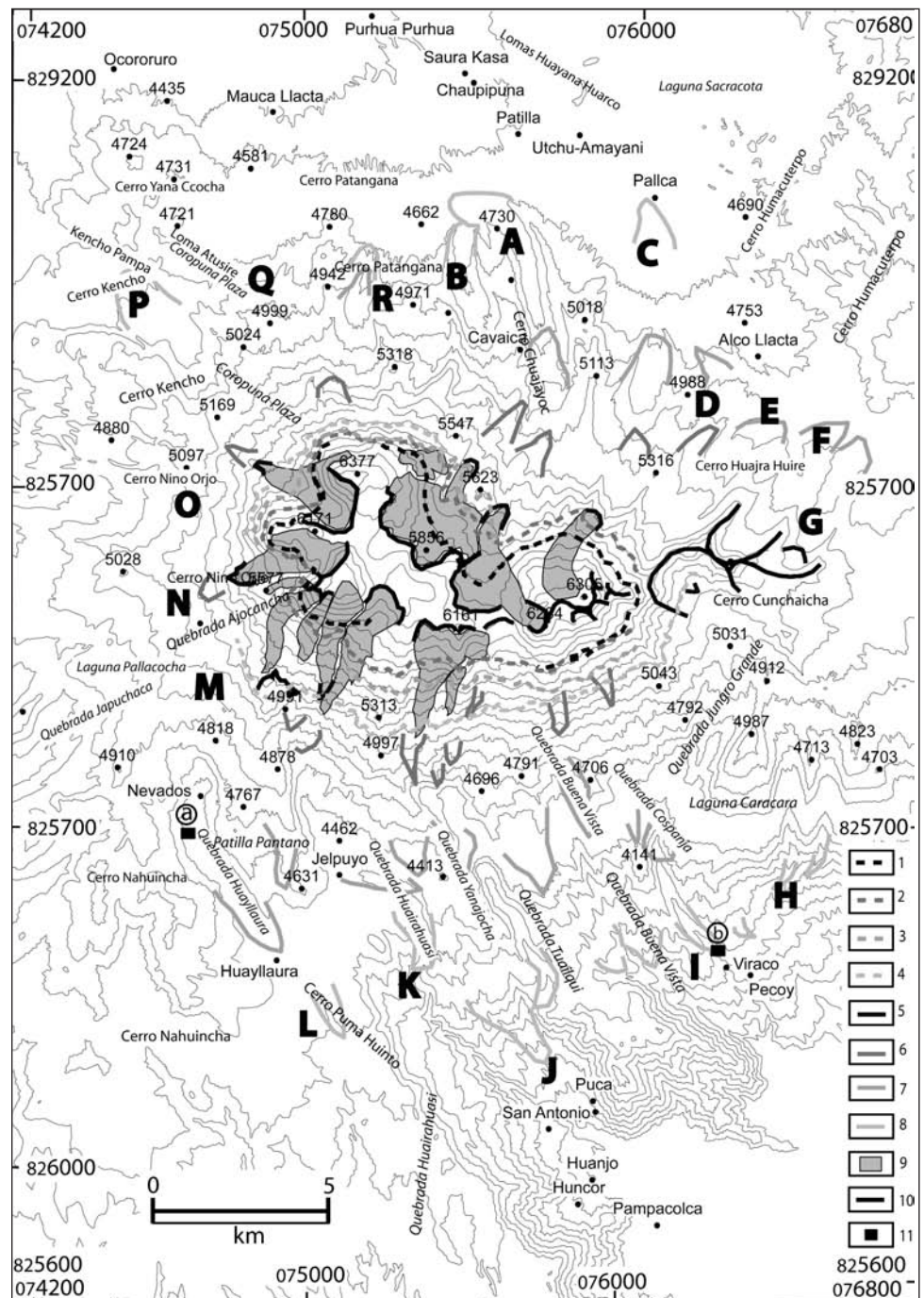
Bassin versant glaciaire, orientation et toponymie	Altitude du cirque glaciaire	Altitude maximale des crêtes morainiques	Altitude de la ligne d'équilibre des glaciers ± 50 m	Phase ou période	Nombre de stades observés durant la période
A orientation Nord	5 900	4 600	5 470	DMG	2
Rio Blanco	5 900	4 725	5 510	Intermédiaire	2
	5 900	5 000	5 600	Récent	3
	5 900	5 425	5 740	Présent	1
B orientation Nord	5 925	5 150	5 670	Récent	1
Quebrada Chaqui-Ullullo	5 925	5 525	5 790	Présent	1
	5 925	4 725	5 520	Récent	1
	6 300	4 800	5 800	Intermédiaire	2
	6 300	4 975	5 860	Intermédiaire	2
	6 300	4 625	5 740	DGM	2
	6 300	5 425	6 010	Présent	1
C orientation NNE	6 100	4 750	5 650	Intermédiaire	2
	6 100	5 100	5 770	Récent	3
D orientation NNE	6 100	4 875	5 700	Intermédiaire	2
E orientation NNE	5 550	4 875	5 330	Récent	3
F orientation NE/ Cerro Huajra Huire	5 250	4 875	5 120	Intermédiaire	4
G orientation ENE	5 500	5 075	5 360	Présent	1
	5 500	3 700	4 900	DMG	2
	5 500	4 575	5 200	Intermédiaire	4
H orientation Sud	6 100	3 700	5 300	DMG	2
	6 100	4 875	5 700	Récent	3
	6 100	4 975	5 730	Récent	3
	6 100	4 500	5 570	Intermédiaire	1
	6 100	3 700	5 300	DMG	2
J orientation SE Puca	5 900	4 750	5 520	Récent	2
I orientation SSE Pecoy	5 900	4 850	5 550	Récent	3
	5 900	4 400	5 400	Intermédiaire	3
	5 900	3 400	5 070	DMG	1
K orientation Sud Quebrada Huairahuasi	5 275	4 200	4 920	DMG	3
	5 275	4 450	5 000	Intermédiaire	2
L orientation SE / Toma de Huayllaura, valle de Nevados	6 175	4 450	5 600	Intermédiaire	2
	6 175	4 200	5 520	DGM	1
M orientation WSW Patilla pantano	6 125	5 075	5 780	Récent	2
N orientation W Pallacocha	6 150	5 075	5 790	Récent	2
O orientation W Cerro Nino Orjo	6 200	5 200	5 870	Récent	2
P orientation NW/ Cerro Kencho	6 200	4 675	5 690	DMG	1
Q orientation NW Coropuna plaza	6 000	4 675	5 560	DMG	1
R orientation Nord Cerro Pantangana	6 000	4 675	5 560	DMG	1
	6 000	5 075	5 690	Récent	1

Tableau 1 – Synthèse des phases glaciaires et nombre de stades glaciaires sur et autour du Nevado Coropuna fondés sur l'altitude des cirques, des crêtes morainiques et de la ligne d'équilibre des glaciers (Lettre majuscule, 1^{ère} colonne : cf. fig. 3).

Table 1 – Synthesis of glacial stages and number of glacial stades around Nevado Coropuna as inferred from the altitude line of glacial cirques, moraine ridges, and ELA (Equilibrium Line Altitude) (Upper case letter, 1st column: see fig. 3).

Fig. 3 – **Délimitation des bassins glaciaires sur le Nevado Coropuna d'après les cirques glaciaires et les systèmes morainiques hérités. Ligne d'équilibre des glaciers, 1 : actuelle (< 300 ans) ; 2 : récente (300–900 ans) ; 3 : « intermédiaire » (entre 900 ans et 14 ka) ; 4 : lors du dernier maximum glaciaire (14 > DGM ≥ 37 ka) ; 5 : moraine terminale actuelle (< 300 ans) ; 6 : moraine terminale récente (300–900 ans) ; 7 : moraine terminale d'âge « intermédiaire » (entre 900 ans et 14 ka) ; 8 : moraine terminale lors du dernier maximum glaciaire (14 > DGM ≥ 37 ka) ; 9 : langue glaciaire actuelle ; 10 : cirque glaciaire actuel ; 11 : sites des colonnes stratigraphiques (cf. fig. 5) ; A et B (encadrés) indiquent les sondages de Huayllaura et de Viraco ; Lettre majuscule : groupe de formes et de dépôts glaciaires ayant la même source (cf. tab. 1).**

Fig. 3 – **Delineation of glacier ice catchments on Nevado Coropuna based on the glacial cirques and the inherited moraine systems. Line of equilibrium of glacier, 1: present-day (<300 years); 2: recent (300 – 900 years); 3: 'intermediate' (between 900 years and 14 ka); 4: Last Glacial Maximum (14 > LGM ≥ 37 ka). Altitude of terminal moraines: 5: present-day terminal moraines (<300 years); 6: recent terminal moraines (300 – 900 years); 7: 'intermediate' terminal moraines (between 900 years and 14 ka); 8: terminal moraines at Last Glacial Maximum (14 > LGM ≥ 37 ka); 9: glacier tongue; 10: glacial cirque; 11: location of stratigraphic sections of the sediment core (see fig. 5); A and B (encircled) indicate the core of the Huayllaura and the Viraco site; Upper case letter: group of glacial landforms and deposits having the same source (see tab. 1).**



rous, sur lesquels reposent des moraines d'ablation. Les ombilics sont souvent occupés par des tourbières ou marécages. Les roches striées, assez courantes, ornent la surface des roches moutonnées comme celles de la Quebrada Tailqui sur le flanc sud-est du volcan (fig. 1 et fig. 3) vers 4 100 m, dont un côté est poli et l'autre irrégulier par délogeage et arrachement de blocs. Les moraines latérales et frontales sont nombreuses et de tailles variées. Dans la plupart des cas, des moraines prolongent les vallées en auge vers l'aval, encadrant une vallée en berceau. Dans les vallées en auge, même si la crête de ces moraines culmine à 200 m de hauteur relative, les corniches rocheuses apparaissant sur les flancs suggèrent que l'épaisseur du dépôt n'est en fait que de quelques dizaines de mètres. Les moraines acquièrent leur hauteur re-

lative maximale (200 m) à l'aval, là où le versant rocheux disparaît. Ces moraines se rejoignent généralement vers l'aval pour donner un vallum effilé en forme de pointe de flèche. Le plus souvent les moraines apparaissent sous la forme de complexes composés de multiples rides, reflétant le mouvement de va-et-vient et les pauses des glaciers. En effet, sur la face interne des moraines principales, des arcs moins massifs ont été observés (1 à 50 m de hauteur), associés à des phases de pause ou de recul des glaciers. Certains arcs convergent pour former des vallums distincts, comme dans la Quebrada Huayllaura sur le flanc sud-ouest du volcan (fig. 3). Leur profil transversal est asymétrique, le versant interne étant en général plus raide (> 30°) que la pente externe (15 à 20°). Les moraines les plus longues descen-

dent jusqu'à une altitude de 3 700-3 800 m, soit quelque 1 600 m plus bas que le front actuel des glaciers. Sur le versant nord, les moraines les plus basses se situent vers 4 600 m d'altitude, soit 1 100 m plus haut que sur le flanc sud. Aujourd'hui cette différence d'altitude des fronts des glaciers entre le nord et le sud s'est réduite à 500 m.

