

Louis Lliboutry \*

Santiago

## PHENOMENES CRYONIVAUX DANS LES ANDES DE SANTIAGO (CHILI)

### Sommaire

Des observations en toute saison ont été faites par l'auteur dans la région de la Mine La Disputada (45 km au Nord-Est de Santiago du Chili), entre 3400 m et 4300 m d'altitude. Dans cette région il tombe en hiver, sous forme de neige exclusivement, l'équivalent d'un mètre d'eau, alors que l'été est parfaitement sec. L'isotherme 0° se situe vers 4000 m, la ligne d'équilibre des glaciers vers 4800 m, mais elle s'abaisse à 3800 m certaines années anormalement humides. Toutefois, vers 4000 m, seulement un cinquième du terrain est englacé. Dans les quatre cinquièmes restant, les glaciers rocheux jeunes ou vieux, plus ou moins caractérisés prédominent, et toute végétation est absente.

C'est là qu'abondent les sols striés, que l'auteur classe en quatre sous-groupes. L'auteur explique ces formes par l'éluviatation des parties fines à la fin de la fonte des neiges, alors que subsiste en profondeur un sol gelé de l'hiver. Les rangées de pierres constituent des drains qui se renforcent de plus en plus. Leur écartement dépend de la profondeur du dégel au milieu de l'après-midi, bien plus grande entre les rangées de pierres que sous les drains.

Les sols striés évoluent vers le champ de pierres, forme stable. Mais une coulée de boue en nappe, survenant un printemps exceptionnellement humide, peut parfois rénover le terrain. La répétition de tels cycles conduit à des dépôts de pente lités. Ces formes disparaissent, en même temps que les étés parfaitement secs et que les pénitents, vers 35° latitude Sud.

### CONDITIONS DANS LESQUELLES FURENT FAITES LES OBSERVATIONS

J'ai été détaché par la France auprès de l'Université du Chili, à Santiago, de 1952 à 1956. Grâce à la compréhension de son Recteur, Don Juan Gomez Millas, j'ai pu étudier sérieusement la topographie, la glaciologie et les phénomènes périglaciaires actuels dans différentes régions des Andes.

En Patagonie, lors de l'expédition française au Fitz-Roy (janvier et février 1952), j'ai parcouru les environs dans tous les sens pour effectuer des triangulations et dresser la première carte géologique. Là comme dans le Massif du Paine (où j'ai passé quinze jours en janvier 1956), je n'ai observé aucun phénomène périglaciaire actuel ou récent, malgré le voisinage immédiat de ce grand champ de glace de 13 400 km<sup>2</sup> qu'est le Hielo Patagónico Sud. Car les phénomènes périglaciaires sont liés à un sol gelé permanent ou temporaire, inexistant dans cette région au climat très océa-

\* Maître de Conférences de Géophysique à l'Université de Grenoble, Institut Fourier, Place Doyen-Gosse, Grenoble (Isère), France.

nique et doux (si ce n'était le vent), et où les glaciers descendent au milieu des forêts<sup>1</sup>. De même plus au Nord, dans la région des grands lacs chiliens et argentins.

Par contre dans les Andes sèches du Chili Central et Septentrional, le périglaciaire actuel est abondant et spectaculaire. Au Nord du Chili, au Pérou Méridional et en Bolivie Orientale, les observations sont très rares, ces régions attirant peu les alpinistes.

Dans la région de Santiago qui nous occupe, mises à part quelques observations sommaires de Güssfeldt (1888) et de Kühn (1933) à l'Aconcagua, les phénomènes périglaciaires ont été signalés pour la première fois par Corte sur le versant argentin (Andes de Cuyo), autour de la Laguna Diamante (A. Corte 1953). Vers la même époque j'observais des sols polygonaux vers 3800 m à la Parva, un sommet tabulaire qui domine la station de ski de Farellones, et des sols striés au dessus de la Mine de cuivre La Disputada de Las Condes (3424 m), à 45 km à vol d'oiseau au NE de Santiago. Mais ce n'est que pendant les années 1954 à 1956 que je pus étudier en détail les formes périglaciaires et leur genèse.

J'ai retrouvé ces formes un peu partout dans la région: depuis le versant nord du Nevado Juncal, où naît le Rio Aconcagua, jusqu'au Nevado Flores, dans la vallée du Pangal. Mais c'est dans la région de la Mine La Disputada que les phénomènes sont plus nombreux et beaux. Cette région est la plus facile d'accès, la Mine étant accessible d'octobre à mai par une piste de terre battue. (En jeep on peut même monter jusqu'à 3800 m). C'est au dessus de cette Mine, à 4300 m, à la Punta del Infiernillo, que l'Université du Chili a fait construire ces années-là un observatoire pour les observations météorologiques et l'étude des rayons cosmiques<sup>2</sup>.

Je ne compte plus le nombre de fois où je suis monté de la Mine, à 3400 m, au chantier, à 4300 m, par des itinéraires variés. J'ai fait cette ascension à toute époque de l'année, à ski, à pied, plus rarement à mulet, depuis l'époque où la neige de l'hiver commence à se stabiliser, mais recouvre entièrement le sol, jusqu'à la fin de l'été. Ainsi ai-je pu assister à toutes les étapes de la fonte des neiges, au travail quotidien du sol sous l'effet du gel nocturne, à l'évolution de telle pente, à la genèse de telle forme. C'est lorsque le skieur de printemps cesse ses excursions, mais

---

<sup>1</sup> Le Professeur Ruellan a observé quelques sols polygonaux à l'Est du Paine, dans une région au climat bien plus steppique et continental (la Laguna Amarga n'y a pas d'exutoire tellement le climat est sec).

<sup>2</sup> Ce lieu est extrêmement standard: il correspond à la ligne d'équilibre des glaciers, au mode de la courbe hypsométrique, il n'est ni trop ni trop peu exposé au vent. Les relevés météorologiques de l'observatoire de l'Infiernillo vont donc faire un grand pas à l'étude du climat des Hautes Andes de Santiago.

que le géologue ne s'aventure pas encore dans un terrain détrempe et boueux, à cette époque malencontreuse où la plupart des universitaires sont pris par les examens, que se situe la période d'activité des sols.

Je n'ai pu publier les résultats acquis que dans de courtes notes à l'époque (L. Lliboutry 1955 c, d; 1956 b), puis dans un ouvrage en espagnol, déjà épuisé dans les librairies chiliennes et guère diffusé à l'extérieur du Chili (L. Lliboutry 1956 a).

