

A high-altitude mountain landscape. In the foreground, a person wearing a red jacket and a blue hat stands on a rocky outcrop, looking towards the mountains. The middle ground shows a rocky, brownish landscape with some sparse vegetation. In the background, there are large, rugged mountains with patches of snow under a clear blue sky.

Richard MAIRE

LA HAUTE MONTAGNE CALCAIRE

*Karsts • Cavités • Remplissages
Quaternaire • Paléoclimats*

Karstologia-Mémoires n°3 - 1990

LES HAUTS KARSTS DES ANDES CENTRALES DU PEROU

INTRODUCTION

D'une superficie de 1 285 215 km², le Pérou est divisé en 24 régions administratives ou "*departamentos*". A la latitude de Lima (12°S), les Andes présentent une cordillère occidentale et une cordillère orientale délimitant une zone de hauts plateaux ou "*Altiplano*", large de 60 km et comprise entre 4000 et 4500 m d'altitude. Les karsts étudiés se situent entre 3500 et 5000 m, dans la cordillère occidentale et les hauts plateaux (départements de Junin, Pasco et Lima), soit à mi-chemin entre la "*Costa*" aride à l'W et la "*Selva*" amazonienne, chaude et humide, à l'E. Ils sont accessibles par la route Lima/La Oroya ou par le chemin de fer qui franchissent le col de Ticlio à 4830 m d'altitude (fig 129).

Contrairement aux karsts équatoriaux de haute montagne de l'île de Nouvelle Guinée (4-7°S), les karsts d'altitude péruviens se situent dans un contexte bioclimatique et géologique différent. Au Pérou, les karsts des hauts plateaux et de la cordillère occidentale reçoivent des précipitations annuelles de 500 à 1000 mm, au lieu de 3000 à 5000 mm en Nouvelle-Guinée. Ils connaissent donc aujourd'hui une évolution ralentie. L'état de la karstification est apprécié à partir de trois exemples :

- les karsts sous-glaciaires et proglaciaires de la cordillère occidentale (alt. 4700 à > 5000 m) ;
- les glacio-karsts peu évolués de la région N de Morococha (alt. 4500-4900 m), sur les hauts-plateaux du SW, déglacés depuis le Wisconsinien (= Würm) ;
- les glacio-karsts mieux évolués de la région N de Palcamayo, dans la partie NE des hauts-plateaux, également déglacés depuis le Wisconsinien (alt. 3800-4500m).

Si en Nouvelle-Guinée, tous les karsts se développent dans des calcaires mio-pliocènes soulevés en une fois au cours du Plio-Quaternaire, les karsts des Andes centrales du Pérou se sont formés dans des calcaires mésozoïques (Trias à Crétacé), à partir de surfaces d'aplanissement (ou *surfaces de la Puna*) réalisées au cours du Tertiaire durant plusieurs dizaines de millions d'années et sous le contrôle de plusieurs épisodes tectoniques. Outre le problème morphologique de ces hautes surfaces d'érosion et de leurs relations avec le volcanisme et le plutonisme cénozoïques, la découverte et la datation de tillites plio-pléistocènes par divers auteurs dans l'ensemble des Andes pose deux problèmes complémentaires :

- le soulèvement plio-quaternaire ne paraît pas aussi fort qu'on l'a dit, le volume montagneux étant principalement acquis dès le début du Pliocène ;
- la succession des multiples phases glaciaires et inter-

glaciaires doit expliquer le degré d'évolution avancé de plusieurs glacio-karsts au-dessus de 4000 m alors que des sols rouges et des encroûtements se sont développés entre 3000 et 4000 m dans les secteurs n'ayant jamais été englacés.

I. LE CONTEXTE GEOLOGIQUE ET BIOCLIMATIQUE

A. LA STRUCTURE GEOLOGIQUE

De la fosse sous-marine du Pérou (-6000 m) aux cimes englacées de la Cordillère Blanche (6768 m), les Andes péruviennes offrent l'un des reliefs les plus remarquables du globe avec une dénivellation de 11 à 13 km. La géologie des Andes du Pérou central est bien connue grâce à la proximité de la capitale, Lima, et à l'existence de grands gîtes métalliques dans la cordillère occidentale et les hauts plateaux. Les données géologiques sont extraites principalement de la thèse de MEGARD (1978). (cf. aussi DALMAYRAC, LAUBACHER et MAROCCO, 1977).

1. Les formations litho-stratigraphiques

Prototype des chaînes liminaires, les Andes présentent un vaste éventail de formations. Du point de vue structural, on distingue les ensembles précambrien, hercynien et andin, correspondant à trois phases de sédimentation différentes et donnant trois édifices tectoniques superposés (fig. 130).

◇ **Le substratum précambrien** affleure largement dans la cordillère orientale, en particulier entre Tarma et Palcamayo, soit à proximité de la région karstique située au N de Palcamayo. Il s'agit toujours de roches métamorphiques (schistes verts, prasinites, gneiss, amphibolites...) affectées par une tectonique polyphasée. Localement on observe des intercalations de calcschistes, de marbres et de gneiss calco-magnésiens. La sédimentation précambrienne a donc été surtout terrigène, liée à l'érosion d'une croûte sialique plus ancienne. Les quelques dépôts carbonatés correspondent à un début d'activité biologique, le calcium nécessaire étant fourni par les volcanites (MEGARD, 1978, p. 431).

◇ **Le substratum hercynien** s'étend essentiellement dans la cordillère orientale. Dans le karst de Palcamayo,

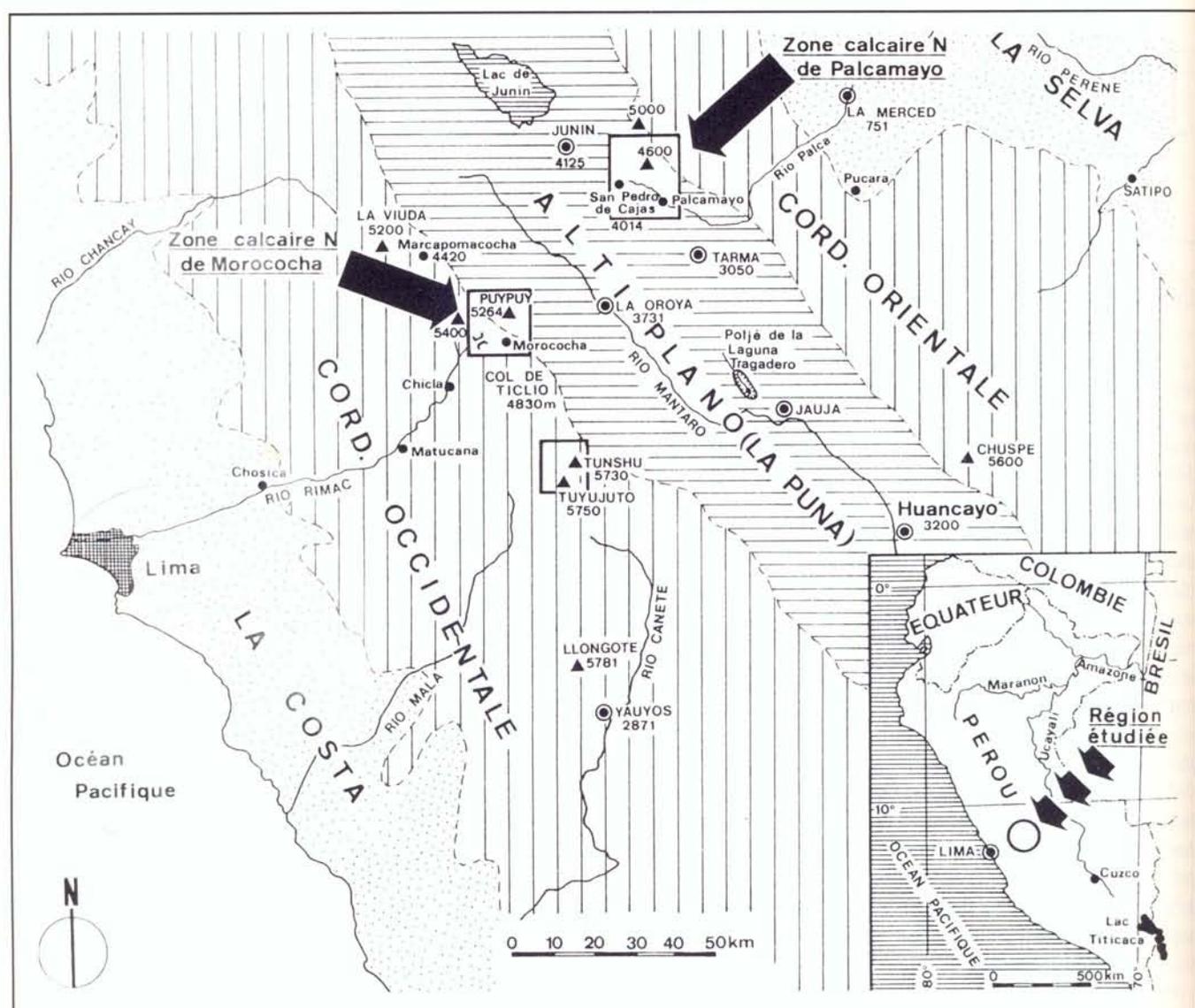


Figure 129 : Situation des zones étudiées dans les Andes centrales du Pérou.

il constitue la limite E et NE, là où sont parsemés les multiples "lagunas" ou lacs glaciaires à l'E de Junin. Ces terrains primaires sont discordants sur le Précambrien. Le Paléozoïque inférieur (Ordovicien-Silurien-Dévonien) est composé d'un conglomérat de base suivi d'une épaisse série molassique, et affleure parfois au coeur de quelques anticlinaux des hauts plateaux à l'W de La Oroya.

Le Paléozoïque supérieur apparaît après la lacune du Dévonien supérieur, le Permo-Carbonifère reposant sur des séries plissées du Paléozoïque inférieur. Il s'agit surtout de sédiments terrigènes (grès, conglomérats, pélites, molasses) attribués au Mississippien ou groupe Ambo (Tournaisien à Namurien inférieur), au Pennsylvanien ou groupe Tarma (Namurien supérieur à Stéphien) et au Permien ou groupe Mitu. Ces terrains rouges de Mitu (Permien moyen-supérieur à Trias supérieur) sont caractéristiques. Situés juste sous les calcaires triasico-liasiques des hauts plateaux, ils sont bien visibles sur la bordure NE du haut karst de Palcamayo où ils atteignent 1500 m de

puissance (photo 127). Ces molasses et volcanites rouges ou violacées renferment de rares intercalations carbonatées et des lentilles de gypse.

♦ **Le matériel andin** regroupe des terrains sédimentaires et intrusifs-extrusifs du Mésozoïque et du Cénozoïque, et affleurent sur l'ensemble des hauts plateaux et dans la cordillère occidentale. La transition entre le cycle hercynien et le cycle andin est marquée par les couches rouges de Mitu, surmontées en discordance par les calcaires et dolomies du Trias supérieur et du Lias (groupe de Pucara) qui détiennent les plus beaux karsts.

Les terrains mésozoïques affleurent largement sur les hauts plateaux, sur la bordure E de la cordillère occidentale et subsistent dans la cordillère orientale au fond de certains synclinaux. Du Ladinien au Bajocien se déposent d'épaisses séries carbonatées (3000 m parfois pour le Trias moyen-supérieur) qui constituent aujourd'hui l'armature des karsts de Palcamayo et de la rive gauche du Mantaro. Les calcaires et grès du Malm sont peu représentés. Par contre, les affleurements crétacés sont fréquents sur les plateaux du Mantaro et transgressifs sur des terrains variés. Le Crétacé inférieur (Berriasien-Aptien) comportent une série terrigène gré-

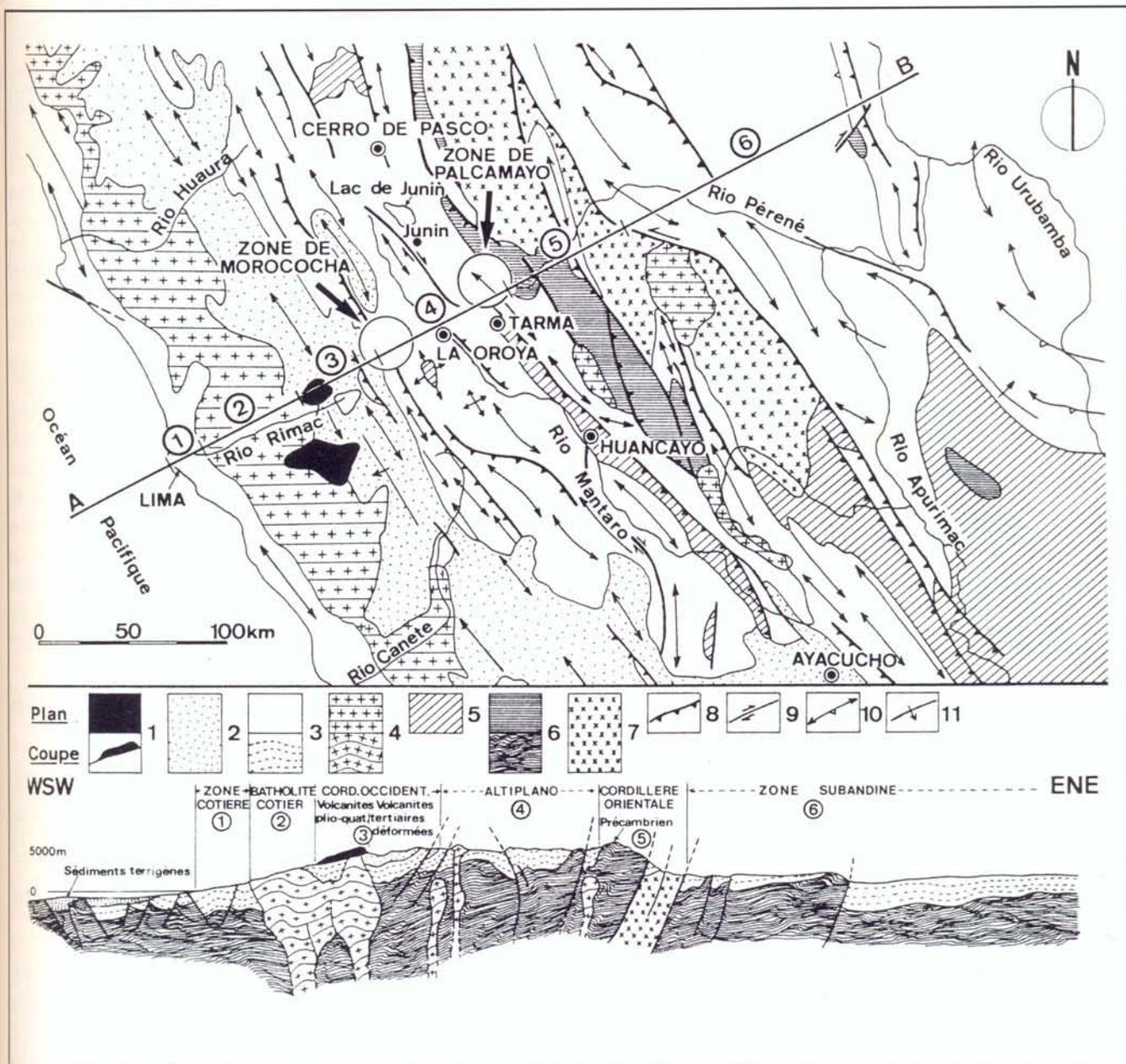


Figure 130 : Carte et coupe géologiques des Andes centrales du Pérou (d'après MEGARD, 1978).

Chaîne andine : 1. volcanites post-tectoniques (Pliocène, Quaternaire). 2. volcanites syntectoniques (Oligocène, Néogène). 3. Terrains sédimentaires méso-cénozoïques. 4. Granitoïdes tertiaires

Substratum pré-andin : 5. Terrains éohercyniens (Paléozoïque inf. et moyen). 6. Précambrien. 7. Granitoïdes.

Structure : 8. Failles chevauchantes. 9. Décrochements. 10. Plis (avec indication du plan axial). 11. Flexures (avec indication du déversement).

seuse, puissante de 1000 m dans la cordillère occidentale et de quelques centaines de mètres sur les hauts plateaux. Le Crétacé supérieur (Albien-Santonien) est très carbonaté et forme les karsts au SW du Montaro.

La formation *Pariatambo* (sommet de l'Albien moyen), épaisse de 50 à 120 m, est une unité repère car elle est composée de calcaires et schistes bitumineux surmontés de calcaires noirs à cherts (MEGARD, 1978 p. 136 ; RIVERA, 1956, p. 73). Le Crétacé supérieur est inconnu dans la cordillère orientale. Le Crétacé terminal et le Paléogène sont caractérisés par le dépôt de couches rouges, à faciès molassique, présentant des intercalations de calcaires lacustres. Cette série meuble, apte au ravine-

ment, atteint 4000 m d'épaisseur dans le synclinal de Culic, 40 km au S de La Oroya. Ce sont généralement les affleurements les plus récents rencontrés sur les hauts plateaux; ils sont recouverts vers l'W, près de la chaîne occidentale, par des volcanites oligo-miocènes.

Les séries volcaniques et volcano-sédimentaires du Néogène, placées en discordance sur le substratum plissé et érodé, sont d'une importance remarquable dans la cordillère occidentale où elles sont recouvertes localement par des strato-volcans andésitiques et des ignimbrites du Plio-Quaternaire. Des intercalations lacustres, comme les calcaires de *Bellavista* (dans la haute vallée du Rimac près d'Ayacucho) sont à signaler.

Périodes	Cordillères	Hauts plateaux	Zone sub-andine
Pléistocène	Néotectonique + volcanisme (distension + q.q. épisodes compressifs)		Faible surrection + érosion + terrasses
Pliocène	Phase quechua (surrection moyenne + distension + volcanisme)		Plissement principal
Miocène	Phase quechua 1 (surrection majeure + distension + volcanisme -plutonisme)		Molasses rouges (subsidence)
Oligocène	Distension + volcanisme		
Eocène terminal	Phase incaïque (compression-plissement majeur)		Emersion + érosion
Eocène Paléocène	Erosion	Molasses rouges (subsidence)	Molasses rouges (subsidence)
Crétacé terminal	Phase péruvienne (compression + plissement)	Emersion + érosion	Changement de sédimentation

Tableau 20 :

Chronologie de la tectorogénèse andine (adaptée de MEGARD, 1978).

l'ensemble des Andes vers 4 Ma, preuve que les Andes avaient déjà atteint une altitude élevée. Au Pliocène, la surface de la *Puna* est souvent scellée par des ignimbrites et des émissions andésitiques ou dacitiques.

A l'exception de certains batholites de la cordillère occidentale (Cordillera Blanca) fortement sou-

2. Paléogéographie et tectonique (tableau 20)

Chaîne liminaire, les Andes se sont formées à partir de la croûte continentale au niveau de la subduction de la plaque pacifique (*plaque Nazca*). Le substratum antétriasique montre l'existence de deux chaînes anciennes superposées, elles-mêmes surmontées par le plissement andin proprement dit.

- **La chaîne brasilide** du Précambrien, du type chaîne panafricaine, a été fortement plissée et métamorphisée.

- **La chaîne éohercynienne**, plissée vers la fin du Dévonien, recouvre le Précambrien. Elle s'est construite sur un socle sialique (absence de matériel ophiolitique) et manifeste un raccourcissement notable. A la fin du Permien inférieur, une tectonique cassante provoque un soulèvement général suivi d'une émergence et voit le dépôt de séries molassiques et volcaniques.

- **L'orogène andin** désigne l'ensemble de la tectonique qui a affecté les Andes du Mésozoïque à nos jours. MEGARD (1978) indique que ce cycle andin débute au Trias moyen-supérieur avec des dépôts calcaro-dolomitiques discordants sur les molasses rouges de Mitu. Séries sédimentaires et volcaniques du Mésozoïque subissent un premier plissement au Crétacé terminal (*phase péruvienne*), la phase principale n'intervenant qu'à la fin de l'Eocène (*phase incaïque*). Cette tectonique compressive liée à la subduction provoque un raccourcissement estimé à 100 km, dont 50 % dans le centre de la cordillère occidentale où abondent les plis en chevrons, les failles inverses et de petites nappes comme dans la zone du col de Ticlio.

Deux phases tectoniques se produisent au Néogène. La *phase miocène ou quechua 1* est responsable de la surrection principale des hauts plateaux et des cordillères, portant en altitude la surface d'aplanissement polygénique de la *Puna* réalisée au cours de l'Oligo-Miocène durant plusieurs dizaines de millions d'années. La *phase pliocène ou quechua 2* constitue la période majeure de plissement de la zone sub-andine. En revanche, la surrection pliocène a été moins forte sur les hauts plateaux et les cordillères qu'au Miocène, car les premières glaciations datées apparaissent dans

est d'ailleurs contestable pour le Pléistocène en raison du modèle glaciaire très évolué), la surrection récente des Andes semble modérée. Dans les bassins de Huancayo et de San Pedro de Cajas, les formations fluvio-lacustres du Quaternaire ancien sont nettement déformées, voire plissées (DOLLFUS et MEGARD, 1968 ; MEGARD, 1978).

3. Situation structurale des exemples étudiés (fig. 130)

D'accès facile, les hauts plateaux du Pérou central ont une structure géologique bien connue, surtout depuis les travaux systématiques de HARRISON (bibliographie in MEGARD, 1978). On distingue :

- un secteur SW, en rive droite du Mantaro, peu plissé et à structure très ouverte ;
- un secteur NW, à plis serrés et faillés.

Ces deux zones tectoniques sont séparées par la ligne de faille du Haut Mantaro qui suit en gros le cours du Mantaro entre le lac de Junin et Llocllapampa. A la latitude de La Oroya, le taux de raccourcissement cité par MEGARD (1978, p. 185) est de 20 % au NE et de 10 % au SW.

Les trois exemples étudiés vont de la cordillère occidentale à la bordure de la cordillère orientale :

- les karsts sous-glaciaires et proglaciaires récents (*partie II*) se situent sur le faite de la cordillère occidentale, là où les écaïlles calcaires sont intrudées par de nombreux plutons de granitoïdes néogènes, et au contact des volcanites oligo-miocènes ;
- la région N de Morococha (*partie III*) se place au contact de la cordillère occidentale et sur les hauts plateaux du SW, dans un secteur où l'on observe également des plutons néogènes dégagés par l'érosion.
- la région N de Palcamayo (*partie IV*) se situe dans la moitié NE des hauts plateaux, la plus plissée, au contact de la cordillère orientale.

Les karsts des hauts plateaux sont installés dans une structure plus ou moins plissée qui a été rabotée au cours d'une longue phase d'aplanissement, reprise parfois en relief appalachien dans la partie NE de l'Altiplano.

B. LE CADRE BIO-CLIMATIQUE

1. Le climat

Le climat andin, à la latitude de Lima, mérite d'être rappelé en raison de son originalité. D'Ouest en Est, on observe (PULGAR VIDAL, 1981) :

- la zone côtière désertique et brumeuse ou zone *Chala* ou *Costa* (0-500 m) expliquée en partie par les courants marins froids ;

- le versant W de la cordillère occidentale ou zones *Yunga* et *Quechua* (500-3500 m), aride en raison de l'absence d'ascendance orographique ;

- la haute montagne (cordillères et hauts plateaux) ou zone *Suni*, *Puna* et *Janca* (3500-6500 m), semi-aride à sub-humide ;

- le versant amazonien moyen et inférieur ou zone *Ruparupa* ou *Selva alta* (1000-3000 m), forestier, humide et frais à cause de la couverture nuageuse et de l'inversion thermique quasi-permanente qui empêche les ascendances de dépasser généralement 2000-2500 m ;

- le piémont amazonien ou zone *Omagua* ou *Selva baja* (400-1000 m), humide et chaud.

Le climat de la *Puna* s'exerce sur les hauts plateaux, entre 3800 et 4800 m d'altitude environ. L'origine du mot *Puna* est complexe. En Amérique Latine, il est devenu synonyme de hauts plateaux. Les acceptions les plus répandues sont celles de *haute région froide et inhabitée*, de zone du *mal des montagnes* ou *Soroche*, zone des *hauts sommets désertiques* situés entre 3800 m et la limite des neiges persistantes (PULGAR VIDAL, 1981, p.117-118). Dans le département de Junin, le climat de la *Puna* est assez bien connu grâce aux données de plusieurs stations météorologiques. Située à 4000 m, à la confluence des rios Pucará et Yauli (route Lima-La Oroya), la double station de Pachachaca présente une série complète de 1949 à 1980 et a fait l'objet d'une analyse précise de FRANCOU (1983).

a. Les températures (tableaux 21 et 22) :

Les températures moyennes annuelles fluctuent entre 8,8°C à La Oroya et 4,3°C à Cerro de Pasco, avec 6,6°C à Pachachaca. Le gradient thermique s'établit entre 0,72 et 0,76°C/100 m pour le département de Junin dans la tranche d'altitude de la *Puna*.

À Pachachaca, on observe un maximum de novembre, au début de l'été austral lorsque le soleil est au zénith, et un minimum de juillet (4,7°C) lors de la saison sèche hivernale. L'amplitude annuelle, faible, est de 3°C ; elle est à peine de 1,5°C à Cerro de Pasco, mais de 10°C à Lima. Il existe donc deux saisons thermiques peu marquées : une saison "froide" et sèche de mai à août-septembre et une saison "chaude" et assez humide d'octobre à avril, la forte nébulosité limitant l'amplitude diurne.

En raison de la sécheresse de l'air, favorisée par la basse pression de l'air et la faible tension de vapeur d'eau, l'amplitude diurne des températures est importante. Ainsi, les écarts moyens entre le jour et la nuit sont

Stations	Départements	Altitude (m)	T (°C)	P (mm)
Imaba	Arequipa	4436	2,7	
Morococha	Junin	4400		1024
Cerro de Pasco	Pasco	4333	4,3	884
Pachachaca	Junin	4000	6,6	758
Chuquibambilla	Cuzco	3910	7,1	690
La Oroya	Junin	3712	8,8	532
Jauja	Junin	3387		599

Tableau 21 : Moyennes des températures et précipitations annuelles de plusieurs stations des hauts plateaux péruviens (d'après COWARD et al., 1973; FRANCOU, 1983; BOWMAN, 1937).

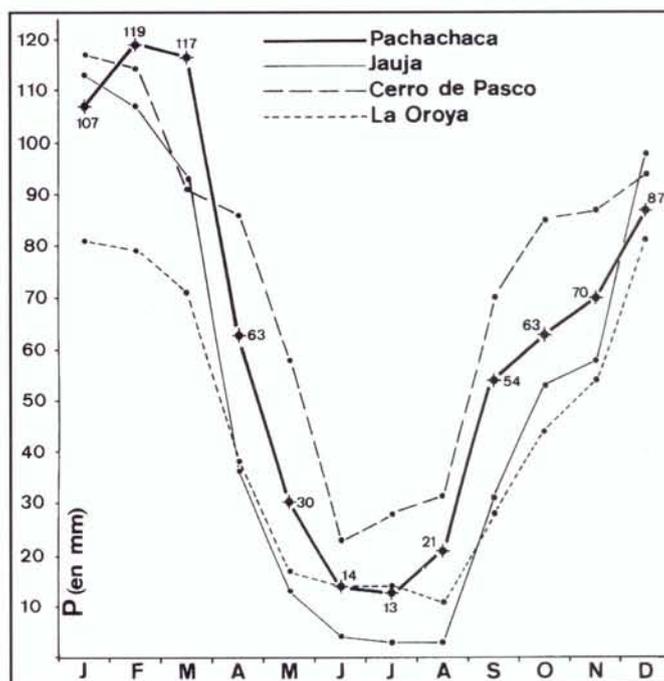


Figure 131 : Distribution des précipitations annuelles dans plusieurs stations des hauts plateaux (d'après COWARD et al., 1973, pour Cerro de Pasco, La Oroya et Jauja - d'après FRANCOU, 1983, pour Pachachaca).

de 20,9°C en juin (maximum) et de 14°C en février (minimum). Les températures nocturnes sont toujours négatives au-dessus de 4000 m, sauf en janvier-février-mars. Les cycles gel-dégel sont donc nombreux toute l'année, avec une intensité maximale de mai à août, pendant la période sèche (FRANCOU, 1983, p. 20).

La variabilité interannuelle à Pachachaca s'étale de 7,8°C à 5,4°C entre les moyennes annuelles, soit sur une étendue de 2,5°C. FRANCOU (1983, p. 27) note une élévation des températures depuis 1965 portant sur plus de 1°C et qui pourrait être liée à une augmentation de la nébulosité, notamment en saison sèche. Si les maxima thermiques et les précipitations de saison sèche apparaissent assez constants, en revanche, la variabilité la plus grande se manifeste avec les minima thermiques et les précipitations de saison humide.

Mois	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Année
Température (°C)	7,4	7,3	7,3	7,1	5,8	5,1	4,7	5,6	6,5	7,3	7,7	7,3	6,6
Précipitations (mm)	107	119	117	63	30	14	13	21	54	63	70	87	758

Tableau 22 :
Régime des températures et des précipitations à la station de Pachachaca, alt. 4000 m (série 1949-1980) (d'après SENAMHI, Lima ; in FRANCOU, 1983).

Le karst de Morococha-Puypuy, situé 10-15 km au NW de Pachachaca, doit donc recevoir au moins 800 mm/an. Des données fragmentaires sur l'ancienne station de la mine de Morococha (alt. 4400 m) indiquent une moyenne de 1024 mm/an pour la période 1906-1911 (BOWMAN, 1938). Dans la région karstique de Palcamayo, au SE de Junin, des hauteurs de 700 à 800 mm sont plausibles entre 4000 et 4300 m. La décroissance des précipitations avec l'altitude, si elle a été constatée entre 2000 et 3500 m, ne paraît pas démontrée pour le domaine de la Puna.

◇ **Le régime des précipitations** (fig. 131) est simple puisque l'on observe une saison humide de septembre-octobre à mars-avril regroupant 90 % des précipitations et une saison sèche de mai à août totalisant seulement 10 %. A Pachachaca, les plus grosses précipitations se produisent en janvier-février-mars, avec plus de 100 mm par mois, contre moins de 25 mm par mois en juin-juillet-août (12 mm en juillet). La variabilité interannuelle est de l'ordre de 1 à 2,5 : 469,1 mm en 1956 et 1194,1 mm en 1975 ; elle n'est plus que de 1 à 2 à Cerro de Pasco (DOLLFUS, 1965, p. 87). Mais cette variabilité est plus forte en étendue pendant la saison des pluies (dispersion de 70 à 170 mm en janvier) que lors de la saison sèche. (FRANCOU, 1983, p. 38-40).

Ces précipitations de saison humide sont en relation avec la descente des basses pressions équatoriales dans l'hémisphère S, mais leur volume demeure plus faible que sur les Andes d'Equateur.

◇ **L'intensité des précipitations** est faible à Pachachaca, avec un maximum moyen de 4,3 à 5,3 mm par jour de pluie en saison humide et de 2,5 à 3,2 mm par jour de pluie en saison sèche. Les averses les plus intenses tombent régulièrement pendant la saison des pluies. Le record de chute en 24 h a été de 69,2 mm le 31/12/58. Mais de façon générale, il existe peu de grosses précipitations concentrées sur la Puna vers 4000 m (FRANCOU, 1983, p. 46).

◇ **La neige** ne joue pas un rôle important sur les hauts plateaux car les précipitations tombent essentiellement pendant une période où les températures, même nocturnes, sont positives. De mai à août, on assiste surtout à des bourrasques de grésil au-dessus de 4000 m. Les importantes chutes de neige n'apparaissent qu'au-dessus de 5000 m dans les cordillères.

3. La végétation de la Puna

L'étagement de la végétation se calque sur celui des zones climatiques. Au-dessus de 3800-4000 m, le domaine de la Puna est caractérisé par une steppe herbacée typique à touffes d'*Ichu*. Ce terme quechua désigne par extension

plusieurs espèces de graminées dont les fétuques et les stipes (*Stipa Ichu*). Adaptés à l'altitude et au surpâturage, des cactus en coussinets appelés localement *Ulluyma* (*Opuntia flocosa*) et *Huagoro* (*Opuntia lagopus*) sont aisément reconnaissables grâce à leurs masses blanches et jaune-crème. Ces cactus présentent des fruits comestibles quand ils sont transplantés au niveau de la mer (PULGAR VIDAL, 1981, p. 126).