Chronologie des formes et modelés glaciaires

La carte géomorphologique montre les différents stades d'avancée et de retrait des langues glaciaires. Ces dernières ont laissé dans le paysage actuel des formes morainiques de grande taille qui ont été regroupées selon la date estimée de leur formation en fonction de leur altitude relative et des fluctuations glaciaires identifiées dans le nord des Andes centrales (Pérou, Bolivie). Le tableau 1 donne le nombre d'arcs morainiques principaux et les bassins glaciaires notés A à R sont mentionnés sous la même dénomination sur la figure 3. Le tableau 2 se lit comme une échelle stratigraphique, dont le temps a été dilaté pour la période la plus proche de la nôtre, car cette dernière est la mieux documentée sur la base des indices de terrain, des archives et des publications disponibles. D'une manière générale, les différents stades ne sont pas également conservés partout. Pour estimer leur chronologie, la comparaison de la colonne 6 du tableau 1 avec la colonne 5 du tableau 2 montre de manière graphique les périodes de refroidissement (gris clair) et de réchauffement (gris foncé). Par exemple, les systèmes morainiques les mieux préservés parce que les plus récents atteignent une altitude moyenne de 4 900 m sur les versants orientés sud et sud-est et de 5 070 m sur les flancs nord et nord-ouest. Dans le bassin glaciaire du Rio Blanco (bassin A, tab. 1, fig. 3 et fig. 4A), nous distinguons trois stades appartenant à la période qualifiée de récente. Celle-ci regroupe le petit âge glaciaire estimé à 300–500 ans BP (au XVI-XVII^e et avant 1820, Jomelli *et al.*, 2007a) et également un optimum climatique entre 800 et 900 ans BP (d'après les archives historiques).

Afin de simplifier la lecture des figures 1 et 2, les systèmes morainiques ont été regroupés en quatre phases englobant chacune 1 à 4 stades glaciaires (tab. 1, fig. 1 à fig. 3) : «Présent» entre aujourd'hui et 300 ans BP, «Récent» de 300 à 900 ans BP, «Intermédiaire» de 900 ans BP à 14 ka et enfin le dernier maximum glaciaire (DMG) entre 14 et 37-41 ka.

Pour le Dernier Maximum Glaciaire, il est possible de définir trois stades dans la Quebrada Huairahuasi (bassin K, tab. 1 et fig. 3), qui ne sont pas visibles dans les autres bassins comme celui de Toma de Huayllaura (bassin L, tab. 1 et fig. 3) où un seul stade de retrait est distingué. La dernière avancée glaciaire de cette période a sans doute effacé les moraines précédentes ou bien celles des stades plus anciens n'étaient pas assez volumineuses pour être conservées. L'avancée maximale des glaciers attribuée au Dernier Maximum Glaciaire peut être précisée en utilisant une carotte (fig. 5 b) prélevée à environ 5 km à l'amont du village de Viraco (fig. 1) au sommet de l'une des moraines latérales les plus longues située à 3 360 m sur le flanc SE du Nevado

Tableau 2 – Synthèse des fluctuations climatiques principales sur et autour du Nevado Coropuna, déduites des campagnes de terrain, de la chronologie relative et des publications scientifiques portant sur le sud du Pérou.

Table 2 – *Synthesis of the principal climate fluctuations as deduced from field surveys and relative chronology on Nevado Coropuna, and compared to scientific publications related to southern Peru.*

Coropuna (Lamadon, 1999). Sur le dépôt morainique on observe sur 250 cm d'épaisseur environ une alternance de sols et de lits de cendres, avec parfois des lits de ponces. À 110 cm au-dessus de la moraine, une datation ¹⁴C dans les cendres a fourni un âge de $37,37 \pm 1,16$ ka (¹⁴C conventionnel, âge de 41 ka corrigé). Une quarantaine de cm au-dessus, dans des cendres noires (Thouret *et al.*, 2002b) du charbon de bois a été daté de $27,2 \pm 0,3$ ka (¹⁴C conventionnel, soit un âge calibré de 30-31 ka cal BP). Les cendres sont probablement issues de l'activité éruptive fissurale qui a engendré les trois coulées de lave récentes sur les flancs ouest, sud-est et est-nord-est des dômes du Coropuna (fig. 1, tab. 2). Du reste, sur le flanc nord-est, l'épanchement lavique est emboîté dans les moraines latérales d'une vallée glaciaire attribuée au DGM sur la base de la position du système des moraines latérales par rapport aux systèmes répertoriés dans le tableau 1 et sur la figure 1. La présence, sur la moraine de Viraco, d'andosols ou sols andiques antérieurs aux cendres datées à environ 37 ka (41 ka cal BP) suggère que celle-ci pourrait correspondre au maximum glaciaire le plus ancien daté à 40-45 ka (grâce aux cosmonucléides) dans la Cordillère orientale au sud du Pérou (Seltzer *et al.*, 2005b). Les dates ¹⁴C obtenues dépassent la gamme de calibrage direct (26 ka). Cependant, elles peuvent être comparées aux datations récentes publiées pour la carotte sédimentaire du bassin de Cariaco, qui a été étroitement corrélée avec la carotte de glace bien datée du site GISP2 Greenland Ice Core (Hughens *et al.*, 2004).

De la même manière, on peut estimer la date de la fin du maximum glaciaire, soit le début du Tardiglaciaire. La base d'une longue carotte sédimentaire (13,5 m) extraite de la grande tourbière de Huayllaura située à 4 300 m dans la vallée en auge de la vallée de Huayllaura, sur le flanc sud-ouest (Lamadon, 1999 ; Kuentz *et al.*, 2006a, 2006b ; fig. 1, fig. 3 et fig. 5a) contient des sédiments limoneux d'origine proglaciaire juste en dessous d'une tourbe datée à $10\,090 \pm 150$ ans ¹⁴C BP, qui correspond à un intervalle de 11 218 à 12 342 ans cal BP (avec un niveau de confiance de 95 %), soit une valeur moyenne de 11 700 ans cal BP). Proche de ce lieu, le gros glacier de cette vallée en auge longue de 6,5 km battait déjà en retraite entre 12 et 11 ka cal BP à environ 4 600-4 500 m. Ainsi, sur le flanc sud-ouest du massif, la période tardiglaciaire (tab. 2) est plus ancienne que 11 ka voire 12 ka.

Les sites datés servent de référence à la chronologie relative proposée, reposant ainsi sur quelques datations ¹⁴C (Lamadon, 1999), sur la vitesse de sédimentation de la tourbe (environ 1 m/ka) calculée d'après les tourbières sondées autour du Nevado Coropuna, et enfin sur les téphras datés dans la région (Thouret *et al.*, 2001, 2002a, 2002b; tab. 2) et

Age BP	EUROPE (Magny, 1995)	Cordillère centrale Colombie (Thouret <i>et al.</i> , 1996)	Nevado Coropuna		Observations de terrain Archives Télé-détection	Travaux antérieurs
0			Fonte accélérée durant et après l'événement ENSO de 1997-1998 Réchauffement rapide 1909-1932 Révanosée modérée des glaciers (Boggi, 1943)	PRESENT	<i>Télé-détection et photographies</i> <i>Moraines visibles sur les photographies aériennes de 1955</i> <i>Présence de glaciers rocheux, actifs, recouverts, déconnectés (PAG ou actuels ?)</i> <i>Moraines, lichénométrie</i>	1990-1998 AD : téphras du Nevado Sabancaya (Thouret <i>et al.</i> , 2002b)
500	Petit âge glaciaire		1780 et 1820 Refroidissement, froid extrême en Bolivie	RECENT	<i>Chroniques historiques et carottage du Nevado Quelccaya (Thompson, 1998)</i> <i>Situation des momies incas sur la roche mère</i>	270 ± 80 ans BP : datation dans une tourbière au Nevado Quelccaya (Sud du Pérou, Thompson <i>et al.</i> , 1986) 1600 AD : téphra du Huaynaputina (Thouret <i>et al.</i> , 2006, 2008; Lichenométrie, dendrochronologie (Rabatel <i>et al.</i> , 2008, a,b) Jomelli <i>et al.</i> , 2007a,b ; 2008, a,b) 1400-1600 AD : cône volcanique de Chilcaoyos, Groupe d'Andahuia, Sud Pérou, (Thouret <i>et al.</i> , 2002b) 430 ± 100 ans BP : tourbière à l'aval des moraines (Rio Upsimayo, Cordillère Vilnacota, Sud du Pérou : Mercer et Palacios, 1977)
1000	Optimum climatique médiéval	?	XVIe : seconde moitié du siècle : sécheresse 1500-1550 : Réchauffement climatique, anomalie des glaciers		<i>Remontée de 150 à 200 m des stades climatiques, présence d'habitat jusqu'à 5 000 m</i> <i>Chroniques agricoles</i> <i>Chroniques historiques et carottage du Nevado Quelccaya (Thompson, 1998)</i>	Palynologie (Marchant, 2004)
2000			Sécheresse			2,4 - 2,16 ka : téphras du volcan El Misti, Sud du Pérou (Thouret <i>et al.</i> , 2002b)
3000						
4000	Subboréal			INTERMEDIAIRE		4 ± 0,05 ka : cônes d'Andahuia et Huambo, Sud Pérou (Thouret <i>et al.</i> , 2002b)
5000	Atlantique récent	Optimum climatique	Refroidissement climatique (Cordillère Huayhuash, Nord Pérou, Clapperton, 1983)		<i>Moraines, LEG</i>	Palynologie d'une carotte issue d'une tourbière, Nevado Quelccaya, Sud du Pérou (Markgraf, 1989 ; Thompson <i>et al.</i> , 2000)
6000	Atlantique ancien	plus chaud (1 ou 2 °C) et plus humide que l'Holocène supérieur				4,3 ± 0,09 ka : datation ¹⁴ C d'une tourbière, glacier de Chophysicalqui (Cordillère Blanche, Pérou : Clapperton, 1983)
7000						
8000	Boréal	Période moins froide et moins sèche que le Tardiglaciaire			<i>Moraines, LEG</i>	6,4 ± 1,5 ka : âge minimum du retrait des glaciers dans la vallée du Rio Manachaque (Pérou central : Birkeland, 1984)
9000	Préboréal					8,7 ± 0,05 ka : cônes volcanique de Ticsbo et Pucá Mauras, groupe Andahuia et Huambo, Sud du Pérou (Thouret <i>et al.</i> , 2002b)
10000	Dryas récent	Stade Otún récent froid et sec	Période plus froide		<i>Datation ¹⁴C dans la tourbière du Rio Blanco 10,09 ± 0,15 ka (Kuentz <i>et al.</i>, 2006b ; Thouret <i>et al.</i>, 2002b)</i>	9,7 ± 2,7 ka : sédiments inorganiques laminés dans la Laguna Baja (Cordillère centrale, Pérou). Climat plus froid et humide avec augmentation du débit torrentiel (Birkeland, 1984 ; Hastenrath et Kutzbach, 1985 ; Rodbell, 1993)
11000	Alleröd	Interstade Carlos	Période plus chaude (pédogénèse : Goodman <i>et al.</i> , 2001)			12,1 ± 1,9 ka : Laguna Baja, Cordillère centrale, Pérou (Mercer et Palacios, 1977) ; calotte glaciaire du Nevado Quelccaya (Seltzer, 1990)
12000	Bolling	Interstade Letras				13,6 ± 3,3 ka : téphras du volcan El Misti (Thouret <i>et al.</i> , 2001)
15000	Dryas ancien	Interstade Letras <i>moins froid mais plus humide</i>		DERNIER MAXIMUM		13,5 ± 1,3 ka : Laguna Huatacocha, Pérou central (Wright, 1984)
20000	Pléniglaciaire supérieur	Pléniglaciaire	>27,2 ± 0,3 ka : coulée de lave (Thouret <i>et al.</i> , 2002b)		<i>Moraines et roches moutonnées ≥34 ka (Seltzer <i>et al.</i>, 2005)</i>	15 ka : coulées de lave et cônes volcaniques d'Orocampampa, Sud du Pérou (Thouret <i>et al.</i> , 2002b)
34000			Dernier Maximum DGM Glaciaire			31,2 ± 13,3 ka : téphras du volcan El Misti (Thouret <i>et al.</i> , 2001)

indirectement sur des sites grossièrement datés par les archéologues (M. Ziolkowski *in* Forget, 2005 ; fig. 1). D'autres moyens de dater indirectement et approximativement les moraines récentes reposent sur les tourbières sondées et datées et sur la lichénométrie qui, avec *Rhizocarpon geographicum*, lichen le plus fréquemment utilisé (Jomelli *et al.*, 2008a), offre un moyen de datation. Dans la Cordillère Blanche au Pérou, des moraines du petit âge glaciaire ont ainsi pu être datées (Jomelli *et al.*, 2007b) et aider à préciser la dynamique des glaciers. Une première avancée glaciaire a été identifiée entre 1580 et 1660, à l'origine des moraines situées jusqu'à 600 m à l'aval du front des glaciers actuels. Une seconde avancée date du début du XIX^e siècle. Selon les derniers travaux de V. Jomelli *et al.* (2009a, 2008b) et de A. Rabatel *et al.* (2008), cette ré-avancée témoigne d'un climat aux précipitations plus abondantes permettant une accumulation suffisante de neige et la mise en mouvement des glaciers. Le petit âge glaciaire apparaît relativement synchrone au Pérou et en Bolivie, avec une avancée maximale vers 1650. Lui succède une phase générale de recul ou de stagnation des glaciers, avec quelques phases de ré-avancée très faibles.