Bien que ce soit une concession minière, il n'existe pas de carte topographique de cette région. En 1947, une mission de l'American Air Force a effectué une couverture aérienne trimétrique du pays, et cette zone figure sur les clichés verticaux. Malheureusement le vol eut lieu en hiver,

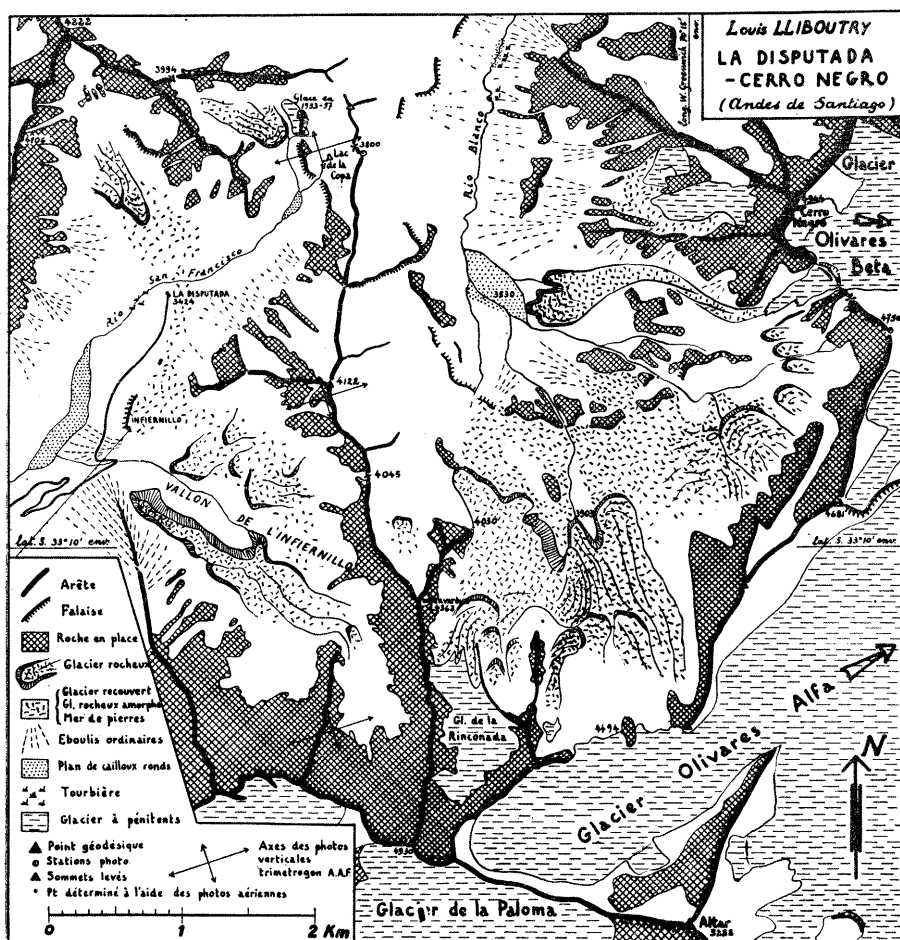


Fig. 1. Carte de la région

lorsque tous les détails sont ensevelis sous la neige, et à une altitude trop basse pour permettre une restitution des sommets les plus élevés. Néanmoins, se basant sur quelques levés expéditifs sommaires que je pus fournir, l'Institut Géographique Militaire Chilien a pu effectuer une restitution, inédite, qui sert de fond à la carte ci-jointe (fig. 1).

En terminant ce préambule, qu'il me soit permis de remercier le Recteur de l'Université du Chili, Le Colonel dirigeant l'I. G. M., l'ingénieur Marcos Gambino et autres cadres de la Mine La Disputada, pour toutes les facilités qu'ils m'ont accordées pendant mon séjour au Chili.

## LE TERRAIN ET LE CLIMAT

### LE TERRAIN

J'ai étudié l'orographie, le climat et les glaciers du Massif du Nevado Juncal par ailleurs (L. Lliboutry 1954 b, 1956 a).

La région étudiée se situe à sa limite ouest autour de  $33^{\circ} 08'$  latitude Sud et  $70^{\circ} 17'$  longitude Ouest de Greenwich. En ce point, à 3790 m, le Portezuelo (Col) de la Copa sépare la vallée du Rio Blanco, qui s'enfonce vers le Nord rejoindre le Rio Aconcagua, de la vallée du Rio San Francisco, qui s'en va vers le Sud former avec le Rio Molina le Mapocho, affluent du Maipo. A l'Est le haut plateau des Glaciers Olivares présente une barrière qui ne s'abaisse nulle part en dessous de 4600 m. A l'Ouest s'étend un haut plateau tout parsemé de cirques glaciaires adjacents. Les crêtes rocheuses entre les cirques dépassent à peine 4000 m, le fond des cirques se situe vers 3500 m. Tous ces cirques sont partiellement occupés par des glaciers rocheux.

En ce point le batholithe de roches cristallines n'est nulle part loin de la surface, et apparaît au fond des vallées — ce qui explique l'existence d'une mine de cuivre. Au dessus se trouvent les andésites et rhyolites de l'étage de Farellones (paléocène — début éocène), le dernier de la „série porphyritique” (C. Kohn 1957). Aussi trouve-t-on une grande variété de roches, les andésites à grain fin, les granodiorites et diorites de contact, qui toutes se gélivent en cailloux irréguliers, étant les plus fréquentes. Par altération ces roches donnent relativement peu de sable et beaucoup de limons.

### TEMPERATURES ET GEL DU SOL

D'après les mesures faites au Col de la Cumbre, juste au Nord du Massif, la température moyenne de l'air est  $0^{\circ} \text{C}$  vers 4000 m. D'après les premiers enregistrements que j'ai effectués à l'observatoire de l'Infiernillo et à la

Mine, au milieu du printemps l'isotherme  $0^{\circ}\text{C}$  oscille, suivant le jour et l'heure de la journée, entre 2900 et 3400 m par temps couvert, entre 3100 et 4170 m par temps découvert. Au milieu de l'été l'isotherme  $0^{\circ}\text{C}$  oscille, suivant le jour et l'heure de la journée, entre 3540 et 5000 m par temps couvert, entre 3660 et 5200 m par temps découvert. Cette oscillation bien plus grande l'été est due, je pense, à ce que toute neige en fusion ou eau courante a disparu. C'est donc entre 3500 m et 4000 m que les cycles gel—dégel sont le plus nombreux. C'est aussi à cette altitude que les phénomènes périglaciaires sont les plus les abondants.