Les tourbières, nombreuses dans les dépressions et à proximité des lacs, sont occupées par des coussins verts très compacts de *Distichia muscoïdes* dont la partie inférieure se transforme lentement en tourbe. Les arbustes sont rares et poussent dans des lieux abrités, au pied des versants. La plupart ont été détruits par les pasteurs pour servir à la construction des maisons, tels le *Quenuc* ou quinoars (*Polylepsis sp.*) aux troncs roses typiques, le *Chachacomo* (*Escallonia resinosa*) et le *Puya raimondi*, broméliacée à tige gigantesque et menacée de disparition.

II- LES KARSTS SOUS-GLACIAIRES ET PROGLACIAIRES DE LA CORDILLERE OCCIDENTALE

Ces glacio-karsts fonctionnels ou déglacés depuis quelques siècles, situés entre 8 et 12° de latitude S, sont à mettre en parallèle avec les hauts karsts englacés du Mt. Carstenz (ou Mt. Jaya) en Nouvelle-Guinée occidentale, localisés vers 4° de latitude S (chap. 7). Dans la cordillère occidentale du Pérou central, ces karsts se développent dans les séries carbonatées du Mésozoïque disposées en bandes parallèles N-S et chevauchantes vers l'E. Ces affleurements ne dépassent pas quelques km de large et se situent sur le faite de la cordillère, non loin de la bordure de l'Altiplano. Les faciès karstifiés les plus répandus sont les calcaires de *Celendin* (Santonien), de *Jumasha* (Albien supérieur-Coniacien) et de l'Albien inférieur et moyen. Redressés et plissés en chevrons, ces calcaires sont en intercalation avec les "Couches rouges" éocènes et intrudés par des granodiorites néogènes déglacés par l'érosion.

Ces glacio-karsts semblent inconnus des karstologues. Aussi, les deux exemples décrits le sont-ils uniquement à partir de données glaciologiques et géologiques, et d'analyses cartographiques et de photos aériennes.

A. LE GLACIO-KARST DU TUYUJUTO (fig. 132)

Situé à 35 km au SSE du col de Ticlio, à la limite des départements de Junin et de Lima, ce massif culmine au Tuyujuto (5750 m) et au Tunshu (5730 m). Les glaciers (≈ 70 km²) reposent à 40 ou 50% sur les calcaires du

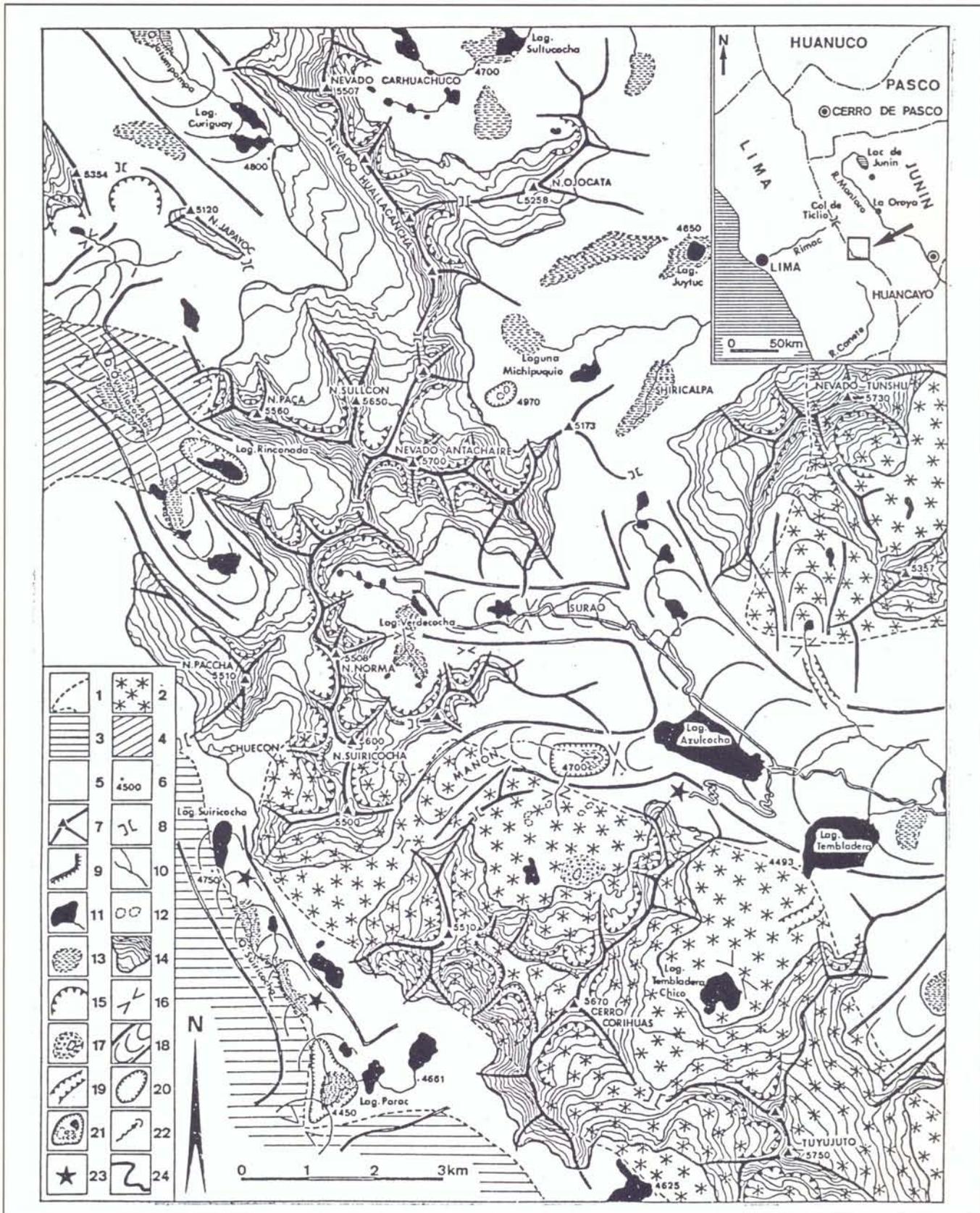


Figure 132 :
Le massif glaciaire du Tuujuto. On distingue un karst sous-glaciaire et un karst proglaciaire dégagé depuis le Tardiglaciaire et les derniers siècles (cirques-dolines, cuvettes d'ombilic) (fond topographique : carte de Matucana, 1/100 000, Hoja 24-k).

1. Limites d'affleurements. 2. granodiorites néogènes avec skarns. 3. volcanites (Eocène terminal à Miocène). 4. volcanites (Eocène terminal à Miocène inf./40-17 Ma). 5. Calcaires,

marnes et grès du Crétacé ; "Couches rouges" du Santonien-Oligocène inf. 6. Point coté. 7. Sommet, ligne de crête. 8. Col. 9. Rebord de plateau. 10. Cours d'eau. 11. Lac glaciaire. 12. Lac temporaire. 13. Tourbière. 14. Glacier. 15. Cirque glaciaire. 16. Verrou. 17. Dépression à l'intérieur de moraine. 18. Vallée glaciaire. 19. Gorge. 20. Cuvette glacio-karstique. 21. Idem, avec lac temporaire ou permanent. 22. Perte. 23. Mine (plusieurs sont abandonnées). 24. Route non asphaltée.

Crétacé moyen et supérieur (Albien moyen à Santonien basal) (MEGARD, 1978). La moitié S du massif est occupée par les stocks intrusifs de granodiorite du Tunshu et du Tuyujuto. Comme à Morococha (infra : partie III), la métamorphisation des calcaires et des "Couches rouges" au contact des plutons s'est traduite par des skarns riches en pyrite et chalcopryrite (mine de Manon au pied du Tuyujuto).

La morphologie glaciaire est développée, avec une prépondérance des glaciers de cirque et de paroi. En exposition N et NW, le glacier de Sullcon présente une langue de 5 km de long se terminant vers 4850 m. Les planchers calcaires dégagés par le recul glaciaire au cours de l'Holocène révèlent des dépressions glacio-karstiques de plusieurs hectomètres de large. L'une des plus hautes, la cuvette de Michipuquio, se situe à 5000 m, non loin du front du glacier E du Nevado Antachaire (5700 m). Cette mégadoline de 500 m de diamètre, tapissée de dépôts morainiques et d'alluvions fluvio-glaciaires, renferme de petits lacs temporaires dont les eaux sont sans doute absorbées par le plancher fissuré. Entre le Tuyujuto et le Tunshu, au contact des calcaires et des granodiorites, l'ancien glacier de la vallée de Manon a contribué à creuser une dépression de 1 km de long sur 500 m de large (alt. 4700 m). Les torrents glaciaires se perdent à l'extrémité de celle-ci, avant le verrou, à travers le remplissage fluvio-glaciaire à éléments surtout cristallins.

Sur le flanc occidental du massif, d'autres dépressions ont été notées, mais au contact des calcaires crétacés et des volcanites éogènes. Ainsi, au pied du versant W du Nevado Antachaire, la cuvette de la Laguna Rinconada (1000 m x 500 m) se développe vers 4900 m, en grande partie dans les volcanites de l'Eocène terminal-Miocène inférieur, à proximité des calcaires de l'Albien-Santonien. Cette mégadoline de surcreusement glaciaire, éloignée à peine de quelques centaines de mètres du glacier, a été déglacée au cours des derniers siècles. On suppose qu'il existe un drainage souterrain à travers les volcanites fissurées. Signalons enfin cette dépression glacio-karstique d'ombilic, placée à la confluence de deux vallées, juste à l'W du Cerro Corihuas, au contact calcaires-volcanites. Cette cuvette de Suricocha, de plus de 1000 m de diamètre, voit les torrents se perdre au pied du verrou, vers 4450 m d'altitude.

Le modelé glacio-karstique du massif du Tuyujuto est donc caractérisé par des cuvettes majeures déglacées plus ou moins récemment et par un karst sous-glaciaire au-dessus de 4900-5000 m. Situées souvent au contact calcaires-granodiorites et calcaires-volcanites, les dépressions sont de deux types :

- des mégadolines de vallée, et notamment d'ombilic (Manon et Suricocha) ;
- des cuvettes proglaciaires installées à la base de cirques-dolines encore englacés dans leur moitié supérieure (Michipuquio et Laguna Rinconada).

B. LE GLACIO-KARST DU CERRO CUCH-PANGA (fig. 133 et 134)

Ce remarquable glacio-karst (alt. 4600-5200 m) se situe au NW du lac de Junin et à 7 km au NW du lac

Punrun, non loin de la limite entre les départements de Lima et de Pasco (Carte Oyon, 1/100 000). Le glacier de Cuchpanga, d'une superficie de 5 km², se développe entre 4850 et 5200 m environ sur les calcaires de *Jumasha* (Albien supérieur-Coniacien) dont le strato-type se situe à l'extrémité NE du lac Punrun. Cette formation, en bancs métriques, peut atteindre 800 m de puissance ; elle est constituée de calcaires et de dolomies, de teinte marron à gris, favorables à la karstification. Dans cette région, comme dans le reste de la cordillère occidentale, la série crétacée est redressée et chevauche à l'E les "Couches rouges" de l'Altiplano par de grandes failles inverses.

Une étude des moraines récentes et des tourbières du versant SW a permis à WRIGHT (1984) de préciser la chronologie du recul glaciaire au cours du Tardiglaciaire-Holocène. D'après la coupe schématique NE-SW (fig. 134), on observe l'étagement suivant :

- un karst sous-glaciaire fonctionnel situé sous le glacier actuel ;
- un karst proglaciaire holocène ;
- un glacio-karst hérité du Tardiglaciaire.

La zone déglacée au cours de la période historique est estimée à 15 km² grâce à la disposition des cordons morainiques périphériques très frais (WRIGHT, 1984). Les surfaces calcaires mises à jour forment un karst en roches moutonnées classique caractérisé par des puits et des fissures où se perdent les ruisseaux proglaciaires. Localement, on observe de petits lacs, souvent temporaires et suspendus dans des dépressions rocheuses. Dans une cuvette glacio-karstique creusée en aval de la moraine historique et remblayée par un cône fluvio-glaciaire, plusieurs datations au ¹⁴C ont été effectuées par WRIGHT (1984). La base de la tourbière (- 1,20 m) est datée à 455 ± 60 BP tandis que la base du dépôt sablo-limoneux (- 3,20 m) est datée à 760 ± 70 BP.

Dans la tourbière située au fond de la vallée, au bord de la Laguna Huatacocha, la base est datée à 1100 ± 70 BP. Le retrait historique se serait donc produit entre 1100 et 455 BP, c'est-à-dire plus tôt que le "Petit Age Glaciaire" connu dans l'hémisphère N (1600-1860). Dans le carottage effectué au bord du lac Huatacocha, la base du fluvio-glaciaire (- 9 m) est daté à 10 050 ± 100 BP, ce qui indique un âge Tardiglaciaire terminal ("Dryas récent") pour la grande phase de recul précédant les fluctuations holocènes. Au cours du maximum du Würm récent, le glacier de vallée d'Huatacocha sortait de la cordillère occidentale et s'étendait sur l'Altiplano sous la forme d'un glacier de piémont qui occupait les cuvettes lacustres de Punrun (alt. 4300 m) et de Acucocha creusées dans les "Couches rouges". Le karst proglaciaire libéré entre 1100 et 455 BP est donc plus ancien que ses homologues alpins (MAIRE, 1976).

Dans l'auge glaciaire de Huatacocha (Pampa Yunamachay), façonnée dans les "Couches rouges", WRIGHT (1984) n'a pas observé de stades de retrait, ni d'eskers ou d'accumulations fluvio-glaciaires similaires.

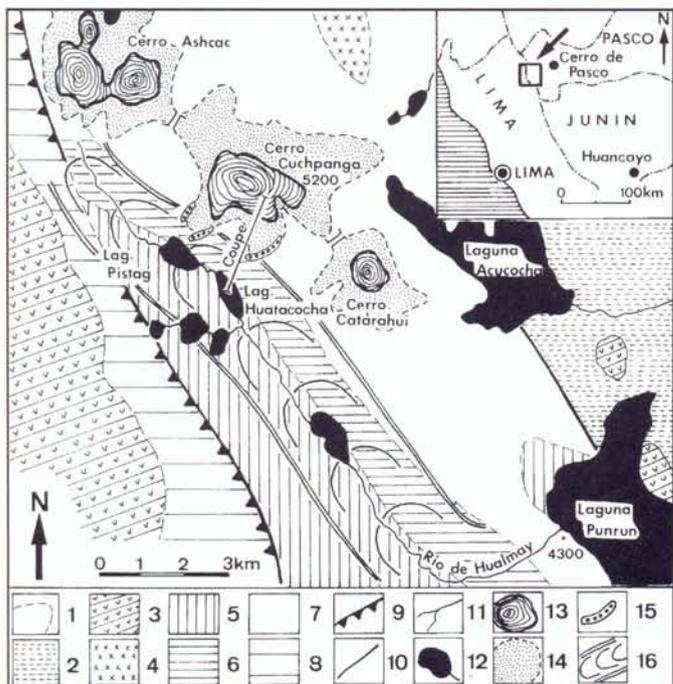
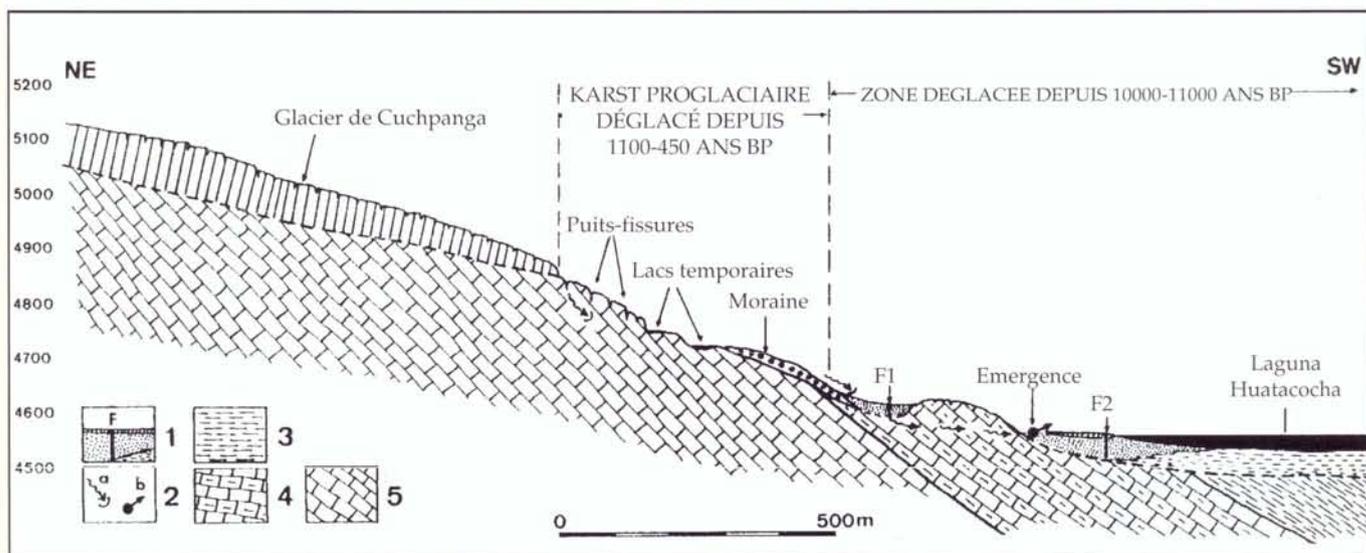


Figure 133 : Croquis morphologique du Cerro Cuchpanga montrant l'extension des karsts proglaciaires (en gris) déglacés depuis 1100-455 BP (Cordillère occid., départ. de Pasco) (d'après WRIGHT, 1984, pour l'évolution des glaciers). 1. Limite approximative d'affleurement. 2. fluvioglacière. 3. Volcanite Oligo-Miocène. 4. Granitoïde. 5. "Couches rouges" (Santonien-Oligocène inf.). 6. Calcaires et marnes de la formation Celendin (Santonien). 7. Calcaires de la formation de Jumasha (Albien sup.-Coniacien). 8. Calcaires et marnes (Albien à Santonian). 9. Chevauchement. 10. Fracture. 11. Cours d'eau. 12. Lac glaciaire. 13. Karst proglaciaire déglacé depuis 1100-455 BP. 14. Moraine historique. 15. Vallée glaciaire.

Figure 134 : Caractères du karst proglaciaire occidental du Cerro Cuchpanga (d'après les données de WRIGHT, 1984). 1. Dépôt fluvioglacière et tourbière (carottage F1, F2). 2. Perte, émergence. 3. "Couches rouges" (Santonien-Oligocène inf.). 4. Calcaires et marnes de la formation Celendin (Santonien). 5. Calcaires de la formation de Jumasha (Albien sup.-Coniacien).



L'aridité du climat et le rôle du vent, favorable à la sublimation, expliqueraient la maigreur des dépôts, les torrents glaciaires connaissant un fort déficit hydrologique. Cette hypothèse rejoint les conclusions formulées par VAN DER HAMMEN (1981) après l'analyse des sédiments de la Sabana de Bogota, en Colombie, qui attestent le caractère froid et sec du Wisconsinien récent ou Würm récent.

(photo 125), et au pied desquels se développe un modelé glacio-karstique. Cette karstification associée aux formes glaciaires n'est pas aussi évoluée que celle du Tuyujuto (partie II) et de la région N de Palcamayo (partie IV) en raison de la faible action mécanique des glaciers de piémont (dénivellations modestes).

A. MORPHOSTRUCTURE DES HAUTS PLATEAUX NORD DE MOROCOCHA

Cette zone appartient aux plateaux situés au SW de la ligne de faille du Mantaro. D'W en E, on distingue les grandes structures suivantes (fig. 136) :

- la ligne de chevauchement frontal à regard oriental de la cordillère occidentale, au niveau du col de Ticlio ;
- la grande cuvette synclinale de Chichecocho, large de 15 km, au N de Morocochoa ;
- le grand dôme anticlinal de Punabamba, large de 10 km, entre le rio Pucara et le rio Mantaro ;
- la ligne de faille du haut Mantaro chevauchante vers l'W.

III- LES GLACIO-KARSTS PEU EVOLUES DE LA REGION NORD DE MOROCOCHA

L'intérêt de cette région est de se situer au contact cordillère occidentale et hauts plateaux, quelques km au N des mines de Morocochoa. Affleurant entre 4600 et 5000 m, les calcaires crétaqués ont été libérés par les glaciers au cours du Würm. La surface monotone de la Puna est intrudée par des granodiorites qui forment des massifs résiduels, à l'exemple du Nevado Puypuy (alt. 5264 m)

Figure 135 :

Stratigraphie de la région N de Morococha (d'après les données de MEGARD, 1978).

Ia2. Diorite, granodiorite (plutons néogènes).

m1-3/2-1. Volcanite (Eocène terminal-Miocène inf., 40-17 Ma). C2-4/m1-2. "Couches rouges" : pélite, grès, conglomérat (Santonien-Oligocène).

C2/2-3. Formation de Celendin : calcaire et marne (Santonien). C2-1. Formation Pariatambo : calcaire bitumineux; formation Chulec : calcaire et marne (Albien moyen).

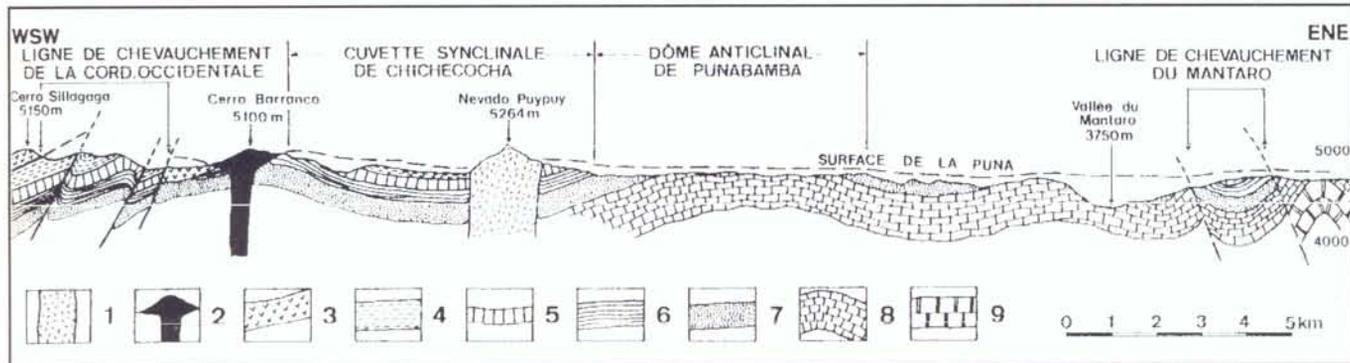
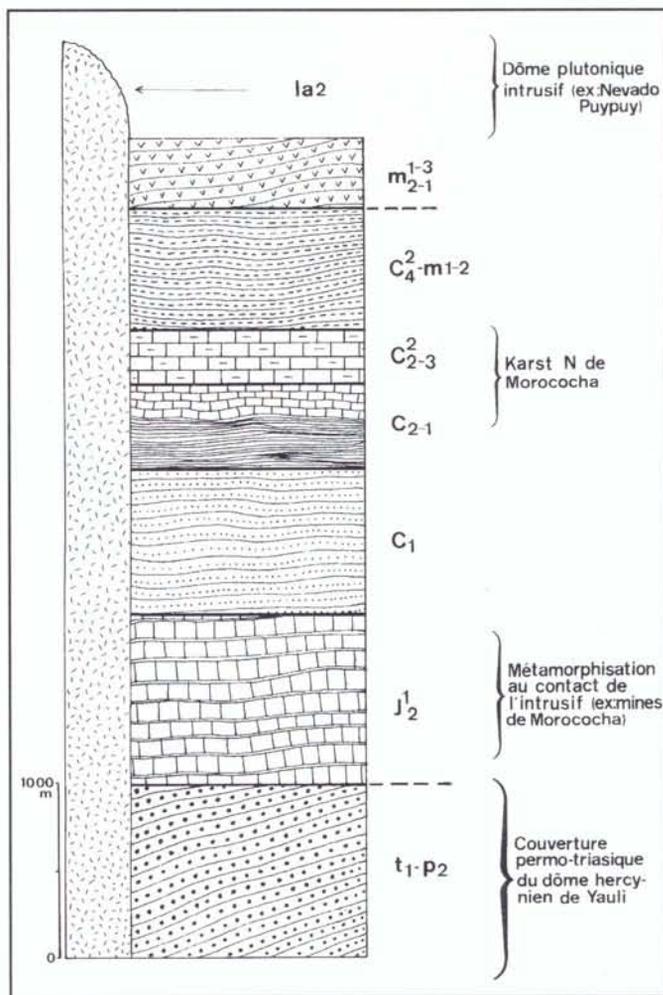
C1. Grès de la formation de Goyllarisquizza (Néocomien).

j1-2. Calcaire de la formation de Condorsinga (Lias sup.).

t1-p2. Grès, conglomérat et volcanite rouge du groupe Mitu (Permien sup.-Trias inf.).

Figure 136 :

Coupe géologique schématique à travers les hauts plateaux de la région N de Morococha (de la Cordillère occid. à la vallée du Mantaro). 1. Pluton Néogène (granodiorite). 2. dôme coulée andésitique, dacitique (Néogène tardif : 6,5-2,8 Ma). 3. Volcanite (Eocène terminal-Miocène inf. : 40-17 Ma). 4. "Couches rouges" (Santonien-Oligocène). 5. Calcaire, marne de la formation Celendin (Santonien). 6. Formations Pariatambo et Chulec : calcaire bitumineux, calcaire, marne (Albien moyen). 7. Grès de la formation de Goyllarisquizza (Néocomien). 8. Calcaire de la formation de Condorsinga (Lias sup.). 9. Calcaire, dolomie du groupe Pucara (Trias sup.-Lias).



Le secteur étudié se place sur la cuvette synclinale de Chichecocho et au niveau des plis chevauchants situés au contact de la cordillère occidentale. Les terrains observés vont du Paléozoïque (Mitu), rencontré seulement à l'E de Morococha et au S sur le dôme primaire de Yauli, jusqu'aux "Couches rouges", volcanites et granitoïdes tertiaires (fig. 135). Sur la cuvette synclinale de Chichecocho, la principale formation calcaire à l'affleurement est représentée par l'Albien supérieur-Santonien, dans lequel se développent les principales formes karstiques. Épais de 200 à 300 m, ces calcaires blancs sont disposés en bancs peu épais et présentent des intercalations marnées responsables de vires très visibles sur les corniches. Cette couche repose sur des calcaires et schistes bitumineux de l'Albien moyen (formation Pariatambo) épais de plus de 100 m, et des calcaires et marnes de l'Albien inférieur et moyen (formation Chulec).

On peut découvrir d'anciennes galeries d'exploitation des schistes bitumineux 3 km au NW de la Hacienda Pucara (fig. 137). Les pélites, grès et conglomérats rouges du Santonien-Oligocène (formation Capas Rojas ou "Couches rouges") occupent le cœur du synclinal de Chichecocho, en particulier au niveau de son extrémité méridionale qui forme le bassin de la Pampa Socopecan (fig. 136, 137) (photo 124). Ce synclinal est dominé par le Nevado Puyupuy, dôme plutonique de granodiorite, de 2 km de diamètre et de 600 m de haut, chapeauté par des névés permanents (photo 125). La mise en place de cette intrusion au Néogène ne s'est pas accompagnée, apparemment, de rebroussement de couches (fig. 139, 140). Au sud, le massif dioritique de Morococha, large de 5 km (fig. 137), a recoupé les calcaires secondaires et les "Couches rouges", engendrant une métamorphisation de contact avec formation de minéraux et

minerais tels que :

- silicates (amphibole, grenat, diopside, épidote...);
- minerais de plomb, de zinc, de cuivre.

Ces minéralisations abondantes, qui expliquent la présence des grandes mines de Morococha, sont localisées autour de l'intrusif en raison de la métamorphisation de contact et des phénomènes hydrothermaux remontant le long des calcaires et des diorites (PETERSEN, 1965, in MEGARD, 1978).

B. UN MODELE GLACIO-KARSTIQUE PEU PRONONCE

Au Quaternaire moyen et récent, les hauts plateaux n'ont pas été entièrement recouverts par les glaces et de nombreuses surfaces sont demeurées dans un contexte périglaciaire. Dans la zone N de Morococha, du fait de la haute altitude moyenne (4500-5000 m) et de la proximité du faite de la cordillère occidentale, l'influence glaciaire est nette. Aujourd'hui, de petits glaciers de cirque, de calotte et de paroi subsistent

sur les Nevados Puypuy (5268 m), Anticona (5250 m), Shahuac (5100 m) et Raujante (5400 m) (photo 123), sommets qui encadrent la zone karstique reconnue (fig. 137).

1. Des cirques glacio-karstiques en voie de formation

Le cirque glaciaire en fauteuil de Llacsacocha est situé 3,5 km au NNW du col de Ticlio (photo 123). De forme semi-circulaire (1 x 1,5 km), il s'est développé aux dépens d'un contact lithologique, entre les grès et pélites rouges des *Capas Rojas* et les calcaires de l'Albien supérieur-Santonien, ces derniers chevauchant à l'E les volcanites de l'Eocène terminal-Miocène inférieur (fig. 10). Le surcreusement du cirque, occupé actuellement par le lac de Llacsacocha (alt. 4850 m), est façonné dans la couche tendre gréso-schisteuse, non loin des calcaires sous-jacents. Le verrou-barre, entièrement constitué par les calcaires, est légèrement karstifié. Dans une phase ultérieure, on peut imaginer une capture souterraine des eaux après décapage des "Couches rouges" au fond du cirque.