Malheureusement, les conditions hygrométriques sur le Nevado Coropuna ne permettent pas la croissance de *Rhizocarpon geographicum*. L'espèce retenue est *Buellia punctata*, qui possède des thalles blanc à gris, et qui est un lichen de la famille des Physciaceae, dont la distribution et l'écologie sont cosmopolites. Pour s'adapter à ce type d'échantillon et traiter comme une variable simple l'association entre la taille du lichen et son âge, il a paru préférable d'utiliser le modèle de P. Naveau *et al.* (2007) fondé sur la théorie des valeurs extrêmes et la distribution dite *Generalized Extreme Value* (GEV). En outre, l'effet de

«contexte» ou «bruit» issu des facteurs de l'environnement sur la croissance des lichens (exposition, neige, etc.), qui est trop complexe pour être clairement mesuré, ainsi que les erreurs liées à la mesure et celles liées à l'incertitude sur les surfaces datées, sont résumées par une erreur globale intégrée au modèle. Le modèle statistique développé par P. Naveau *et al.* (2007) pour interpréter les données lichénométriques donne un âge probable dans un intervalle de dates fournies. Par exemple la moraine latérale du Rio Blanco au nord du volcan (fig. 1 et fig. 4A), non datée, a un âge maximal de 4 ka, car elle repose sur une tourbière dont la base a été datée à 4 ka (âge minimum, étant donné le délai entre l'abandon par la glace et la turbification, d'après l'examen de la carotte de tourbe COR 300 : Lamadon, 2002b ; Thouret *et al.*, 1999). Ainsi, l'âge minimum de cette moraine est de 2 ka.

Évolution de l'extension de la calotte du Nevado Coropuna

Le massif du Nevado Coropuna a été divisé en dix-huit bassins glaciaires, correspondant chacun à une langue de glace, à laquelle a été attribué un bassin d'accumulation (de A à R sur la fig. 3). Dans le but de distinguer les bassins glaciaires et les vallées à l'aval, les images Landsat et SPOT ont été corrigées géométriquement en utilisant un modèle numérique de terrain (MNT) avec une résolution de 30 m. Les rides morainiques ont servi à délimiter l'extension maximale de chaque glacier au cours du temps, selon son orientation (tab. 1). La synthèse du découpage réalisé sur ArcGIS représente des bassins glaciaires dont l'existence a recouvert une période allant du dernier maximum glaciaire (DMG) à nos jours. La fig. 3 représente les différents bassins glaciaires décrits dans le tableau 1, auxquels sont associées les moraines terminales du dernier maximum glaciaire (DMG) et celles du petit âge glaciaire, ainsi que les lignes d'équilibre des gla-

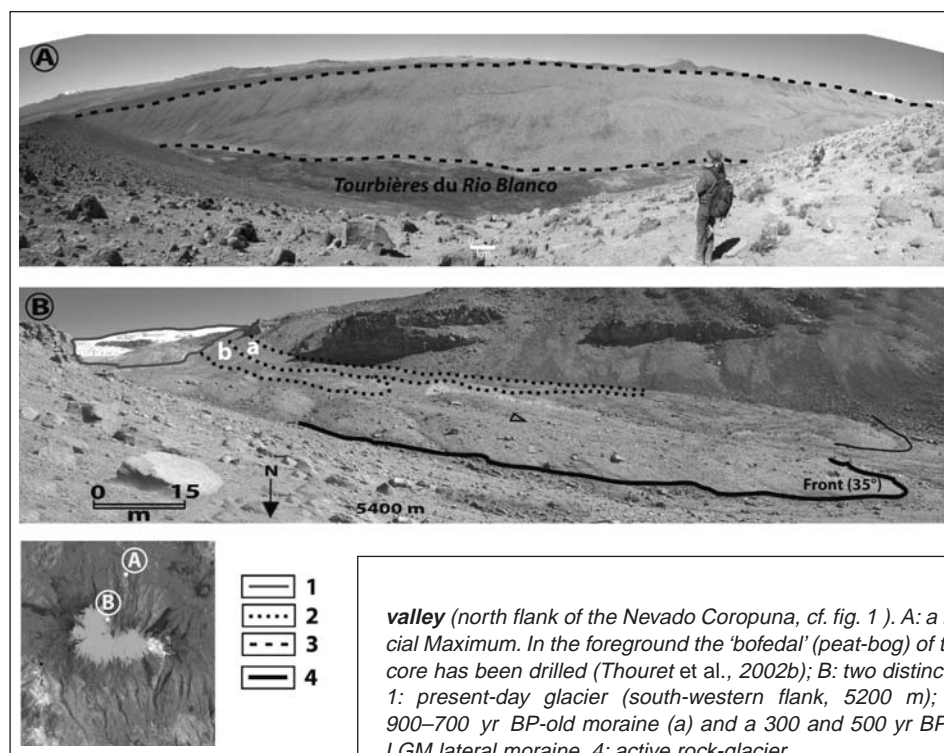


Fig. 4 – Moraines dans la vallée du Rio Blanco (flanc nord du Nevado Coropuna, cf. fig. 1). A : moraine latérale datée du dernier maximum glaciaire (DMG). Au premier plan, le marécage du Rio Blanco où a été prélevée une carotte sédimentaire (Thouret *et al.*, 2002b) ; B : deux moraines latérales à une altitude de 5 200 m. 1 : glacier actuel (flanc sud-ouest, 5 200 m) ; 2 : moraine latérale de la période récente, se décomposant en une moraine a (900–700 ans BP) et une moraine b du petit âge glaciaire entre 300 et 500 ans BP ; 3 : moraine latérale du DMG ; 4 : glacier rocheux actif.

Fig. 4 – Moraines in the Rio Blanco valley (north flank of the Nevado Coropuna, cf. fig. 1). A: a lateral moraine attributed to the Last Glacial Maximum. In the foreground the 'bofedal' (peat-bog) of the Rio Blanco valley in which a sediment core has been drilled (Thouret *et al.*, 2002b); B: two distinct lateral moraines at 5200 m in elevation. 1: present-day glacier (south-western flank, 5200 m); 2: recent lateral moraine including a 900–700 yr BP-old moraine (a) and a 300 and 500 yr BP-old moraine (b) of the Little Ice Age; 3: LGM lateral moraine, 4: active rock-glacier.

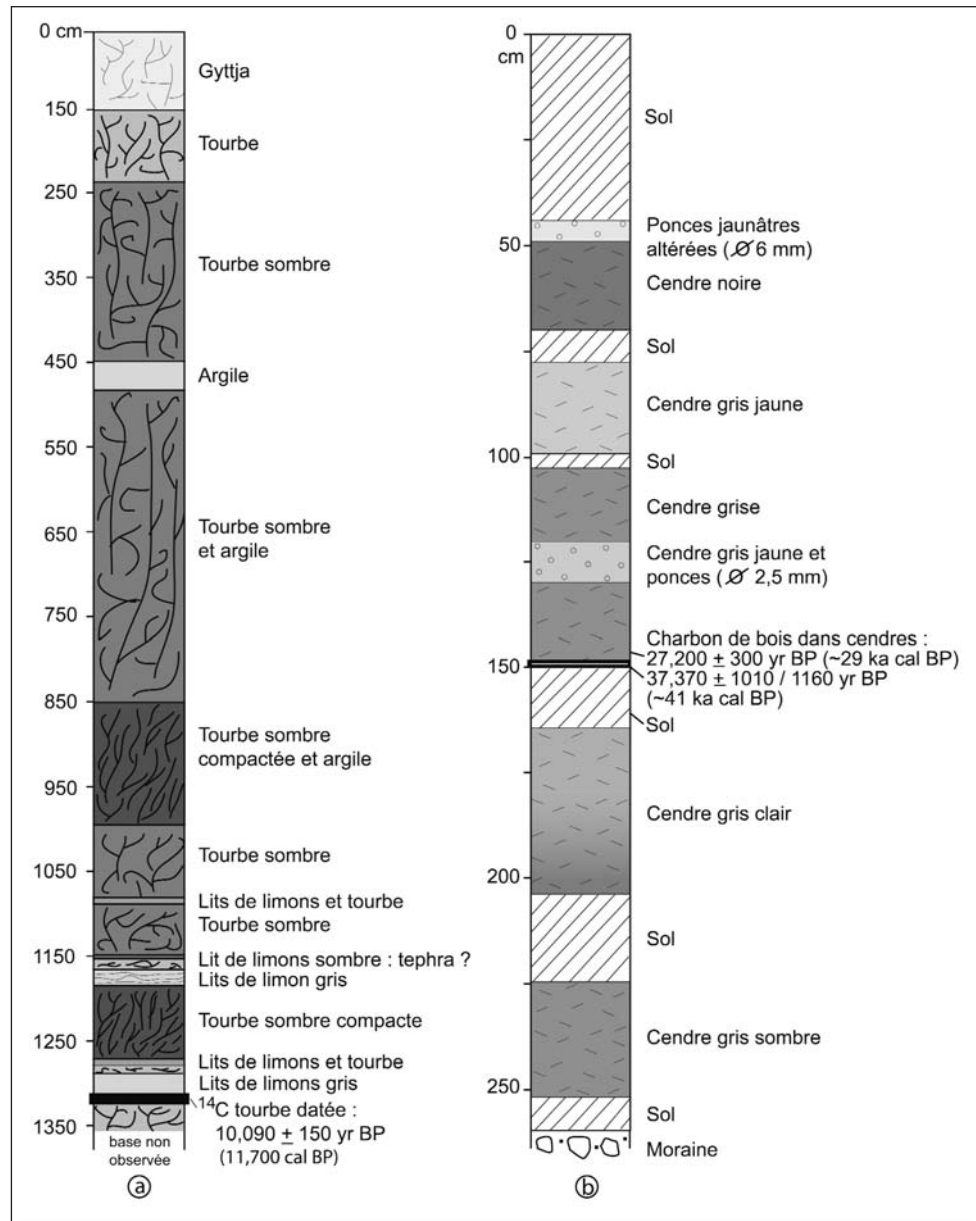
Fig. 5 – **Chronologie et tephrastratigraphie des moraines du Dernier Maximum Glaciaire et du Tardiglaciaire.** A : stratigraphie de la carotte extraite de la tourbière de la Quebrada Huayllaura (fond de l'auge glaciaire de la vallée du Rio Blanco, flanc sud-ouest du Nevado Coropuna à 4 300 m d'altitude) ; B : stratigraphie des sols et téphras recouvrant une moraine latérale du système frontal appartenant au Dernier Maximum Glaciaire (flanc sud du Nevado Coropuna, vallée de Viraco, à 3 900 m d'altitude, 15°38'16 S et 72°30'50 O).

Fig. 5 – **Stratigraphy and tephrachronology of the Last Glacial Maximum and Late-Glacial.** A: stratigraphic log of the sediment core drilled in the peat-bog (Qda. Huayllaura) at the bottom of the glacially-shaped valley of Rio Blanco (SW flank of Nevado Coropuna, 4300 m asl.); B: stratigraphic log of soils and tephra overlying a lateral moraine that belongs to the Last Glacial Maximum front system (south flank of the Nevado Coropuna, Viraco valley at 3360 m asl, 15°38'16 S and 72°30'50 W).

ciers pour ces deux périodes.