L'amplitude des oscillations diurnes de la température de l'air est en moyenne de  $7$  à  $8^{\circ}$ . Mais il lui arrive d'atteindre  $14^{\circ}$  et même  $20^{\circ}$ . Lorsque le sol est sec, ses oscillations de température, que je n'ai pas mesurées, doivent être bien supérieures.

En plein été, au Cerro Plomo (5430 m), au cours de fouilles archéologiques, Oscar Gonzales et Luis Krahl ont trouvé le permafrost à 30 cm de profondeur. (Il avait permis la parfaite conservation du corps gelé d'un petit Indien depuis l'époque incaïque). Mais dans la région étudiée, il ne s'agit que d'un sol gelé saisonnier: je l'ai trouvé en décembre, à 3500 m. à 30 cm de profondeur; et en janvier, à 3900 m, à 20 cm de profondeur, J'estime que dans la zone étudiée, en dessous de 4300 m, il n'y a pas de sol gelé permanent.

#### PRECIPITATIONS

Le climat de la région se caractérise par de fortes précipitations de mai à septembre, des précipitations locales, faibles, en octobre et novembre, et une absence quasi-totale de précipitations de décembre à avril.

Au dessus de 2600 m la pluie est pratiquement inconnue, et la neige séjourne sans interruption de mai à septembre. A l'altitude qui nous occupe (3500—4000 m) il tombe, sous forme de neige, environ 1 mètre d'eau (L. Lliboutry 1956 a, p. 298), alors qu'à Santiago, à l'abri de la Cordillère côtière, la précipitation moyenne est 371 mm seulement.

Les précipitations à Santiago sont d'ailleurs extrêmement irrégulières, allant de 66 mm (en 1924) à 820 mm (en 1901). L'hypsogramme des précipitations est une courbe bimodale, si bien qu'on peut schématiser le climat en disant qu'il y a des années normales, où il tombe à Santiago en moyenne 300 mm d'eau, et des années exceptionnellement humides (une sur cinq, environ), où il en tombe en moyenne 660 mm. Ces années-là la région plus humide, qui commence vers Rancagua, s'étend vers le Nord. Encore faudrait-il distinguer entre années à hiver exceptionnellement neigeux (comme l'hiver 1953) et étés exceptionnellement humides (comme l'été 1955—56).

## LIGNE D'EQUILIBRE DES GLACIERS

On donne en général comme première caractéristique du climat, la limite des neiges éternelles. Que cette notion est ambiguë et factice dans le cas qui nous occupe! J'ai analysé cette question dans mes travaux (Lliboutry 1955 b, 1960.)

a. La neige tient beaucoup mieux sur un glacier que sur la terre nue, par suite de l'ablation sous forme de pénitents. On peut définir une ligne d'équilibre des glaciers comme l'altitude moyenne à partir de laquelle les glaciers, une fois formés, se maintiennent. Elle serait de 4300 m dans cette région (4800 m à l'Aconcagua, 5500 m plus à l'Est). La limite inférieure des névés, lorsqu'ils existent, est bien plus haut.

b. Mais par suite de la grande irrégularité des précipitations, lorsque les glaciers n'ont pas un très grand développement en altitude, ils sont, suivant les années et sur toute leur surface, entièrement bénéficiaires ou déficitaires. On peut dire schématiquement que la ligne d'équilibre des glaciers n'est pas à 4300 m, mais à 4800 m une année normale et à 3700 m une année exceptionnellement humide.

Pendant mon séjour, ai-je dit, l'hiver 1953 a été exceptionnellement neigeux, l'été 1955—56 exceptionnellement humide. Vers le Col de la Copa des corniches de neige à 3800 m, et une grande plaque de neige de  $100 \times 300$  m entre 3700 m et 3750 m n'ont pas disparu l'été 1954, et subsistaient encore en avril 1956, transformées en glace. Il semble donc que les cirques glaciaires existant entre 3600 m et 4000 m peuvent avoir été occupés par des glaciers sans qu'un grand changement de climat soit nécessaire. (Notons toutefois, pour être complets, que contre ce Col de la Copa existe un cirque, occupé par un glacier rocheux. Or ce n'est pas à la tête de ce cirque que ce glacier incipient est apparu, mais bien plus bas, à côté du front du glacier rocheux.)

c. Les précipitations se faisant l'hiver, sous forme de neige poudreuse chassée par le vent, et aucune averse d'été ne venant nettoyer les roches météorisées des débris qui les recouvrent, au dessus de 5000 m les grandes pentes de terre nue sont plus fréquentes que les glaciers.

Y a-t-il sur ces pentes des sols structuraux? A 4700 m au Cerro Iver j'ai observé un sol polygonal de petite période, à 4800 m à l'Alto del Potrero Escondido un très beau sol strié. Mais je n'ai jamais eu, pas plus que Corte, le temps d'entreprendre une ascension au dessus de 5100 m dans la région.

Faute de connaître les bilans, il vaut donc mieux déterminer dans une région et pour un versant donné, le pourcentage de terrain englacé

dans chaque tranche d'altitude. Voici les chiffres pour le versant ouest du Massif du Juncal:

Altitude moyenne de la tranche	3500	4000	4500	5000	5500 m
Pourcentage de surface englacée (en projection horizontale)	1,6	21	38	30	31

#### LA FONTE DE LA NEIGE ET LE DEGEL DU SOL UN PRINTEMPS NORMAL

Pour comprendre la localisation des sols structuraux d'altitude, il faut étudier comment fond la neige.

A la fin de l'hiver, en septembre, tout le terrain est enneigé, sauf les croupes ventées. La fonte des neiges, maximum en octobre et novembre, fait disparaître la neige successivement des lieux suivants:

1. fortes pentes Nord et Ouest (sur ces dernières la forte insolation se fait l'après-midi, lorsque l'air est chaud; sur les pentes Est la forte insolation et la forte température de l'air n'ont pas lieu en même temps, circonstance défavorable à la fusion);

2. glaciers rocheux, car leur position en saillie ne permet pas une grande accumulation; mais la neige se maintient très longtemps dans les creux entre les bourrelets (photo 1);

3. zones peu inclinées, non nourries par des avalanches;

4. pentes Est et Sud;

5. corniches et cônes d'avalanches; ces derniers se recouvrent souvent d'éboulis avant la disparition complète de la neige, donnant naissance à un glacier enterré (L. Lliboutry 1957 b).