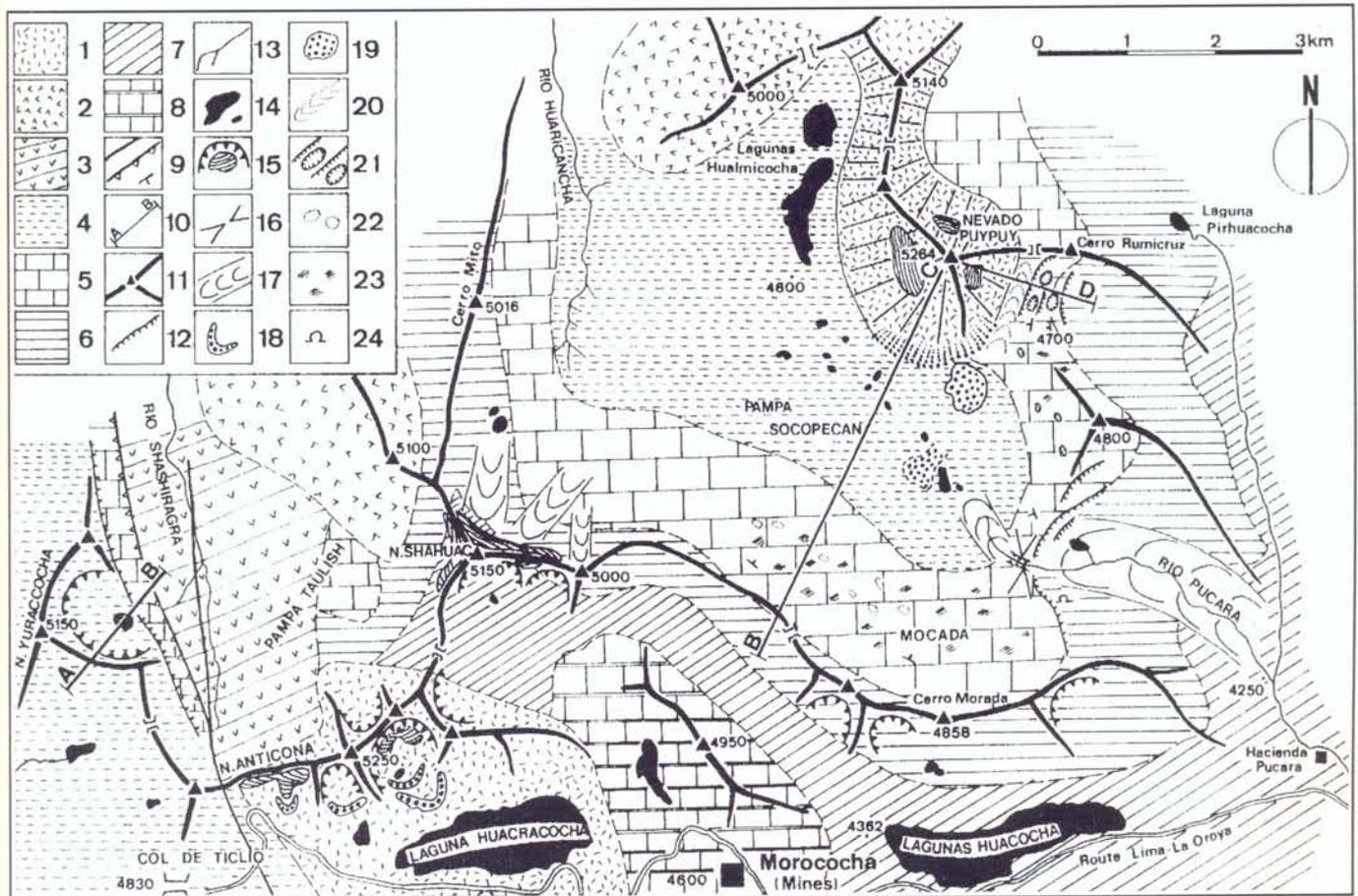


Figure 137 : Carte morphologique de la région N de Morococha (fond topographique : carte de Matucana, 1/100.000, Hoja 24-k) (levés personnels de terrain + géologie d'après MEGARD, 1978). 1. Diorite; granodiorite (pluton Néogène). 2. Volcanite (Miocène terminal-Pliocène : 6,5-2,8 Ma). 3. Volcanite (Eocène terminal à Miocène inf. : 40-17 Ma). 4. "Couches rouges" (Santonien à Oligocène). 5. Calcaire et marne de la formation Celendin (Santonien). 6. Calcaire bitumineux de la formation Pariatambo ; calcaire marneux et marne de la formation Chulec (Albien moyen). 7.

Grès de la formation de Goyllarisquiza (Néocomien). 8. Calcaire de la formation de Condorsinga (Lias sup.). 9. Faille, faille chevauchante, pendage. 10. Tracés des coupes (fig. 138, 139). 11. Sommet, ligne de crête. 12. Escarpement. 13. Cours d'eau. 14. Lac glaciaire, étang, tourbière. 15. Cirque avec glacier. 16. Verrou. 17. Vallée glaciaire. 18. Moraine historique. 19. Moraine Tardiglaciaire. 20. Vallée sèche. 21. Dépression glacio-karstique orthoclinale. 22. Dépression glacio-karstique peu marquée. 23. lapiés irréguliers et crypto-lapiés décapés. 24. Porche de cavité.



Photo 123 :

La Cordillère occidentale au N du col de Ticlio vue depuis le Nevado Anticona (5250 m) (fig. 137). Au premier plan, volcanites tertiaires. Au centre, cirque glacio-karstique de Yuracocha (flèche), barre de calcaire Santonien de la formation Celendin surmontée par les volcanites de l'Eocène terminal-Miocène inf. Au fond, le sommet englacé du Nevado Raujante (5450 m) Santonien.

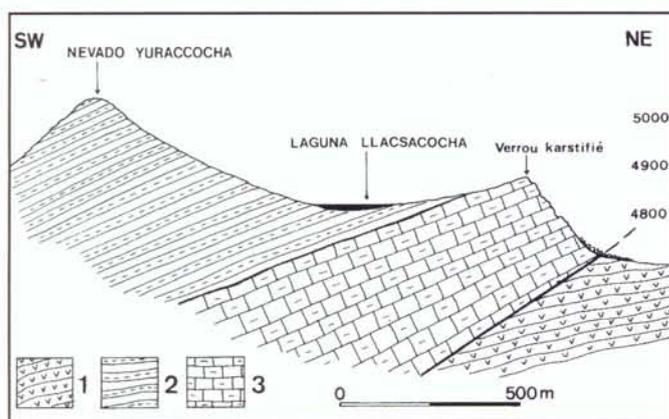


Figure 138 : Le cirque de Llacsacocha est un cirque glacio-karstique en voie de formation (tracé de la coupe AB sur fig. 137). 1. Volcanite (Eocène terminal-Miocène inf.). 2. "Couches rouges" (Santonien-Oligocène). 3. Calcaires (Albien sup.- Santonien).

Dans la zone centrale de la cordillère occidentale qui marque la ligne de partage des eaux, les reliefs structuraux sont d'une fraîcheur remarquable, comme l'a déjà souligné DOLLFUS (1965, p. 40). Des plis serrés en chevrons, armés par les calcaires crétacés, sont bien conservés. Localisée vers 5000 m, cette région culminante est peu ou pas karstifiée.

2. Le glacio-karst autour du Nevado Puypuy (photos 125, 126)

Ce secteur situé à l'extrême amont du rio Pucara, quelques km au N des mines de Morococha, s'étend au pied du dôme enneigé du Nevado Puypuy et au S de la cuvette de la Pampa Socopecan. Un glacio-karst original se développe presque au contact des diorites du Puypuy, vers 4700 m, sur le versant E (fig. 138 à 140). Les calcaires de l'Albien supérieur-Santonien, épais de 200-300 m, plonge à 15-18° sous le dôme-coulée en direction de la large cuvette synclinale de la Pampa Socopecan.

L'ancien glacier de cirque, autrefois adossé au Nevado Puypuy, a façonné un karst en larges banquettes. La première forme un vallon sec encombré d'éboulis et de moraines au contact de l'escarpement dioritique ; les deux suivantes sont surcreusées par des dépressions glacio-karstiques de type orthoclinal surcreusées entre le revers des couches et le front de cuesta précédent (fig. 140). Ces dolines allongées, de 200-300 m x 100 m environ, sont occupées par des laquets temporaires et des tourbières. Le creux ne dépasse pas 5 à 10 m de dénivellation.

La nature des calcaires en petits bancs et la présence de marnes expliquent le caractère imparfait de ce modelé. D'autres dépressions orthoclinales, de dimensions variées (\varnothing 40 à 100 m) ont été observées plus au S, sur l'ensemble de l'auréole calcaire (Albien supérieur-Santonien) qui ceinture la cuvette. Le flanc méridional de ce vaste synclinal est un karst en banquettes irrégulier, partiellement recouvert par la steppe d'Ichu. Des vallons glacio-karstiques en berceaux prennent naissance sur les croupes calcaires sommitales du Cerro Trigopallana, vers 4900-5100 m.

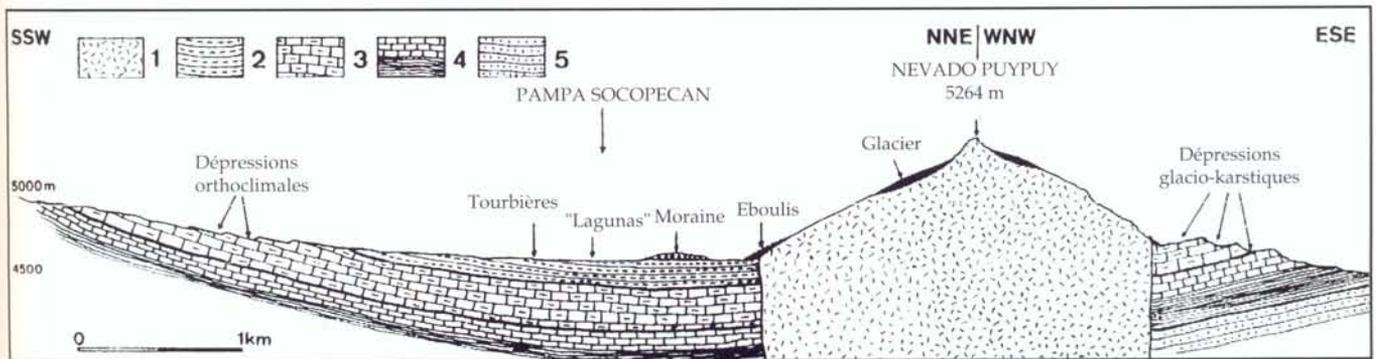
Le fond de la cuvette de Chichecocho au niveau de la Pampa Socopecan constitue un pseudo-poljé structural dont le plancher érodé est dans la formation étanche des *Capas Rojas*. Ce fond est remblayé en partie par des dépôts morainiques et de grandes tourbières. La bande calcaire est franchie au SSE par le rio Pucara embryonnaire à la hauteur d'un vallon glaciaire à peine recréusé en gorge sur le verrou-barre (fig. 137).

Les lapiés, peu développés, existent jusqu'à 4700-4900 m. Il s'agit de cannelures irrégulières et de cryptolapiés mis à nu par l'érosion des sols consécutive aux surpâturages (photo 126). De nombreux creux et fentes sont encore occupés par un sol minéral brut ou par des sols litho-calciques humifères. Quelques lapiés de diaclases (*Klufkarren*) ont été observés vers 4650 m.



Photo 124 : Le synclinal évasé de la Pampa Socopecan (alt. 4600 m). Au centre, "Couches rouges" du Santonien-Oligocène (tourbières). A droite, pluton néogène de granodiorite du Nevado Puypuy. Au fond, bordure SW karstifié du synclinal dans les calcaires crétacés.

Figure 139 : Coupe géologique au droit du pluton du Nevado Puypuy (tracé de la coupe BC sur fig. 137) et situation du modelé glacio-karstique. 1. granodiorite néogène (stock intrusif résiduel). 2. "Couches rouges" (Santonien-Oligocène). 3. Calcaire et marne (Albien sup.-Santonien). 4. Calcaire bitumineux, calcaire et marne (Albien moyen). 5. Grès de la formation de Goyllarisquizga (Néocomien).



3. Autres karsts de très haute altitude

DOLLFUS (1965, p. 39) signale l'existence d'un petit poljé localisé à 35 km au NW du col de Ticlio, près du col de la Viuda et du lac Colancaya. Installée vers 4400 m, cette dépression mesure 800 m x 400 m environ et se situe dans les calcaires de *Jumasha* (Albien supérieur-Coniacien). Au N, les lacs de Colancaya et de Latacocha (alt. 4650-4700 m) sont permanents et forment deux dépressions aux rebords accentués, élaborées également dans la formation de *Jumasha*. En saison des pluies, le plan

d'eau monte et corrode les bordures, d'où l'existence d'un aplatissement circulaire limité vers l'extérieur par un petit escarpement de corrosion. DOLLFUS (1965) pense que ces *lagunas* sur calcaire s'expliquent en raison de l'absence ou de la mauvaise circulation des eaux dans l'endokarst.

C. EVOLUTION RECENTE

1. Le rôle de la dernière glaciation

Les petits glaciers de cirque et de calotte du Nevado

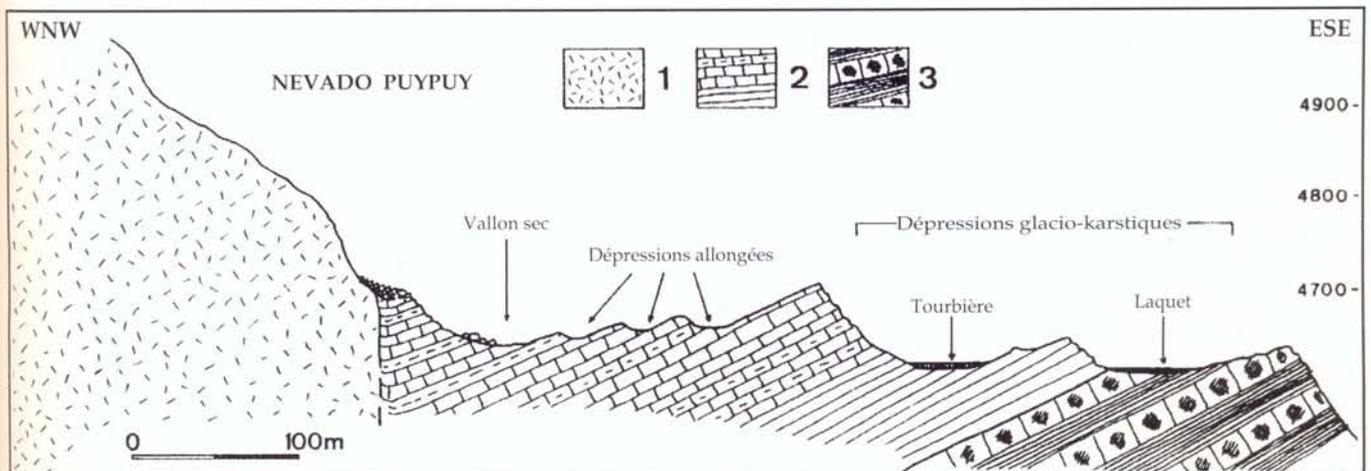


Figure 140 : Les dépressions glacio-karstiques orthoclinales du Cerro Rumicruz au pied du Nevado Puypuy vers 4700 m. 1. granodiorite Néogène. 2.

Calcaire en petits bancs et marne (Albien sup.-Santonien). 3. Calcaire bitumineux, calcaire et marne (Albien moyen).



Photo 125 :

Le glacio-karst du Cerro Rumicruz (alt. 4700-4800 m).

Premier plan, lapiés couverts (pelouses pâturées : steppe herbacée à Stipa Ichu).

Second plan, dolines glacio-karstiques orthoclinales (lacs, tourbières) dans les calcaires et marnes santoniens de la formation Celendin (fig. 140).

Au fond, le pluton granodioritique du Nevado Puyupuy (5264m).



Photo 126 :

Crypto-lapiés dans les calcaires santoniens de la formation Celendin.

Cerro Rumicruz, alt. 4800 m.

Décapage holocène des lithosols et sols humifères (brûlés et surpâturages) au niveau de la steppe à Stipa Ichu.

Anticona, au N du col de Ticlio, se situent entre 4900 et 5200 m. On estime donc la limite actuelle des neiges permanentes vers 5100 m en versant S. Depuis le siècle dernier, le recul de ces appareils glaciaires se manifeste par des arcs morainiques frais, localisés entre 4800 et 4900 m, juste au N de la Laguna Huacrachocha. La limite des neiges persistantes se situait vers 5000 m, soit 100 m plus bas qu'aujourd'hui

Les dépôts morainiques attribués au Quaternaire récent par DOLLFUS (1965) sont sans doute du Wisconsinien, comme le grand arc morainique situé vers 3800-3850 m dans la vallée du rio Yauli, à 10 km de La Oroya. A cette époque, les glaciers descendaient et formaient des glaciers de piémont dont la confluence au niveau Pucara-Yauli permettait à une langue de s'insinuer dans la vallée aval du Yauli.

Le relief glacio-karstique autour du Nevado Puyupuy ne résulte sans doute pas uniquement des actions de la dernière glaciation. Les grandes dépressions orthoclinales dégagées sur le revers des couches sont plus anciennes compte tenu de la faible activité mécanique de

ces glaciers de calotte ; à l'Holocène, elles ont évolué lentement en raison de la médiocrité de l'activité nivale et des précipitations modestes (750 à 850 mm/an).

2. Evolution karstique actuelle et données hydroclimatiques

Celle-ci est de type nivo-pluvial à nival entre 4500 et 4800 m. Les précipitations annuelles sont de 758 mm à Pachachaca (4000 m) et de 1024 mm environ à Morocochocha (4330 m). En prenant une hauteur moyenne de 800 à 1000 mm/an pour la tranche altitudinale considérée et des températures annuelles estimées à 3°C à 4500 m et à 0,84°C à 4800 m (gradient de 0,72°C/100 m), l'évapotranspiration réelle (ETR) calculée par la formule de Turc est de :

. 340 à 360 mm/an à 4500 m, soit un déficit moyen de 39,5 % ;

. 300 à 310 mm/an à 4800 m, soit un déficit moyen de 34 %.

La sublimation joue un rôle important au-dessus de

4800-5000 m. La tranche écoulee moyenne serait donc de :
 . 550 mm/an à 4500 m ;
 . 600 mm/an à 4800 m.

A titre de comparaison, à la station de Pachachaca (alt. 4000 m), la tranche écoulee est de l'ordre de 350 mm/an pour un déficit de 410 mm/an (54 %). En raison de l'absence de données hydrochimiques, il n'est pas possible de calculer la vitesse de dissolution. Toutefois, la faiblesse de l'activité biologique (carence en CO₂) et la médiocrité des précipitations suggèrent une dissolution spécifique probablement inférieure à 30m³/km²/an. D'après la formule de Pulina, celle-ci serait de 25 à 30 m³/km²/an (D = 5,2 ± 0,025 P avec P = précipitations annuelles).

Echantillons	Porosité (%)	densité apparente	densité absolue	CaCO ₃ (%)	SiO ₂ (%)
P1/R	13,57	2,23	2,58	9,5	79
P2/R	1,57	2,67	2,71	90	9

Tableau 23 : Caractères physico-chimiques de deux échantillons de roches du Trias sup.-Lias inf. du groupe de Pucara. P1/R : faciès sombre siliceux (- 200 m) ; P2/R : faciès clair (- 20 m). (analyses : Laboratoire de Géomorphologie de Caen, CNRS).

IV- LES GLACIO-KARSTS EVOLUES DE LA REGION NORD DE PALCAMAYO

Ces karsts se situent sur les plateaux NE, en bordure de la cordillère orientale, soit à mi-distance de Junin et de Tarma, dans le secteur N de San Pedro de Cajas et de Palcamayo. Ils sont drainés par le rio Shaca ou rio Palcamayo, affluent du rio Tarma. Limité au NE par les terrains paléozoïques et précambriens de la cordillère orientale et à l'W par les hautes surfaces de l'Altiplano calcaire de Junin, le massif de Palcamayo est l'un des plus remarquables hauts karsts des Andes péruviennes. Il renferme des cavités importantes dont la Sima de Milpo (- 402 m) — la plus profonde connue de la chaîne andine — et la Cueva de Huagapo.

De plus, l'éventail des formes glacio-karstiques est plus grand que sur le karst de Morococha. En effet, le relief diversifié est lié à la structure nettement plus plissée, à la puissance du complexe carbonaté triasico-liasique du groupe *Pucara* (fig. 141) qui affleure sur une tranche bio-climatique favorable (3600-4500 m) et à un réseau de vallées entaillées dans la surface tertiaire de la *Puna*. Durant les dernières phases glaciaires, les glaciers de vallées et de cirques ont eu une action notable, aussi bien en surface qu'en profondeur (drainage karstique développé), qui contraste avec l'activité plus modeste des anciens appareils de calotte des plateaux SW (Morococha) et du Mantaro.

A. MORPHOLOGIE GLACIAIRE ET KARSTIQUE (fig. 142)

En raison de sa situation en bordure de la cordillère orientale, la région N de Palcamayo a été soumise à l'érosion régressive des rivières descendant vers le piémont amazonien. La surface d'aplanissement des hauts plateaux (ou surface de la *Puna*), très reconnaissable entre le Mantaro et San Pedro de Cajas, est plus dégradée à l'E. Au cours du Plio-Quaternaire, les glaciers ont emprunté un réseau hydrographique dont le tracé remonte à la phase de soulèvement majeur du Miocène moyen-supérieur à Pliocène inférieur.

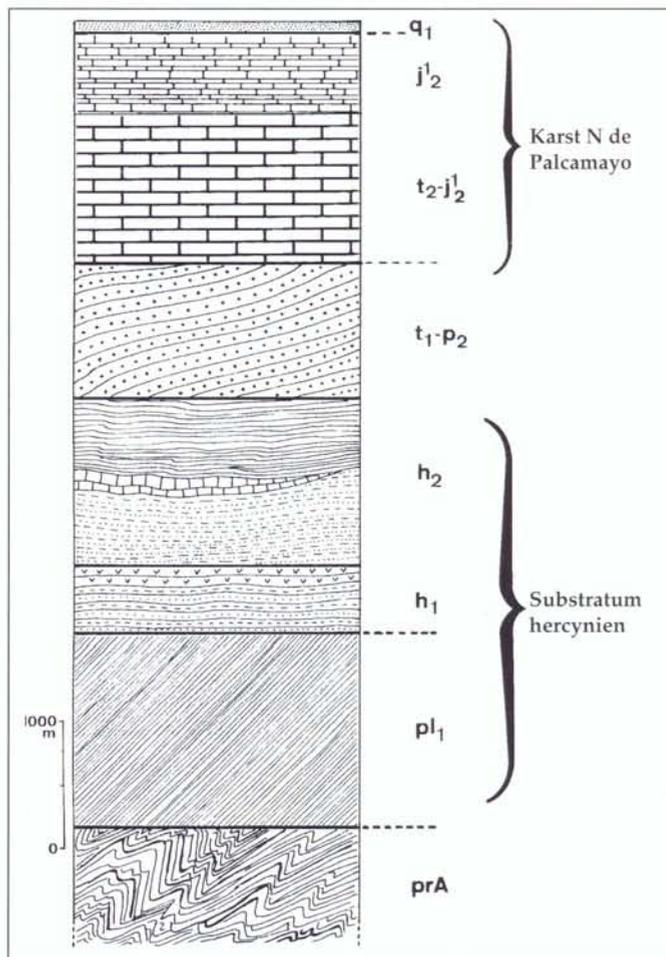


Figure 141 : Stratigraphie de la région N de Palcamayo (d'après les données de MEGARD, 1978).

- q1. Quaternaire ancien déformé.
- j1-2. Calcaire de la formation de Condorsinga (Lias sup.). t2-j1-2. Calcaire et dolomie du groupe de Pucara (Trias sup.-Lias inf.).
- t1-p2. Grès, conglomérat et volcanite rouge du groupe Mitu (Permien sup.-Trias inf.).
- h2. Grès, pélite et calcaire (Pennsylvanien).
- h1. Conglomérat, grès, pélite et volcanite (Mississipien).
- pl1. Grès et schiste (Ordovicien, Silurien, Dévonien).
- prA. Schiste vert, prasinite, gneiss et amphibolite (Précambrien).

Le recreusement glaciaire dans l'épaisse série calcaire de *Pucara* est donc à l'origine d'un modelé caractéristique où sont associées les formes glaciaires et karstiques, le drainage souterrain favorisant le développement des grandes dépressions glacio-karstiques, semblables à celles des karsts haut-alpins s.s.

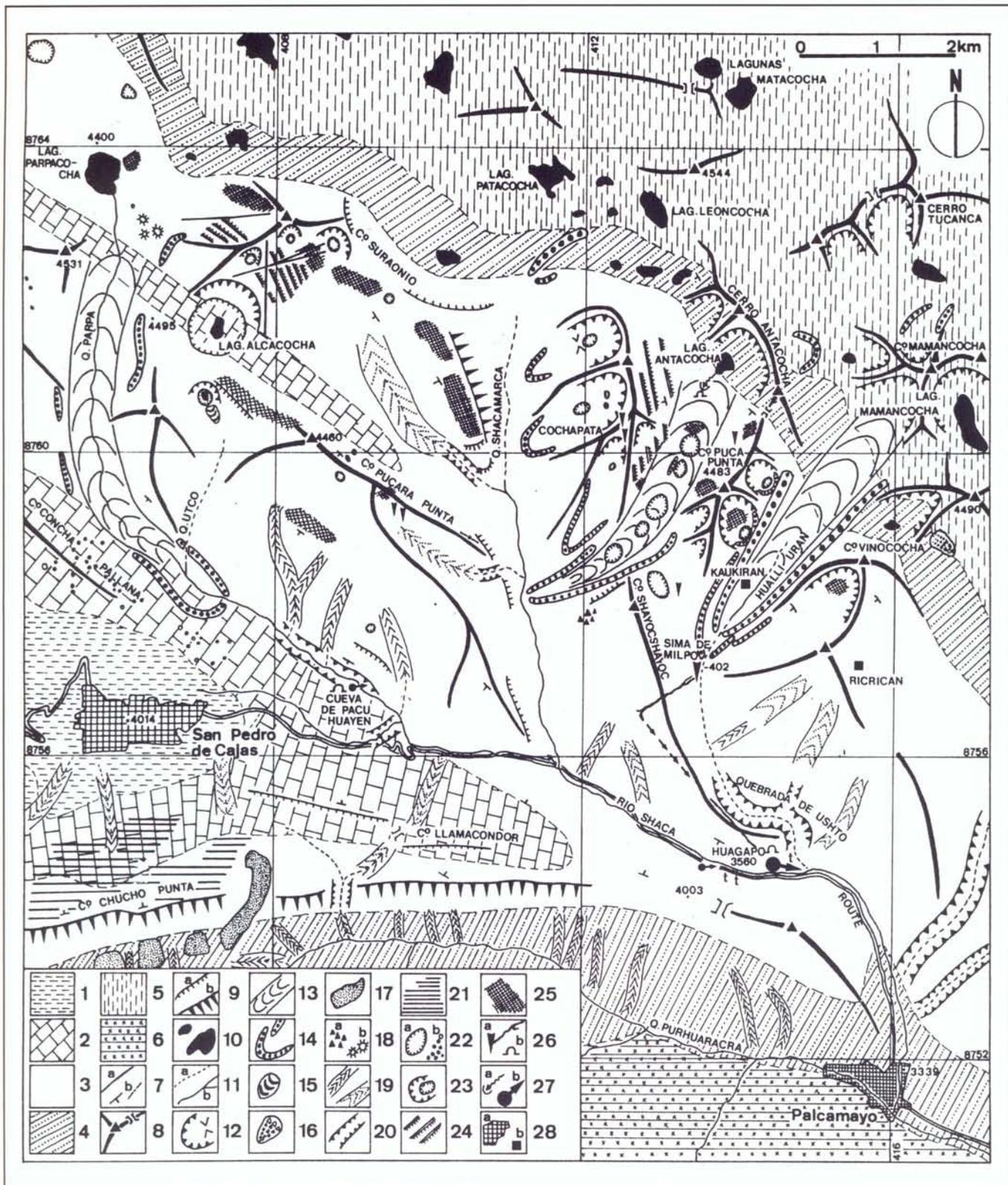


Figure 142 : Carte géomorphologique de la région N de Palcamayo (fond topographique : carte de Tarma, 1/100 000, Hoja 23-1) (d'après levés personnels de terrain, photos aériennes et données géologiques de MEGARD, 1978). 1. Quaternaire ancien du bassin de San Pedro de Cajas. 2. Calcaire de la formation de Condorsinga (Lias sup.). 3. Calcaire et dolomie du groupe de Pucara (Trias sup.-Lias inf.). 4. Grès, conglomérat et volcanite rouge du groupe Mitu (Permien sup.-Trias inf.). 5. Grès, pélite, calcaire (Pennsylvanien). 6. Précambrien. 7. Faille, pendage. 8. Sommet, crête, col. 9. Escarpement mineur-moyen, escarpement majeur. 10. Lac glaciaire. 11. Ecoulement pérenne, temporaire. 12. Cirque glaciaire, ver-

rou. 13. Vallée glaciaire. 14. Arc morainique, moraine (Wisconsinien). 15. Glacier rocheux. 16. Eroulement. 17. Formation détritique non datée. 18. a, relief dolomitique ruiniforme. b, butte calcaire résiduelle. 19. a, ravin à écoulement temporaire. b, vallon sec. 20. Canyon proglaciaire ("quebrada"). 21. Surface d'aplanissement de la Puna (éléments dégradés au S du bassin de San Pedro de Cajas). 22. a, dépression glacio-karstique. b, entonnoirs, champs de dépressions. 23. Cirque-doline. 24. Karst en banquettes. 25. lapiés de diaclases. 26. a, gouffre (tracé souterrain). b, grotte (tracé souterrain). 27. a, perte. b, émergence. 28. a, agglomération. b, hameau d'altitude.

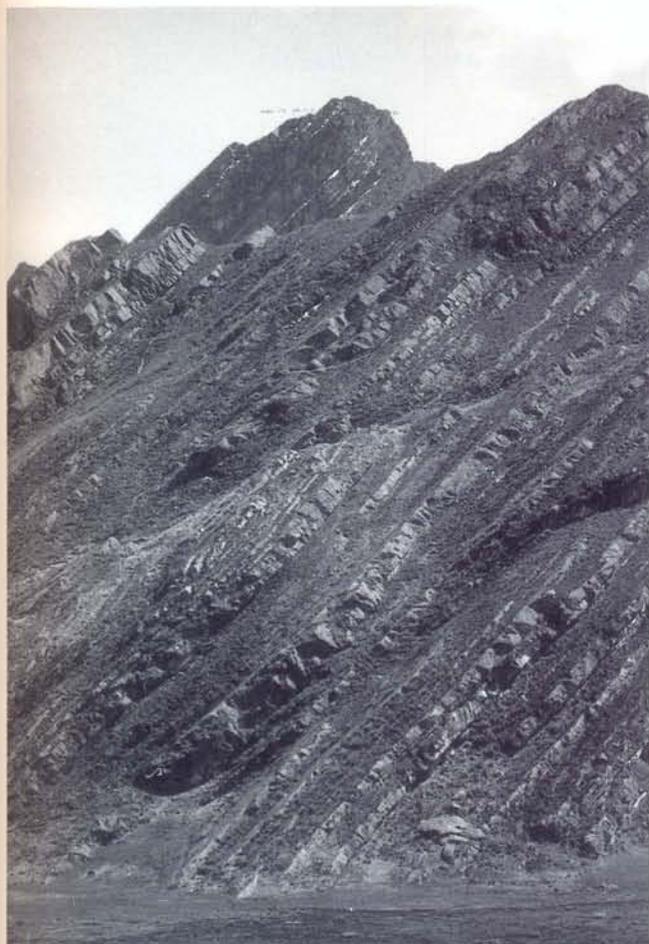


Photo 127 : Le Permo-Trias rouge du groupe Mitu (grès, conglomérats, volcanites) dans la région nord de Palcamayo, en bordure de la cordillère orientale (Cerro Antacocha, cirque du lac Antacocha, alt. 4500 m) (situation fig. 142).

1. L'extension des glaciers durant la dernière glaciation

La cartographie des moraines a été réalisée sur le terrain et à partir des photographies aériennes de l'Instituto Geografico Militar (année 1962 : séries 16 897-16 900, 18 813-18 816, 25 381-25 385 ; échelle 1/50 000). Deux types de moraines ont été observés : les vallums de cirque et les vallums de vallée. Les moraines frontales des anciens glaciers de vallée, les plus basses en altitude (3900-4000 m), sont constituées d'éléments calcaires et volcaniques ; elles n'ont pas la fraîcheur et le développement modeste des moraines tardiglaciaires habituellement connues dans les Andes centrales.

Le Wisconsinien ancien ou Würm ancien (stade isotopique 4) a été plus actif que le Wisconsinien récent (stade isotopique 2), comme l'attestent les observations de DOLLFUS (1965) au Pérou et les travaux de VAN

DER HAMMEN (1981) dans la Sabana de Bogota en Bolivie (§ V.B.4.). Des arguments morphoclimatiques appuient cette chronologie. En effet, au Wisconsinien ancien, les glaciers de vallée prenaient naissance dans les cirques façonnés dans les terrains paléozoïques et s'allongeaient au S sur 5 à 8 km de long, en grande partie sur les calcaires de *Pucura*. Situées respectivement à 3980, 3900 et 4020 m, les trois importantes moraines connues forment plusieurs bourrelets rapprochés ; d'après la méthode d'Höfer, la limite des neiges permanentes calculée se situait vers 4235 m (tableau 24). L'existence de cordons morainiques latéraux permet d'estimer l'épaisseur de ces glaciers à 150-200 m pour celui de Hualli Uran (en amont du gouffre de la Sima de Milpo), à 150 m pour celui d'Antacocha et à 200-250 m pour celui de Parpa à l'W. Il s'agissait de glaciers de vallée de taille moyenne, identiques à ceux que l'on observe aujourd'hui dans la Cordillera Blanca, dans le département d'Ancash.