Les variations de la surface de la calotte glaciaire postérieure au petit âge glaciaire et celles reconnues depuis 1964 par télédétection ont été étudiées à partir des fluctuations de la ligne d'équilibre des glaciers (LEG, *ELA Equilibrium Line Altitude* des Anglo-saxons) et de l'altitude de la ligne des neiges persistantes (LNP, *SLA Snow Line Altitude* des Anglo-Saxons). La ligne des neiges persistantes (LNP) a été déterminée sur les images sélectionnées à la fin de la saison sèche afin d'éviter de prendre en compte les chutes de neige récentes. Selon L. Lliboutry (1965) et A. Rabatel (2005), cette LNP est représentative de la LEG à la fin de la saison sèche. La LEG moyenne annuelle a été déterminée sur la partie centrale des glaciers pour éviter les biais que pourrait induire la neige additionnelle sur les bords, qui proviendrait d'avalanches ou de congères dues au vent.

La réponse de la ligne d'équilibre des glaciers (LEG) aux changements climatiques a été étudiée dans les Andes (Kaser, 1995) et a été modélisée dans les Alpes (Kuhn, 1984), après avoir été déterminée par télédétection. Puisque le suivi du bilan de masse directement sur le glacier demande un lourd investissement et une logistique peu commune, des études de télédétection ont donc été mises en œuvre depuis trente ans pour surveiller les glaciers (Meier, 1979) et les possibilités offertes par cet outil ont été testées et discu-



tées depuis 1990 (par exemple Vuille *et al.*, 2001 ; Rabatel *et al.*, 2005b). La méthode est fondée sur l'analyse de la variation de la paléo-LEG, en adoptant le rapport de la surface d'accumulation par tranche altitudinale (AAR *Accumulation Area Ratio*) (Benn et Evans, 1998 ; Porter, 2001 ; Benn *et al.*, 2005). Cette dernière prend en considération la taille, la forme et la distribution de la surface totale de la glace en fonction de l'altitude. Elle suppose que la zone d'accumulation du glacier occupe une proportion fixe de la surface totale du glacier et que les taux d'accumulation et d'ablation sont fixes selon l'altitude. La LEG divise ainsi le glacier en deux zones, accumulation et ablation, tandis que leurs fluctuations altitudinales induisent une modification des proportions de chacune de ses surfaces et donc un changement du bilan de masse général du glacier (Leonard et Fountain, 2003 ; Wagon *et al.*, 2003). La limite principale de la méthode qui traite du rapport de la surface d'accumulation par tranche altitudinale est de ne pas prendre en considération le bilan de masse du glacier. Celui-ci n'est toutefois pas disponible pour

le Nevado Coropuna. En Bolivie, la reconstitution des LEG correspondant à chaque moraine étudiée a été réalisée par cette méthode en adoptant un rapport AAR de 0,67, fondé sur les mesures en cours sur les glaciers (Rabatel *et al.*, 2005a).

Les estimations au petit âge glaciaire

Les estimations au petit âge glaciaire reposent sur les données acquises dans les Andes centrales (Sud du Pérou, Ouest de la Bolivie) par plusieurs chercheurs et sur notre cartographie (tab. 2). L'altitude de la ligne d'équilibre des glaciers (LEG) est utilisée pour déterminer avec précision le tracé de la calotte glaciaire (fig. 6), soit entre le XVII^e et le XIX^e siècle dans cette région (Jomelli *et al.*, 2007a, 2007b). Dans les Andes centrales de Bolivie (Rabatel *et al.*, 2005), la LEG, à la même époque, se situait à une altitude moyenne de 5 200 à 5 300 m ; sur le glacier Zongo (Bolivie) d'après les observations faites au cours des dix dernières années, elle se situe à environ 5 250 m (dans des conditions d'équilibre, estimées en 1999-2000). L'ablation s'est accrue en 1997-1998 à cause de l'épisode El Niño (Wagnon *et al.*, 2001). Toutes les LEG inférieures à cette altitude (5 250 m \pm 50 m) devraient donc être plus anciennes que le PAG (fig. 6).

Dans la Cordillère Real en Bolivie, entre le maximum du petit âge glaciaire au XVII^e siècle et la fin du XX^e siècle, A. Rabatel *et al.* (2008) ont estimé l'élévation de l'altitude de la LEG déterminée géométriquement avec la méthode dite du Rapport de la Surface d'Accumulation / Altitude (RSA, estimé à 0,65), à environ 150 mètres, avec une gamme s'échelonnant de 70 à 190 mètres selon le glacier. Cependant en considérant une RSA0 (la valeur de la LEG pour un glacier à l'équilibre durant la période 1991 à 2004) à la fin du XX^e siècle, la LEG0 est remontée d'environ 300 mètres. La majorité des glaciers de Bolivie et du Pérou montre une avancée maximale au petit âge glaciaire, synchrone vers 1630–1680. Durant le XVIII^e et le XIX^e siècle, les glaciers reculent de manière continue avec quelques ré-avancées mineures et relativement synchrones en 1730, 1760, 1800, 1850 et 1870 (Jomelli *et al.*, 2007a ; Rabatel *et al.*, 2005a, 2006, 2008). La LEG observée a effectué une remontée de 300 m depuis le XVII^e siècle. Les hypothèses paléoclimatiques fondées sur les mo-

dèles glaciologiques indiquent une tendance climatique humide et froide entre le XVI^e et le XVIII^e siècle et une période plus froide et plus sèche au XIX^e siècle (Jomelli *et al.*, 2007a). En Bolivie et dans la partie sud des Andes tropicales au sud du Pérou et au nord du Chili, les reconstructions climatiques fondées sur les moraines glaciaires suggèrent que l'avancée des glaciers au petit âge glaciaire pourrait être la conséquence d'une diminution de la température de 1,1 à 1,2 °C et d'une augmentation de 20 à 30 % de l'accumulation neigeuse (Rabatel *et al.*, 2005b, 2008).

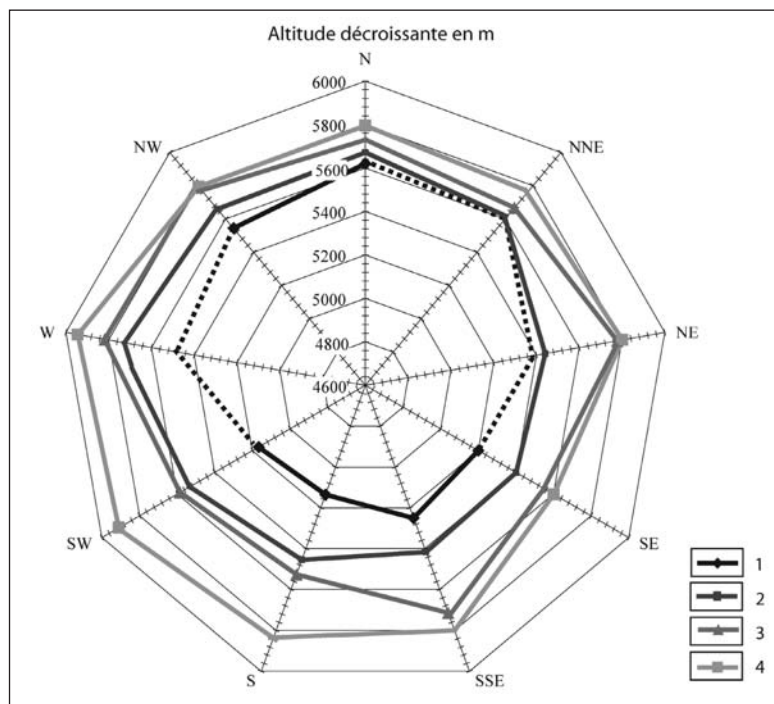
L'analyse des fluctuations de la LEG sur le Nevado Coropuna permet tout d'abord de mettre en évidence une forte dissymétrie du processus de retrait et/ou d'avancée entre les glaciers exposés au nord et au sud. En effet, l'altitude de la LEG est passée d'environ 5 625 m à 5 850 m entre le petit âge glaciaire et aujourd'hui sur des versants orientés au nord, mais de 5 300 m à 5 700 m sur des pentes orientées au sud, soit une remontée respective de 220 et 400 m d'altitude. La figure 6 permet de déduire approximativement la limite inférieure de la calotte glaciaire au petit âge glaciaire. Les valeurs moyennes obtenues complètent l'information fournie par les rides morainiques reconnues sur le terrain : celles qui sont attribuées au petit âge glaciaire ont été laissées par des glaciers ayant avancé précédemment jusque vers 4 800 m d'altitude, soit une distance moyenne de 1,5 km et une dénivelée d'environ 300 à 400 m sous l'altitude moyenne des fronts actuels.

Évolution depuis 1964

Des photos aériennes et des images satellitaires de 1955 à 2000 ont été utilisées pour préciser l'évolution la plus récente de la calotte glaciaire du Nevado Coropuna. Il s'agit de photographies aériennes panchromatiques d'une résolution de 30 m (1955), des images SPOT4 panchromatiques et

Fig. 6 – Diagramme polaire de l'altitude de la ligne d'équilibre des glaciers (LEG) calculée à partir de vingt moraines appartenant aux différentes périodes reconnues sur le Nevado Coropuna. 1 : LEG du Dernier Maximum Glaciaire (14 > LEG \geq 37 ka ; 2 : LEG d'âge intermédiaire » (entre 900 ans et 14 ka) ; 3 : LEG d'âge récent (300–900 ans) ; 4 : LEG actuelle (< 300 ans).

Fig.6 – Coordinate diagram showing the distribution of the altitude of the equilibrium line of glaciers (ELA) as computed from the succession of twenty moraines recognized on Nevado Coropuna. 1: Last Glacial Maximum ELA (14 > ELA \geq 37 ka); 2: « intermediate » ELA (900 years – 14 ka); 3: recent ELA (300 – 900 years); 4: present-day ELA (<300 years).



proche infrarouge d'une résolution de 10 m (1996 et 1998) et enfin des images Landsat Thematic Mapper d'une résolution de 30 m (1990, 2000). La glace vive est le plus souvent recouverte de neige sur le Nevado Coropuna, ce qui empêche la détection de la zone d'ablation dans les parties basses. La neige, la glace et le substrat se distinguent cependant en utilisant les canaux 5 (1,55-1,75 μm), 4 (0,76-0,9 μm) et 2 (0,52-0,60 μm) (Alonso *et al.*, 1996) ; en revanche, il est impossible de différencier la neige reposant sur la glace de celle couvrant le substrat. À moins que la couverture neigeuse ne soit très mince et que le substrat contribue au signal reçu par le capteur, il n'y a aucune raison physique pour que la neige apparaisse différemment de la glace, sauf si la glace est sale, ou s'il s'agit de glace vive dont le coefficient est plus rugueux que la neige (mais ce procédé de mise en valeur sur des images radar ou par une ACP pratiquée sur des images SPOT n'a pas été effectué ici). Les données satellitaires disponibles sur le Nevado Coropuna ne permettent pas de mesurer les variations annuelles des langues glaciaires, car le calcul des surfaces enneigées sur certaines scènes peut être biaisé par des chutes de neige récentes. Du fait de cette limitation et de la variabilité interannuelle de l'extension de la couverture neigeuse, l'altitude de la ligne des neiges persistantes (LNP) est utilisée comme un indicateur climatique, remplaçant ainsi les langues glaciaires (Arnaud *et al.*, 2001). L'altitude de la LNP correspond à la limite entre le sol nu et la couverture neigeuse, qui est déterminée grâce au MNT sur lequel on superpose les images satellitaires et les photographies aériennes. Les caractéristiques des prises de vue sont déterminées (résolution de l'image, date et saison de la prise de vue et chutes de neige récente, tenant compte des données météorologiques disponibles), puis les données sont intégrées dans le SIG. Cette démarche permet d'évaluer l'évolution de la surface enneigée avec une marge d'erreur réduite liée aux limitations inhérentes à la télédétection. La méthode consistant à prendre en compte la ligne des neiges persistantes (LNP) a donc été utilisée avec prudence, même si ses variations saisonnières ne sont pas très importantes à cette latitude subtropicale (15° 32' S) et dans le contexte climatique relativement sec dans lequel se situe le Nevado Coropuna (précipitations annuelles : 200 – 400 mm).