Dans un premier stade, la fonte de la neige se fait sous forme de pénitents, lames de neige dure Est—Ouest, qui restent en dessous de 0° alors que les sillons entre eux sont en franche fusion (L. Lliboutry 1953, 1954 a, 1955 a, 1957 a). Une année normale, en octobre et novembre, tous les champs de neige sont hérissés de pénitents en rangs serrés au dessus de 3500 m. Certaines années comme en 1953 (hiver très neigeux, printemps très sec), c'est même au dessus de 3300 m. Pendant le printemps 1955, exceptionnellement humide, et où le ciel se couvrait de cumulus tous les après-midi, aucun pénitent n'apparut sur les pentes Ouest. Sur les pentes Est ils n'apparurent que plus tard, au dessus de 4000 m.

En dessous de cette altitude on observe des chenaux de fonte (*Schmelzwasserfurchen*), dessinant les lignes de plus grande pente, surtout sur les pentes Ouest. (Je parlerai plus loin de l'exceptionnel printemps 1955.)

En dessous de 4200 m, les pénitents sont détruits par élévation de température de l'air avant que les sillons aient atteint le sol. En novembre, tard l'après-midi, j'ai skié sur des champs de pénitents, lames de glace de 20 cm de haut, dressées sur un champ de neige granuleuse saturée d'eau. Les chenaux de fonte apparaissent avant que les pénitents aient disparu.

En résumé dans la zone qui nous occupe, en un point donné, on a successivement:

1. un champ de pénitents Est—Ouest;
2. des chenaux de fonte parallèles à la plus grande pente (*campo arato di neve* des auteurs italiens);
3. des flaques de neige granuleuse, en franche fusion généralisée l'après-midi, voisinant avec des zones de sol nu.

D'après mes observations les sols striés de petite période (de l'ordre du décimètre) se formeraient pendant la deuxième phase, et les sols striés de grande période (de l'ordre du mètre) pendant la troisième.

## LA STRUCTURATION DES SOLS

### FORMATION DES DRAINS

Le sol structural le plus abondant dans la région est le sol strié, qui apparaît comme une série de drains naturels équidistants, suivant rigoureusement la ligne de plus grande pente. L'eau de fonte coule librement dans ces drains, sillons garnis de pierres, sans matrice fine. Elle imbibe le terrain voisin, le transformant en une boue saturée d'eau, mais à peu près imperméable.

Il est évident que de tels drains, s'ils sont à peine dessinés, vont se former de plus en plus par simple ablation, entraînement par l'eau courante des parties fines, car l'eau y coulera de préférence. Les drains se renforceront par „autocatalyse”, (mauvaise traduction française du terme anglais *self-enforcing process*).

Je réfute de suite un argument avancé plusieurs fois par des auteurs qui n'ont pas observé de sol strié en pleine activité (A. Cailleux et G. Taylor 1954; A. L. Washburn 1956): des ravineaux d'érosion ont des anastomoses, confluent les uns dans les autres. Ici le sol gelé de l'hiver limite la profondeur des drains et différents processus en fixent l'écartement. De ce fait tout phénomène de capture, de confluence, est impossible.

### DIFFERENTS TYPES DE SOLS STRIES D'ALTITUDE

Je précise tout de suite qu'à l'altitude considérée il n'y a plus aucune végétation, mis à part quelques très rares lichens (la météorisation et

la gélivation des roches sont trop rapides pour leur laisser le temps de croître), et très exceptionnellement quelque plante xérophile isolée, dont la profonde racine va chercher loin sous les cailloux la terre et l'humidité. On a donc des phénomènes plus simples que dans l'autres régions. (Bien des sols structuraux observés ailleurs s'expliquent par l'écologie des végétaux.)

Je classerai les sols striés que j'ai observés en quatre types.

a. Sols striés de petite période (20 cm environ) très réguliers, formés sur des terrains riches en matrice fine: alentours du petit lac de la Copa (photo 2), ou abrupt frontal d'un glacier rocheux jeune, dans sa partie supérieure. En enlevant les cailloux des drains, il reste un profil sensiblement sinusoïdal.

En ces lieux j'ai observé, juste avant la disparition de la neige, des chenaux de fonte bien marqués. Je suppose que leur formation se fait à ce moment, le sol dégelant sous l'effet des radiations solaires qui traversent la couche de neige. C'est la formation simultanée sur une grande étendue qui explique leur régularité.

b. Sols striés de petite période (20—30 cm), peu étendus et peu réguliers, apparaissant au milieu d'un champ de cailloux (photo 3).

c. Sols striés de grande période (1 à 2 m), peu étendus et peu réguliers, plats (surface des drains et surface de la terre entre les drains de niveau), apparaissant au milieu d'un champ de cailloux.

Il y a tous les intermédiaires entre les sols striés *b* ou *c* et le champ de cailloux. Au fur et à mesure que l'eau de fonte emporte les parties fines, les bandes de pierres s'élargissent de plus en plus. Il finit par n'y avoir que de minces bandes de terre émergeant d'un champ de pierres, puis une mer uniforme de pierres, terme ultime de l'évolution.

J'expliquerai la genèse du type *c* plus loin. Il se forme lorsque le sol est à nu, mais qu'une épaisse flaque de neige en amont l'alimente en eau de fusion tous les après-midi. Le type *b* me semble avoir été un type *a* au début, qui continue à évoluer suivant le même processus que *c*. Le fait qu'il faille distinguer *b* de *c* semble prouvé par l'observation que j'ai faite des deux types superposés: à 3900 m, vers la naissance du Rio Blanco, sur une pente faible orientée vers le Nord-Ouest j'ai découvert de gros drains écartés d'environ deux mètres, entre lesquels se trouvaient cinq à huit petits drains minces parallèles.

d. Bourrelets des glaciers rocheux. On n'a jamais signalé, je crois, le traige marqué du matériel qu'on observe dans les glaciers rocheux jeunes, dont toute la matrice fine n'a pas disparu (photo 4).

Un glacier rocheux à l'amont se confond avec la pente. Puis il montre des bourrelets longitudinaux, et plus bas des bourrelets transversaux et arqués (C. Wahrhaftig et A. Cox 1959). Presque tous les glaciers rocheux étudiés par d'autres auteurs ne montrent en surface que des blocs et des cailloux. Mais dans les Andes de Santiago les formes juvéniles abondent, où il y a plus de terre que de cailloux. Alors les bourrelets sont pauvres en cailloux, tandis que dans les creux qui les séparent les pierres sont rassemblées. Beaucoup de ces pierres sont dressées sur la tranche par suite d'une compression latérale. Dans les creux la terre manque, et il existe des trous où l'on peut faire disparaître tout le manche d'un piolet.