Au Wisconsinien récent, la glaciation s'est limitée aux cirques supérieurs (tableau 25). Ainsi, les vallums attribués à cette phase sont des moraines de cirques, plus petites et plus fraîches que les grandes moraines frontales de vallée. Par exemple, dans les cirques glacio-karstiques orientaux du Puca Punta (fig. 142, au centre E de la carte), les vallums situés vers 4310-4330 m buttent sur l'ancienne moraine latérale (Wisconsinien ancien) de la vallée de Hualli Uran, les glaciers n'ayant pas débordés les cirques. Pour les cirques W de Puculpuman, Cochapata et Acrocancha, dans la vallée de Shacamarca, les arcs morainiques se situent plus bas, vers 4100-4200 m, en raison de l'exposition plus favorable. Au Wisconsinien récent, la limite des neiges permanentes se plaçait vers 4360 m (4325 m en versant W et 4390 m en versant E), soit 125 m plus haut qu'au Wisconsinien ancien (4325 m) (tableau 25). Cette différence est peut-être due au climat plus humide du Wisconsinien ancien, caractère reconnu par VAN DER HAMMEN (1981) dans la Sabana de Bogota, mais à une latitude différente (4 à 5° de lat. N).

2. Le modelé glacio-karstique

Celui-ci est bien développé, en particulier dans la haute vallée d'Antacocha qui est creusée aux dépens d'une gouttière synclinale à pendage axial SSW à SW. La partie amont est constituée par le cirque d'Antacocha façonné dans les grès et volcanites permotriassiques de *Mitu* (photo 127). Le lac glaciaire d'Antacocha (4260 m), large de 200 m, se situe au contact des calcaires du Trias supérieur-Lias inférieur et le trop-plein se déverse au bout de 300 m dans une grotte-perle (photo 128). En aval du premier verrou

Vallées	Orientation	Altitude du vallum (m)	Altitude moy. des crêtes (m)	Longueur du glacier (km)	Limite des neiges permanentes (m)
Q. Parpa	S	3980	4520	8	4245
Antacocha	SW	3900	4500	5	4200
Hualli Uran	SW	4020	4500	4,8	4260

Tableau 24 : Orientation et topométrie des glaciers de vallées attribués au Wisconsinien ancien (Würm ancien) dans la région N de Palcamayo (calcul de la limite des neiges permanentes par la méthode d'Höfer).

Cirques	Orientation	Altitude du vallum (m)	Altitude moy. des crêtes (m)	Longueur du glacier (km)	Limite des neiges permanentes (m)
Puculpuman	W	4200	4510	1,2	4355
Cochapata	W	4130	4520	1,4	4325
Acrocancha	SW	4090	4500	1,6	4295
Puca Punta 1	E	4450	4320	0,4	4385
Puca Punta 2	E	4480	4310	0,5	4395

Tableau 25 :

Orientation et topométrie des glaciers de cirques attribués au Wisconsinien récent (Würm récent) dans la région N de Palcamayo (calcul de la limite des neiges permanentes par la méthode d'Höfer).

lapiazé, soit à 1200 m au SSW du lac, on rencontre la première mégadoline glacio-karstique, cuvette de 300 m de diamètre et de 20 à 30 m de profondeur occupée par la pelouse. Plusieurs autres dépressions similaires ont été observées plus bas (fig. 143, 144 A) (photo 129).

Un karst en banquettes apparaît entre 4100 et 4200 m en rive droite de la vallée d'Antacocha (photo 129). Le glacier a élargi des dépressions orthoclinales, aujourd'hui feutrées par un mince colmatage morainique et pédologique, et séparées par des têtes de couches lapiézées (fig. 144 B).

Juste au NW de la vallée d'Antacocha, se situent les cirques glacio-karstiques de Puculpuman et de Cochapata dont les fonds sont sureusés par des dépressions, occupées aujourd'hui par des bergeries (photo 130). 4 km à l'W, le lac d'Alcacochoa, nappe permanente de 500 x 200 m, subsiste au fond d'une mégadoline glacio-karstique de 1,5 km de diamètre creusée dans les calcaires du Lias supérieur de la formation *Condorsinga* (fig. 142). L'étanchéité du plancher est assurée par l'abondance des sédiments fluvio-glaciaires et la nature de la roche (intercalations marneuses). De grandes cuvettes glacio-karstiques, de 300 à 500 m de large, sont signalées au N et au NW du lac Parpacocha, sur la carte topographique à 1/100 000 de Junin (fig. 142).

Le modelé nivo-karstique est peu marqué en raison de l'altitude. Les puits à neige sont absents, mais il existe quelques avens très dispersés, sans néviers, donnant accès à des amorces de réseau souterrain.

D'un développement inégal, les lapiés n'atteignent jamais l'ampleur des formes de ruissellement des karsts haut-alpins humides. Les types représentés sont surtout

des lapiés de diaclases (*Kluftkarren*) et de fines cannelures liées aux pluies (*Rillenkarren*) qui reprennent d'anciens lapiés couverts décapés par l'érosion anthropique des sols (photo 131). On observe aussi de petits lapiés en épines ; en revanche, les rigoles (*Rinnenkarren*) sont rares.

3. Dégradation de la surface d'aplanissement de la Puna dans la zone de San Pedro de Cajas-Palcamayo (fig. 142)

Elaborée au Tertiaire, de l'Oligocène au Pliocène, la surface de la Puna passe au niveau des croupes arrondies et des interfluves massifs situés au N et au NE de San Pedro de Cajas (ex : Cerro Pucara Punta). A l'W, elle passe à la surface monotone du Mantaro. Le modelé glaciaire et glacio-karstique, d'âge Plio-Quaternaire, s'est donc inscrit dans un réseau de vallées dont la phase initiale de creusement remonte à la sur-rection mio-pliocène (phase quechua).

Au Pléistocène inférieur, le bassin de San Pedro de Cajas avait sensiblement atteint sa morphologie actuelle. Celui-ci est logé dans une inflexion synclinale où affleurent les calcaires du Lias supérieur de la formation *Condorsinga* (sommet de la série carbonatée du groupe de *Pucara*) (photo 132). Sur les bordures W et SW, les couches sont tranchées à l'horizontal par la surface d'aplanissement ; plus basse, la bordure NE est percée par des champs d'entonnoirs. Comme plusieurs bassins des hauts plateaux, celui de San Pedro de Cajas a servi de réceptacle pour des accumulations détritiques de

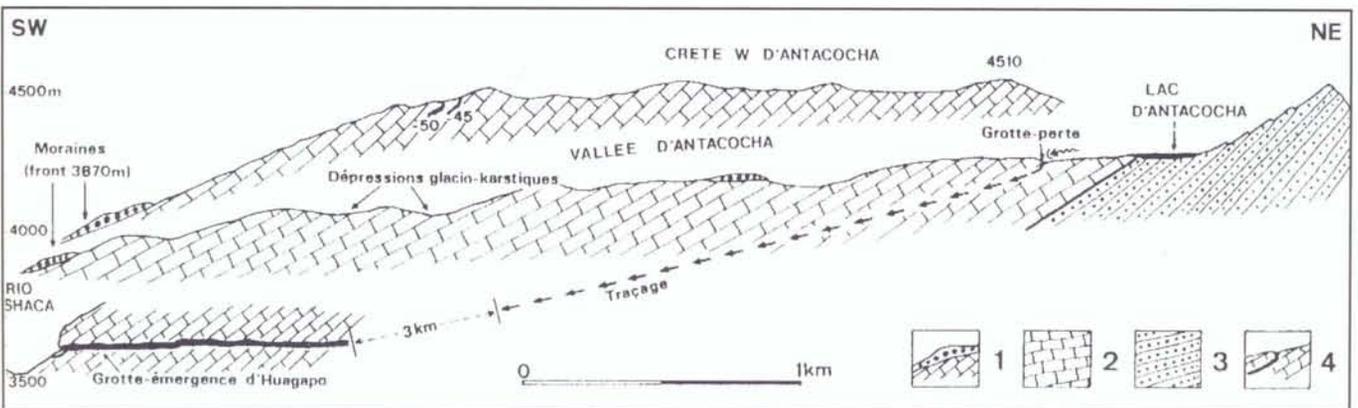


Figure 143 : Profil en long de la vallée glacio-karstique d'Antacocha et relation hydrogéologique avec l'émergence d'Huagapo (tracé de "l'Imperial College Club" de Londres). 1. Moraine (Wisconsinien). 2. Calcaire et dolomie du groupe de Pucara (Trias sup.-Lias inf.). 3. Molasse et volcanite rouges du groupe Mitu (Permien sup.-Trias inf.). 4. Réseau souterrain connu.



Photo 128 :

Le lac glaciaire d'Antacocha (alt. 4260 m) se situe dans les roches imperméables du groupe Mitu (à gauche). Les eaux du déversoir sont absorbées au bout de 300 m dans les calcaires triasico-liasiques du groupe Pucara. Au fond, le contact entre Mitu et Pucara.



Photo 129 :

La vallée glacio-karstique d'Antacocha en aval du lac du même nom. Premier plan, dépressions et steppe à *Stipa Ichu* pâturée par les troupeaux de moutons, de lamas et d'alpagas. Second plan, karst en banquettes dans les calcaires et dolomies de Pucara (Trias sup.-Lias inf.). Plusieurs gouffres s'ouvrent sur la crête à gauche (Concha Loma/- 56 m, Mata Patla/- 47 m, cf. tableau 30).



Photo 130 :

Cuvette glacio-karstique large de 300 m dans la partie inférieure de la vallée d'Antacocha (alt. 4000 m). Noter les vastes enclos de pierres sèches pour le bétail et les abris circulaires typiques inspirés de la tradition pastorale des communautés pré-incasiques (chefferie des Chunku).

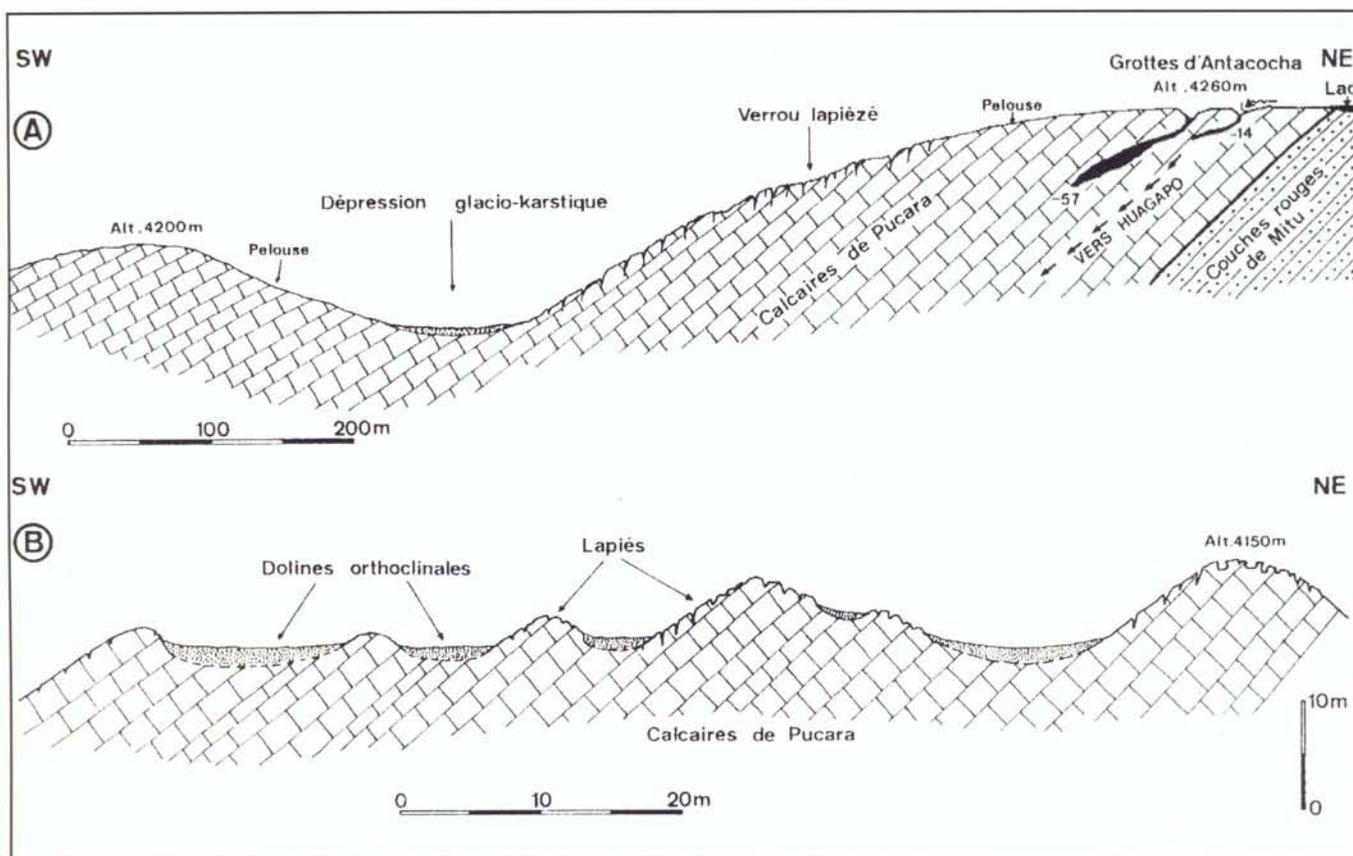


Figure 144 : A. mégadoline glacio-karstique située en aval du verrou lapiézé supérieur de la haute vallée d'Antacocha. B. Karst en banquettes à têtes de bancs lapiézées et dolines orthoclinales.



Photo 131 :

Lapiés de diaclases dégagés de la pelouse et Rillenkarrén postérieurs dans la haute vallée d'Antacocha, alt. 4350 m.

type fluvio-lacustre, sans doute en liaison avec les glaciations plio-quaternaires. MEGARD (1978, p. 244) indique que les sédiments du Quaternaire ancien de San Pedro de Cajas sont déformés par la néotectonique, à l'instar de la formation de Jauja dans le bassin de Huancayo.

Actuellement, la large cuvette de San Pedro de Cajas est suspendue de 250 à 300 m au-dessus de la val-

lée du rio Shaca. Le drainage souterrain qui a dû perdurer pendant une grande partie du Quaternaire l'a immunisé par rapport aux vallées. Ce n'est qu'au Pléistocène moyen et supérieur qu'un cours d'eau modeste a creusé une petite gorge de réajustement, encore en voie de formation (cascades, tufs).

Une partie des eaux souterraines est probablement drainée par la grotte-émergence de Pacu Huayen



Photo 132 :

Le bassin de San Pedro de Cajas (alt. 4014 m) est perché de 300 m au-dessus de la vallée du rio Shaca (fig. 142). Premier plan, village de San Pedro et terrains fluvio-lacustres du Pléistocène inférieur. Second plan, le massif glacio-karstique au N de Huagapo.

localisée à 3800 m d'altitude, en rive droite du rio Shaca (fig. 142 et annexe I).

B. CARACTERES DE L'ENDOKARST

La région N de Palcamayo est la plus riche en cavités des hauts plateaux, avec deux réseaux hypogés atteignant près de 2 km de développement chacun : la Cueva de Huagapo (1900 m) et la Sima de Milpo (2141 m). Cette karstification profonde s'explique par la présence des calcaires massifs et épais du groupe triasico-lia-sique de *Pucara* et par un potentiel hydraulique de l'ordre de 500 à 1000 m dû aux vallées surcreusées par les glaciers et leurs émissaires au cours du Plio-Quaternaire.

Sur les hauts plateaux sub-horizontaux de Junin et du Mantaro, l'absence de cavités importantes est liée à un gradient hydraulique insuffisant et à l'existence d'une série carbonatée du Crétacé composée de calcaires marneux et de calcaires bitumineux (à l'exception des calcaires de *Jumasha*). Si les émergences situées dans les vallées principales (rio Mantaro, rio Yauli), caractérisées par des tufs de cascades, drainent des secteurs de l'Altiplano perchés plusieurs centaines de mètres plus haut, en revanche aucun accès à l'endokarst n'a été découvert en raison de l'impureté des calcaires et/ou de l'intense gélifraction qui désagrège la roche grâce aux nombreux cycles gel-dégel (FRANCOU, 1986 et 1988).

1. Les types de cavités

A la suite des expéditions spéléologiques (annexe I), on est en mesure de dresser un portrait de la karstification profonde. Trois types de cavités ont été explorés :

- **les avens secs** ne renferment ni glaciers, ni néviers ; ils sont localisés entre 4200 et 4500 m, de préférence sur les interfluves, là où la décompression affectant les couches

est la plus sensible, mais leur densité demeure faible (<1/km²). Le plus profond est la Sima Maximo (- 65 m), située à 4415 m, à 800 m à l'WSW du Cerro Vinococha (secteur N du village de Ricrican) ; un effondrement de surface donne accès à un puits de 6 m et un puits de 59 m. L'aven le plus élevé est la Sima Jurac Chaga (alt. 4520 m) située dans le même secteur. Tous ces gouffres sont colmatés entre - 20 et - 65 m par des blocs et des éboulis (annexe I : tableau 30).

- **les pertes pénétrables** sont illustrées par deux exemples différents. La grotte-perte d'Antacocha constitue l'exutoire de la Laguna Antacocha. Ce lac d'origine glaciaire est installé dans une dépression creusée dans les molasses et volcanites rouges du groupe *Mitu* (Permien supérieur-Trias inférieur), à proximité des calcaires de *Pucara* (fig. 144 A). En fait, il existe deux cavités : une grotte supérieure active longue de 107 m et une grotte inférieure sèche (ancienne perte) longue de 126 m. Au cours des stades de retrait du Wisconsinien, ces cavités devaient fonctionner au maximum, engouffrant le torrent proglaciaire du cirque d'Antacocha.

La Sima de Milpo, explorée jusqu'à 402 m de profondeur, s'ouvre à 3992 m d'altitude au fond de la vallée d'Hualli Uran et sert de perte au ruisseau temporaire (photo 133). Le gouffre est creusé dans le sens du pendage par un conduit unique, entrecoupé de ressauts de 5 à 10 m de haut (fig. 146 et annexe I). Durant le Wisconsinien, la perte absorbait des volumes d'eaux et de sédiments en grande quantité.

- **les grottes-émergences** sont représentées par celles de Huagapo et de Pacu Huayen (annexe I). La Cueva de Huagapo constitue l'exutoire d'un système souterrain important dont les pertes d'Antacocha et de la Sima de Milpo sont des regards. Le porche d'entrée donne accès à un drain majeur haut de 20 à 25 m emprunté par un ruisseau abondant de 200 l/s en étiage (fig. 145 et photo 137).

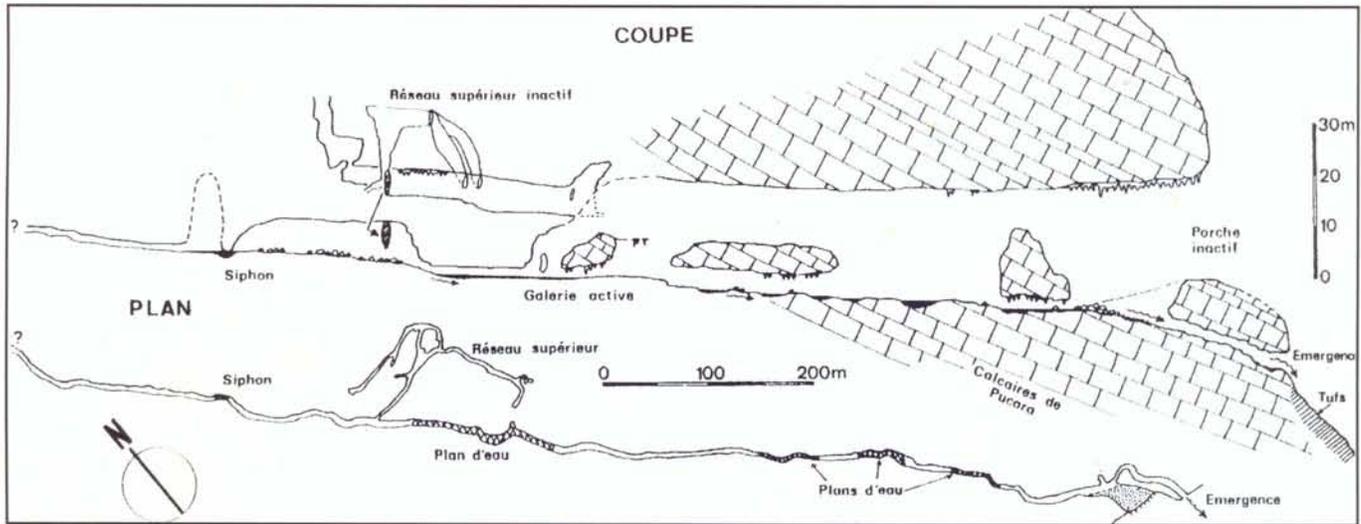


Figure 145 :

Coupe et plan de la grotte-émergence d'Huagapo (topographie : Imperial College Club of London, 1972). Elle draine la Sima de Milpo (fig. 146) et le karst d'Antacocha (fig. 143).



Photo 133 :

Vallée moyenne du Hualli Uran en amont du canyon (quebrada) de Ushto (photo 139). La flèche indique la perte temporaire de la Sima de Milpo situé dans le talweg (3992 m) 300 m en aval de la moraine frontale du Wisconsinien (fig. 142). A gauche, le Cerro Shayocshayoc dans les calcaires de Pucara ; à droite, anciennes terrasses de cultures.

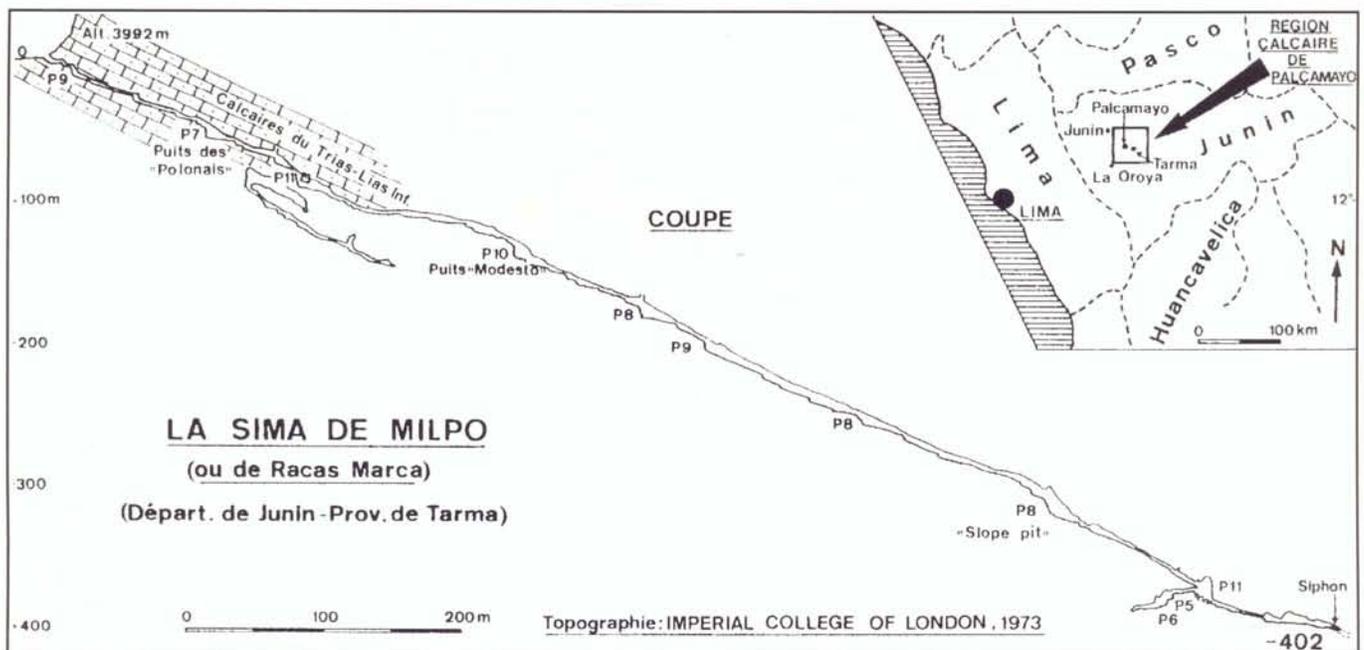


Figure 146 : Coupe de la Sima de Milpo. La cavité se développe dans le sens du pendage dans les calcaires triasiques de Pucara (présence de niveaux gréseux riches en quartz, échant. P1/R, tableau 23).



Figure 147 : Colmatage conglomératique dans la Sima de Milpo, entre - 200 et - 300 m (d'après photo). NB : La plupart des galets sont formés par des roches exogènes (grès et volcanite de Mitu du Permo-Trias) empruntées aux moraines.

2. Genèse des cavités

La Sima de Milpo (un des amonts du système) et la Cueva de Huagapo (aval et exutoire du système) présentent des remplissages et une morphologie qui renseignent non seulement sur l'évolution du réseau, mais aussi sur la paléoclimatologie régionale, notamment au Quaternaire moyen et récent.

a. Les remplissages de la Sima de Milpo

Compte tenu de sa position en fond de vallée, la Sima de Milpo a servi de piège à de nombreux sédiments détritiques transportés surtout par les torrents glaciaires. Comme les interglaciaires sont des périodes favorables aux concrétionnements souterrains, l'inventaire des dépôts hypogés permet de mettre en évidence au moins les cycles climatiques les plus récents. On observe plusieurs familles de remplissages (fig. 148) :

- les **conglomérats** importants sont visibles entre - 200 et - 300 m. Ceux-ci peuvent atteindre plusieurs mètres d'épaisseur et boucher presque entièrement la galerie (fig. 147). Les galets mesurent 2 à 20 cm de diamètre ; il s'agit en majorité d'éléments exogènes, surtout volcanique (Mitu),

provenant de l'ancien torrent glaciaire. Ces galets ont été fortement consolidés par la calcite, puis en partie érodés ultérieurement par l'érosion torrentielle, d'où l'existence de planchers conglomératiques suspendus.

- les **concrétionnements usés**, sous forme de stalagmites, de piliers et de planchers, ont été observés en divers secteurs du gouffre. Ces formations présentent des traces d'érosion et de corrosion à l'image des coulées stalagmitiques sur conglomérats qui ont été recoupées par l'action mécanique et chimique de l'ancienne rivière souterraine. Stalagmites et ciment calcitique des conglomérats sont contemporains et correspondent à une ou plusieurs phases de réchauffement majeur.

- les **dépôts détritiques fins** sont fréquents dans les conduits inactifs. Deux échantillons ont été prélevés et analysés (laboratoire de Géomorphologie de Caen). Récolté vers - 100 m dans une conduite forcée inactive, l'échantillon P3/S est un remplissage peu carbonaté (1,4 % de CaCO_3), à granulométrie sablo-limoneuse (56 % de sables et 41 % de limons, médiane = 65 μm) (fig. 149). La minéralogie des argiles indique 30 % de kaolinite, 35 % de vermiculite et 35 % d'argiles micacées. L'échantillon P2/S a été récolté sur la paroi, avant le siphon terminal, vers - 400 m. Cet enduit, à caractère limoneux (59 % de limons et 38 % de sables fins, médiane = 30 μm) est également peu carbonaté

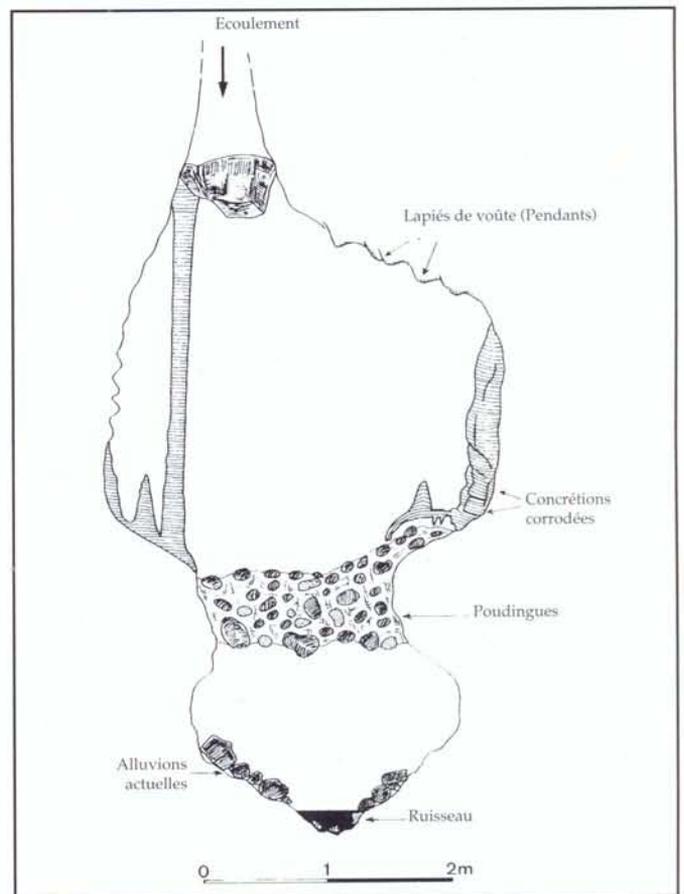


Figure 148 : Coupe de synthèse du conduit principal de la Sima de Milpo vers - 250 m. Le plancher érodé et suspendu de poudingue est attribué à une phase glaciaire antérieure au Wisconsinien (Illinoien probable).

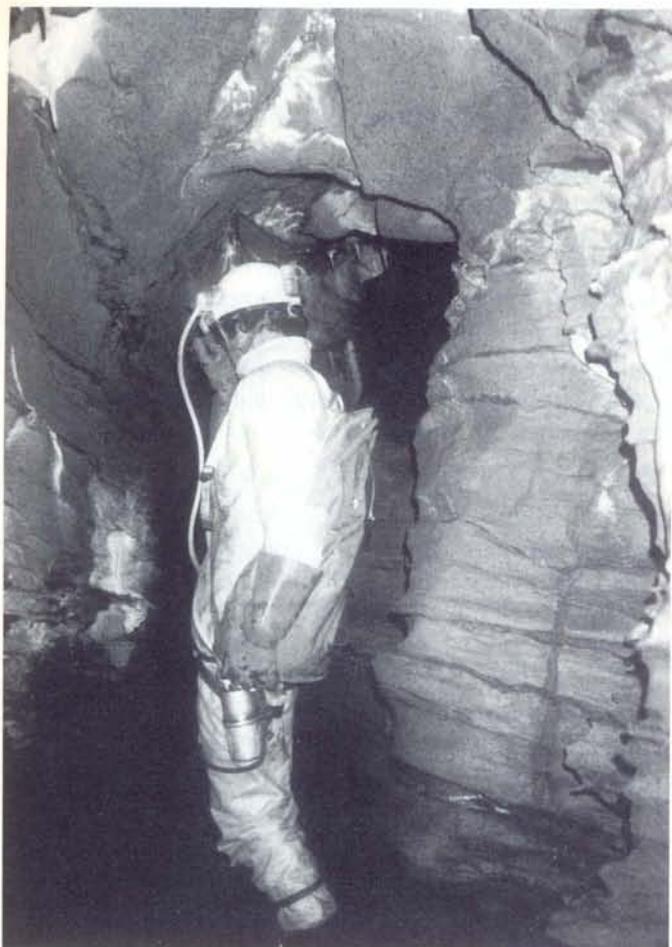


Photo 134



Photo 135

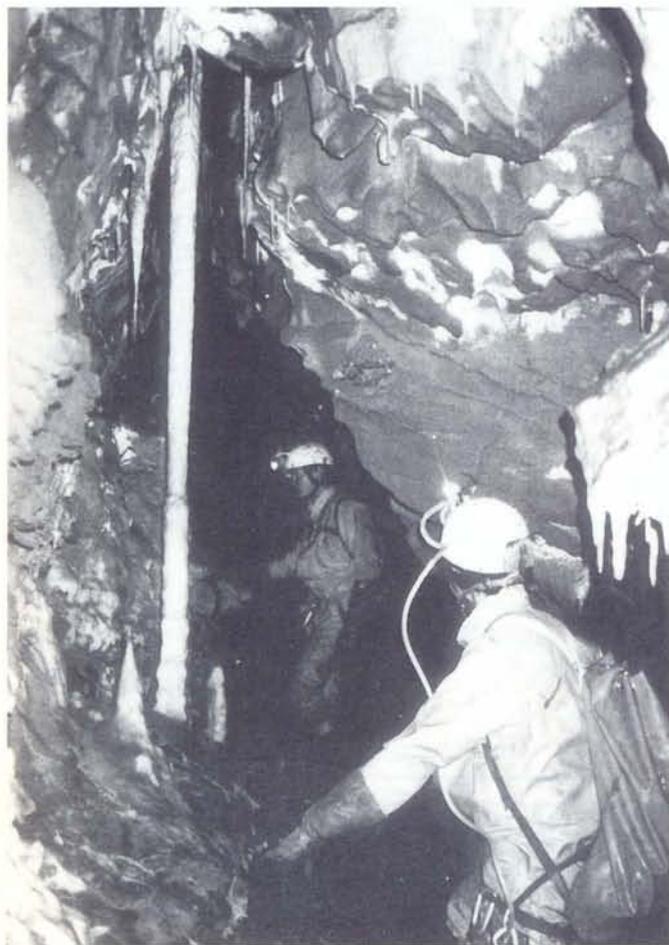


Photo 136

Photo 134 :

Réseau de la Sima de Milpo vers - 80 m. Galerie sèche anciennement creusée en régime noyé (cloches). Calcaire détritique de Pucara avec niveaux riches en quartz (79 %, tabl. 4). (cliché Lucien Bouclier).