Pour comprendre et analyser l'extension de la surface englacée dans le passé récent, il faut rappeler que dans la région du Nevado Coropuna, les maxima d'accumulation et d'ablation sur les glaciers ont lieu lors de la saison humide (de novembre à mars), alors qu'aux latitudes tempérées l'accumulation d'une part, et l'ablation, d'autre part, surviennent au cours de saisons différentes (Ribstein *et al.*, 1995 ; Wagnon *et al.*, 1999). Les facteurs climatiques tels que la température, les précipitations et le rayonnement en courte longueur d'onde déterminent ainsi l'altitude de la LNP à partir de laquelle peut être déduite l'extension des glaciers. Cependant cette méthode a des limites car elle implique que les caractéristiques du bilan de masse soient stables dans le temps, ce qui est discutable. En effet, d'importants changements sont survenus, dus aux variations du régime climatique ou à la couverture de débris des glaciers. En outre cette méthode ne prend pas en compte les effets spécifiques

de l'accumulation et de l'ablation locale, c'est-à-dire les avalanches de versant ou la couverture de débris (Arnaud *et al.*, 2001).

La figure 7 met en évidence une décroissance de la surface enneigée depuis 44 ans. Cette forte diminution est grossièrement attestée entre 1964 et 1990, mais on constate que la fonte des neiges persistantes s'est accélérée dans les années 1990, un fait corroboré par les travaux de B. Francou *et al.* (1997), P. Wagnon *et al.* (1999) et A. Rabatel *et al.* (2005a) dans la Cordillera Real de Bolivie. Les altitudes de la limite des neiges persistantes déterminées par photo-interprétation passent progressivement de 4 925 m en 1964 à 5 050 m d'altitude en 1990, puis remontent brusquement à 5 450 m d'altitude en 2000, confirmant les valeurs calculées par Y. Arnaud *et al.* (2001). Les données les plus récentes révèlent que ce processus s'est encore accéléré entre 1998 et 2000, comme nous l'avons observé sur les glaciers des Nevados du sud du Pérou depuis 1998 (photos et mesures sur le terrain). La chute altitudinale significative de la LNP en 1997, suivie en 1998 par la remontée la plus forte jamais observée durant la période analysée, confirme l'importance de cette ligne comme indicateur climatique annuel et révélateur de l'intensité des phénomènes ENSO. Il faut cependant garder à l'esprit que cette ligne n'est qu'un analogue (« proxy ») de la LEG et, par conséquent, son utilisation à une échelle de temps pluri-décennale doit être uniquement une indication. En effet, l'information livrée par la LNP est une donnée discrète à un temps t_0 . Or, le bilan de masse des glaciers, qui n'est pas mesuré au sud du Pérou (contrairement à quelques appareils de Bolivie, auxquels leurs homologues péruviens ressemblent cependant), fournirait une observation continue des fluctuations, dont la LNP n'est qu'une expression temporelle ponctuelle. Il faut cependant noter que l'année 1997-1998 (sauf le second semestre 1998 qui devient plus froid) est un épisode au cours duquel tous les bilans de masse des glaciers andins entre 16° S et 0°28 S ont été négatifs (Francou et Vincent, 2007 ; Vuille *et al.*, 2001).

Il est délicat d'extrapoler ces estimations aux périodes récentes, contemporaines ou postérieures du petit âge glaciaire. Nous avons utilisé certaines formes périglaciaires actuelles et héritées, comme les glaciers rocheux, aux marges de la calotte de glace du Nevado Coropuna, afin d'extrapoler ces résultats à la période historique depuis 900 ans BP environ au XX^e siècle. Les glaciers rocheux sont de précieux indicateurs des changements climatiques liés à des épisodes froids et secs qui ont suivi ou coïncidé avec le petit âge glaciaire.

Les glaciers rocheux, témoins probables d'épisodes froids et secs

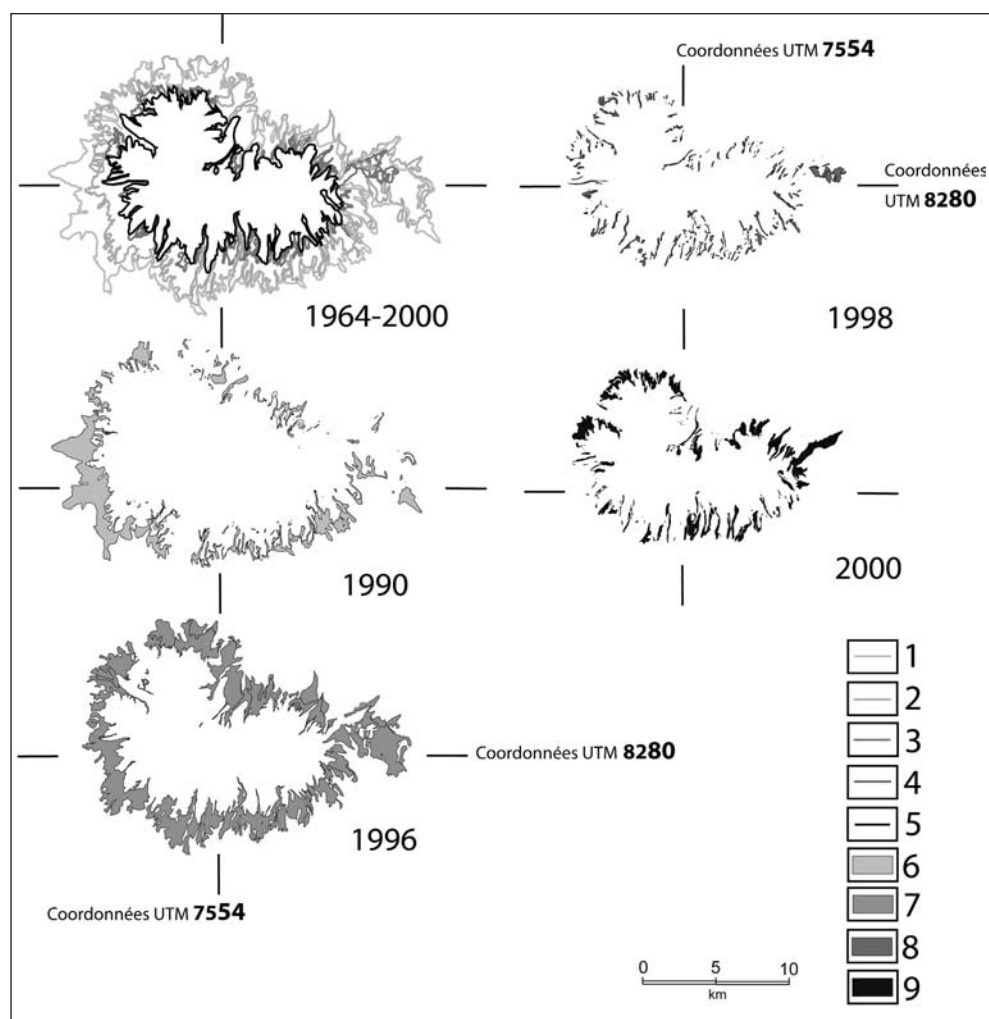
Des glaciers rocheux au nombre de 78 ont été reconnus sur le Nevado Coropuna, illustrés par la carte géomorphologique de la vallée de Nevados sur le flanc sud-ouest (fig. 2, fig. 4B). Un glacier rocheux était autrefois conçu comme le stade ultime de décrépitude de certains types de glaciers, car le continuum fréquent du glacier blanc au glacier « noir » (couvert) et au glacier rocheux accréditait cette conception.

Fig. 7 – Évolution de la surface enneigée entre 1964 et 2000 d'après les images satellites SPOT (1996 et 1998), une image Landsat (2000) et d'après les photographies aériennes orthorectifiées (1955 et 1964). Limite des neiges persistantes, 1 : en 1964 ; 2 : en 1990 ; 3 : en 1993 ; 4 : en 1998 ; 5 : en 2000 ; évolution des surfaces enneigées entre deux dates (en km²) 6 : -11,90 ± 0,01 ; 7 : -49,00 ± 0,48 ; 8 : 0,21 ± 0,01 ; 9 : -7,38 ± 0,01.

Fig. 7 – Evolution of the snow covered area between 1964 and 2000 based on SPOT satellite scene (1996-1998), on a LANDSAT satellite image (2000), and on 1955 and 1964 orthorectified aerial photographs. Perennial snowline in 1: 1964; 2: 1990; 3: 1993; 4: 1998; 5: 2000; evolution of the area (in km²) covered by snow between two dates: 6: -11,90 ± 0,01; 7: -49,00 ± 0,48; 8: 0,21 ± 0,01; 9: -7,38 ± 0,01.

On parlait alors de l'existence dans les glaciers rocheux d'un noyau de glace pure enfouie, ultime témoin du glacier défunt (Corte, 1987). Cette séquence de forme existe dans les régions sèches et froides des Andes centrales, mais les études récentes ont montré que ce continuum n'était qu'apparent (Francou *et al.*, 1999 ; Evin *et al.*, 1990). La figure 8 détaille la succession morphologique d'un glacier rocheux selon le système de versants, depuis son départ (A, 5 125 m d'altitude), son corps principal (B, 4 975 m et C à 4 925 m) jusqu'à la terminaison (D à 4 700 m d'altitude). Les glaciers rocheux peuvent se raccorder à l'amont à un glacier blanc (fig. 8B), à un glacier couvert (fig. 8D), ou simplement et le plus souvent, à des névés pérennes dont on ne sait pas toujours s'ils cachent en profondeur des éboulis à pergélisol discontinu ou de petits glaciers reliques.

La discrimination des types de glaciers rocheux est fondée sur les caractéristiques morphologiques de la surface, le plus souvent déterminée par l'examen de photographies aériennes. Trois critères sont retenus : la géométrie d'ensemble de la forme, les caractéristiques à ses marges et le modelé de sa surface. Les critères de discrimination entre glaciers rocheux actifs, inactifs et relictuels ont été souvent décrits (Warhaftig et Cox, 1959 ; Corte, 1987 ; Barsch, 1996 ; Humlum, 1998) : on distingue traditionnellement les glaciers rocheux actifs aux formes vives, avec un front raide (> 30°) et les glaciers rocheux inactifs ou « relictuels », aux formes d'ensemble et de détail émoussées, présentant des traces d'affaissement dues à la fusion de la glace et plus ou



moins recouverts de végétation. Là où ils sont actifs, les glaciers rocheux du Nevado Coropuna possèdent des fronts raides excédant rarement 25 m de hauteur et généralement un modelé de surface caractérisé par de nombreux bourrelets. Ces appareils sont très souvent situés sous des corniches rocheuses livrant beaucoup de débris. Afin de permettre une meilleure discrimination, une étude de la structure interne (superposition de couches, texture, structure) devrait être entreprise. Toutes les formes visibles sur le Nevado Coropuna ne sont cependant pas des glaciers rocheux au sens strict : des éboulis fluants (Francou, 1977) ont également été observés à plus basse altitude entre 4 400 et 4 800 m. Les glaciers rocheux lobés qui dérivent de talus d'éboulis fluants sont plus petits, plus courts et relativement plus épais que les autres, et ils sont souvent situés côte à côte dans des cirques orientés vers le sud sur les flancs nord-ouest et sud-ouest du Nevado Coropuna.