L'éluviation de la matrice fine là où la neige stagne longtemps, facilitée par le fait qu'il s'agit d'un matériau morainique très meuble, contribue donc à former les bourrelets. Dans le haut il s'agit donc d'un simple sol strié. Plus bas le mouvement du glacier arque les bourrelets et les comprime (le front étant en état de compression tout comme un glacier). Contrairement à ce que j'ai écrit il y a cinq ans (L. Lliboutry 1955 c, d; 1956 b), je ne crois plus que le rôle du gel soit prépondérant.

#### GENESE DES SOLS STRIES DU TYPE C

Au milieu d'une après-midi ensoleillée de printemps l'eau de fonte suinte de toutes les flaques de neige qui restent çà et là. Elle imbibe la couche supérieure du sol, qui reste gelé en profondeur, et la transforme en un mollisol, où le pied s'enfonce en faisant sourdre une flaque d'eau. Le soleil et l'air sec assèchent la surface, qui est un champ de pierres ou un sol strié. L'eau circule ainsi occulte, à l'ombre entre les cailloux.

Effectuons une coupe transversale dans la pente. Je représente (fig. 2) un cas typique, observé le 28 novembre 1954, à 16 h, sur une pente à  $36^\circ$

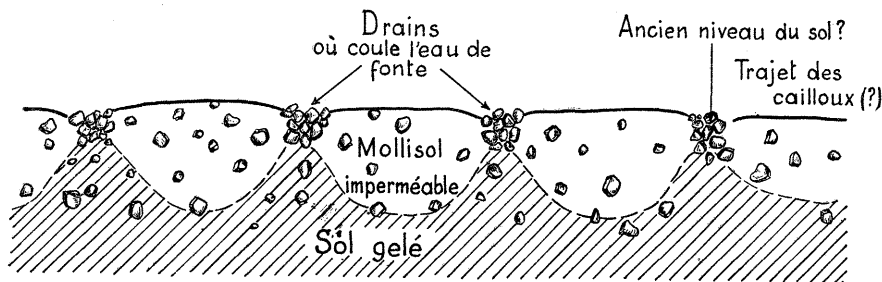


Fig. 2. Coupe d'un sol strié (type c), à 3800 m, sur une pente à  $36^\circ$  orientée vers le Nord-Ouest, le 28 novembre 1954 à 16 h (journée sans nuages)

orientée vers le Nord-Ouest, à 3800 m. Ce qu'on observe est absolument différent de la coupe classique donnée par Romanovsky, et faite l'été (A. Cailleux et G. Taylor 1954). Le sol gelé est bien plus près de la surface sous des drains que'entre eux (18 cm au lieu de 54 cm, pour un écartement des drains de 1 m). C'est que le mollisol, bien qu'imbibé d'eau, est pratiquement imperméable et emmagasine les calories solaires, alors que le drain est rafraîchi par l'eau de fonte à 0° C.

L'écartement entre drains me paraît lié à la profondeur du dégel. L'échauffement général par le haut empêche la surface du sol gelé d'être trop inégale, et fait que les bandes de mollisol entre les drains ne soient pas trop étroites. Si au contraire, pour une profondeur de dégel donnée, la bande de mollisol est trop large, un nouveau drain peut apparaître par le milieu.

La simple érosion, l'ablation du sol, suffisent à expliquer le tri observé (cf. fig. 3). Effet accessoire: je suppose que la lente solifluction du mollisol

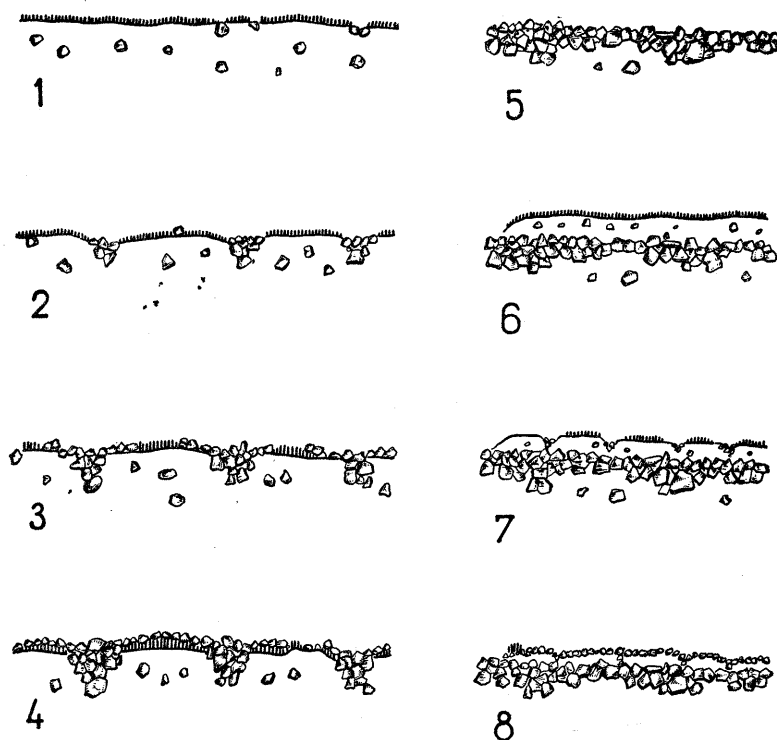


Fig. 3. Evolution d'un sol strié

1 à 5: cycle normal. La forme 5 (champ de pierres) est stable. Une coulée de boue en nappe survenant une année anormale, le cycle recommence (6 à 8). Les petites hachures verticales représentent les pipkra-kes qui se forment chaque nuit

entre les drains doit faire disparaître les cailloux de la surface, en les englobant, car ils sont plus denses que le mollisol. Mais je n'ai pu procéder à des mesures de solifluction, faute de matériel.

#### ROLE DES PIPKRAKES

Lorsque le soleil se couche le mollisol commence à geler. (J'ignore la profondeur atteinte par le gel nocturne, et s'il ne subsiste pas des poches à 0° C). A l'aube le mollisol apparaît hérissé de fibres de glace (*pipkrakes*) de 2 à 5 cm de haut, parfois davantage. Ces *pipkrakes* ameublissent la terre, et de ce fait exhaussent un peu le niveau du sol entre les drains. Ils parviennent à soulever de petits cailloux (les plus gros, de la taille d'un oeuf, mais c'est rare), et les déplacent donc au hasard jusqu'à ce qu'ils soient rejetés vers un drain. Ces effets ne sont sensibles que pour des sols striés de petite période (type *a* et *b*). En effet, si un cycle gel—dégel déplace un caillou au hasard de 1 cm, 100 cycles ne le déplaceront en moyenne que de  $1 \text{ cm} \times \sqrt{100} = 10 \text{ cm}$  (c'est un résultat classique du calcul des probabilités).