Photo 135 :

La Sima de Milpo vers - 100 m. Conduite forcée inactive à remplissage sablo-limoneux (échantillon P3/S, fig. 149 et tabl. 26). (cliché Lucien Bouclier).

Photo 136 :

La Sima de Milpo vers - 200 m. La galerie présente un concrétionnement pré-holocène assez abondant qui a été localement érodé par les crues de fonte glaciaire du Wisconsinien (fig. 148).

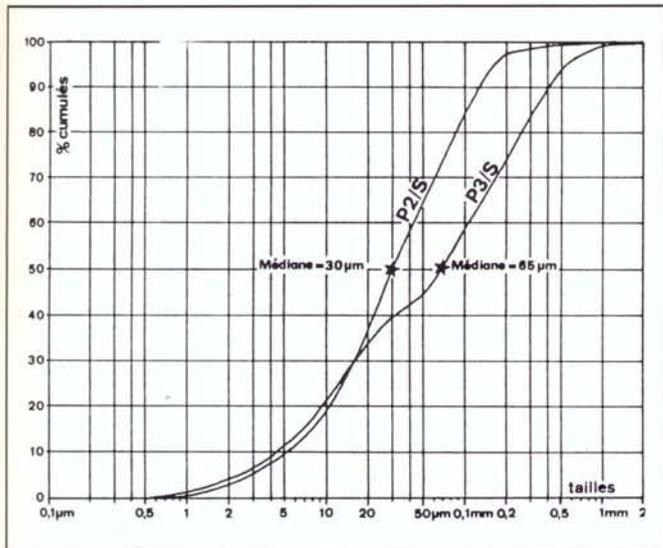


Figure 149 : Courbes granulométriques de deux échantillons de remplissages prélevés dans la Sima de Milpo. P2/S : enduit limoneux de paroi avant le siphon terminal (- 400 m). P3/S : remplissage sablo-limoneux dans conduite forcée inactive (- 100 m, photo 136).

Tableau 26 : Minéralogie des argiles de plusieurs échantillons de sols et de remplissages souterrains de la région N de Palcamayo (départ. de Junin) (analyses : Laboratoire de Géomorphologie de Caen, C.N.R.S., M.N. Le Coustumer et D. Rivaille.

Sols : P0/S : sol limoneux brun-foncé (crête du Cerro Puca Punta, alt. 4500 m). P1/S : sol limono-argileux brun-noir (crête du Cerro Puca Punta, alt. 4450 m).

Remplissages souterrains (Sima de Milpo) : P3/S : remplissage sablo-limoneux à - 100 m. P2/S : enduit limoneux de paroi à - 400 m.

Echantillons	Minéraux	kaolinite (%)	Smectite (%)	Vermiculite (%)	Argiles micacées (%)	Chlorite (%)	Interstratiés gonflants (%)	Quartz	Feldspaths	CaCO ₃ (% du total)
P0/S		75			15	10		présent		1,7
P1/S		15			10	30	(14c-14s) 45	présent	présent	1,3
P3/S		30		35	35			présent		1,4
P2/S		25	10	10	40	15		présent	présent	0,4

(0,4 % de CaCO₃). Les minéraux argileux sont plus variés : 25 % de kaolinite, 10 % de smectite, 10 % de vermiculite, 40 % d'argiles micacées et 15 % de chlorite.

Il est probable que les colmatages conglomératiques résultent des crues de fusion glaciaire émises par l'ancien glacier d'Hualli Uran dont les moraines frontales du Wisconsinien ancien sont situées 300 à 400 m en amont de l'entrée de la Sima de Milpo. En l'absence de datation radiométrique, on suppose que les concrétionnements et la consolidation des galets remontent à une phase importante de réchauffement qui pourrait être le Sangamonien, équivalent de l'Eemien s.l. (stade isotopique 5), voire du Yarmouthien (stade isotopique 7). Le Sangamonien a été reconnu dans plusieurs régions des Andes ; au Pérou, il est responsable de la genèse de sols rouges épais comme ceux qui se développent sur une moraine pré-wisconsinienne du bassin d'Huaraz, au pied de la Cordillera Blanca.

Bien que des paléosols aient été datés en Colombie vers 35 ka par VAN DER HAMMEN (1981), c'est-à-dire pendant l'interstade correspondant au Wisconsinien ancien-Wisconsinien récent (stade isotopique 3), le Sangamonien a été beaucoup plus favorable aux concrétionnements internes et externes et à la genèse des sols rouges. Dans cette hypothèse, les colmatages de galets de la Sima de Milpo seraient originaires d'une glaciation datant au moins de l'Illinoien (stade isotopique 6), tandis que le décolmatage partiel accompagné de l'érosion des concrétions daterait du Würm (tableau 27).

b. Essai de chronologie relative du système souterrain

L'ancienneté présumée de la Cueva de Huagapo, avec sa grande galerie et ses deux entrées (porche sec et entrée active sous-jacente), suggère une évolution remontant au moins au Quaternaire ancien. A cette période, il

existait un drain aval important, de 10 m de diamètre environ, correspondant à la partie supérieure du conduit principal de la grotte de Huagapo. En raison du recul du versant par l'érosion, la rivière souterraine émergeait plus en aval dans des conditions de source vaclusienne (existence d'indices d'écoulement en régime noyé) (fig. 150).

Par la suite, l'accentuation du creusement de la vallée du rio Shaca transforme la source noyée de Huagapo en émergence pénétrable, l'eau sortant alors par le grand porche actuellement sec. Les abondants concrétionnements de plafond pourraient dater des interglaciaires du Pléistocène moyen. A cette époque, la Sima de Milpo est en cours de creusement (bourrages de galets).

Durant l'interglaciaire Sangamonien, les dépôts grossiers sont cimentés en conglomérats résistants en même temps que se développent des coulées calcitiques. Au Wisconsinien, conglomérats et concrétions de la Sima de Milpo sont fortement érodés. Dans la Cueva de Huagapo, l'eau émerge désormais par une petite galerie inférieure en fonction de l'abaissement du niveau de base. A l'Holocène, le concrétionnement réapparaît timidement dans la Sima de Milpo ; en revanche, des tufs épais se forment à l'émergence cascade de Huagapo (fig. 150).

Des réseaux pré-quatérnaires ont été observés ; il s'agit de grottes perchées beaucoup plus haut et recoupées par le creusement des vallées (photo 140).

C. HYDROGEOLOGIE DU SYSTEME D'HUAGAPO

Le système hydrogéologique de l'émergence de Huagapo présente un impluvium dont les frontières ne sont pas définies avec exactitude. Les limites N et NE

Phases	Moraines	Remplissages du système souterrain de Milpo-Huagapo	Exokarst
(1) Holocène		Concrétionnement modeste	X = 25-30 m ³ /km ² /an (X total) Tufs de la source d'Huagapo Lapiés modestes Pertes du lac d'Antacocha
(2) Würm récent	Vallums de cirque LNP = 4360 m	Phase de creusement modéré (climat froid et sec)	Perfectionnement glacio-karstique des cirques
(3) Interstade Würm ancien-Würm récent		Concrétionnement ?	Pédogenèse faible ?
(4) Würm ancien	Grands vallums de vallée LNP = 4235 m	Phase de creusement accentué (érosion des conglomérats et des concrétions (climat froid et humide))	Perfectionnement glacio-karstique des hautes vallées
(5) Riss-Würm		Cimentation des colmatages de galets + concrétionnement	Tufts et encroûtements probables dans la vallée du Rio Shaca
(6) Riss s.s.	? (destruction probable par les glaciers Würm ancien)	Gros colmatages de galets dans la Sima de Milpo	Poursuite du façonnement du glacio-karst

Tableau 27 :

Chronologie probable des relations glaciations et karstification dans la région N de Palcamayo. Les numéros indiquent la chronologie américaine : (2) Wisconsinien récent. (3) Interstade du Wisconsinien. (4) Wisconsinien ancien. (5) Sangamonien. (6) Illinoien.

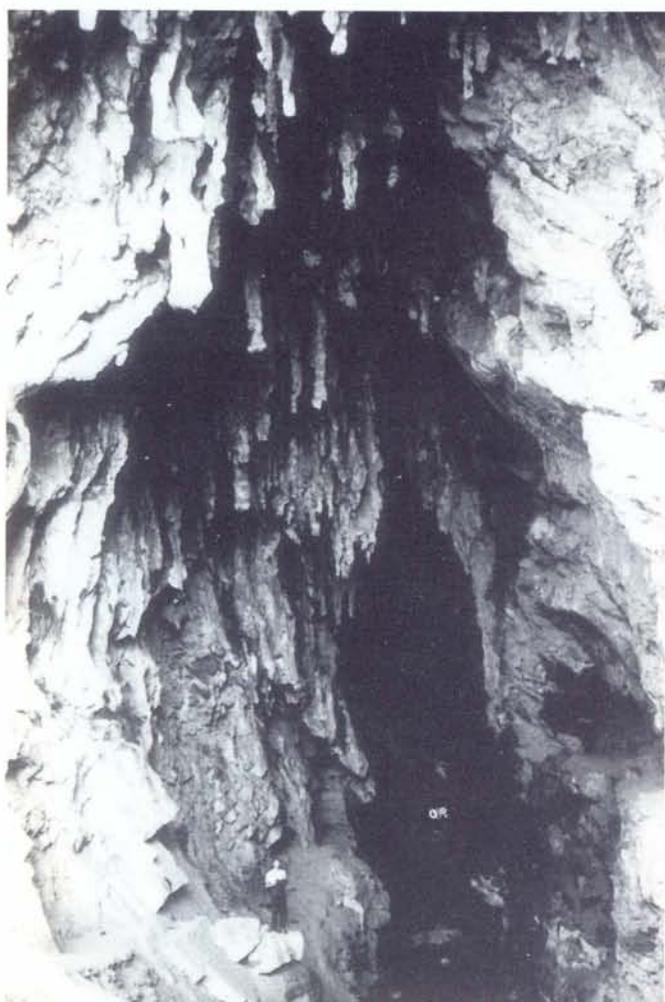


Photo 137 :

Galerie d'entrée, haute de 25 m, de la grotte-émergence de Huagapo (alt. 3570 m, développ. 1,9 km). Le système karstique draine un bassin de 30 km² environ. Noter le concrétionnement de voûte postérieur à la phase de creusement en régime noyé (fig. 150 A).

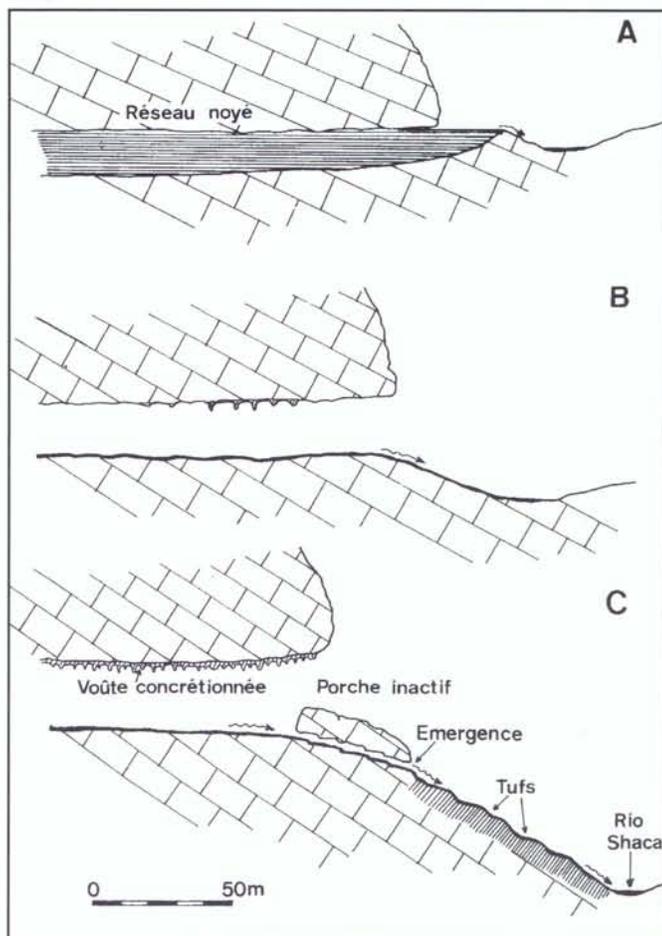


Figure 150 :

Evolution probable de l'émergence de Huagapo au cours du Quaternaire (inspirée de l'Imp. College Club, 1973).

A. Phase 1 : source vaclusienne (niveau de base proche).

B. Phase 2 : exutoire en écoulement libre (approfondissement de la vallée du Shaca).

C. Phase actuelle : porche asséché au profit d'une petite galerie inférieure (réajustement par rapport au niveau de base de la vallée). Tufts actifs.

correspondent à la formation rouge du groupe *Mitu* du Permien supérieur-Trias inférieur (grès, conglomérats et volcanites). La relation Sima de Milpo-Cueva de Huagapo, non prouvée par traçage, est géologiquement certaine (fig. 142). Par contre, la relation perte d'Antacocha-Cueva de Huagapo a été prouvée en 1972 par les spéléologues anglais de l'*Imperial College* de Londres. L'injection de 4 kg de rhodamine 6G a eu lieu le 8/9/72 à 15 h ; les fluocapteurs se sont révélés négatifs le 15-16 septembre, mais positifs le 22 septembre. Le transfert du traceur s'est donc effectué entre 8 et 14 jours, pour une distance horizontale de 6500 m et une dénivellation de 700 m (fig. 143).

Au S et à l'W, en amont de l'émergence de Huagapo, le rio Shaca n'a pas été contaminé par le traceur. Dans ces conditions, la superficie du bassin-versant a été estimée à 30 km² par COWARD et al. (in IMPERIAL COLLEGE CLUB, 1973, p. 15). Cependant, l'absence de source importante dans la haute vallée amont du rio Shaca suggère qu'une partie des eaux souterraines situées à l'W, sur le massif de Callash Punta ou Cerro Pucara Punta, se dirige vers l'émergence de Huagapo. Le potentiel hydraulique est de 910 m depuis le Puca Punta (4483 m).

1. Fonctionnement hydrologique

On ne dispose pas d'hydrogramme précis pour l'ensemble de l'année. Toutefois, les mesures effectuées par les Anglais sur une période de un mois (août-septembre 1972) permettent de préciser le comportement hydrologique du système en fin de saison sèche. Le débit moyen du 27 août au 21 septembre est de l'ordre de 250 l/s pour des précipitations de 21 mm à Huagapo (alt. 3500 m). On peut donc considérer cette valeur comme un débit typique de basses eaux dans la mesure où septembre 72 a été un mois sec, comparable à ceux de mai à août.

Le régime de la source de Huagapo se calque sur celui des précipitations. Les diagrammes annuels des précipitations (P) et de la tranche écoulée (P'), extrapolés à partir des données climatiques des stations de Cerro de Pasco, La Oroya et Pachachaca, ont été représentés sur la figure 151. A 4100 m, qui est sensiblement l'altitude moyenne de l'impluvium de Huagapo, les données hydro-climatiques moyennes et annuelles sont les suivantes :

. P = 793 mm

. T = 5,9°C

. Evapotranspiration réelle (ETR) = 402 mm, soit un déficit d'écoulement de 50,7 %

. Tranche écoulée (P') = 391 mm, soit un rendement hydrologique de 49,3 %.

L'amplitude des débits, entre le minimum de saison sèche (P' = 9,4 mm en juin) et le maximum de saison humide (P' = 55,2 mm en janvier), est presque de 1 à 6 dans la mesure où le débit réel en juin n'est pas influencé par l'écoulement de réserves souterraines importantes.

Le débit moyen annuel, estimé à partir des

chiffres des précipitations et d'un bassin-versant de 30 km², est de l'ordre de 372 l/s, avec 639 l/s en janvier et 109 l/s en juin. Ces valeurs ne sont pas conformes avec le débit de saison sèche de 250 l/s mesuré par les Anglais en 1972. Deux hypothèses sont possibles :

- soit le bassin-versant a été sous-estimé, car la zone localisée en rive droite du rio Shaca amont n'a pas été intégrée dans l'impluvium ;

- soit le régime de saison sèche est influencé par des réserves, d'ailleurs difficilement calculables en l'absence de courbe de tarissement. Le rôle conjugué de ces deux explications est donc probable. Aussi, le débit moyen de hautes eaux doit-il dépasser 1 m³/s en décembre-janvier-février et présenter des pointes journalières à 4-6 m³/s après des averses de 20-30 mm.

L'hydrogramme de septembre 1972 indique que la réponse hydrologique aux précipitations n'est pas instantanée. Ainsi, après l'averse du 2 septembre (6 mm), la courbe de concentration a débuté le 3, la pointe de crue n'intervenant que le 5. En basses eaux, la vitesse de transfert de l'écoulement souterrain entre la perte d'Antacocha et l'émergence de Huagapo est de 20 à 34 m/h pour une distance théorique de 6,5 km à vol d'oiseau et un temps de 8 à 14 jours.

2. Hydrochimie

Une étude hydrochimique sommaire a été réalisée dans les réseaux souterrains de la Sima de Milpo et de la Cueva de Huagapo afin de suivre l'évolution spatiale du TH et de la pCO₂ de la perte de Milpo à l'émergence. La figure de synthèse montre en parallèle les diagrammes du TH et de la pCO₂ (fig. 152). Les eaux de haute altitude sont peu chargées :

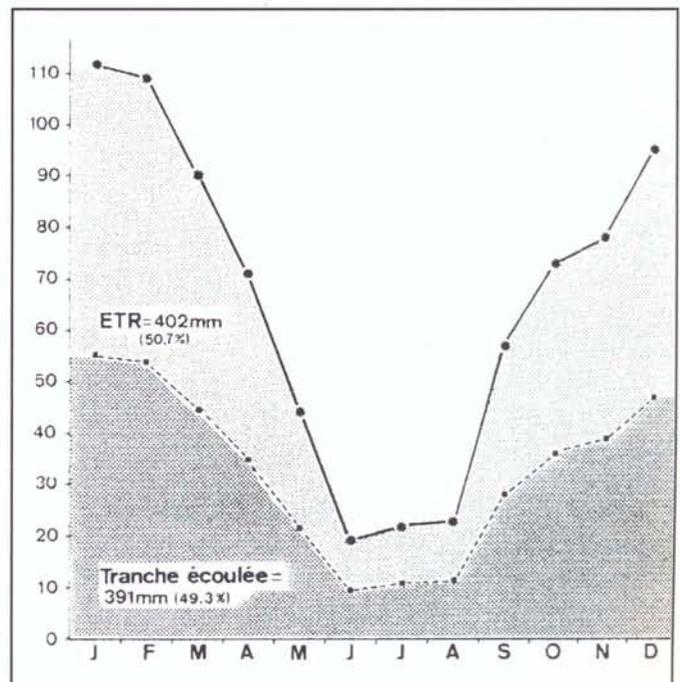


Figure 151 : Régime théorique des précipitations et valeur de la tranche écoulée à 4100 m (données extrapolées à partir des stations de Cerro de Pasco, La Oroya et Pachachaca) (ETR calculée d'après la formule de Turc, avec P = 793 mm/an et T = 5,9°C).



Photo 138 :

Large bassin de la Pampa de Junin vers 4200 m recouvert par des sédiments lacustres (ancienne extension du Lago de Junin). Premier plan, steppe à touffes d'Ichu (*Stipa Ichu*). Au fond, surface polygénique tertiaire de la Puna scellée à l'W du Lago de Junin par des ignimbrites pliocènes.

A. LES SURFACES D'APLANISSEMENT DES HAUTS PLATEAUX (OU SURFACES DE LA PUNA)

Au Plio-Quaternaire, les karsts de l'Altiplano se sont formés à partir d'une topographie plane ou plus ou moins vallonnée, sans doute déjà karstifiée sur les affleurements calcaires. Le nom générique de "surface de la Puna" a été donné par le géographe américain BOWMAN (1909) lors de ses expéditions dans les Andes centrales entre 1907 et 1911. Depuis, géologues et géomorphologues se sont interrogés sur les modalités de formation et la chronologie des événements pour expliquer ces surfaces perchées à plus de 4000 m d'altitude. Dans le département de Junin, les hauts plateaux central et oriental du Mantaro tranchent horizontalement les plis armés par les calcaires crétacés et triasico-liasiques. Aujourd'hui, de nombreux auteurs s'accordent à voir dans cette topographie le résultat d'une surface d'érosion polygénique dont les premiers niveaux,

totalément disparus sur l'Altiplano, sont encore conservés sous les volcanites oligo-miocènes de la cordillère occidentale (cf. numéro spécial de la Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn., 1973).

Ces aplanissements tertiaires, postérieurs à la mise en place des "Couches rouges" terrigènes d'âge crétacé terminal à éocène, ont intéressé l'ensemble des reliefs andins, hormis la zone sub-andine qui n'a été plissée qu'au Néogène. Ainsi, tout le flanc W des Andes, comme celui qui domine Lima, constitue un niveau de crêtes s'abaissant progressivement vers le Pacifique. L'ensemble évoque, selon DOLLFUS (1973), un immense plan incliné scellé par les volcanites miocènes. Protégés par les cordillères occidentale et orientale, les hauts plateaux du Pérou et de Bolivie sont restés immunisés. En effet, l'abaissement progressif du niveau de base au cours de la surrection mio-pliocène s'est traduite par une puissante érosion régressive sur les flancs des cordillères, creusant des vallées profondes de 2000 à 3000 m, mais n'entamant les hauts plateaux que de quelques centaines de mètres dans le meilleur des cas.

Périodes	Cordillère occidentale	Hauts plateaux
Pléistocène Pliocène	Creusement des grandes vallées Glacio-karsts	Incision partielle Glacio-karsts Scellement ignimbritique de la surface 2 de la Puna
Miocène supérieur Miocène moyen	Surrection quechua : surface 2 de la Puna (début du creusement des grandes vallées actuelles et du dégagement des intrusifs néogènes)	
Miocène inférieur Oligocène	Surface 1 de la Puna + scellement par volcanites	
Eocène terminal	Compression incaïque	Plissement + émergence + érosion
Eocène Paléocène	Surface d'aplanissement anté-incaïque	Subsidence : molasses rouges continentales
Crétacé terminal	Compression péruvienne	Émergence + surfaces d'érosion anté-Couches rouges

Tableau 28 :

Chronologie des grandes phases morphologiques de la Cordillère occidentale et des hauts plateaux des Andes centrales du Pérou.

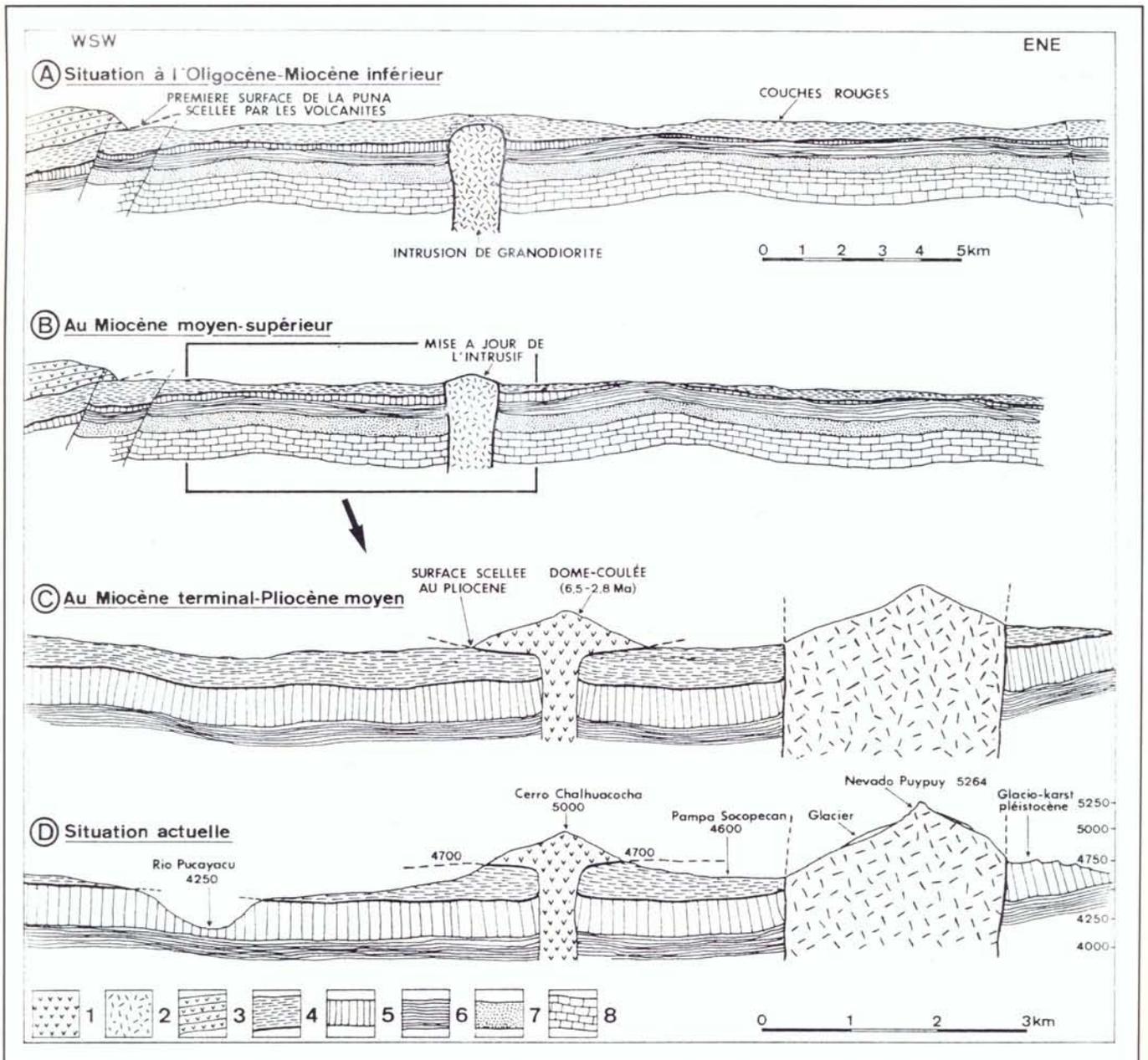


Figure 153 :

Evolution morphologique des hauts plateaux de la région N de Morococha de l'Oligocène au Pléistocène récent.

A. Situation à l'Oligocène-Miocène inf. (40-17 Ma) : les "Couches rouges" terrigènes, formés sous climat tropical du Crétacé terminal à l'Eocène terminal-Oligocène inf. (phases tectoniques péruvienne et incaïque), sont scellées par des volcanites de 40-17 Ma (première surface d'aplanissement de la Puna). L'intrusion de granodiorite se produit à la limite Miocène inf.-Miocène moyen.

B. Situation au Miocène moyen-sup. (17-6,5 Ma) : phase tectonique quechua 1. Le pluton de granitoïde est mis à jour par l'érosion, tandis que l'aplanissement entame les moles calcaires ou gréseux du substratum Mésozoïque (des surfaces calcaires ont déjà été aplanies à l'Oligocène-Miocène inf. sur les reliefs de l'Altiplano dominant les bassins bourrés de "Couches rouges").

C. Situation au Miocène terminal-Pliocène inférieur et moyen (6,5-2,8 Ma) : phase tectonique quechua 2. Un dôme-

coulée andésitique ou dacitique (6,5-3 Ma) scelle la deuxième surface d'aplanissement de la Puna façonné durant le Miocène moyen-sup. L'intrusif résiduel continue d'être dégagé par l'érosion.

D. Situation au Plio-Quaternaire : poursuite de la surrection des hauts plateaux. Avec le début des glaciations andines au Pliocène, les vallées se creusent mieux tandis que la deuxième surface de la Puna se perfectionne. Un glacio-karst se forme au pied du Nevado Puypuy.

Légende générale : 1. Volcanite (dôme-coulée) du Miocène terminal-Pliocène moyen (6,5-2,8 Ma). 2. granodiorite Néogène (20-10 Ma). 3. Volcanite de l'Oligocène-Miocène inf. (40-17 Ma). 4. "Couches rouges" du Santonien-Oligocène inf. 5. Calcaires et marnes (Albien sup.-Santonien). 6. Calcaires bitumineux, marneux et marnes (Albien moyen). 7. Grès de la formation de Goyllarisquiza (Néocomien). 8. Calcaires de la formation de Condorsinga (Lias sup.).

Les travaux récents, notamment la datation des coulées volcaniques et des tillites, permettent de préciser l'évolution morphologique. Comme le pensent MEGARD (1978) et LAHARIE (1985), il doit exister au moins deux générations de surfaces :

- la première, polygénique et très élaborée, se formant entre la fin de l'Eocène et le Miocène inférieur, pendant la première grande phase de distension et de volcanisme tertiaire ;
- la seconde, monogénique, reprenant au Miocène moyen-supérieur la surface précédente, pendant la phase de surrection dite *Quechua*, et s'accompagnant du rajeunissement du relief avec le surcreusement des vallées au Plio-Quaternaire.

1. La première surface de la Puna (Oligocène à Miocène inférieur) (tableau 28)

Au moment de la phase tectonique *péruvienne*, à la fin du Crétacé, la région des hauts plateaux est en subsidence par rapport à la cordillère occidentale. Les molasses rouges (ou "Couches rouges") se sont déposées dans les dépressions synclinales sur un substratum érodé. A l'Eocène terminal, la phase *incaïque* voit l'émersion de la zone des hauts plateaux. A partir de cette période, le versant pacifique est déjà très aplani à la suite de la longue phase d'érosion crétacé à éocène d'une durée de 30 à 40 Ma (entre 80-75 et 45-40 Ma). Comme le montrent MEGARD (1978) et LAHARIE (1985), le volcanisme andin lié à la distension qui suit le plissement *incaïque* donne lieu à de puissants épanchements andésitiques, rhyolitiques et ignimbritiques, la base du volcanisme *Tacaza* se plaçant à 40,9 Ma dans le Sud du Pérou (zone de Huancaavelica), c'est-à-dire vers la fin de l'Eocène supérieur. Sur les hauts plateaux débute alors une longue période d'érosion entre 41 et 20-15 Ma, qui entraîne le déblaiement des "Couches rouges" dans les bassins et l'aplanissement des môles calcaires ou gréseux. En bordure de la Cordillère occidentale, des volcanites d'âge éocène supérieur à miocène inférieur (40 à 17 Ma, carte de MEGARD, 1978), fossilisent la surface des calcaires crétacés et des "Couches rouges" éocènes correspondant à la première surface de la *Puna*.