Sur les 78 glaciers rocheux repérés sur le Nevado Coropuna, 11 seraient des glaciers rocheux actifs (14,5 %), 30 seraient inactifs (38,5 %) et 37 seraient relictuels (47 %). La taille moyenne des glaciers rocheux actifs est de 0,35 km², l'ensemble formant une surface totale de 27,2 km². La majorité des glaciers actifs sont orientés vers le sud et le sud-ouest, avec une inclinaison moyenne de 30-35° (fig. 1). La taille moyenne des glaciers rocheux relictuels dans la vallée de

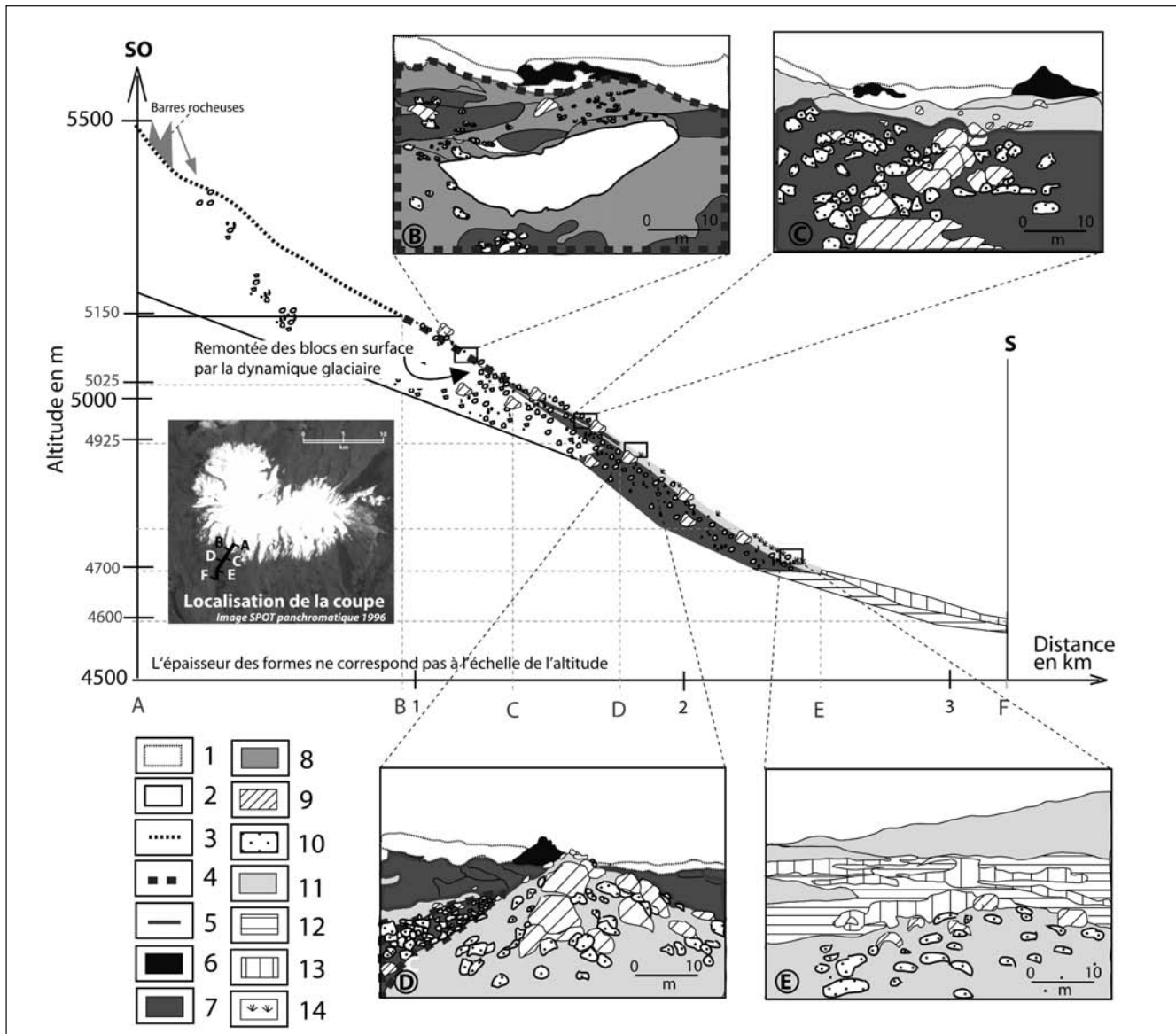


Fig. 8 – Étagement des formes glaciaires et périglaciaires dans la vallée de Nevados sur le flanc sud-ouest du Nevado Coropuna. 1 : manteau neigeux en avril-mai 2005 ; 2 : glace vive ; 3 : glacier ; 4 : glacier rocheux ; 5 : glacier noir ou couvert ; 6 : barre rocheuse sur coulée de lave ; 7 : couverture de débris grossiers ; 8 : couverture de débris fine ou colluvions ; 9 : bloc erratique ; 10 : blocs de 0,2 à 2 m ; 11 : moraine ; 12 : épandage fluvio-glaciaire. 13 : tourbière ou marécage ; 14 : recolonisation végétale.

Fig. 8 – *Altitudinal sequence of glacial and periglacial landforms in the valley of Nevados on the southwest flank of Nevado Coropuna.* 1: snow cover in April-May 2005; 2: hard glacier ice; 3: present-day glacier; 4: rock glacier; 5: dirty or 'covered' glacier; 6: rock scarp on lava flow; 7: coarse-grained slope deposit; 8: fine-grained slope deposit or colluvium; 9: erratic boulder; 10: blocks 0.2 to 2 m in size; 11: moraine; 12: fluvial-glacial deposit. 13: peat-bog or marsh; 14: pioneer vegetation on slopes.

Nevados au sud-ouest du Nevado Coropuna est d'approximativement 0,07 km², et au total ils atteignent 4,8 km². Dans tous les cas, les deux types de glaciers rocheux se rencontrent dans des vallées qui furent englacées dans le passé. L'altitude la plus basse observée pour le front des glaciers rocheux actifs correspond plus à celle de l'isotherme 0 °C actuel qu'avec le volume des précipitations actuelles qui commandent la LEG (Payne, 1998). Les glaciers rocheux relictuels marquent sans doute l'ancienne position de l'isotherme 0 °C aujourd'hui révolue. En effet, les glaciers rocheux ne peuvent être actifs que dans certaines conditions de températures et de précipitations bien particulières, énoncées dans les travaux de

G. Haeberli (1985). Selon cet auteur, les limites supérieures de la formation d'un glacier rocheux sont de 2 500 mm.a⁻¹ à 2 °C et de 400 mm.a⁻¹ à 15 °C et, en outre, un glacier rocheux nécessite une température inférieure à -2 °C pour que la glace interstitielle existe et supérieure à -15 °C pour qu'elle puisse se déformer. Du fait de cette gamme réduite de températures et de précipitations, l'étude de l'activité des glaciers rocheux peut apporter des informations sur d'éventuels changements climatiques. Les limites de cette méthode sont toutefois conditionnées par deux facteurs : le temps de réponse du glacier rocheux aux changements climatiques et le taux de débris fournis (Kirkbride et Brazier, 1995). La

grande différence morphologique avec les glaciers ordinaires vient du fait que les formes de glaciers rocheux subsistent lors d'un changement climatique important, au prix d'un ralentissement de leur vitesse et d'une contraction de leur volume.

L'altitude d'apparition ou de formation des glaciers rocheux (*RILA rock glacier initiation altitude*) (Humlum, 1988) est l'altitude à partir de laquelle les glaciers rocheux se distinguent de la pente amont. Pour les glaciers rocheux dérivant de talus, l'aire d'individualisation est d'ordinaire nettement marquée par une cassure dans la pente. L'altitude amont du glacier rocheux est par conséquent facilement visible sur le terrain aussi bien que sur les images satellitaires. Au Nevado Coropuna, la valeur moyenne de la RILA est de 5 700 m et celle du front des glaciers rocheux (*RSA rock glacier snout altitude* ; Humlum 1988) est de 5 200 m, couvrant donc une dénivelée moyenne de 500 m. Les glaciers rocheux actifs se terminent en général entre 4 525 et 4 650 m (fig. 1). Quant aux glaciers rocheux relictuels ou inactifs inclinés en moyenne de 25°, les valeurs correspondantes sont 5 000 m, 4 700 m, et 4 300 m respectivement (fig. 4B). La présence de glaciers rocheux relictuels ou inactifs dans la tranche altitudinale 5 700-5 200 m suggère une diminution probable de la température comprise entre 3 et 5 °C à 5 000 m, ce qui expliquerait à la fois leur présence et leur absence d'activité à l'heure actuelle. Ces fluctuations climatiques sont attribuées au petit âge glaciaire (environ 300 à 500 ans BP) mais elles peuvent également être liées à des épisodes climatiques froids et secs qui l'ont suivi (Jomelli *et al.*, 2007b).

Les conditions climatiques actuelles (période 1964-2002) sur l'Altiplano (4 000-4 500 m) correspondent à une température moyenne annuelle de l'ordre de 13,2 °C. Si l'on retient un gradient adiabatique de 0,6 °C par 100 m (Stansell *et al.*, 2007), la température moyenne annuelle, à l'altitude des glaciers rocheux (5 000-5 500 m), est d'environ -1,8 °C. Par conséquent, la frange périglaciaire actuelle a pu être occupée par les glaces durant le petit âge glaciaire. Cependant, l'absence de formes morainiques nettes attribuées à cette période de manière certaine suggère que le petit âge glaciaire ne s'est pas caractérisé par une avancée prononcée des glaciers sur le Nevado Coropuna ; en revanche, le climat sec et plus froid était plutôt favorable à la formation de glaciers rocheux. Quelques degrés de moins sont suffisants. Aujourd'hui la température moyenne annuelle sur le Nevado Coropuna est d'environ 2 °C à 5 000 m d'altitude (sur les autres volcans de l'extrême sud du Pérou comme le Ticsani, la limite des glaciers rocheux est observée à 4 900 m ; Lamadon, 1999 ; Thouret, com. pers.). Au petit âge glaciaire, la température moyenne annuelle aurait été de l'ordre de -5 °C et -7 °C entre 5 000 et 5 200 m d'altitude (Thompson *et al.*, 1998). Les glaciers rocheux sont peut-être des formes reliques du petit âge glaciaire ou des épisodes froids et secs qui l'ont suivi, les véritables glaciers rocheux actifs aujourd'hui n'étant présents qu'au-dessus de 5 200 m, là où la température moyenne annuelle est suffisamment basse pour

entretenir la glace interstitielle ou les lentilles de glace enterrées.

Autour du Nevado Coropuna, les glaciers rocheux relictuels suggèrent ainsi une relation avec les fluctuations climatiques à moyen terme comme le petit âge glaciaire ou des épisodes froids et secs, bien que les glaciers rocheux passent pour être des formes périglaciaires dont le développement recouvre plusieurs siècles voire des millénaires. Puisque la quantité et la vitesse de production de débris périglaciaires ne sont pas mesurées au Nevado Coropuna, nous ne pouvons pas attribuer les glaciers rocheux à une période précise.

Conclusion

Sur et autour du Nevado Coropuna, les formes liées aux fluctuations glaciaires et climatiques (vallées glaciaires, moraines, glaciers rocheux, etc.), associées à l'analyse de la mobilité des populations (terrasses de culture et réseaux d'irrigation hérités, offrandes sacrificielles, Forget, 2005), ainsi que les dates publiées (Mercer et Palacios, 1977 ; Clapperton, 1983 ; Thompson *et al.*, 1986 ; Birkeland, 1984 ; Rodbell, 1993 ; Thouret *et al.*, 2002b ; cf. tab. 2), indiquent que ces glaciers ont connu des fluctuations relativement synchrones de celles enregistrées dans l'hémisphère nord (Clapperton, 1993 ; tab. 2). Les résultats des études engagées n'ont cependant pas permis de définir si ces variations ont eu une ampleur équivalente. En effet, le rythme des variations climatiques laisse apparaître des différences dans la durée, le début et/ou la fin des différents stades glaciaires et interglaciaires. Au cours du XX^e siècle, l'ensemble des glaciers tropicaux recule de façon importante, puis accélérée depuis le début des années 1980. D'une altitude moyenne de 3 800-3 900 m au dernier maximum glaciaire, les glaciers du Nevado Coropuna atteignent aujourd'hui une altitude moyenne de 5 300 m, après avoir stationné autour de 4 900 m au petit âge glaciaire.