Les *pipkrakes* joueraient un grand rôle si le sol était bombé entre les drains, comme c'est le cas pour les bourrelets des glaciers rocheux (type *d*). Mais ces bourrelets ne sont pas humides et je n'y ai jamais observé de *pipkrakes*.

#### AUTRES FORMES DE STRUCTURATION DU SOL

Un sol polygonal de petite période s'observe sur certains terrains peu inclinés et riches en argile. Il semble résulter de l'éluviation de la matrice fine et du travail des *pipkrakes* comme les sols striés de type *a*. Le rôle régulateur des chenaux de fonte serait remplacé par les fentes de dessiccation subsistant de l'été précédent?

Des flaques de terre surgissant au milieu d'une mer de cailloux, irrégulièrement, ne sont je crois qu'une étape de l'évolution qui mène des sols striés au champ de pierres.

Les sols polygonaux de grande période observés (environ 1,5 m de diamètre) consistent en un simple tri du matériel, sur un terrain horizontal et plat. Ils sont rares, pas très beaux, et probablement anciens. Je n'ai pas observé de passage progressif du sol strié type *c* à ce sol polygonal, mais l'aspect très analogue suggère une origine analogue.

(Les bourrelets des glaciers rocheux sont parfois tronçonnés, donnant naissance à des ovales bombés, avec tri du matériel. Il n'y en a au plus

que deux ou trois côte à côte, aussi n'y a-t-il pas lieu de parler de sol polygonal.)

J'ai observé des sols striés centimétriques, sur le sol montant à la Mine, vers 3000 m seulement. Leur existence dans les Andes sèches avait déjà été signalée par Troll, qui les attribue au vent. En réalité il s'agit ici de micropénitents apparus dans un sol gelé très riche en glace. Les lames sont Est—Ouest et non dans la direction N-E à S-O de la vallée, qui canalise le vent, d'ailleurs faible. Leur aspect est très différent des stries de même taille dues au vent. (J'ai observé ces dernières près de Thule, Groenland, à quelques centaines de mètres de l'Inlandsis, là où les rafales de vent katabatique sont le plus fortes.)

#### DIFFERENTS TYPES DE TERRAINS, ET DIFFERENTS CYCLES DE STRUCTURATION

##### DIFFERENTS TYPES DE TERRAIN

S'il est difficile de représenter dans une carte tous les sols structuraux observés (et tous ceux existant n'ont pas été observés), il est par contre facile de diviser la région d'après la nature du terrain, là où les travaux de la Mine ne l'ont pas perturbé.

a. Roche en place.

b. Eboulis ordinaires, sans matrice fine, triés le long de la pente suivant leur grosseur, et formant des pentes de 35° environ. Plus bas, entre 2000 m et 3000 m, ils forment partout de gigantesques „caillasses” qui impressionnent le voyageur. Mais au dessus de 3300 m ils deviennent bien plus rares: localisés là où quelque aiguille rocheuse s'est éboulée, ou bien au pied du front abrupt par lequel se terminent les glaciers rocheux jeunes.

c. Pentes douces de terre, sans gros blocs, imperméables: autour du lac de La Copa, ou sur quelques croupes argileuses.

d. „Plans” de gravier et de sable, au fond des vallées.

e. Tourbières: une, morte, à 3400 m sous la Mine; l'autre, vivante, découpée par des levées de terre comme une rizière, à 3600 m dans la vallée du Rio Blanco.

f. Glaciers rocheux jeunes, à matrice fine abondante, avec bourrelets bien dessinés et tri du matériel: le glacier rocheux de l'Infiernillo en est l'exemple le plus typique. Le terrain est extrêmement meuble et perméable.

g. Glaciers rocheux vieux, où la terre a complètement disparu de la surface. C'est le cas pour les glaciers rocheux de los Bronces, de la

Copa, du Cerro Negro, surtout près du front. Les glaciers rocheux de la Rinconada et du Cerro Negro sont à des stades intermédiaires.

h. Terrasses et glaciers rocheux amorphes. C'est la forme la plus fréquente, entre 3600 m et 4200 m. En surface, on ne voit qu'un champ de cailloux, avec par ci par là quelques sols striés, types *b* et *c*. En coupe (la construction d'un nouvel immeuble à 3520 m a nécessité d'importantes fouilles), on observe un matériau hétérométrique très perméable.

Il est très difficile de distinguer parmi les trois types précédents, entre lesquels d'ailleurs toutes les transitions existent, ce qui à l'origine fut un glacier recouvert ou un glacier enterré, et ce qui ne fut qu'une très lente et vaste coulée de solifluxion. Une épaisse terrasse de matériau meuble formée par solifluxion tend en effet à se détacher du flanc de la montagne où elle a pris naissance parce qu'en ce point l'éluviation est beaucoup plus importante. C'est là que des culots d'avalanche restent tard au printemps, et que l'eau de fonte, qui emporte le matériel fin, est le plus abondante. Rien ne distingue alors l'ancienne terrasse d'une langue morainique coulant parallèlement à l'axe de la vallée, mais à flanc de montagne.

j. Dépôts de pente lités. Au pied de certaines pentes fortes alternent plus ou moins régulièrement le matériel grossier et des lits de matériel fin (fig. 3).

#### GENESE DES DEPOTS DE PENTE LITES

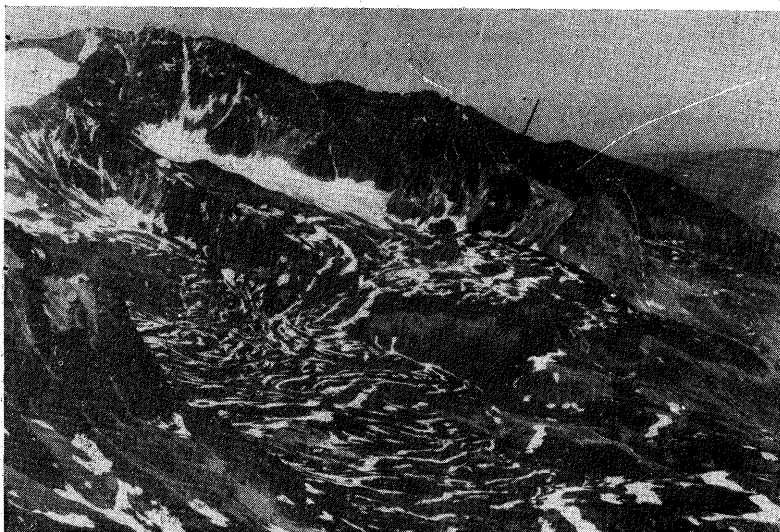
Cette structure provient de l'apparition, certains printemps exceptionnellement humides, de coulées de boue en nappe qui recouvrent tout le champ de pierres. J'en ai observé en novembre 1955, vers 3500 m. Il s'agit d'une coulée de boue rapide, non d'un lent phénomène de solifluxion. Il s'agit d'un écoulement en nappe, et non pas d'une sorte d'avalanche de printemps coulant dans une rigole, bordée de levées latérales. (Ces dernières existent aussi dans la région, et j'en ai vu ou entendu couler tous les étés.)