Dans le schéma illustrant l'évolution des hauts plateaux au N de Morococha (fig. 153), la coupe A indique la situation à l'Oligocène-Miocène inférieur. Sur l'Altiplano du Sud du Pérou, entre 25 et 19,5 Ma (Miocène inférieur), un volcanisme ignimbritique scelle une topographie plane qui n'est pas encore ravinée (LAHARIE, 1985, p. 31). Au début du Miocène, les hauts plateaux sont encore peu soulevés, d'où un niveau de base proche en altitude. Vers la fin du Miocène inférieur et le début du Miocène moyen, entre 22 et 15 Ma environ, des stocks intrusifs commencent à remonter, annonçant la phase de surrection miocène *quechua*.

2. La deuxième surface de la Puna (Miocène moyen à Pliocène)

Au Miocène moyen et supérieur, la phase *quechua* affecte aussi bien les cordillères que les hauts plateaux et porte peu à peu les Andes en haute altitude.

Cette phase de surrection active constitue donc une charnière dans l'évolution morphologique. Si le batholite côtier (76 à 33 Ma ; MEGARD, 1978), caractéristique de toute la frange océanique des Andes, est lié aux phases tectoniques du Crétacé terminal et de l'Eocène supérieur, les granitoïdes néogènes de la cordillère occidentale et du SW des hauts plateaux sont en relation avec le soulèvement mio-pliocène. MEGARD (1978) explique que ces remontées plutoniques sont dues à la surchauffe du magma dans la couche supérieure de la croûte océanique, à proximité du plan de Bénéoff. D'une grande capacité d'ascension, ces plutons sont remontés très haut, à la manière de bulles allongées, profitant des zones de distension.

Comme le montre le schéma évolutif (fig. 153, coupe B), on suppose que ces stocks intrusifs (granodiorite, diorite, tonalite...) ont été mis à jour par l'érosion dès le Miocène moyen ou le Miocène supérieur. L'exemple du Nevado Puypuy dominant de 650 m l'Altiplano au N de Morococha est instructif. Ce petit pluton, de 2 à 3 km de diamètre, est l'un des mieux dégagés des hauts plateaux, car la dénivellation habituelle de ces intrusifs ne dépasse pas 200-300 m.

Le Nevado Puypuy n'est pas daté, mais les granodiorites de Surco (sur le rio Rimac) et de Yauricocha (90 km au SE du col de Ticlio) ont entre 18 et 6,9 Ma (MEGARD, 1978, p. 232). Nous avons observé deux types d'évolution morphotectonique des plutons : les stocks intrusifs résiduels dégagés essentiellement par l'érosion au cours de la deuxième phase d'aplanissement (deuxième surface de la Puna) et les batholites récents fortement soulevés par la néotectonique plio-quaternaire.

Les stocks intrusifs résiduels, comme ceux de Morococha et du Tunshu-Tuyujuto dans la cordillère occidentale (parties II et III), ont été mis à jour et en relief à partir du Mio-Pliocène. Ils ne dominent jamais plus de 600 à 1200 m les vallées et plateaux environnants. Il en est de même pour les petits massifs intrusifs des hauts plateaux, type Nevado Puypuy, qui se dressent jusqu'à 500-600 m au-dessus de la surface des calcaires et des "Couches rouges". Ici, la situation tectonique paraît stable depuis la fin du Miocène, sans surrection postérieure des plutons par rapport au relief environnant.

Les batholites récemment soulevés sont différents. Par exemple, le batholite de granodiorite de la Cordillera Blanca (départ. d'Ancash, au NNE de Lima), daté de 12 à 3 Ma, est limité à l'W, au contact du fossé plio-quaternaire d'Huaraz, par des failles vivantes attestées par des ressauts de failles ("*scarplets*") dans les moraines et les nombreux séismes responsables de ruptures glaciaires dévastatrices. Selon MATTAUER, on a là un exemple de batholite soulevé de plus de 4 km depuis le Plio-Pléistocène (AUBOUIN et al., 1973).

Plusieurs glacio-karsts, comme ceux du Tunshu-Tuyujuto et du N de Morococha, sont situés au contact de ces corps intrusifs. Aussi, la genèse du dégagement des plutons dès le Miocène est-elle utile pour comprendre l'évolution de la deuxième surface de la *Puna* et la formation des glacio-karsts à partir du Pliocène.

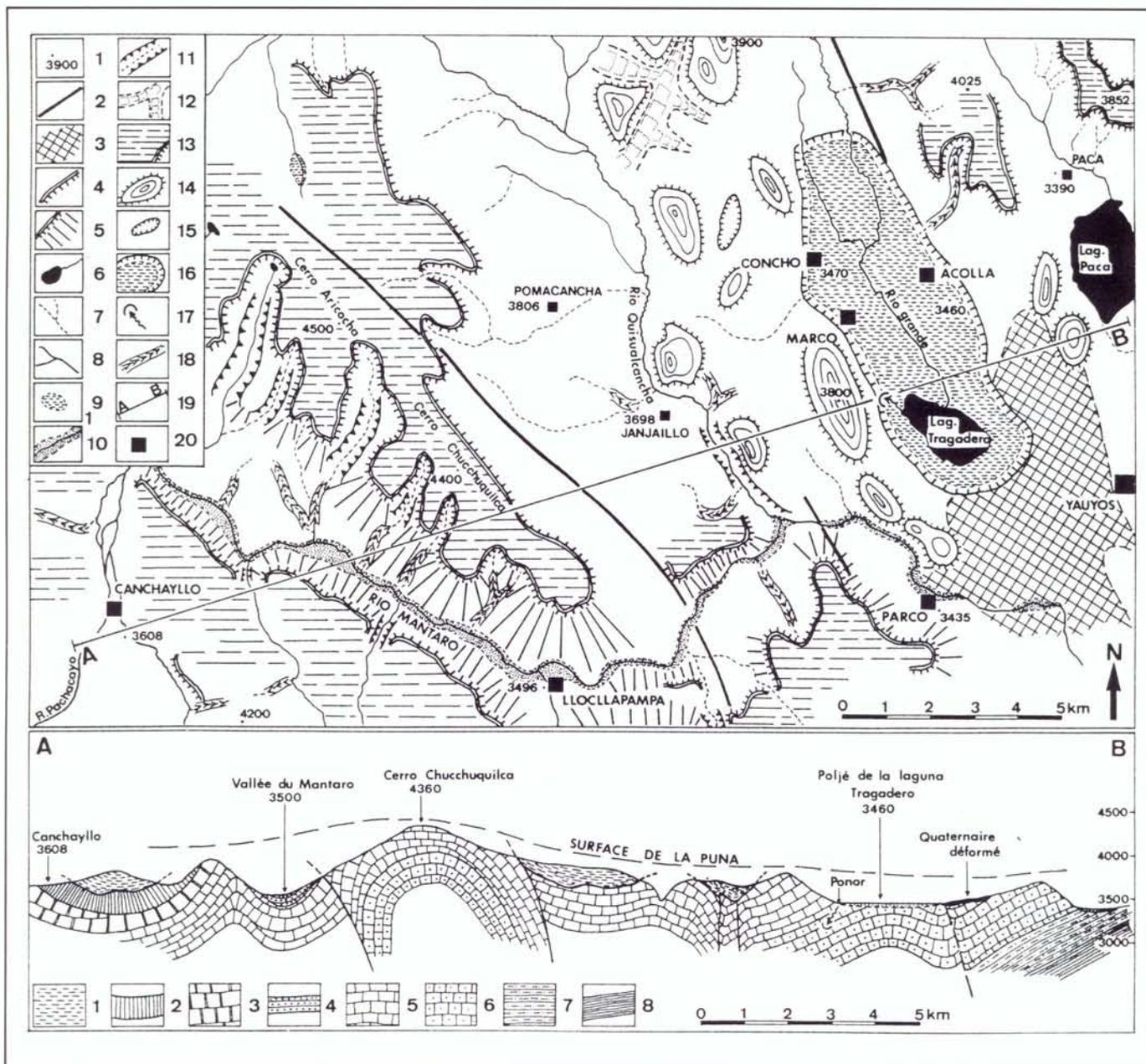


Figure 154 :

Morphologie des hauts plateaux du Mantaro dans la région de Llocllapampa-Jauja (au N du bassin de Huancayo). A l'W, la surface d'aplanissement est entaillée par la vallée du Mantaro, profonde de 500 à 800 m (creusement probable dès le Miocène sup.). A l'E, poljé de la Laguna Tragadero dans le relief appalachien ; au SE du poljé, les sédiments fluviolacustres de la formation de Jauja (Quaternaire ancien) sont déformés par la néotectonique pléistocène (d'après la carte topographique de la Oroya, 1/100 000, Hoja 24-i).

Carte : 1. Point coté. 2. Faille principale. 3. Formation fluviolacustre de Jauja (Quaternaire ancien). 4. Rebord de plateau. 5. Grand versant du Mantaro (calcaire triasico-liasique de Pucara). 6. Lac. 7. Ecoulement temporaire.

8. Cours d'eau permanent. 9. Tourbière, marécage. 10. Alluvions récentes (Mantaro). 11. Canyon. 12. Vallon karstique à fond plat. 13. Surface de la Puna, croupe dans calcaire de Pucara. 14. Butte calcaire de 100 à 300 m de haut (calcaire de Pucara). 15. Dépression karstique. 16. poljé de la Laguna Tragadero (fond inondable). 17. Ponor. 18. Vallon sec en V. 19. Tracé de la coupe. 20. Village, ville.

Coupe : 1. "Couches rouges" (Santonien-Oligocène). 2. Calcaire et marne de la formation Celendin (Albien sup.-Santonien). 3. Calcaire de Jumasha (Albien sup.-Coniacien). 4. Grès de Goyllarisquiza (Néocomien). 5. Calcaire de Condorsinga (Lias sup.). 6. Calcaire et dolomie de Pucara (Trias sup.-Lias inf.). 7. Molasse et volcanite rouge de Mitu (Permien sup.-Trias inf.). 8. Grès, pélite, calcaire (Pennsylvanien).



Photo 139 : La quebrada de Ushto est un canyon de raccordement proglaciaire profond de 300 m situé à l'aval de la vallée de Hualli Uran (région N de Palcamayo, calcaires de Pucara). Il est corrélatif de la surrection et des glaciations plio-quaternaires. Noter les terrasses de cultures abandonnées suspendues au-dessus de la paroi.

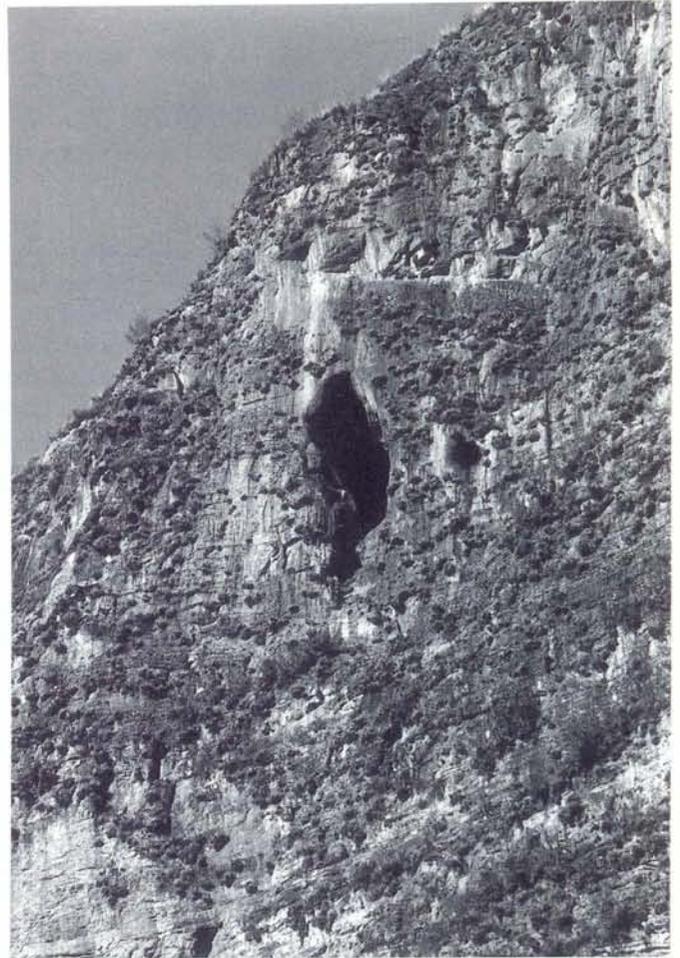


Photo 140 :

Ancien réseau souterrain en conduite forcée (hauteur 10 m) recoupé par le creusement de la vallée glaciaire d'Antacocha). Sa situation perchée suggère un âge pré-quaternaire.

3. Evolution plio-quaternaire de la deuxième surface de la Puna

La surface actuelle de la Puna est héritée des aplanissements pliocènes, qui ont repris eux-mêmes des aplanissements plus anciens. Des surfaces pliocènes sont bien conservées par le volcanisme ignimbritique et parfois par des dômes-coulées andésitiques ou dacitiques, tous datés entre 6,5 et 2,8 Ma (MEGARD, 1978). De teinte blanchâtre et caractérisées par des reliefs raviniformes du type "forêts de pierres", les ignimbrites scellent des surfaces vallonnées et probablement karstifiées dans les calcaires triasico-liasiques de Pucara. A l'W du lac de Junin, les ignimbrites de Huaron ont $5,2 \pm 0,2$ Ma. A 130 km au SE de Junin, dans le bassin d'Ayacucho (départ. d'Ayacucho), les basaltes du flanc SE ont été datés à $3,7 \pm 0,4$ Ma. Plus à l'W, les tufs volcaniques d'Atunsulla, de $2,8 \pm 0,2$ Ma, fossilisent la paléovallée du rio Vinchos (datations K/Ar d'après NOBLE et al., 1974 et 1975, in MEGARD, 1978, p. 291).

Dans la région d'Ayacucho, des hautes vallées de la cordillère orientale, en partie recouvertes par des ignim-

brites pliocènes, ont été réincisées au Pléistocène, si bien que "le fond des réentailles actuelles est à peu de chose près identique au niveau atteint par l'incision pré-ignimbritique" (FORNARI et al., in LAUBACHER et al., 1982). Ce volcanisme pliocène cache ainsi une surface et des reliefs déjà rajeunis présentant des vallées évoluées.

- **Les relations avec le niveau de base**, au cours de la surrection mio-pliocène, sont mises en évidence par les dépôts de piémont et l'installation du réseau hydrographique. A cette phase tectonique *quechua* correspond une phase de colmatage des bassins au pied de la Cordillère orientale et une progradation du piémont amazonien situé au-delà de la zone sub-andine. Dans le bassin sub-andin, la sédimentation rouge se poursuit en continuité après celle du Crétacé supérieur-Eocène-Oligocène. L'ensemble du dépôt oligo-miocène atteint 4000 m de puissance dans le Nord du Pérou. Cette sédimentation rouge finit par disparaître au Pliocène avec le développement des glaciations rendues possibles grâce à l'altitude élevée atteinte par les Andes au début du Pliocène (§ V.B.). Après le plissement pliocène de la

zone sub-andine, les formations détritiques ne dépassent guère 50 m d'épaisseur dans la même région. En revanche, au débouché des grandes vallées de la cordillère orientale, les cours d'eau ont construit d'importants cônes emboîtés, aujourd'hui consolidés en conglomérats (AUDEBAUD et al., 1973, p. 88).

- **Le creusement des vallées des hauts plateaux** est en relation avec la surrection mio-pliocène. Ce soulèvement de l'Altiplano paraît avoir été progressif car on ne distingue pas de faille à fort rejet. Axée sur la ligne de fractures NW-SE de l'Altiplano de Junin, la vallée du Mantaro entaille la surface de la *Puna* de 500 à 700 m au S de la Oroya (fig. 154). L'ancienne vallée glaciaire affluente du rio Yauli qui aboutit à La Oroya tranche les plateaux de plus de 500 m. Dans la région calcaire de Palcamayo, les vallées atteignent 600 à 800 m de profondeur. Sur le schéma d'évolution de la zone N de Morococha (fig. 153, coupes C et D), on peut apprécier le creusement des vallées supérieures des hauts plateaux depuis le Pliocène. La coupe C montre que la surface de la *Puna* a été scellée localement par un dôme-coulée andésitique ou dacitique d'un âge compris entre 6,5 et 2,8 Ma (carte de MEGARD, 1978).

Depuis le Pliocène moyen, le rio Pucayuca a creusé une vallée profonde de 300 à 450 m. En revanche, entre le dôme-coulée du Cerro Chalhuacocha et l'intrusif du Nevado Puyupuy, l'aplanissement dans les "Couches rouges" n'a pas dépassé une centaine de mètres, explication plausible dans la mesure où il s'agit d'une zone plane, mal drainée, où les glaciers de calotte ont eu une faible action mécanique. En rejoignant le niveau de base amazonien ou pacifique, les rivières des hauts plateaux suivent souvent des tracés complexes. Ainsi, pour atteindre le versant amazonien, le Mantaro suit un tracé en baïonnette, traversant en gorges les barres résistantes du relief appalachien de l'Altiplano.

- **L'encaissement des vallées des cordillères** est beaucoup plus important, de l'ordre de 2000 à 3000 m, en raison du fort gradient hydraulique. Par exemple, sur le flanc pacifique, entre le col du Ticlio et Lima, la haute vallée du rio Rimac présente des versants de 2500 à 2800 m de commandement dans le secteur de Surco et des mines de Matucana. Au N du Pérou, le cas du rio Marañon, affluent important de l'Amazone, est plus original. Alimentée en amont par les grands glaciers de la Cordillera Blanca, cette rivière suit un tracé SSE-NNW de plus de 400 km imposé par la structure, le long d'une ligne de chevauchement situé au contact Mésozoïque de la cordillère occidentale et substratum précambrien-paléozoïque de la cordillère orientale. En effet, dans le N du pays, les hauts plateaux disparaissent et font place, entre les deux cordillères, à une "zone imbriquée" typique où les écaillés chevauchantes vers l'E, dans les terrains jurassico-crétacés, se succèdent sur 15 à 20 km de large seulement. A ce niveau (entre 9 et 8° lat. S), les canyons creusés par les affluents de rive gauche du Marañon sabrent transversalement en cluses les calcaires et autres terrains mésozoïques de la "zone imbriquée".

C'est le cas des rivières situées juste au S du plateau glacio-karstique de Yuracyacu (fig. 155) ou 50 km au N avec la vallée du rio Rupac, profonde de 2000 m, qui rejoint le Marañon à la cote 1709 m (carte de Pomabamba, 1/100000, Hoja 18-i).

B. LES GLACIATIONS PLIO-QUATERNAIRES ET LEUR INCIDENCE SUR LE KARST

Dans un article de synthèse, CLAPPERTON (1983) recense les découvertes depuis la datation des tillites pliocènes de Patagonie et de Bolivie jusqu'aux multiples travaux sur les glaciations du Quaternaire récent. Au cours des années 1970-80, les datations radiométriques sur les coulées volcaniques, les téphra et les niveaux pédologiques ont permis de lever le voile sur la longue histoire des glaciations andines depuis le début du Pliocène. Malgré l'extension en latitudes des Andes, le synchronisme des phases glaciaires est admis aujourd'hui pour l'ensemble de la Cordillère. A la lumière des faits nouveaux, deux questions importantes se posent :

- L'existence de glaciations pléistocènes dans la zone intertropicale ne remet-elle pas en cause l'ampleur du soulèvement attribué par de nombreux auteurs à la période Plio-Quaternaire ?
- Ces multiples glaciations ont dû jouer un rôle majeur dans le façonnement des karsts de haute montagne.

NB : cf. bibliographie citée in CLAPPERTON (1983).

1. Les glaciations aux Pliocène inférieur et moyen Relations avec la surrection des Andes

En Patagonie, au moins six tillites antéquaternaires intercalées entre des volcanites ont été datées dans les fourchettes 7-4,6 Ma et 3,5-1 Ma (d'après MERCER, 1976 ; MERCER et SUTTER, 1981; in CLAPPERTON, 1983). Aux latitudes tropicales, près de La Paz en Bolivie, une tillite très altérée, scellée par des ignimbrites, est antérieure à 3,28 Ma (CLAPPERTON, 1979, 1983). En Colombie, dans l'ancienne cuvette lacustre de la Sabana de Bogota, l'analyse palynologique et sédimentologique d'une carotte profonde de 700 m a mis en évidence plus de 20 cycles glaciaires-interglaciaires depuis le Pliocène (VAN DER HAMMEN, 1981). Il paraît donc difficile de mettre en doute le synchronisme des glaciations dans l'ensemble de la Cordillère dès le Pliocène moyen. Vers 3,5 Ma, les Andes tropicales (entre la Bolivie et la Colombie) étaient donc suffisamment élevées pour permettre le développement des glaciers. CLAPPERTON (1983) pense que les Andes avaient presque atteint leur altitude actuelle au Pliocène inférieur. En effet, on peut difficilement imaginer une chaîne placée 3000 à 4000 m plus bas en altitude, situation qui aurait interdit tout phénomène glaciaire sous les latitudes tropicales.

Si la néotectonique plio-quaternaire est incontestable, la valeur accordée au soulèvement est variable selon les régions. Ainsi, on a vu que le batholite de la

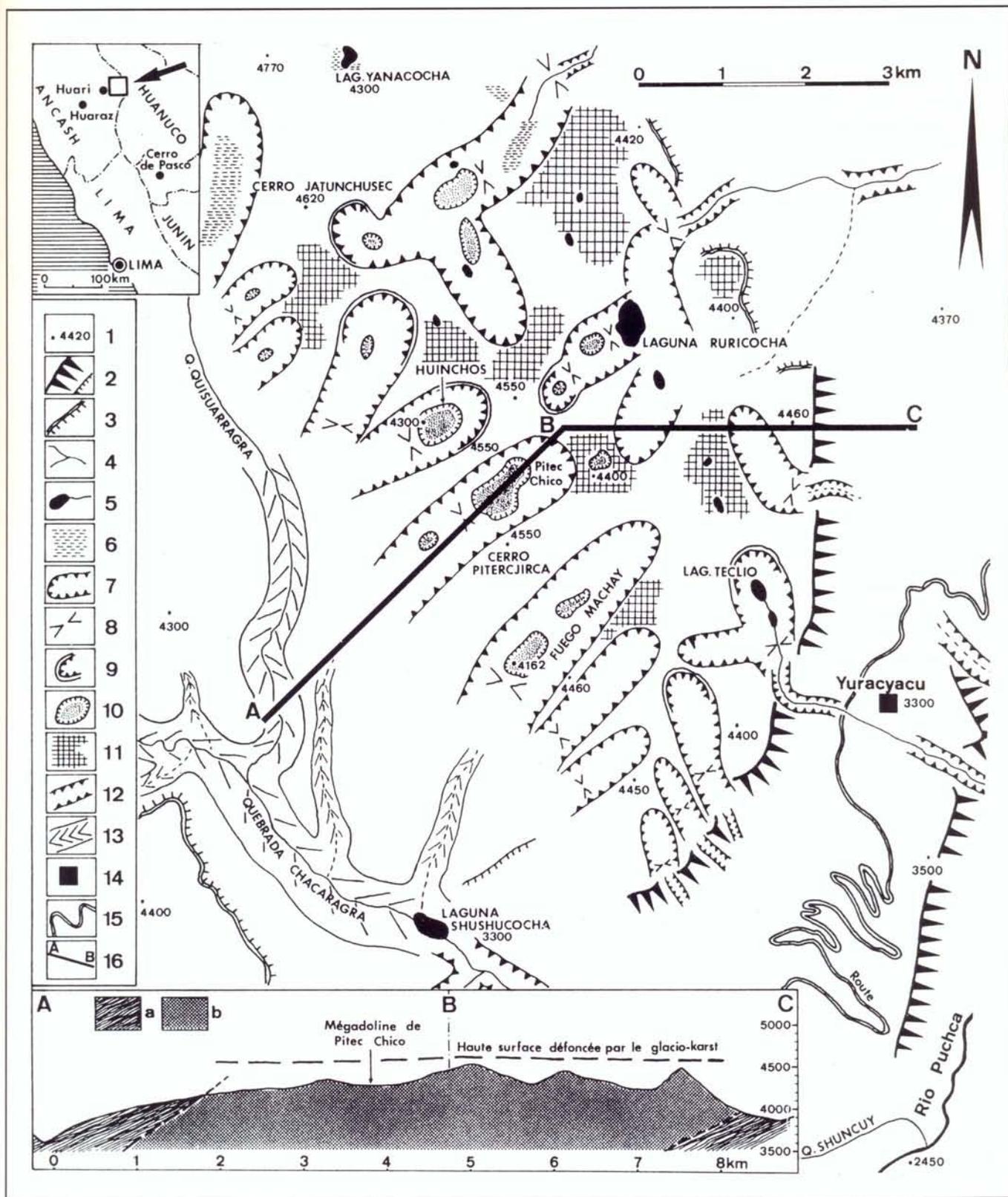


Figure 155 :

Morphologie glacio-karstique du plateau de Yuracyacu (départ. d'Ancash) situé dans l'étroite "zone imbriquée", entre la Cordillera Blanca et la Cordillère orientale. Ce modelé plio-quadernaire s'est établi à partir de la surface d'aplanissement tertiaire de la Puna. (d'après la carte topographique de Huari, 1/100 000, Hoja 19-i).

Carte : 1. Point coté. 2. Escarpement majeur, mineur. 3.

Rebord de plateau sans escarpement subvertical. 4. Cours d'eau. 5. Lac glaciaire. 6. Tourbière. 7. Vallée glacio-karstique. 8. Verrou. 9. Cirque glaciaire et cirque-doline. 10. mégadoline glacio-karstique. 11. Fragment de la surface de la Puna. 12. Canyon, gorge. 13. Vallée en V. 14. Village. 15. Route. 16. Tracé de la coupe.

Coupe : a. Grès Néocomien : formation de Goyllarisquizga. b. calcaire de l'Albien-Santonien.

Cordillera Blanca (Huascarán : 6768 m), limité à l'W par des failles normales actives, fait dire à MATTAUER qu'une surrection de 4 km est imputable au Plio-Pléistocène, voire au Pléistocène seulement (in AUBOUIN et al., 1973, p. 114). Ceci est en contradiction avec la morphologie glaciaire accentuée de la Cordillera Blanca qui prouve que cette chaîne était déjà en haute altitude au début du Quaternaire. Pour MEGARD (1978), le soulèvement des Andes centrales du Pérou (hauts plateaux et cordillères) est de l'ordre de 2 km, valeur qui pourrait être révisée à la baisse. En effet, sur le piémont amazonien du Pérou central (plaine de l'Ucayali), les séries détritiques du mio-pliocène ne dépassent guère 1500 à 2000 m d'épaisseur. Aussi, l'argument fondé sur l'existence des glaciations pliocènes tend-il à prouver que l'essentiel du volume montagneux des Andes était acquis dès la fin du Miocène supérieur ou au début du Pliocène, durant la phase tectonique *quéchua 1* de MEGARD. On ne voit pas comment on aurait eu un soulèvement pliocène de 4 km dans le N du Chili et en Bolivie, comme le suggérait DOLLFUS (1973, p. 161), alors qu'il existe le témoin d'une glaciation à proximité de La Paz daté à plus de 3,28 Ma. Désormais, il reste à apprécier, au niveau régional, les modalités du soulèvement et l'histoire climatique au Plio-Pléistocène, par l'étude détaillée des remplissages détritiques des bassins intra-andins et de bordure, comme celui de la Sabana de Bogota.

2. Le rôle des glaciations au Pliocène supérieur et au Quaternaire ancien

Entre 2,5 et 0,7 Ma, plusieurs glaciations sont mises en évidence dans le remplissage lacustre de la Sabana de Bogota ainsi qu'en Patagonie (dates à 1,2-1 Ma, d'après MERCER, 1976). Sur les hauts plateaux du Pérou central, les volumineuses tillites consolidées du Mantaro décrites par DOLLFUS (1965) sont probablement du Quaternaire ancien. Cette période a été capitale dans le creusement des formes glaciaires et glacio-karstiques majeures (cirques-dolines, hautes vallées jalonnées de mégadolines), genèse qui s'est perfectionnée au Pléistocène moyen et récent.

Les grandes vallées glacio-karstiques de la région N de Palcamayo (IV.A.) remonte en grande partie à cette même période. Il en est de même du modelé glacio-karstique majeur qui se développe sur le haut plateau de Yuracyacu, à l'E de la Cordillera Blanca (départ. d'Ancash), dans la "zone imbriquée" (fig. 155). Cette haute surface, façonnée dans les calcaires du Crétacé moyen-supérieur, a été découpée par une série de hautes vallées sèches, longues de plusieurs km, et percées de mégadolines et de cirques-dolines (alt. 4200-4600 m).

3. Les glaciations du Quaternaire moyen

Plusieurs tillites altérées, attribuées au Pléistocène moyen, ont été décrites en Bolivie (DOBROVOLNY, 1962) et en Patagonie (PORTER, 1981). La dernière gla-

ciation de cette période, l'Illinoien, a été retrouvée dans l'ensemble des Andes, bien que les datations radiométriques manquent pour cette phase. Cependant, en Colombie, HERD et NAESER (1974) ont pu dater des moraines grâce à une couverture de téphra. La méthode utilisée (traces de fission) a donné un âge de 110 ± 45 ka et de 92 ± 30 ka, certes imprécis, mais qui indique une phase glaciaire antérieure au Wisconsinien.

Dans le Chili septentrional, BORDE (1966) et PASKOFF (1970) semblent retrouver cette glaciation avec les dépôts glaciaires de "San Alfonso" (Andes de Santiago) et de "Tapado" (Norte Chico). Au Pérou, dans le bassin d'Huaraz situé au pied de la Cordillera Blanca, CLAPPERTON (1983) signale une épaisse moraine recouverte par un sol rouge profond de 2 m. Un exemple similaire est cité par le même auteur sur le flanc du Chimborazo en Equateur. Plus importante que le Wisconsinien, cette glaciation est pourtant mal conservée. Dans la zone de Palcamayo, dans le Pérou central, nous ne l'avons pas repéré en surface. En revanche, dans le réseau souterrain de la Sima de Milpo, d'importants remplissages détritiques indurés et recoupés par la rivière souterraine pourraient être contemporains de l'Illinoien (§ IV.B.4.).

4. Les glaciations du Quaternaire récent

Le dernier cycle correspondant à la dernière glaciation de l'hémisphère N (Wisconsinien-Würmien-Vistule) est le mieux conservé. En réalité, deux glaciations ont été retrouvées en maintes régions :

- **la glaciation correspondant au Wisconsinien ancien** (stade isotopique 4) est comprise entre 70 et 40 ka. Au Pérou, comme ailleurs dans les Andes, on observe des moraines et des épandages situés en avant de moraines plus récentes. En Colombie, VAN DER HAMMEN (1981 ; in CLAPPERTON, 1983) signale que des paléosols ont été datés vers 35 ka, pédogenèse qui correspondrait à la phase interstadaire Wisconsinien ancien-Wisconsinien récent (stade isotopique 3) connue aussi sous le nom de "Peorian" en Amérique du Nord. DOLLFUS (1965) a également fait la distinction entre deux familles de moraines. La première phase, la plus étendue, est attestée par des placages et des épandages morainiques, comme ceux du piémont du lac Punrun au NW du lac de Junin. La seconde phase, plus récente, se manifeste par des arcs morainiques bien dessinés, situés en amont, que l'on attribue au Wisconsinien récent.

Comme on le constate dans l'hémisphère N et notamment dans les Alpes, c'est la glaciation du Wisconsinien ancien (Würm ancien) qui est la plus importante. Les analyses de paléobotanique dans les sédiments de la Sabana de Bogota effectuées par VAN DER HAMMEN (1981 ; in CLAPPERTON, 1983) prouvent que le Wisconsinien ancien a été humide alors que le Wisconsinien récent a été sec. La sédimentation dans l'ancien lac de la Sabana de Bogota s'est arrêtée vers 30ka avec l'assèchement de la cuvette, sans doute en

relation avec l'aridité du climat annonçant le Wisconsinien récent. Dans la région de Palcamayo, nous avons également discerné deux familles de moraines, les arcs les moins frais et les plus importants se situant le plus en aval vers 3900-4000 m d'altitude et correspondant au Wisconsinien ancien

- la **glaciation du Wisconsinien récent**, comprise entre 30 et 10 ka (stade isotopique 3), est la plus mentionnée. Les séquences les mieux datées sont dans le Chili méridional, dans le district des lacs, où l'on a mis en évidence 4 stades : 29-20 ka, 20-19 ka, 16-14,5 ka et 13 ka (PORTER, 1981) (cf. MERCER et LAUGENIE, 1973). Entre 16 et 10 ka, plusieurs stades tardiglaciaires ont été datés :

. vers 14,5-14 ka dans le Pérou méridional (Cerro Vilcanota) (MERCER, 1983) ;

. vers 13,5-12,5 ka, en Colombie, aux Nevados del Ruiz et de Tolima : stade du "Otun ancien" (THOURET et VAN DER HAMMEN, 1981) ;

. vers 12-10 ka, dans la cordillère occidentale du Pérou central, à l'W du lac Punrun (WRIGHT, 1983).