Le petit âge glaciaire, période climatique très instable, a débuté dans l'hémisphère nord vers 1300 AD (Grove, 2004). La durée et la magnitude des fluctuations n'ont vraisemblablement pas été synchrones partout dans le monde (Gellatly *et al.*, 1988 ; Luckman et Villaba, 2001). Les archives de Potosi en Bolivie décrivent deux périodes de froid extrême entre 1560 et 1640 et entre 1780 et 1820 (Ziolkowski et Belán Franco, 2001), qui correspondent aux périodes identifiées par les mesures isotopiques des glaces du volcan Nevado Quelccaya au Pérou (Thompson *et al.*, 1984). Cependant il est important de noter dès à présent les limites de cette méthode qui suscite de nombreux débats. En effet, le rôle de la fonction de transfert « variations du $\delta^{18}\text{O}$ /température » sous les Tropiques n'est pas unanimement accepté (par exemple, Vimeux *et al.*, 1999).

Existe-t-il une relation à plus court terme entre les variations de surface et de volume de la calotte glaciaire et les fluctuations climatiques à court terme, qui sont reflétées par la migration de la LNP ? La faible corrélation entre la LNP et la température serait réelle et non le fruit d'un artefact,

relatif à l'auto-corrélation des paramètres de température et d'humidité. Pour cette raison, une analyse multivariée de régression par étapes a été réalisée par Y. Arnaud *et al.* (2001). Les résultats de ces études confirment l'impact du phénomène ENSO sur cette ligne d'altitude des neiges persistantes. Une relation claire entre la LNP et le SOI (*Southern Oscillation Index*) a pu être mise en évidence en Bolivie (Arnaud *et al.*, 2001). Pendant un épisode El Niño la saison humide est retardée en Bolivie et en conséquence, la période de forte fonte due à la radiation solaire dure plus longtemps. Le bilan de masse des glaciers est donc fortement négatif. Elle peut être attribuée aux anomalies de précipitation et de température liées aux phénomènes ENSO. Les quantités d'eau précipitée sont modifiées par la succession des phénomènes El Niño et La Niña. Le manque de précipitations durant les épisodes El Niño semble contribuer au recul glaciaire dans une grande partie des Andes à cause de la diminution de l'albédo et de l'augmentation de l'énergie disponible pour l'ablation. Cependant, le débat à propos des effets de ENSO dans le sud du Pérou n'est pas clos. D'après la littérature, ce phénomène assèche et réchauffe le sud du Pérou. B. Francou *et al.* (2004) affirment que dans les Andes boliviennes, à l'est du Nevado Coropuna, et plus sèches, les années caractérisées par ENSO (à l'opposé des années marquées par La Niña) sont plus chaudes et un peu plus sèches, entraînant donc une ascension de la limite pluie-neige et ses conséquences sur l'albédo. Il est possible que, d'après les mesures effectuées sur les glaciers de Bolivie et d'Equateur (B. Francou, comm. pers.), le rôle de la température soit plus marqué que celui des précipitations.

Depuis quarante-cinq ans, la dynamique des glaciers du Nevado Coropuna est marquée par un recul important, visible sur les photographies aériennes. Nous avons pu mettre en évidence un retrait très net de la couverture neigeuse et glaciaire qui vient confirmer les résultats obtenus dans d'autres secteurs de la Cordillère des Andes dans la Cordillère blanche (Mark et Seltzer, 2003, 2005 ; Mark et Helmens, 2005 ; Benn *et al.*, 2005 ; Jomelli *et al.*, 2007a ; Rabatel *et al.*, 2008), et plus spécifiquement au sud du Pérou : Nevado Quelccaya (Seltzer *et al.*, 2005b ; Rodbell, 1993), Cordillère Vilcanota (Mark *et al.*, 2002), Nevado Ampato et Nevado Sabancaya (Lamadon, 1999). Le château d'eau que représente le Nevado Coropuna pour la centaine de milliers d'habitants vivant dans les vallées du piémont désertique et dans ses périmètres irrigués issus du réseau de drainage est progressivement menacé par le recul glaciaire accéléré.

Remerciements

Ce travail s'inscrit dans le programme de recherche « Volcanisme et Quaternaire des Andes centrales » conduit par le Laboratoire Magmas et Volcans de l'université Blaise-Pascal et dans le cadre du réseau inter-universitaire franco-péruvien R. Porras Barrenechea. Nous remercions vivement l'université Lyon 2 et l'université Blaise-Pascal de Clermont-Ferrand qui ont facilité le voyage au Pérou. Merci à J.-P. Bravard pour sa co-direction et ses conseils avisés ; D. Pa-

lacios, J. Palenque Ubida de l'Universidad Complutense de Madrid pour leur accueil chaleureux ; O. Macedo (Instituto Geofísico del Perú), J.A. Chávez Chávez de l'Universidad La Católica d'Arequipa, M. Pavlich de l'Universidad Particular Cayetano Heredia de Lima, le Major Coronado du SENHAMÍ et H. Godard de l'Institut Français d'Études Andines pour leur aide précieuse et pour les données climatiques et satellitaires. Nous remercions V. Jomelli et P. Ribstein de l'unité « GreatIce » de l'IRD pour leur aide, V. Claverie pour son soutien sur le terrain, F. Legros et sa famille pour leur accueil chaleureux et leur soutien logistique à Arequipa, et enfin les deux relecteurs anonymes et les rédacteurs pour leurs remarques et suggestions.

Références

- Alonso M., Camarasa A., Chuvieco E., Cocero D., Kyun I. A., Martin M. P., Salas F. J. (1996) – Estimating temporal dynamism of fuel moisture content of mediterranean species from NOAA-AVHRR data. *Advances in Remote Sensing* 4, 4, 9-24.
- Arnaud Y., Muller F., Vuille M., Ribstein P. (2001) – El Niño Southern Oscillation influence on a Sajama volcano glacier from 1963 to 1998 as seen from Landsat data and aerial photography. *Journal of Geophysical Research* 106D, 17773-17784.
- Barsch D. (1996) – *Rock glaciers, indicators for the present and former geoecology in high mountains environments*. Springer, Berlin, 331 p.
- Benn D.I., Evans D.J.A. (1998) – *Glaciers and Glaciation*. John Wiley and Sons, Inc., New York., 315 p.
- Benn D.I., Owen L.A., Osmaston H. A., Seltzer G.O., Porter S.C., Mark B.G. (2005) – Reconstruction of equilibrium line altitudes for tropical and subtropical glaciers. *Quaternary International* 138/139, 8-21.
- Birkeland P. (1984) – *Soils and geomorphology*. New York, Oxford University Press, 372 p.
- Broggi J.A. (1943) – La desglaciación Andina y sus consecuencias. *Revista de Ciencias*. 45, 159-173
- Clapperton C.M. (1983) – The glaciation of the Andes. *Quaternary Science Reviews* 2, 83-155.
- Clapperton C.M. (1993) – Glacier readvances in the Andes at 12 500-10 000 yr BP: implications for mechanism of Late-glacial climatic change. *Journal of Quaternary Science* 8, 197-215.
- Corte A. E. (1987) – Central Andes rock glaciers: applied aspects. In Giardino J.R., Schroder J.F., Vitek J.D. (eds), *Rock glaciers*. Boston, Allen and Unwin, 289-302.
- De Silva S.L., Francis P.W. (1990) – Potentially active volcanoes of Peru – Observation using Landsat Thematic Mapper and Space Shuttle imagery. *Bulletin of Volcanology* 52, 286-301.
- Evans I.S., Cox N. (1974) – Geomorphometry and the operational definition of cirques. *Area* 6, 150-153.
- Evin M.-F., Assier A., Fabre D. (1990) – Les glaciers rocheux du Marinét (Haute Ubaye, France). *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 39, 139-155.
- Forget M.-E. (2005) – *Fluctuations glaciaires et ressources en eau sur le Nevado Coropuna, Pérou. Un système d'information géorhéologique et géomorphologique*. Mémoire de Master2,