En repassant au même endroit un mois plus tard, je vis que de petits sols striés commençaient à se former. Par endroit les drains de pierres traversaient la couche de matériau fin de part en part, rejoignant le lit de pierres sous-jacent. On avait ce que certains auteurs ont appelé un sol strié „enraciné”, par opposition à tous ceux décrits jusqu'à présent, qui sont „flottants”.

Un sol strié évolue donc vers le champ de pierres, par ablation continue de la matrice fine. Cette dernière forme est stable et n'évolue plus tant que le climat ne change pas. Mais s'il devient plus humide, il y a surimposition d'une nappe de matériau fin, et le cycle recommence.

## Bibliographie

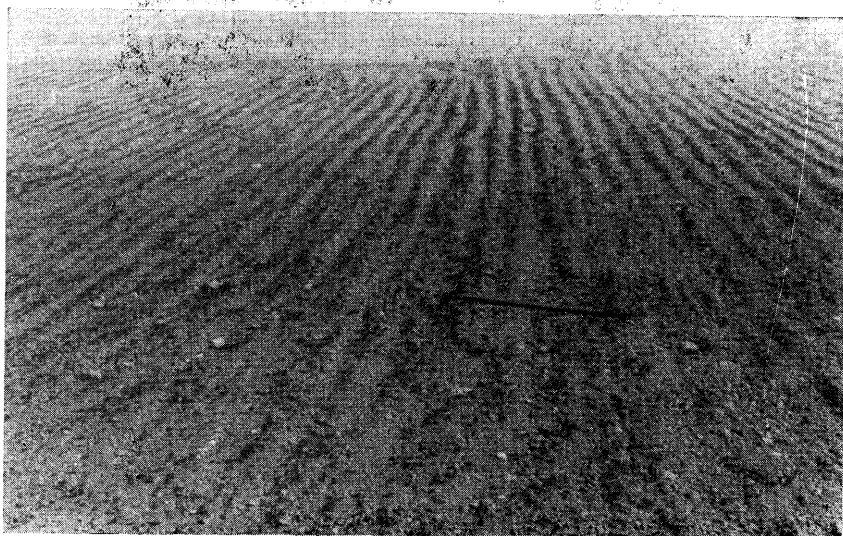
- Botch, S. G. 1946 — Les névés et l'érosion par la neige dans la partie Nord de l'Oural. *Izvestiya Wsesoyuznogo Geogr. Obchtch. SSSR (Bull. Soc. Géogr. URSS)*, t. 78; p. 207—222, (Traduction C.E.D.P., Paris).
- Cailleux, A., Taylor, G. 1954 — Cryopédologie, étude des sols gelés. *Expéd. Polaires Françaises*, 4; 218 p. Paris.
- Corbel, J. 1954 — Sols striés et éboulis ordonnés. *Rev. Géomorph. Dyn.*, t. 5; p. 31—33.
- Corte, A. E. 1955 — Contribución a la morfología periglacial, especialmente criopedológica de la República Argentina. *Acta Geographica*, 14, Helsinki; p. 83—102.
- Corte, A. E. 1953 — Contribución a la morfología periglacial mención al aspecto criopedológico. *Anales del Dep. de Invest. Cient. de la Univ. Nac. de Cuyo*, t. 1, no 2; Mendoza.
- Demangeot, J. 1941 — Contribution à l'étude de quelques formes de nivation. *Rev. Géogr. Alpine*, t. 29; p. 337—352.
- Klohn, C. 1957 — Estado actual del estudio geológico de la „Formación Porfírica”. *Minerales, Revue de l'Institut d'Ingénieurs des Mines du Chili*, no 55; p. 1—12.
- Lliboutry, L. 1953 a — L'origine des pénitents... *C. R. Acad. Sci.*, no 236, Paris; p. 952—954.
- Lliboutry, L. 1953 b — Les pénitents de glace et la transformation de la neige en glace dans les Andes de Santiago. *C. R. Acad. Sci.*, no 236, Paris; p. 1191—1193.
- Lliboutry, L. 1954 a — The origin of penitents. *Jour. Glaciology*, vol. 2, no 15; p. 331—338.
- Lliboutry, L. 1954 b — Le Massif du Nevado Juncal, ses pénitents et ses glaciers. *Rev. Géogr. Alpine*, t. 42; p. 465—495.
- Lliboutry, L. 1955 a — La structure des pénitents de neige. *Assoc. Intern. d'Hydrologie*, publ. 39, Assemblée gén. Rome, t. 4; p. 117—122.
- Lliboutry, L. 1955 b — L'incorporation des éboulis dans la glace. *C. R. Acad. Sci.*, no 240, Paris; p. 1623—1624.
- Lliboutry, L. 1955 c — L'origine des sols striés et polygonaux des Andes de Santiago (Chili). *C. R. Acad. Sci.*, no 240, Paris; p. 1793—1794.
- Lliboutry, L. 1955 d — Origine et évolution des glaciers rocheux. *C. R. Acad. Sci.*, no 240, Paris; p. 1913—1915.
- Lliboutry, L. 1956 a — Nieves y glaciares de Chile, fundamentos de glaciología. Ediciones de la Universidad de Chile, Santiago de Chile; 472 p.
- Lliboutry, L. 1956 b — Observation d'éboulis à lits de limon en cause de formation et anciens dans les Andes de Santiago. *C. R. Acad. Sci.*, no 243, Paris; p. 2108—2110.
- Lliboutry, L. 1957 — Les glaciers du désert chilien. *Assoc. Intern. d'Hydrologie*, publ. 46, Assemblée gén. Toronto, t. 4; p. 291—300.
- Wahrhaftig, C., Cox, A. 1959 — Rock glaciers in the Alaska Range. *Bull. Geol. Soc. America*, vol. 70; p. 383—436.
- Washburn, A. L. 1956 — Classification of patterned ground and review of suggested origins. *Bull. Geol. Soc. America*, vol. 67; p. 823—866.