Les grandes zones karstiques de l'Altiplano et des cordillères ont donc été déglacées au plus tôt vers 14 ka et au plus tard vers 10 ka, comme sur le Cerro Cuchpanga, à l'W du lac Punrun. Les surfaces calcaires envahies par les glaciers au cours du Wisconsinien connaissaient les mêmes conditions que les glaciokarsts fonctionnels situés aujourd'hui sous les glaciers, au-dessus de 4900-5000 m. Comme il s'agit de glaciers tempérés, on a (et on avait au Wisconsinien) une circulation hydrologique sous-glaciaire avec fonctionnement des réseaux souterrains.

5. Les pulsations glaciaires à l'Holocène

Les travaux récents montrent que la période majeure de réchauffement se situe dans la première moitié de l'Holocène, entre 9,4 et 6,5 ka environ, soit pendant le Boréal et l'Atlantique de la chronologie de l'hémisphère N. Un refroidissement se produit vers 5-4,7 ka ; ensuite, trois poussées glaciaires ont été distinguées :

- la première, vers 4,7-4,2 ka, est connue au Pérou, dans la Cordillera Blanca, où le glacier du Chopicalqui s'est avancé jusque dans la vallée en auge de Llanganucos à 3850 m d'altitude ; les niveaux de tourbes recouverts par la moraine ont 4287 ± 90 BP (CLAPPERTON, 1981). En Colombie, sur les Nevados del Ruiz et de Tolima, THOURET et VAN DER HAMMEN (1981) ont daté un stade vers 4,7-4,2 ka ;

- la seconde se place vers 2,7-2 ka, datée surtout en Patagonie (MERCER, 1976) ;

- la troisième, vers 1,3-1,1 ka a été reconnue (rarement) au Pérou, dans la Cordillera Blanca et sur le Cerro Cuchpanga (WRIGHT, 1983 ; § I.B.).

Au cours du "Petit Age Glaciaire", trois pulsations glaciaires ont été discernées. Sur le Cerro Cuchpanga, à l'W du lac Punrun, WRIGHT (1983) indique qu'une forte poussée des glaciers est interve-

nue avant 1100 BP, mais la dernière grande avancée se place avant 455 BP. CLAPPERTON (1983) observe la même concordance dans la Cordillera Blanca, avec une crue glaciaire au XIV^eS.

Les nombreuses glaciations qui se sont succédées au cours des quatre derniers millions d'années ont fortement marquées les reliefs de haute montagne dans la mesure où le volume montagneux était acquis dès le Pliocène inférieur. Parallèlement, les multiples interglaciaires ont joué un rôle non négligeable dans les phénomènes d'altération.

C. ALTERATIONS, SOLS ET CONCRETIONNEMENTS EXTERNES PENDANT LES INTERGLACIAIRES

L'intérêt morphoclimatique de l'Altiplano est de représenter entre 3200 et 4000 m des sols rouges remaniés et accumulés dans certains bassins, des versants encroûtés et des formations de tufs calcaires ou de travertins qui attestent tous une ambiance climatique sèche présentant des similitudes avec le climat méditerranéen de montagne. Les multiples phases de réchauffement qui se seraient succédées depuis 3 ou 4 Ma ont donc joué un rôle primordial dans l'altération des calcaires et des formations superficielles. Plusieurs de ces périodes ont dû correspondre à un climat plus chaud qu'aujourd'hui car des sols rouges hérités ont été observés à plus de 4000 m, dans un contexte où cette pédogenèse n'est plus possible aujourd'hui.

1. Les altérations des tillites plio-quadernaires

En haute montagne, les altérites héritées du Pliocène sont rares car elles ont été détruites par les glaciations. Cependant, les conditions climatiques ont dû être favorables si on en juge par le profil d'altération de la tillite pliocène proche de La Paz, en Bolivie. Le dépôt visible (épais de 7 m), scellé par des ignimbrites datées à 3,28 Ma, est logé au fond de la vallée du rio Choqueyapu issu au N de la Cordillera Real. Le contact moraine/ignimbrite est marqué par un niveau érodé très oxydé (d'après CLAPPERTON, 1983).

En Patagonie, près du lago Argentino (50°S), des tillites pliocènes superposées sont séparées par des horizons d'altération et des coulées basaltiques. Dans le district des lacs (40-41°S), les tillites pléistocènes sont encore plus altérées. PORTER (1981) signale que la décomposition des éléments est telle que l'on peut aisément les trancher avec un couteau ou une pelle. La teinte générale est dans la gamme des 2YR (brun à brun-rougeâtre), avec abondance de limonite et d'hématite. Les moraines attribuées au Riss présentent une altération plus faible. Dans le Norte Chico (Chili du N, 30°S), pour les vestiges morainiques du Tapado situés vers 2500 m d'altitude, PASKOFF (1970, p. 154) indique une transformation de l'amphibole et de la hornblende, souvent chloritisées, et la disparition des minéraux fragiles comme le péridot et le pyroxène.

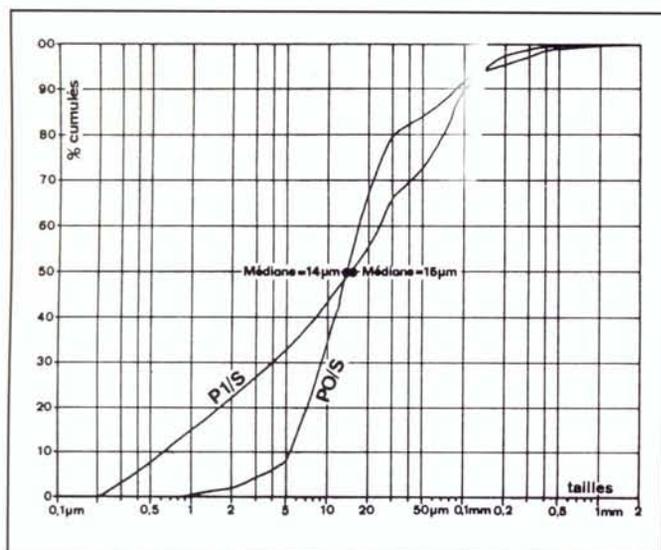


Figure 156 : Courbes granulométriques de deux échantillons de sols de haute altitude de la région N de Palcamayo.

PO/S : sol limoneux à horizon A1 mollique, brun foncé (crête du Cerro Puca Punta, alt. 4500 m).

P1/S : sol limono-argileux brun-noir (crête du Cerro Puca Punta, alt. 4450 m).

2. Les sols rouges

Sur les hauts plateaux du Pérou central, le bassin de Huancayo (alt. 3100-3500 m), est traversé par le rio Mantaro. Au cours du Plio-Quaternaire, cette cuvette a servi de réceptacle pour les sédiments fluvio-glaciaires et fluvio-lacustres, et pour les produits de décapage des versants. DOLLFUS (1965) a montré que les abondantes terres rouges du bassin de Huancayo sont d'anciens sols rubéfiés emportés par l'érosion pendant une ou plusieurs phases glaciaires. Ces sédiments rouges font partie de la formation fluvio-lacustre de *Jauja* qui renferme également des argiles et des grès tendres. Cette formation se retrouve plus au N, dans le secteur de Yauyos-Jauja (S du poljé : Laguna Tragadero), où elle est déformée par la néotectonique pléistocène (fig. 154).

Les sols rouges en place étudiés par DOLLFUS se situent généralement au-dessous de 4000 m d'altitude. Toutefois, des horizons orangés ont été notés jusqu'à 4200 m, piégés sous des manteaux de débris périglaciaires ou sous des sols humifères noirs ; ils renferment un peu de kaolinite et surtout des illites, de même que du quartz et de l'hématite (DOLLFUS, 1965, p. 90). Sur la route Tarma-Jauja (départ. de Junin) d'autres sols rouges sont localisés entre de vieux dépôts de pente encroûtés (dont les fragments seraient contemporains de la glaciation correspondant aux tillites du Mantaro) et des dépôts de pente plus récents. DOLLFUS souligne que ces sols rouges sont riches en kaolinite et en illite, et renferment 5 à 10 % de Fe_2O_3 dans la fraction argileuse.

Dans le bassin d'Huaraz, au pied de la Cordillera Blanca, un sol rouge épais de 2 m, attribué à l'interglaciaire Sangamonien (stade isotopique 5), recouvre une moraine de l'Illinoien (CLAPPERTON, 1983). Cet interglaciaire semble donc avoir été propice à la genèse des sols rubéfiés, en particulier au-dessous de 3500 m d'alti-

tude. Des sols rouges hérités, non carbonatés, sont connus à plus basse altitude, comme sur le littoral N du Chili où ils ont été étudiés par BORDE (1966) et PAS-KOFF (1970). Ils présentent souvent un horizon argileux induré, non calcaire, connu sous le nom de *tosca*, qui contribue à la conservation des terrasses marines. Le contexte climatique, voisin du climat méditerranéen, explique que ces sols rouges se rapprochent, selon PAS-KOFF, des sols fersiallitiques de Méditerranée, c'est-à-dire des alfisols/palexeralfs (USDA) à enrichissement argilique (VAUDOUR, 1979, p. 265). Une étude détaillée reste à entreprendre sur la genèse de ces sols rouges et leur étagement en altitude.

3. Les sols holocènes entre 4000 et 5000 m

Les sols andins de haute altitude sont dénommés sols du *Paramo* ou sols de la *Puna*. Ils évoluent en gros entre les isothermes 6 et 2°C, mais sont soumis régulièrement au gel nocturne dans la partie moyenne et supérieure de leur profil, avec de nombreuses alternances gel-dégel. Les précipitations annuelles, de l'ordre de 500 à 800 mm, parfois moins, sont pluviales à nivopluviales. En plus des lithosols, on observe surtout des sols sombres humifères profonds et des sols de tourbières, mais nulle part on ne voit de sols rouges en formation en raison du climat plus frais que celui du dernier interglaciaire.

- **Les lithosols de très haute altitude (4500-5000 m)** : ces sols peu évolués ont été observés dans la zone N de Morococha, au pied du Nevado Puyupuy, où des lapiés sont plus ou moins enterrés par un sol minéral peu épais (10-15 cm), parfois associés à des sols humifères tronqués à cause de la conjonction entre surpâturages, brûlis anthropiques et conditions climatiques sévères.

- **Les rendzines peu profonds du glacio-karst (4200-4500 m)** : dans la région de Palcamayo, le glacio-karst est caractérisé, dans les secteurs bien drainés, par des sols humifères à horizon A1 mollique, brun-foncé à brun-noir (7,5 YR 3/2 à 3/4). Epais de 10 à 20 cm maximum, cet horizon A1 est mal minéralisé et montre une faible carbonatation (1,3 à 1,7 % de $CaCO_3$). Dans les deux échantillons récoltés entre 4450 et 4500 m, la granulométrie est limoneuse, avec une médiane à 14-15 μm (échantillon P1/S : 22 % d'argiles, 48 % de limons ; échantillon PO/S : 2 % d'argiles et 80 % de limons) (fig. 156).

Dans l'échantillon PO/S récolté sur la crête du Cerro Puca Punta (alt. 4500 m), la minéralogie des argiles indique une proportion importante de kaolinite (75 %) et la présence d'argiles micacées (15 %) et de chlorite (10 %). Dans l'échantillon P1/S prélevé dans le même secteur (alt. 4450 m), la kaolinite est moins abondante (15 %) ; on note toujours des argiles micacées (15%) et de la chlorite (10 %), mais beaucoup d'interstratifiés 14c-14s (60 %). Si la plupart de ces argiles sont directement liées à la décalcification des calcaires triasico-liasiques de *Pucara* (tableau 26), en revanche la kaolinite doit avoir une autre origine.

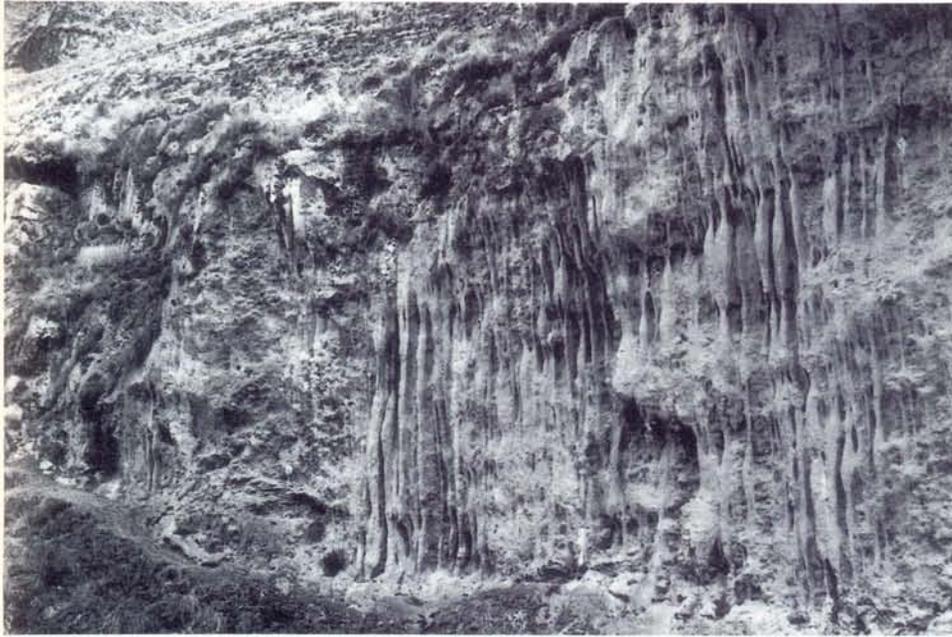


Photo 141 :

Draperies de tufs de base de versant, rive droite du rio Shaca (Région N de Palcamayo), vers 3600 m d'altitude. Les eaux sont enrichies en CO₂ par les sols de la steppe à Ichu et précipitent sur l'escarpement. Des tufs de source (Huagapo) et de cascade sont connus à proximité (fig. 22).

Un remaniement de sols interglaciaires n'est pas exclu, même dans cette région N de Palcamayo qui a subi l'action glaciaire au Wisconsinien.

- **Les sols de tourbières (4000-4500 m)** : les tourbières de cuvettes, type tourbières bombées, sont les plus fréquentes. On les rencontre de préférence sur les terrains imperméables (grès, volcanites), autour des multiples *lagunas*, mais aussi dans les dépressions karstiques dont le fond est étanchéifié par des remplissages fluvio-glaciaires ou glaciaires. Ces tourbières à *Distichia muscoïdes* sont postglaciaires ; DOLLFUS (1965) signale cependant des niveaux tourbeux interglaciaires au-dessus du lac de Carhuacocha, au N du lac Junin, sur la route Tambo del Sol-Huachon. Ceux-ci sont piégés entre des limons proglaciaires rythmés. Les histosols engendrés par ces tourbières sont acides ; au contact du calcaire, on peut observer des microformes de dissolution qui contribuent à l'approfondissement de la dépression. Au-dessus de 4600 m, les tourbières tendent à disparaître. Les tourbières de versant n'existent pratiquement que sur les roches imperméables et sont alimentés par de petits écoulements permanents. Elles produisent des sols noirs très acides.

La pédogenèse postglaciaire des rendzines sombres ne produit guère plus de 30 cm d'horizon humifère A1 dont la mauvaise minéralisation, déterminée par la faible activité des micro-organismes, explique la potentialité agricole réduite. Le taux d'azote disponible est faible et le niveau en phosphore est moyen à bas, de même que le potassium (PULGAR VIDAL, 1981, p. 248). Au-dessus de 4000 m, les sols de la *Puna* ne supportent plus que des cultures de pomme de terre ou *papas* et plus rarement du blé (ex. : zone de Palcamayo-San Pedro de Cajas).

4. Les concrétionnements externes

Tufs, travertins, encroûtements sont caractéristiques des régions tempérées, méditerranéennes et subtro-

picales à saison sèche marquée. Sur les hauts plateaux péruviens, les encroûtements sont hérités, mais les tufs holocènes et actuels sont abondants entre 3000 et 4000 m d'altitude.

- **Les tufs** sont surtout localisés dans les vallées, entre 3500 et 4000 m, au niveau des émergences karstiques. Dans la région de Palcamayo, on a déjà signalé les tufs holocènes, toujours actifs, de la source de Huagapo ; mais il existe d'autres exemples dans la vallée du Mantaro. Sur certains versants, DOLLFUS (1965) mentionne l'existence de dalles de tufs de plusieurs mètres d'épaisseur se terminant par des voiles et des draperies sur les escarpements de base. Nous avons observé des dépôts similaires au N de Palcamayo, en rive droite du rio Shaca, vers 3600 m (photo 141) ainsi que des tufs de cascades, vers 3900 m, dans la gorge située à l'E de San Pedro de Cajas et qui rejoint le rio Shaca.

Dans la vallée du rio Yauli, affluent du Mantaro, autour de Santa Rosa de Saco (alt. 3900 m), les accumulations de tufs et de travertins sont abondantes. Des tufs actifs sont situés dans une petite vallée de rive gauche, vers 4000 m, qui tranche la surface calcaire de la *Puna*. WADGE et COWARD (in IMPERIAL COLLEGE, 1973) signalent que le petit ruisseau a creusé une gorge de 20 m de profondeur et crée de nombreux ponts naturels, l'ensemble étant façonné entièrement dans une épaisse formation de travertin dont l'âge n'est pas précisé. En saison sèche, les fortes teneurs en carbonates des émergences (> 30°F à la source de Huagapo, zone de Palcamayo) expliquent la genèse de ces concrétionnements externes. Durant les interglaciaires plus chauds, ces dépôts chimiques ont été encore plus développés. Aujourd'hui, la cote 3900 m semble être l'altitude limite de formation des tufs.

- **Les encroûtements** sont fréquents entre 3000 et 3700 m d'altitude et intéressent les dépôts morainiques et périglaciaires pré-wisconsinien. Les tillites de Ninicaca, au N du lac de Junin, ont dû être consolidées au cours d'un

ou plusieurs interglaciaires chauds, au Quaternaire ancien ou moyen (DOLLFUS, 1965). Cette consolidation, en permettant la conservation des moraines anciennes, a induré des formations périglaciaires contemporaines de ces tillites. Ainsi, DOLLFUS (1965) décrit de grands versants encroûtés, vers 3300-3400 m, dans la vallée du Mantaro à la sortie du bassin de Huancayo. Dans la vallée du rio Shaca (N de Palcamayo), vers 3500-3600 m, nous avons également observé des encroûtements similaires, l'escarpement de base du versant étant ourlé de coulées de calcite. De nombreux versants réglés, d'une pente de 35° environ, ont donc été plus ou moins immunisés par ces croûtes et brèches qui fossilisent souvent d'anciens sols rouges.

Ce processus se retrouve dans les autres régions peu humides ou semi-arides des Andes. Dans la cordillère de l'Elqui (N du Chili), PASKOFF (1970, p. 336) cite l'exemple du complexe détritique de Juntar, vers 2200 m, avec ses brèches de pente, terrasses et cônes cimentés. Tufts, travertins et encroûtements divers sont donc des phénomènes morphoclimatiques planétaires rencontrés aussi bien dans les montagnes méditerranéennes et du Moyen-Orient que dans les Andes ou ailleurs, et dont les modalités géochimiques sont mieux connues (cf. n°1-2 de Méditerranée, 1986).

Sols rouges, altérations, encroûtements et travertins engendrés au cours du Plio-Quaternaire sont l'expression d'une évolution récente à l'échelle de la genèse des Andes. En revanche, l'absence de bauxites karstiques dans toute la cordillère des Andes pose un problème géomorphologique et géologique majeur (BARDOSSY, 1982, p. 395). En effet, l'évolution de la chaîne depuis la phase tectonique péruvienne, à la fin du Crétacé, s'est traduite par une érosion importante et le dépôt de molasses rouges dans le domaine des hauts plateaux (alors en subsidence) et sur le piémont amazonien. Certes, ces "Couches rouges", dont on a l'équivalent au Permien avec les molasses rouges de *Mitu*, attestent une puissante altération et érosion sous climat tropical, mais aucune surface calcaire ne s'est trouvée à l'affleurement pendant une période suffisamment longue et calme pour permettre un piégeage des bauxites.

Au Mésozoïque, des karsts se sont pourtant formés dans des conditions apparemment plus favorables à la genèse des bauxites karstiques. Ainsi, MEGARD (1978, p. 128) a observé avec DALMAYRAC un remarquable karst pré-néocomien à Chichirraquina (route Cerro de Pasco-Vinchos), dans le département de Pasco. Les formes et fissures karstiques affectant la surface des bancs calcaires inclinés de *Pucara* (Trias-Lias) sont fossilisées par les grès néocomiens à lentilles de charbon de la formation de *Goyllarisquizga*, lesquels renferment de gros blocs éboulés de calcaires triasico-liasiques. Cette érosion pré-néocomienne est corrélative des mouvements verticaux "névadiens". MEGARD (1978, p. 125) pense que cette phase de karstification, sans doute assez longue, a eu lieu pendant une épigénèse, impliquant une lente montée du continent, plutôt que durant une véritable tectorogénèse. Par consé-

quent, c'est dans ces karsts pré-néocomiens qu'il faudrait chercher les éventuels bauxites karstiques.

D. EVOLUTION ACTUELLE DES HAUTS KARSTS PERUVIENS

L'évolution actuelle des karsts de montagne du Pérou dépend de l'étagement bioclimatique et des héritages morphologiques et géologiques. Par commodité, on distingue l'étagement morphoclimatique actuel et les crypto-karsts s.l. évoluant aujourd'hui sous une couverture quelconque (glace, volcanites, tourbières...).

1. L'étagement morphoclimatique

Les karsts actuellement connus dans l'ensemble du Pérou permettent d'esquisser un étagement morphoclimatique présentant certaines similitudes avec celui décrit en Nouvelle-Guinée (Chap. 7). Compte tenu de l'aridité qui règne sur le versant pacifique et de la médiocrité des affleurements carbonatés sur le flanc W de la cordillère occidentale, cet étagement va du piémont amazonien jusqu'aux sommets englacés de la cordillère occidentale, en passant par la cordillère orientale et les hauts plateaux.

a. Le karst de la forêt ombrophile ou pluviale de basse altitude (500-1000 m)

Ces karsts sont présents dans la zone sub-andine, en particulier dans les départements de Junin, Huanuco, Ucayali et Cajamarca. Près de la ville de Tingo Maria (départ. de Huanuco), les chaînons calcaires possèdent des grottes-tunnels comme la Cueva de Las Lechuzas située à 640 m d'altitude dans la vallée de Monzon (BOWSER et al., in IMPERIAL COLLEGE CLUB, 1973 ; GARCIA ROSSEL, 1965). Les explorations spéléologiques sont sommaires en raison des conditions naturelles difficiles : chaleur humide ($P > 2500$ mm/an), forêt dense et présence d'*Histoplasma capsulatum* (moisissure responsable de l'histoplasmose) dans les cavités riches en guano.

Un pont naturel de grande dimension et d'autres phénomènes karstiques majeurs ont été signalés par J. PASTEUR (1988) à l'E de Satipo (départ. de Junin), sur la rivière Cutuvireni (Cordillère de Vilcabamba). Ces karsts de la zone sub-andine se développent dans la couverture calcaire Permo-Carbonifère et Mésozoïque qui a été plissée au Pliocène moyen-supérieur. On observe une succession de plis cylindriques isopaques limités par des failles inverses, déversées vers l'E. Au NE de Satipo, sur le plateau du Gran Pajonal (départ. de Junin et Huanuco), MEGARD (1978) indique que les barres de calcaires permo-carbonifères sont entaillées par de profonds canyons. Ponts naturels et canyons sont donc une morphologie plio-quaternaire directement induit par le soulèvement-plissement commencé au Pliocène moyen (voire à la fin du Miocène). En revanche, le modelé karstique de plateau a pu reprendre une surface karstifiée antérieure-

ment, notamment dans la zone SW demeurée émergée au cours du Miocène et non recouvertes par les "Couches rouges". Pratiquement tout reste à faire sur ces karsts de la région sub-andine où existent des similitudes morphotectoniques avec les karsts des arcs insulaires soulevés au Plio-Pléistocène (Chap. VII).

b. Les karsts de la forêt pluviale de moyenne et haute altitude (1500-3000 m)

Plusieurs hauts karsts forestiers, à fort potentiel spéléologique, ont été explorés au N du Pérou, dans le département de Cajamarca (SAMMARTINO et al., 1981 et 1982). Tous se développent dans les calcaires et dolomies crétacés.

- **La zone du Parc National de Cutervo** (province de Cutervo) présente, à l'W de la localité de San Andres, un remarquable exemple de karst forestier d'altitude entre 2200 et 3000 m que l'on peut assimiler au karst type de la "Nebelwald" andine du versant amazonien, avec des précipitations de 2500 à 3000 mm/an (saison sèche de juin à août) et des brouillards importants la nuit et le matin. La forêt mixte, sous climat tempéré très humide, a souvent été très dégradé sur les flancs des Andes amazoniennes comme dans les Highlands de Nouvelle-Guinée. La végétation climacique est caractérisée par des espèces typiques comme les fougères arborescentes (*Cyathea esparala*), certains conifères (*Sapinus saponari*) ou le palmier *Enanas*. Façonné dans les calcaires crétacés (?), le relief est de type fluvio-karstique avec de nombreuses gorges et des systèmes pertes-émergences. Le gouffre le plus profond est le Tragadero de San Andres profond de 334 m (X : 9310,19 Y : 750,75 Z : 2360 m) exploré en 1979 par les spéléos français du G.S.B.M. (SAMMARTINO et al., 1981).

- **La zone de Ninabamba** se situe au N de la ville de Cajamarca, dans la vallée du rio Chancay. Le karst, localisé entre 2000 et 3000 m, possède de multiples pertes dans les calcaires crétacés. Le système d'Uscopisco débute avec la perte spectaculaire ("El Tragadero") du rio Chancay ; plusieurs regards ont été explorés sur cet important système perte-émergence, totalisant près de 5 km de galeries connues (GARCIA ROSSEL, 1965 ; SAMMARTINO et al., 1981 ; ORROCK et LANE, 1984).

- **La zone de Socota** (province de Cutervo), située entre 1800 et 2600 m, a été intégralement défrichée si bien que le karst est recouvert par une steppe à "ichus" comme sur l'Altiplano (cf. SAMMARTINO et al., 1982).

c. Les hauts karsts supraforestiers des hauts plateaux et des cordillères (3000-5000 m) :

On observe une zonation altitudinale nette :

- les bassins, comme celui de Huancayo (au sud du département de Junin), compris entre 3000 et 3500 m, sont riches en sédiments rouges remaniés et hérités des cycles glaciaires-interglaciaires du Plio-Quaternaire ;

- les grandes vallées, situées entre 3500 et 4000 m (ex : vallée du Mantaro/départ. de Junin), présentent des dépôts fluvio-glaciaires (terrasses), des tufs et travertins au niveau des sources des hauts plateaux et des formations périglaciaires encroûtées ;

- l'étage des hauts plateaux, entre 4000 et 4600 m environ (ex : plateaux du Mantaro/département de Junin), manifeste soit des zones glacio-karstiques évolués à proximité des cordillères, soit des régions planes à dépressions peu marquées ;

- l'étage supérieur, situé au-dessus de 4600-4700 m, comporte des karsts déglacés (depuis le Tardiglaciaire ou le "Petit Age Glaciaire") et des karsts sous-glaciaires.

Si les conditions bioclimatiques sont semblables dans tous les hauts karsts du Pérou central (climat de montagne à la limite du semi-aride et du semi-humide), celles-ci sont très différentes dans les hauts karsts équatoriens. Ainsi, à l'W de Napo et au S du Cotopaxi, dans la cordillère orientale, le glacio-karst du Cerro Hermoso (chaîne Llanganates, alt. 4638 m) ne connaît pas de saison sèche et reçoit 2000 à 3500 mm de précipitations annuelles. Bien que l'on se situe à la latitude 1°S, la limite actuelle des neiges permanentes est très basse, vers 4350 m, alors qu'elle atteint 5100 à 5300 m dans le Pérou central et méridional. Au cours de l'expédition italo-équatorienne de 1933-1934 dans les Llanganates, MARIN (1936) qualifie de "Sibérie équatoriale" ces hautes régions froides et humides localisées entre 3000 et 4000 m (cf. KENNERLEY et BROMLEY).

2. Les crypto-karsts s.l. de haute montagne

On parle d'évolution crypto-karstique quand celle-ci se produit sous une couverture non calcaire permettant le passage de l'eau (ex : basaltes fissurés, glace, dépôts meubles et sols épais perméables...). Dans les Andes péruviennes, les terrains calcaires sont fréquemment recouverts par des formations qui peuvent ralentir, stopper ou favoriser la karstification.

a. Les karsts sous-glaciaires

Au Pérou, les surfaces calcaires dégagées par les glaciers au cours du "Petit Age Glaciaire" révèlent une morphologie voisine des karsts proglaciaires historiques des Alpes franco-suissees ou de Nouvelle-Guinée. Cependant, dans les Andes péruviennes, l'hydrologie sous-glaciaire fonctionne au ralenti par rapport aux glaciers des pays tempérés, sans doute en raison de la forte sublimation qui modifie les modalités de l'ablation. Des précisions sont apportées par les travaux glaciologiques récents effectués sur la calotte glaciaire du Quelccaya (alt. 5650 m, S = 55 km²) située à 100 km au SSE de Cuzco dans le Pérou méridional (THOMPSON, 1980).

A Quelccaya, on est en présence d'une glace tempérée, d'une température de 0°C à - 10 m (forage dans le glacier). Quelques écoulements supraglaciaires sous forme de bédrières ont été observés, mais les ruissellements sont rares. L'eau qui ne peut s'écouler en surface, parce qu'insuffisante, imbibe la glace, d'où une lente

percolation à travers le glacier qui doit atteindre le contact glace-rocher par des discontinuités, voire de petits conduits. Les rares ruisseaux proglaciaires sont localisés sur les portails des langues de débordement. Un tel déficit hydrologique ne peut s'expliquer que par la sublimation. En effet, d'après HASTENRATH (1978), le calcul précis du bilan thermique pour la calotte de Quelccaya montre que l'ablation est faible ou à peu près nulle. Un recul de 100 m a été constaté entre 1963 et 1978 pour la langue de Qori Kalis, mais les limites de la calotte n'ont presque pas été modifiées, sans doute aussi à cause de l'inertie représentée par la masse importante du glacier (THOMPSON et al., 1982).

Pendant la saison sèche (août), nous avons constaté le même déficit hydrologique pour les glaciers résiduels d'Anticona et de Shahuac situés entre 4900 et 5200 m, au N des mines de Morococha (fig. 137) ainsi que pour les grands glaciers de la Cordillera Blanca (ex : zone du Huandoy, Pisco, Chacraraju, Chopicalqui, Huascaran). Dans le cas des petits glaciers sommitaux, les formes de décrépitude en coupoles ne présentent pas de bédrières, et ont des ruisseaux proglaciaires modestes. A 5800 m d'altitude, sur le Nevado Pisco (Cordillera Blanca), la température diurne peut dépasser 25°C. L'intense radiation solaire facilite la sublimation de la glace et de la neige fondante dans une atmosphère sèche, d'où la genèse des "champignons" et "volutés" de glace qui ourlent les crêtes, et des "flûtes de glace" de paroi.