- université Lumière (Lyon 2) et université Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand, 109 p.
- Fontugne M., Usselman P., Lavallée D., Julien M et Hatté C. (1999)** – El Niño Variability in the Coastal Desert of Southern Peru during the Mid-Holocene. *Quaternary Research* 52, 171-179.
- Francou B. (1977)** – Formes d'éboulis élevés en Briançonnais. *Revue de géographie alpine*, LXV, 1, 63-77.
- Francou B., Ribstein P., Pouyaud B. (1997)** – La fonte des glaciers tropicaux. *La Recherche*, 302, 34-37.
- Francou B., Fabre D., Pouyaud B., Jomelli V., Arnaud Y. (1999)** – Symptoms of degradation in a tropical rock glacier, Bolivian Andes. *Permafrost and Periglacial Process* 10, 1, 91-100.
- Francou B., Vuille M., Favier V. et Cáceres B. (2004)** – New evidences of ENSO impacts on glaciers at low latitude: Antizana 15, Andes of Ecuador, 0° 28'. *Journal of Geophysical Research* 109, D18, 137-152.
- Francou B., Ribstein P., Wagnon P., Ramirez E., Pouyaud B. (2005)** – Glaciers of the Tropical Andes, indicators of the global climate variability. In Huber U., Harald K.M., Reasoner M.A. (eds), *Global Change and Mountain Regions: A State of Knowledge Overview*. Springer, 87-97.
- Francou B., Vincent C. (2007)** – *Les glaciers à l'épreuve du climat*. Paris, IRD, Belin, 274 p.
- Gellatly A.F., Grove J.M., Switsur V.R. (1998)** – Mid Holocene glacial activity in the Pyrenees. *The Holocene* 2/3, 266-270.
- Goodman A.Y., Rodbell D.T., Seltzer G.O., Mark B.G. (2001)** – Subdivision of glacial deposits in southeastern Peru based on pedogenic development and radiometric ages. *Quaternary Research* 56, 31-50.
- Grove J.M. (2004)** – *The Little Ice Age*. Routledge, London, 718 p.
- Haeberli G. (1985)** – Historical evolution and operational aspects of worldwide glacier monitoring. *Studies and reports in hydrology* 56, 35-51.
- Hastenrath S., Kutzbach J. (1985)** – Late Pleistocene climate and water budget of the South American Altiplano. *Quaternary Research* 24, 249-256.
- Hughens K., Lehman S., Southon J., Overpeck J., Marchal O., Herring C., Turnbull J. (2004)** – ¹⁴C activity and global carbon cycle changes over the past 50,000 years. *Science* 303, 202-207.
- Humlum O. (1988)** – Rock glacier appearance level and rock glacier initiation line altitude: a methodological approach to the study of rock glaciers. *Arctic and Alpine Research* 20, 160-178.
- Humlum O. (1998)** – Rock Glaciers on the Faroe Islands, the North Atlantic. *Journal of Quaternary Sciences* 13, 4, 293-307.
- Jomelli V., Grancher D., Naveau P., Cooley D. (2007a)** – Assessment study of lichenometric: methods for dating surface. *Geomorphology* 86, 131-143.
- Jomelli V., Grancher D., Brunstein D., Solomina O. (2007b)** – Recalibration of the Rhizocarpon growth curve in Cordillera Blanca (Peru) and LIA chronology implication. *Geomorphology* 93, 2001-212.
- Jomelli V., Favier V., Rabatel A., Brunstein D., Hoffmann G., Francou B. (2008a)** – Fluctuations of Glaciers in the tropical Andes over the last millennium and palaeoclimatic implications: a review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology Palaeoecology* (accepted).
- Jomelli V., Grancher D., Brunstein D., Favier V., and Francou B. (2008b)** – Little Ice Age glacial extension in Ecuador from lichenometry and historical observations: the same pattern as in Bolivia and Peru. *Quaternary Research* (accepted).
- Kaser G. (1995)** – Some notes on the behaviour of tropical glaciers. *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines*, 24, 3, 671-681.
- Kirkbride M., Brazier V. (1995)** – On the sensitivity of Holocene talus-derived rock glaciers to climate change in the Ben Ohau Range, New Zealand. *Journal of Quaternary Science* 10, 353-365.
- Kuentz A., Majavesi M., Thouret J.-C., Moscol M., Juvigné E., Fontugne M., Chepstow-Lusty A. (2006a)** – Holocene palaeoenvironmental record from the Western Cordillera, Peru. *L'érosion entre société, climat et paléoenvironnement*. Presses Universitaires Blaise Pascal, Collection Nature et sociétés, Clermont-Ferrand, 177-184.
- Kuentz A., Forget M.-E., Thouret J.-C., Ledru M.-P. (2006b)** – Evidence for, and consequences of, recent climate changes on the environment of the Nevado Coropuna, Western Cordillera, Peru. In: Ziolkowski M., Belan Franco L.A. (eds) 'Proyecto Arqueológico Condesuyos, vol. 2'. *Boletín de la Misión Arqueológica Andina*, universidad de Varsovia, Andes 6, 241-252.
- Kuentz A., Galán de Mera A., Ledru M.-P., Thouret J.-C. (2007)** – Phytogeographical data and modern pollen rain of the puna belt in southern Peru (Nevado Coropuna, Western Cordillera). *Journal of Biogeography* 34, 1762-1776.
- Kuhn M. (1984)** – Mass balance as a criterion for climatic classification of glaciers. *Geografiska Annaler* 66A, 3, 229-238.
- Lamadon S. (1999)** – *Fluctuations glaciaires et téphrostratigraphie dans les montagnes intertropicales : une revue et application dans les Andes du Sud du Pérou (massifs des Nevados Ampato et Coropuna)*. Mémoire de DEA, université Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand, 180 p.
- Leonard K.C., Fountain A.G. (2003)** – Map-based methods for estimating glacier equilibrium line altitudes. *Journal of Glaciology* 49, 166, 329-336.
- Lliboutry L. (1965)** – *Traité de glaciologie*. Masson, 2 vol., Paris, 616 p.
- Luckman B.H., Villalba R. (2001)** – Assessing the synchronicity of glacier fluctuation in the western Cordillera of the Americas during the last millenium. In V. Markgraf (ed), *Interhemispheric Climate Linkages*. Academic Press, San Diego, 119-40.
- Magny J. (1995)** – *Une histoire du climat, des derniers mamouths au siècle de l'automobile*. Editions Errance, 176 p.
- Marchant J. (2004)** – Rapide environmental change in african and south american tropics around 4000 yr BP, a review. *Earth Science Review* 66, 217-260.
- Mark B.G., Helmens K. F. (2005)** – Reconstruction of glacier equilibrium-line altitudes for the Last Glacial Maximum on the High Plain of Bogotá, Eastern Cordillera, Colombia: climatic and topographic implications. *Journal of Quaternary Science* 20, 7/8, 789-800.
- Mark B.G., Seltzer G.O. (2003)** – Tropical glacial meltwater contribution to stream discharge: a case study in the Cordillera Blanca, Perú. *Journal of Glaciology* 49, 165, 271-281.

- Mark B.G., Seltzer G.O. (2005)** – Evaluation of recent glacier recession in the Cordillera Blanca, Perú (AD 1962-1999): spatial distribution of mass loss and climatic forcing. *Quaternary Science Reviews* 24, 2265-2280.
- Mark B.G., Seltzer G.O., Rodbell D.T. (2002)** – Late Glacial and Holocene Glaciation in the Cordillera Vilcanota-Quechcaya Ice Cap Region, SE Peru. *Quaternary Research* 57, 287-298.
- Markgraf V. (1989)** – Paleoclimates in Central and South Andes since 18000 BP based on pollen and lake-level records. *Quaternary Science Reviews* 8, 1-24.
- Meier M.F. (1979)** – Remote sensing of snow and ice. International Association of Hydrological Science, Unesco, Paris, *Technical Papers in Hydrology* 19, 12-24.
- Mercer J.H., Palacios M.O. (1977)** – Radiocarbon dating of the last glaciation in Peru. *Geology* 5, 600-604.
- Naveau P., Jomelli V., Cooley D., Grancher D., Rabatel A. (2007)** – Modeling uncertainties in lichenometry studies with an application: The Tropical Andes (Charquini Glacier in Bolivia). *Arctic, Antarctic and Alpine Research* 39, 277-285.
- Payne D. (1998)** – Climatic implications of rock glaciers in the arid Western Cordillera of the Central Andes. *Glacial Geology and Geomorphology*, online, rp03/1998http://ggg.qub.ac.uk/ggg/papers/full/1998/rp031998/rp03.htm.
- Porter S.C. (2001)** – Snowline depression in the tropics during the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews* 20, 1067-1091.
- Rabatel A. (2005)** – Reconstruction et interprétation paléoclimatique des fluctuations glaciaires dans les Andes de Bolivie (16° S) depuis le maximum du Petit Age Glaciaire (XVII^e siècle). Thèse de doctorat IRD, CNRS, université J. Fourier, Grenoble, 192 p.
- Rabatel A., Jomelli V., Naveau P., Francou B. et Grancher D. (2005a)** – Dating of Little Ice Age glacier fluctuations in the tropical Andes: Charquini glaciers, Bolivia, 16° S. *Geosciences*, 337, 15, 1311-1322.
- Rabatel A., Dedieu J.-P., Vincent V. (2005b)** – Using remote-sensing data to determine equilibrium-line altitude and mass-balance time series: validation on three French glaciers, 1994-2002. *Journal of Glaciology* 51, 175.
- Rabatel A., Machaca A., Francou B., Jomelli V. (2006)** – Glacier recession on Cerro Charquini (Bolivia, 16° S) since the maximum of the Little Ice Age (17th century). *Journal of Glaciology* 52, 176, 110-118.
- Rabatel A., Francou B., Jomelli V., Naveau P., Grancher D. (2008)** – A chronology of the Little Ice Age in the tropical Andes of Bolivia (16° S) based on moraine dating by lichenometry: implications for climate reconstruction. *Quaternary Research* (accepted).
- Ribstein P., Francou B., Coudrain-Ribstein A., Mourguiart P. (1995)** – Eaux, glaciers et changements climatiques dans les Andes tropicales. *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines*, 24/3, 353-714.
- Rodbell D.T. (1993)** – The timing of the last deglaciation in Cordillera Oriental, northern Peru based on glacial geology and lake sedimentology. *Geological Society of America Bulletin* 105, 923-934.
- Seltzer G.O. (1990)** – Recent glacial history and paleoclimate of the Peruvian-Bolivian Andes. *Quaternary Science Reviews* 9, 137-152.
- Seltzer G.O., Bush M.B., Hansen B.S., Rodbell D.T. (2005a)** – A 17,000-year history of Andean climate and vegetation change from Laguna de Chochos, Peru. *Journal of Quaternary Sciences* 20, 7/8, 703-714.
- Seltzer G.O., Smith J.A., Finkel R.C., Farber D.L., Rodbell D.T. (2005b)** – Moraine preservation and boulder erosion in the tropical Andes: interpreting old surface exposure ages in glaciated valleys. *Journal of Quaternary Sciences* 20, 7/8, 735-758.
- Stansell N.D., Polissar P.J., Abbott M.B. (2007)** – Last Glacial Maximum Equilibrium – Line Altitude and Paleo-Temperature Reconstructions for the Cordillera de Mérida, Venezuelan Andes. *Quaternary Research* 67, 115-127.
- Thompson L.G., Mosley-Thompson E., Grootes P.M., Pourchet S., Hastenrath S. (1984)** – Tropical glaciers: potential for ice core paleoclimatic reconstructions. *Journal of Geophysical Research* 89 (D3), 4638-4646.
- Thompson L.G., Mosley-Thompson E., Dansgaard W., Grootes P.M. (1986)** – The 'Little Ice Age' as recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya ice cap. *Science* 234, 361-364.
- Thompson L.G., Davis M.E., Mosley-Thompson E., Sowers T.A., Henderson K.A., Zagarodnov V.S., Lin P.N., Mikhalev V.N., Campen R.K., Bolzan J.F., Cole Dai J., Francou B. (1998)** – A 25,000-year tropical climate history from Bolivian ice cores. *Science* 282, 5395, 1858-1864.
- Thompson L.G., Thompson E., Henderson K.A. (2000)** – Ice-core palaeoclimate records in tropical South America since the Last Glacial Maximum. *Journal of Quaternary Science*, 15, 4, 377-394.
- Thouret J.-C., Van der Hammen T., Salomons B., Juvigné E. (1996)** – Paleoenvironmental changes and glacial stades of the last 50,000 years in the Cordillera Central, Colombia. *Quaternary Research* 46, 1-18.
- Thouret J.-C., Finizola A., Fornari M., Legeley-Padovani A., Suni J., Frechen M. (2001)** – Geology of El Misti volcano. *Geological Society of America Bulletin* 113, 12, 1593-1610.
- Thouret J.-C., Juvigné E., Mariño J., Moscol M., Loutsch I., Dávila J., Legeley-Padovani A., Lamadon S., Rivera M. (2002a)** – Late Pleistocene and Holocene tephro-stratigraphy and chronology in Southern Peru. *Boletín de la Sociedad geológica del Perú*, 93, 45-61.
- Thouret J.-C., Dávila J., Juvigné E., Gourgaud A., Boivin P. (2002b)** – Reconstruction of the AD 1600 eruption at Huaynaputina volcano, Peru, based on the correlation of geologic evidence with early Spanish chronicles. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 115, 3/4, 529-570.
- Vimeux F., Masson F., Jouzel J., Stievenard M. et Petit J.-R. (1999)** – Glacial and interglacial changes in ocean surface conditions in the Southern Hemisphere. *Nature* 398, 410-413.
- Vuille M., Arnaud Y., Muller F., Ribstein P. (2001)** – El Niño Southern Oscillation influence on a Sajama volcano glacier from 1963 to 1998 as seen from Landsat data and aerial photography. *Journal of Geophysical Research* 106, 17773-17784.
- Wagnon P., Ribstein P., Francou B., Pouyaud B. (1999)** – Annual cycle of energy balance of Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia. *Journal of Geophysical Research* 104, D4, 3907-3924.

Wagnon P., Ribstein P., Francou B., Sicart J. E. (2001) – Anomalous heat and mass budget of Glaciar Zongo, Bolivia, during the 1997-98 El Niño year. *Journal of Glaciology* 47, 21-28.

Wagnon P., Sicart J. E., Berthier E., Chazarin J.-P. (2003) – High altitude surface energy balance of a Bolivian glacier, Illimani. *Journal of Geophysical Research* 108 (D6), 4.1-4.14.

Wahrhaftig C., Cox A. (1969) – Rock glaciers In the Alaska Range. *Geological Society of America Bulletin* 70, 383-436.

Wright H.E. (1984) – Late glacial and late Holocene moraines in the Cerros Cuchpanga, central Peru. *Quaternary Research* 21, 275-285.

Ziolkowski M., Belán Francou L.A. (2001) – *Proyecto Arqueológico Condesuyos*. ANDES. Boletín de la misión Arqueológica Andina, Universidad de Varsovia, 3, 1, 302 p.

Article reçu le 12 novembre 2007, accepté le 16 juin 2008