*cliché L. Lliboutry*

Photo 1. Glaciers rocheux de la Rinconada, prolongeant le glacier du même nom, le 29 janvier 1953

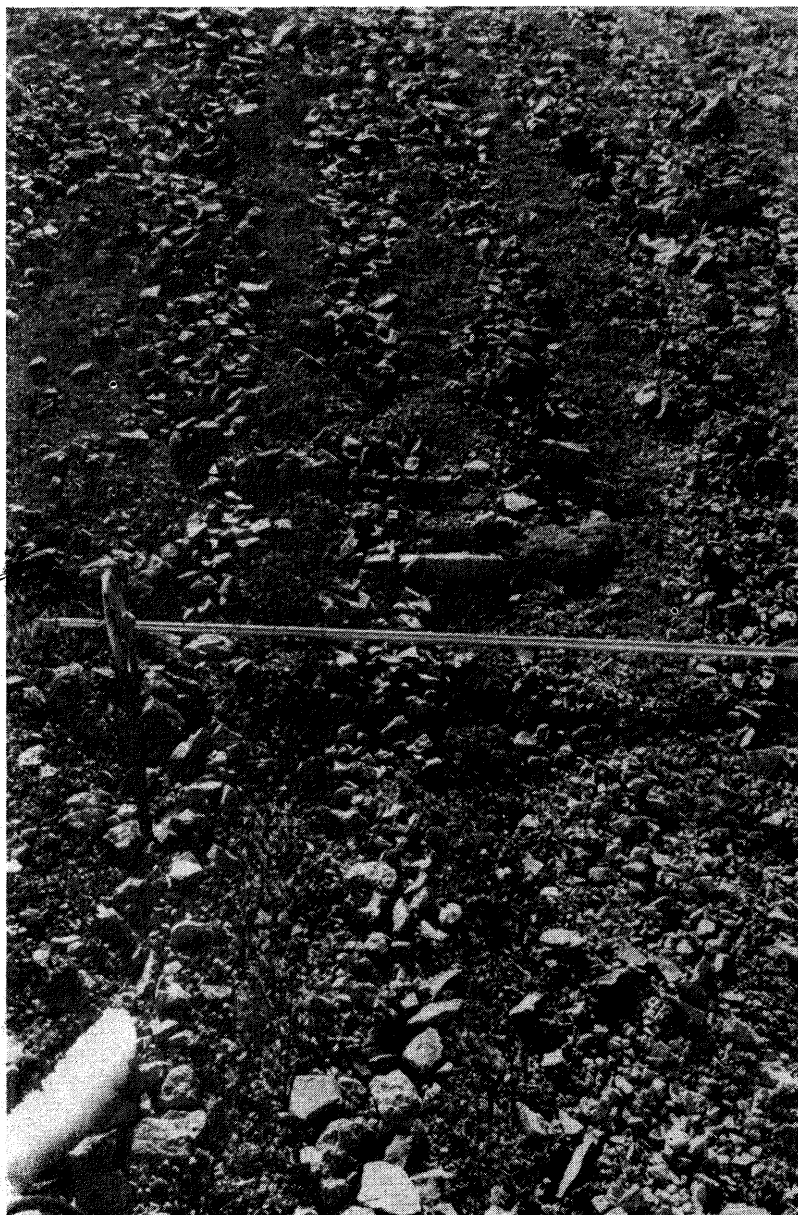
la neige remplit encore les creux entre les bourrelets. La flèche indique l'endroit où fut construit l'observatoire



*cliché Arvedo Décima*

Photo 2. Sol strié de petite période (type a), au voisinage du lac de La Copa (3750 m), sur une faible pente

la terre entre les rangées de cailloux est humide et apparaît en sombre. Un piolet donne l'échelle



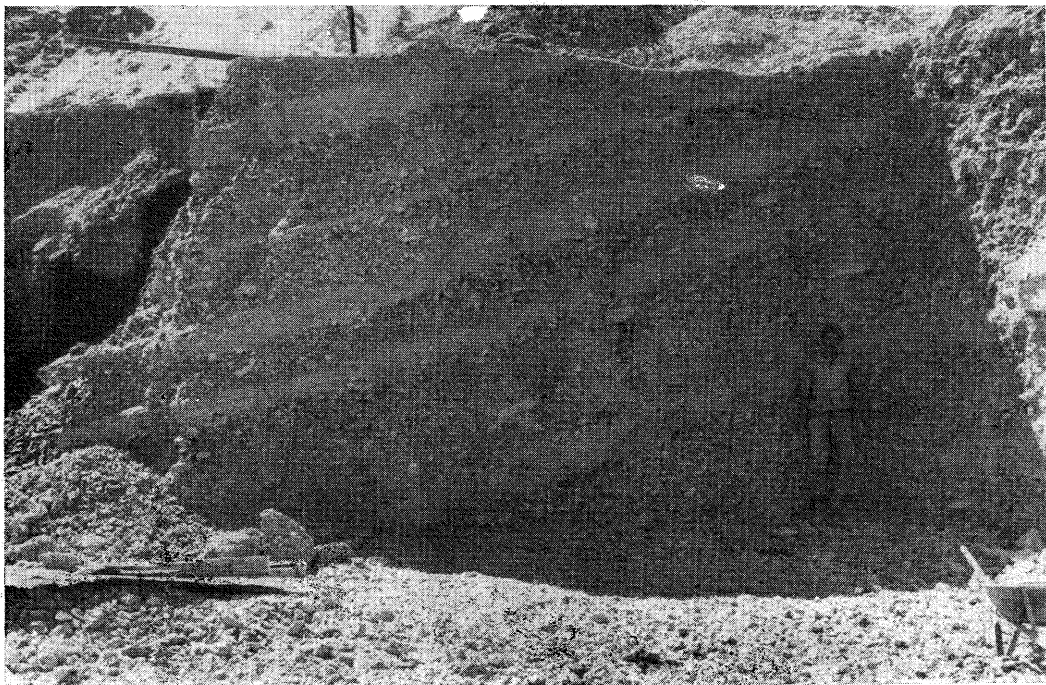
*cliché L. Lliboutry*

Photo 3. Sol strié de petit période (type b), à l'aube, avant que les pipkrakes n'aient fondu. Vallon de l'Infiernillo (3500 m)



*cliché L. Liboury*

Photo 4. Glacier rocheux de l'Infiernillo, détail



*cliché L. Lliboutry*

Photo 5. Dépôts de pente lités à la Mine La Disputada (3450 m), résultat du processus montré photo 4