Dans les Alpes, mais également en Nouvelle-Guinée, sur le Mt. Jaya, la forte nébulosité et l'atmosphère humide ralentissent fortement la sublimation et facilitent les écoulements supra et sous-glaciaires, expliquant une hydrologie sous-glaciaire et proglaciaire plus efficace pour l'évolution karstique.

b. Les karsts sous formations fluvio-glaciaires

Au cours du Plio-Quaternaire, les glaciations ont répandu un matériel détritique abondant sur l'Altiplano péruvien et bolivien. Sur les hauts plateaux calcaires des départements de Junin et de Pasco, les glaciers de piémont ont colmaté les zones déprimées. Ainsi, le haut plateau de Junin présente un plancher étanchéifié par un remplissage fluvio-glaciaire qui a barré les écoulements au S et créé le lac de Junin, le second de l'Altiplano péruvien par la superficie. Partiellement fossilisé par ces dépôts fluvio-glaciaires, le karst de Junin ne doit pas présenter un horizon profond développé en raison de l'absence de gradient hydraulique important puisque le niveau de base local est toujours proche. Il est donc probable que les karsts sous alluvions aient des aquifères totalement saturés.

c. Les karsts sous volcanites

Au cours du Tertiaire, la surface de la *Puna* a été fossilisée à diverses reprises par des volcanites, en particulier sur sa bordure occidentale. Dans le massif englacé du Tunshu-Tuyujuto, on a vu qu'il existait de grandes dépressions glacio-karstiques creusées au

contact des calcaires crétacés et des volcanites éo-miocènes. La possibilité d'une karstification postérieure sous des terrains volcaniques est possible quand ces derniers sont peu épais et fracturés, et à proximité des affleurements calcaires.

d. Les karsts sous tourbières

La plupart des dépressions glacio-karstiques majeures, cirques-dolines et mégadolines, sont envahies par d'épaisses tourbières développées depuis le Tardiglaciaire ou au cours de l'Holocène. Le drainage souterrain étant mal assuré, étangs temporaires ou permanents sont fréquents. L'acidité des eaux produit une corrosion visible sur les bordures, de même que la fluctuation saisonnière des plans d'eau contribue à l'élargissement de certaines dépressions.

CONCLUSION

La richesse et l'originalité du relief des Andes centrales sont d'abord liées au caractère de chaîne liminaire, en bordure de la subduction pacifique, puis à sa surrection en haute altitude dès la fin du Miocène, qui a introduit un fort gradient topo-climatique et le développement des premières glaciations au Pliocène, ces deux phénomènes étant responsables d'une morphogenèse active. Mais auparavant, la sédimentation carbonatée au Mésozoïque et les phénomènes ultérieurs d'érosion-karstification ont été continuellement troublés par le plutonisme et le volcanisme, en liaison étroite avec la zone de subduction qui fonctionne depuis le début du Secondaire (alignement N-S du batholite côtier).

En premier lieu, la sédimentation carbonatée est toujours limitée en superficie dans l'ensemble des Andes à cause des conditions structurales particulières, caractérisées par la succession de zones géanticlinales étroites et de bassins allongés d'orientation méridienne (AUDEBAUD et al., 1973). Le Trias et le Lias sont les périodes les plus favorables puisqu'au niveau du futur géanticlinal du Marañon se forment près de 2000 m de calcaires et dolomies ; c'est dans cette série du groupe de *Pucara* que se situent les karsts d'altitude les mieux développés (région N de Palcamayo/départ. de Junin ; plateau de Yuracyacu dans la "zone imbriquée" du N du Pérou). A partir du Crétacé, la sédimentation carbonatée est modifiée par des apports terrigènes et des sills volcaniques, en relation avec les bandes géanticlinales émergées et le régime de distension.

En second lieu, l'instabilité de la chaîne pendant le Mésozoïque et le Cénozoïque n'a pas permis aux affleurements calcaires d'évoluer longuement dans des conditions de pause tectonique, d'où l'absence de bauxites karstiques dans toute la cordillère des Andes. Les seules bauxites connues sont d'origine latéritique, comme celles de Santiago du Chili (BARDOSSY, 1982). L'un des premiers karsts connus est d'âge pré-néocomien ; il a dû se former au Malm au cours d'une épirogenèse insuffisante pour engendrer des bauxites (MEGARD, 1978). A la fin du Crétacé, avec la phase de

plissement péruvien (compression laramienne), une puissante sédimentation rouge se produit dans les bassins subsidés localisés au niveau des hauts plateaux et de la zone sub-andine. Ces molasses rouges sont caractéristiques de la paléogéographie des Andes depuis la fin du cycle hercynien (grès et pélites rouges de *Mitu* : Permien supérieur-Trias inférieur). Leur sédimentation se poursuit au Cénozoïque dans les régions déprimées à la suite des orogènes *incaïque* (Eocène terminal) et *quechua* (Miocène), mais s'arrête au Pliocène avec l'arrivée des glaciations, preuve que l'essentiel du volume montagneux actuel était atteint, réduisant ou supprimant l'altération rubéfiante en altitude.

- Rôle et mise en place du plutonisme dans le cadre de la tectonique andine :

Les dispositifs morphostructuraux variés, en particulier en liaison avec les corps plutoniques, sont hérités de la tectorogénèse andine de subduction qui a débuté à la fin du Crétacé il y a 80 Ma. Selon MEGARD (1978, p. 267), cette longue période orogénique présente une succession de sous-périodes "tectorogéniques" de compression assez courtes (<10 Ma ; ex : Crétacé terminal, Eocène terminal) et de sous-périodes "orogéniques" plus longues (10 à 20 Ma ; ex : Miocène à Quaternaire) caractérisées par la surrection des zones plissées et par un magmatisme calco-alcalin. Evidemment, ce schéma peut susciter des discussions : par exemple, y-a-t-il synchronisme ou non dans la distribution temporelle des mouvements de distension et de compression ? Le problème est complexe.

MEGARD (1978) évoque avec justesse que les intrusions andines ne sont presque jamais syntectoniques (ex. : texture rarement orientée, recoupement de l'encaissant à l'emporte pièce). Sur les plateaux W du Mantaro, en bordure de la Cordillère occidentale, nous avons vu également que les plutons miocènes, type Nevado Puyupuy, perforent la surface des plateaux sans avoir subi une quelconque tectonisation. Quant au volcanisme, MEGARD (1978, p. 273) montre qu'il n'y a pas de relation évidente avec la compression, mais plutôt avec la distension car il est lui-même affecté par des mouvements de compression postérieurs.

Le magmatisme andin, engendré à grande profondeur, provient de la fusion des couches supérieures de la croûte océanique de la plaque Nazca subductée sous la plaque sud-américaine. La capacité d'ascension du magma, peut-être sous forme de bulles sans racine (?), est facilitée par la présence de zones de distension dans la partie supérieure de la lithosphère, sans que l'on parle pour autant "d'intrusions syntectoniques", expression qui peut prêter à confusion (LAMEYRE, 1986, p.258). Dans les Andes centrales du Pérou, les intrusions sont rarement forcées ; ainsi, dans le secteur du Nevado Puyupuy, nous n'avons pas observé de rebroussement de couche au contact granodiorite/calcaire. Dans la plupart des cas, les corps intrusifs ne semblent pas avoir eu de mal à remonter très haut dans la croûte sialique, puis dans les terrains sédimentaires, utilisant les fractures de distension et pro-

cedant par assimilation magmatique. JAMES (1971) et MEGARD (1978), entre autres, avaient déjà constaté la quasi-absence d'effets mécaniques au contact des plutons (sauf exception pour l'intrusion diapirique du Cerro Huacra, 40 km au S de La Oroya, dont les porphyres dioritiques ont rebroussé à la verticale les "Couches rouges", in MEGARD, 1978, p. 232-233).

Le volcanisme des Andes du Pérou date essentiellement de l'Eocène terminal et du Plio-Quaternaire. Les relations entre karst et volcanisme sont encore peu connues (rôle de marqueur pour dater les surfaces scellées ; rôle des retombées acides, du CO₂, de l'hydrothermalisme...).

- Evolution morphologique néogène et pléistocène :

Au Miocène moyen-supérieur, la puissante surrection correspondant à la phase *quechua* (subdivisée en deux phases par MEGARD, 1978 : l'une au Miocène, l'autre au Pliocène) constitue une période charnière dans l'évolution morphologique des Andes centrales. D'une part, un fort plutonisme se produit au niveau de la cordillère occidentale et de la bordure SW des hauts plateaux. D'autre part, cordillères et hauts plateaux sont portés très haut en altitude.

C'est donc au Miocène supérieur que commence à se former le réseau hydrographique actuel (en particulier les grands canyons) par rapport aux niveaux de base pacifique et amazonien (SEBRIER et al., 1985). En position centrale, les hauts plateaux sont relativement protégés de l'érosion régressive, surtout dans la partie SW ; en revanche, dans la partie NE, les rivières de la cordillère orientale (la chaîne est ici moins haute) entame l'Altiplano, comme l'indiquent les reliefs et vallées scellées par des ignimbrites au Pliocène inférieur et moyen.

Au Plio-Quaternaire, le système morphogénétique lié aux cycles glaciaires-interglaciaires est à l'origine des glacio-karsts et autres karsts d'altitude des Andes centrales. Ceux-ci ont rajeuni des dispositifs structuraux variés et fortement aplanis au cours du Tertiaire :

- dans la cordillère occidentale caractérisée par ses écaillés déversées vers l'E, l'évolution glacio-karstique s'est également faite au contact des volcanites oligo-miocènes et des plutons néogènes (ex. : régions W de Morococha et du Tuyutujo) ;

- dans la "zone imbriquée" inter-cordillères du N du Pérou, les glacio-karsts se sont implantés dans la surface d'aplanissement qui tranche un système d'écaillés étroites et chevauchantes vers l'E (ex : plateau de Yuracyacu, à l'E de la Cordillera Blanca) ;

- sur les hauts plateaux du SW du Mantaro, mollement plissés, des glacio-karsts sont adossés à de petits stocks intrusifs résiduels. Des cirques-dolines sont en voie de formation au contact de la cordillère occidentale (secteur de Morococha). Sur ces hauts plateaux situés au-dessus de 4400 m, les glaciers de calotte ont eu une faible action mécanique et glacio-karstique ;

- sur les hauts plateaux du NE du Mantaro, beaucoup plus plissés, le rajeunissement du relief a profité d'un réseau hydrographique déjà développé au Pliocène, créant ainsi un ensemble de vallées glacio-karstiques

Grottes	X	Y	Z (m)	Dével. (m)	Dénivel. (m)
Cueva de Huagapo	8754,72	414,21	3570	1900	-6, +30
Cueva de Pacu Huayen	8756,97	408,98	3800	800	
Grotte inf. d'Antacocha	8760,87	412,56	4250	126	-57
Grotte sup. d'Antacocha	8760,87	412,56	4250	107	-14

Tableau 29 :

Coordonnées et spéléométrie des principales grottes connues de la région N de Palcamayo (coordonnées d'après la carte de Tarma, 1/100 000, Hoja 23-1) (spéléométrie d'après l'Imperial College of London, 1973).

Gouffres	X	Y	Z (m)	Dévelop. (m)	Dénivellation (m)
Sima de Milpo	8 756,64	413,50	3992	2140	+5, -402
Sima Maximo	8 758,52	415,25	4415	120	-65
Sima de Mata Pacla	8 755,38	403,16	4326	220	-60
Cueva de Concha Loma	8 760,10	412,36	4450	220	-56
Sima de Callash Punta	8 759,20	409,60	4430	70	-50
Cueva Ricrican	8 757,98	416,15	4350	110	-50
Cueva de Mata Patla	8 760,20	412,10	4450	100	-47
Sima Jurac Chaga	8 758,67	415,60	4520	80	-45
Cueva Yuray Chaga	8 758,43	415,57	4480	90	-34
Cueva de Abra	8 757,58	415,24	4330	60	-18

Tableau 30 :

Coordonnées et spéléométrie des principaux gouffres connus de la région N de Palcamayo (coordonnées d'après la carte de Tarma) (spéléométrie d'après l'Imperial College of London, 1973).

dans la région N de Palcamayo ou un relief appalachien ou pseudo-appalachien dans la zone du poljé de la Laguna Tragadero (fig. 154).

Au cours du Plio-Pléistocène, les bassins des hauts plateaux ont piégés de nombreux dépôts corrélatifs. L'étude détaillée de ces remplissages, comme à la Sabana de Bogota (VAN DER HAMMEN, 1981), permet d'éclairer la chronologie des phases détritiques liées aux glaciations. En parallèle, l'étude des remplissages souterrains, comme ceux du système de Huagapo-Sima de Milpo (région de Palcamayo), montre l'importance chronostratigraphique des sédiments piégés par l'endokarst.

L'évolution karstique actuelle dépend étroitement de l'étagement en altitude. Sur les hauts plateaux et les cordillères, le climat est semi-humide de sorte que la vitesse de dissolution approximative est de l'ordre de 25 à 30 m³/km²/an, valeur qui est sans doute multipliée par 4 ou 5 sur les hauts karsts humides d'Equateur (ex : Cerro Hermoso). Dans les grandes vallées de l'Altiplano, la relative abondance des tufs actuels et holocènes liés aux émergences s'explique par le temps de séjour prolongé des eaux souterraines en saison sèche et par la production de CO₂ des tourbières, d'où la nette augmentation de la pCO₂ dans les portions peu ventilées des cavités.

Dans la haute montagne du domaine intertropical, seuls les hauts karsts à tourbières et à steppe à *Dechampsia* et *Cyathea* de Nouvelle-Guinée présentent une évolution actuelle similaire, mais avec une dissolution 5 à 6 fois plus forte en raison des abondantes précipitations.

- Relations homme-karst (annexe II) :

Dans la zone de Palcamayo, on observe un abandon quasi-systématique des terrasses de cultures, à l'exception des basses terrasses (situées près des émergences et des cours d'eau) et des jardins enclos qui bordent les habitations. Cette déprise humaine, caractérisée par l'abandon des techniques traditionnelles héritées des Incas, aboutit à une dégradation des grands versants anthropisés, en liaison avec les lents mouvements de masse (photos 133 et 142). Avec l'introduction des ovins par les Espagnols, les surpâturages et la pratique des brûlis sont devenus des fléaux pour l'environnement : les forêts ont disparu entre 2000 et 4000 m et les sols sont très dégradés sur les grands versants.

Ainsi dans l'ensemble du domaine andin d'altitude, entre 2500 et 4500 m, brûlis et surpâturages ont diminué la potentialité des prairies et des sols, et permis le développement généralisé de cette steppe formée d'herbes dures du genre *Stipa* et *Calamagrostis* peu favorables au bétail. Aujourd'hui, on ne voit pas comment diminuer le cheptel ovien par deux ou trois sur les hauts plateaux et dans les hautes vallées en l'absence de prairies de basse et moyenne altitude de remplacement gagnées sur la bordure amazonienne.

Entre 3900 et 4700 m, l'Altiplano karstique ou semi-karstique restera donc, sans doute encore pendant des lustres, le domaine de l'élevage extensif, alors que l'Altiplano à "couches rouges" et ignimbrites n'est guère utilisable à cause du développement du ravinement, ce dernier étant favorisé par l'effet conjugué des surpâturages et des feux sur un support rocheux tendre.

Photo 142 :

Le surcreusement de la vallée du rio Shaca (4 km en amont de Palcamayo) date de la phase Plio-Quaternaire comme les canyons de raccordement adjacents.

Premier plan, synclinal pincé.

Noter le fond de vallée cultivé et les terrasses abandonnées sur les hauts versants datant de la période incaïque.



Annexe I

INVENTAIRE DES PRINCIPALES CAVITES DE LA REGION N DE PALCAMAYO

La zone N de Palcamayo a attiré les spéléologues en raison de l'existence de la Cueva de Huagapo, connue depuis longtemps des habitants de la vallée du rio Shaca grâce à son vaste porche aisément accessible. Des élèves du Collège National de Tarma y découvrent, il y a plus de 25 ans, les restes supposés d'un mastodonte (GARCIA ROSELL, 1965, p. 24). Après l'expédition péruvienne à la grotte de Huagapo en 1964 plusieurs expéditions étrangères se succèdent, dont celles de l'Imperial College Club de Londres en 1972, du Club Aixois d'Expéditions Spéléologiques en 1976 (ORVILLE, 1977) et du Groupe Spéleo Bagnols Marcoule en 1979 (SAMMARTINO et al., 1981).

Le système hydrogéologique de Huagapo présente un bassin-versant important dans lequel quatre cavités à écoulement temporaire ou permanent ont été explorées : les grottes d'Antacocha, la Cueva de Huagapo et la Sima de Milpo. La Cueva de Pacu Huayen, appartenant à un autre système, est décrite.

1. Les grottes d'Antacocha

- Coordonnées-spéléométrie : X : 8760,87 Y : 412,56 Z : 4250 m

. Grotte supérieure (perte active) : dénivellation = 14 m ; développement = 107 m.

. Grotte inférieure (ancienne perte) : dénivellation = 57 m ; développement = 126 m.

- Accès : ces deux grottes se situent 300 m au S du lac d'Antacocha, là où l'exutoire du lac se perd dans les calcaires de Pucara (2 h de marche depuis le début de la vallée d'Antacocha à 3900 m).

- Historique : ces cavités sont explorées en 1972 par l'expédition anglaise de "l'Imperial College Club" de Londres qui procède à une expérience de traçage dans la grotte supérieure active. La relation est prouvée avec la Cueva de Huagapo et son émergence.

- Equipement : aucun.

- Description : à l'entrée de la perte active, large de 1 x 5 m, le débit du ruisseau est de quelques l/s en saison sèche. Ce réseau, apparemment assez récent car lié à l'existence

du lac actuel, est de petites dimensions. Par contre, la grotte inférieure plus ancienne, s'ouvre par un large effondrement de 20 m de diamètre et de 8-10 m de profondeur ; un passage entre les blocs donne accès à une salle de 20 m de large, 15 m de haut et 100 m de long au fond de laquelle se perd un ruisseau.

2. La Cueva de Huagapo (fig. 145)

- *Coordonnées-spéléométrie* : X : 8754,72 Y : 414,21 Z : 3570 m

Dénivellation : 45 m ; développement : 1900 m ; extension : 1100 m

- *Accès* : la grotte-émergence s'ouvre en rive gauche du rio Shaca, à 3,5 km au NW de Palcamayo (10 mn de marche depuis la route).

- *Historique* : connue des Indiens Quechuas, la cavité est explorée sur 800 m en février 1969 par des andinistes péruviens. En mai 1972, les spéléos polonais s'arrêtent sur un siphon temporaire à 1000 m de l'entrée ; en août de la même année, les spéléos anglais de "Imperial College" poursuivent la cavité sur un développement de 1700 m et s'arrêtent sur un siphon permanent. En septembre 1976, les Français du Club Aixois d'Expéditions Spéléologiques franchissent le siphon, continuent sur 200 m et stoppent l'exploration faute de lumière.

- *Équipement* : P7 m (si on court-circuite la première partie active). Pontonnière facultative. Siphon 1 (2 m), siphon 2 (8 m).

- *Description* : le grand porche, de 20 x 20 m, est sec ; la rivière souterraine émerge d'un petit conduit de 3 m de diamètre, 20 m en contrebas. La galerie d'entrée haute de 25-30 m et large de 15 m, présente une voûte très concrétionnée. Ce conduit principal, entrecoupé de parties plus étroites en canyons et de quelques passages bas, mesure 1250 m jusqu'au double siphon terminal. Il est dominé par des galeries sèches représentant un total exploré de 450 m.

3. La Sima de Milpo ou de Racas Marca (fig. 146)

- *Coordonnées-spéléométrie* : X : 8756,64 Y : 413,50 Z : 3992 m

Dénivellation = 407 m (- 402m, + 5 m) ; développement : 2141 m ; indice de verticalité = 0,27 ; extension = 900 m.

- *Accès* : le gouffre se situe 2,5 km au NNW de Huagapo, au fond de la vallée de Hualli Uran, légèrement au-dessous du hameau de Chauquiran. On l'atteint en 1h 30 de marche en remontant la Quebrada de Ushto.

- *Historique* : en 1972, les Polonais explorent la cavité jusqu'à - 50 m et découvrent un réseau ascendant (+ 5 m)

dénommé "réseau des Polonais". Modesto Castro, guide quasi-officiel de la grotte de Huagapo, poursuit l'exploration en solitaire jusqu'à - 120 m et s'arrête au sommet d'un puits de 10 m (puits Modesto).

En août 1972, les Anglais de "Imperial College" atteignent le siphon terminal à - 402 m.

- *Équipement* : P9 m, P7 m, P11 m, P10 m, P8 m, P9 m, P8 m, P8 m, P11 m. Un équipement en vire existe après - 200 m ; une pontonnière peut être utile si l'on passe directement dans l'eau.

- *Description* : cette perte temporaire est caractérisée par une entrée étroite (1 x 0,40 m) située au fond de la vallée en V, en rive droite. Elle peut absorber des volumes d'eaux importants durant la saison humide. L'ensemble du gouffre se développe aux dépens du pendage (25°) et de petites fractures, dans les calcaires du Trias supérieur-Lias inférieur qui comportent ici de nombreuses passées siliceuses noirs (cherts). La galerie, creusée sur joint de strates et/ou sur diaclase et fractures, est entrecoupée par neuf petits puits compris entre 7 et 11 m. Vers - 340 m, le ruisseau ne débite que 0,5 l/s en saison sèche, mais le gouffre est périlleux à explorer en période de pluies. Le P11 terminal donne accès, à - 360 m, à une salle d'effondrement de 10 x 20 m.

4. La Cueva de Pacu Huayen

- *Coordonnées-spéléométrie* : X : 8756,97 Y : 408,98 Z : 3800 m

Dénivellation = 15 m (- 5 m, + 10 m environ) ; développement = 800 m (571 m d'après les Anglais de Southampton) ; extension = 300 m.

- *Accès* : la grotte se situe à 2 km à l'ENE de San Pedro de Cajas, au fond d'un petit cirque placé en rive droite du rio Yanayacu ou rio Shaca. L'entrée s'ouvre au-dessus d'une petite émergence, à 20 m du fond de la vallée (15 mn de marche).

- *Historique* : connue des habitants (élevage de cochons d'Inde à proximité), la cavité est explorée partiellement par Modesto Castro, puis continuée et topographiée par les spéléos français du G.S.B.M. en 1979 (arrêt sur siphon). Les Anglais de Southampton réexplorent la grotte en 1982.

- *Équipement* : 1 échelle de 10 m.

- *Description* : cette grotte donne accès à une petite rivière souterraine de 10 l/s en saison sèche. Le réseau se développe vers le NW et longe le versant dans les calcaires triasico-liasique de *Pucara* ; mais il est sans doute alimenté par le karst à dolines situé juste au N de San Pedro de Cajas. La grotte présente une succession de passages actifs et inactifs, avec des conduits très concrétionnés (SAMMARTINO et al., 1081, p. 110).

L'HOMME ET LA HAUTE MONTAGNE ANDINE, INCIDENCE SUR L'EVOLUTION

La forte anthropisation des hauts plateaux et des hautes vallées des cordillères, avec ses grands versants entièrement aménagés en terrasses de cultures (ou "andènes") et le développement de l'élevage extensif, est caractéristique des Andes centrales, entre 2000 et 4500 m. Au cours de l'Holocène, cette forte pression humaine, devenue plus lourde après la conquête espagnole, a joué un rôle capital dans la destruction de la végétation originelle. Aujourd'hui, l'abandon de l'entretien des terrasses, le surpâturage, les besoins croissants en eau potable, sans parler de la pollution émise par les grands centres miniers, posent de graves problèmes dont l'instabilité des versants, la dégradation irréversible du tapis végétal et l'érosion des sols.

1. Rappel historique de l'emprise humaine dans la haute montagne andine

L'Altiplano et les hautes vallées connaissent un climat sain, semi-humide, qui s'oppose à la sécheresse de la *Costa* pacifique et à la chaleur humide de la *Selva* amazonienne. Aussi, les premières populations, sans doute originaires d'Asie orientale (franchissement du détroit de Béring entre 25 000 et 10 000 ans BP), se sont-elles peu à peu implantées dans les vallées fertiles, entre 2000 et 4000 m d'altitude. Au Pérou, les premiers agriculteurs sont apparus vers 4000 ans av. J.-C., mais sur les cordillères et les hauts plateaux, les premières civilisations sont plus tardives. Ainsi, dans la Cordillera Blanca, les cités de Chavin et de Huantar ne s'épanouissent qu'entre 800 et 200 ans av. J.-C. pendant que se développent les civilisations Mochica et Chimu sur la côte N, et Nazca et Tiahuanaco au S (WHITEHOUSE, 1978). Dans la *Selva alta* (forêt de montagne du versant amazonien), comme à Machu Picchu, on observe des fronts pionniers successifs.

Contrairement au phénomène des montagnes-refuges du pourtour méditerranéen et du Moyen-Orient, lié en grande partie aux invasions et guerres qui se sont succédées durant des millénaires, la haute montagne andine, loin des mouvements de population de l'Eurasie, a été occupée par souci de trouver un climat et des terroirs plus favorables. Exemple frappant, la chute brutale de l'empire Inca devant les maigres troupes espagnoles dirigées par Pizarre prouve que les populations andines de l'époque ignoraient totalement ce qu'était une invasion, ne disposant d'aucune tradition orale en ce domaine, ni d'habitudes défensives éprouvées.

Sous la domination espagnole, les Indiens de l'Altiplano restent cependant très attachés à leur tradi-

tion ; mais avec l'introduction du blé et des moutons, avec l'exploitation des mines (découverte en 1525, la mine d'argent de Potosi domine la production mondiale jusqu'au XVIII^e S), la pression humaine s'accroît en même temps que les déséquilibres avec l'environnement.

2. Versants aménagés et évolution morphologique

Situés entre 1500 et 5000 m d'altitude, les grands versants andins aménagés par l'homme présentent un gradient topo-climatique exceptionnel, comparable à celui de la montagne himalayenne, où les mouvements de masse, lents ou catastrophiques posent un problème majeur aux communautés montagnardes. Sur les terrains non calcaires (volcanites, granitoïdes, grès, schistes), l'aménagement total en terrasses de cultures n'a jamais réussi à maîtriser l'instabilité naturelle des versants. Sur le flanc pacifique des Andes péruviennes, dans la haute vallée du rio Chancay (départ. de Cajamarca), BERTRAND, DOLLFUS et HUBSCHMAN (1980) montrent que ces aménagements "épidermiques" ne peuvent bloquer l'évolution normale des versants (instabilité sismique, glissements, laves torrentielles) ; et même en l'absence de phénomènes catastrophiques, cette évolution dite "normale" demeure toujours la préoccupation constante des sociétés paysannes.

Aux grands versants anthropisés et non maîtrisés de la cordillère occidentale, il faut opposer les versants calcaires des hautes vallées de l'Altiplano, à gradient topo-climatique moins important et stabilité naturelle meilleure. Dans la région karstique au N de Palcamayo (départ. de Junin), on observe un étagement du paysage agraire depuis le fond des grandes vallées vers 3200-3500 m jusqu'aux plateaux et hautes vallées glacio-karstiques vers 4200-4500 m.

- **Les grandes vallées**, comme celle du rio Palcamayo entre Acabamba (alt. 2940 m) et Palcamayo (alt. 3339m), ont des fonds alluviaux larges de quelques centaines de mètres et occupés par des cultures vivrières intensives (pomme de terre, maïs, carotte...).

- **Les hautes vallées affluentes**, comme celle du rio Shaca située au N de Palcamayo entre 3400 et 3800 m, sont plus étroites. Les torrents qui les parcourent sont en partie alimentés par des sources karstiques (émergence de Huagapo). La basse terrasse alluviale est cultivée intensivement tandis que les abris sous roche servent pour le parcage du bétail et l'élevage des cochons d'Inde.

- **Les versants**, hauts de 1000 m au maximum, sont intégralement aménagés par des terrasses, aussi bien dans les calcaires triasico-liasiques de *Pucara* que dans les grès et volcanites permo-triasiques de *Mitu*. Celle-ci ont été aménagés jusque sur les pentes escarpées dominant les canyons proglaciaires ou *quebradas* (photo 139). Sur les pentes dépassant 30-35°, les murets, au lieu d'être parallèles, constituent un dense réseau réticulé, démultipliant les parcelles. Construites pendant la période incaïque, ces terrasses ont été peu à peu abandonnées après la conquête espagnole. Aussi, les constructions de soutènement se dégradent-elles inexorablement. Sur ces friches, les anciens murs ne forment parfois que des bourrelets irréguliers qui traduisent les phénomènes de solifluxion et les lents mouvements de masse.

Cet aménagement de grande ampleur, qui a favorisé la stabilité des versants calcaires en empêchant l'érosion des sols, est gravement menacé par absence d'entretien et abandon. Dans le département de Junin, le développement des centres miniers et de l'urbanisation a favorisé l'exode rural et l'abandon progressif des cultures en terrasses, surtout depuis le XIX^eS. Aujourd'hui, les cultures de haute altitude, entre 3500 et 4200 m, sont localisées sur des replats, des pentes modérées et sur les basses terrasses, à proximité des points d'eau. Dans les grandes vallées des cordillères, et dans une moindre mesure dans les vallées calcaires de la bordure de l'Altiplano, l'abandon des techniques traditionnelles de mise en valeur agricole des versants, héritées des Incas et fondées sur la rotation des cultures et l'entretien des terrasses, conduit aujourd'hui à une situation d'autant plus grave que les grands versants andins sont doués d'une grande instabilité naturelle.

3. Surpâturages et érosion des sols

Depuis des millénaires, l'emprise humaine dans les hautes régions andines a profondément modifié la végétation originelle. Mais depuis la conquête espagnole, les processus de destruction des sols et des forêts se sont accélérés avec :

- les surpâturages, dus surtout à l'introduction des ovins ;
- l'utilisation massive du bois pour les mines ;
- le développement des feux pastoraux.

Les pâturages péruviens, au-dessus de 2500 m,

représentent une superficie de 19 millions d'ha pour 3,8 millions de Camélidés (lamas, alpagas, vigognes), 3,5 millions de têtes de gros bétail (bovins, chevaux) et surtout 15 millions d'ovins (MILLONES, 1982).

Or, le *Service National de l'Évaluation des Ressources Naturelles du Pérou* estime que les pâturages de la *Puna* peuvent supporter sans risques 1 bête pour 3 ha. Dans ces conditions, on constate que la pression pastorale est 3,5 fois plus forte que la normale. Sur les hauts plateau calcaires, l'érosion des sols consécutive aux surpâturages est généralement faible, mais elle augmente sur les versants ou sur les croupes les plus élevées, vers 4500-4700 m, avec la péjoration des conditions climatiques.

La pratique des brûlis est connue aussi bien dans les vallées que sur les hauts plateaux. Des prairies sont incendiées jusqu'à 4600-4700 m d'altitude, comme au pied du Nevado Puyupuy, au N des mines de Morococha. MILLONES (1982) considère que ces feux, destinés au nettoyage des terres et au maintien des pâturages, constituent un des problèmes d'environnement les plus graves des Andes centrales, introduisant des déséquilibres souvent irréversibles dans l'ensemble de l'écosystème et du géosystème andin : élimination de la végétation climacique, destruction des forêts (la forêt a totalement disparu ou presque au-dessus de 2500-3000 m, alors qu'elle monte naturellement jusqu'à 4000 m !), extinction d'espèces végétales et animales et érosion des sols.

Les pâturages de la *Puna* sont menacés par la pollution industrielle, phénomène inhabituel à 4000m d'altitude. Situé au coeur des hauts plateaux du Mantaro, le grand centre industriel de La Oroya possède les plus importantes usines de traitement de minerais du pays. MILLONES (1982) souligne que la pollution engendrée par les fumées de La Oroya a détruit les pâturages proches et affecté un territoire environnant de plus de 7000 km², alors qu'on se situe dans un des terroirs les plus favorables de l'Altiplano. On peut d'ailleurs se demander si les ravinelements importants et apparemment récents qui se produisent sur les "Couches rouges", 8 à 10 km au S de La Oroya, ne sont pas dus à la double dégradation des pâturages par les moutons et la pollution.