

PERIGLACIAL BULLETIN

Łódź 1955

Nr 2



CONTENTS

ARTICLES

Page

- B. Halicki*: Remarques sur l'importance des processus périglaciaires pour les études de la morphogenèse des Carpathes 167
- J. Dylik*: Rhythmically stratified periglacial slope deposits 175
- M. Dorywalski*: Importance de la surface périglaciaire pour les recherches concernant l'érosion du sol aux environs de Łódź 187

MATERIALS TO PERIGLACIAL NOMENCLATURE

- A. Dylkowa, J. Olchowik-Kolasińska*: Processes and structures in the active zone of perennially frozen ground (Part I) 197

NOTES

- M. Chmielewska, W. Chmielewski, A. Jahn*: Étude du gisement paléolithique de Maków 205
- A. Jahn*: The occurrence of periglacial structures and loess in Roumania 213
- T. Klatka*: Flat-floored dry valleys in the foreland of the Łysogóry Mts. 217
- H. Klatkova*: Les formations des versants sur la terrasse de Kamienna près de Wąchock 221
- E. Mycielska, T. Nowakowska*: The asymmetry of periglacial covers in the Izera Mts. 225
- W. Okołowicz*: Structures périglaciaires à Grębocin près de Toruń 227
- J. Olchowik-Kolasińska*: Congeliflual structures in the region of Łódź 229
- K. Pożaryska*: Some examples of congeliturbation in Middle Poland 233
- A. Sadłowska*: Structures périglaciaires à Napeków 235

- CIRCULAIRE de la Commission de Géomorphologie Périglaciaire 237

- REVIEWS 131

REMARQUES SUR L'IMPORTANCE DES PROCESSUS PÉRIGLACIAIRES POUR LES ÉTUDES DE LA MORPHOGENÈSE DES CARPATHES

Sommaire

Certains profils du Podhale montrent la superposition des couvertures congéfluctives argilo-détritiques sur les séries fluviales de l'accumulation du jeune pléistocène. Il en résulterait que le moment de la plus grande intensité de l'accumulation fluviale dans les Carpathes se rattacherait au déclin de la formation interglaciaire et non à la glaciation même. Ceci est confirmé par l'analyse pollinique faite à Poronin de l'humus fossile enseveli sous la couche congéfluctive. Dans la vallée de Brenica dans le Beskid silésien on a constaté un lobe de loess sur le dépôt congéfluctif. De cette façon on peut établir l'alternance des processus d'accumulation dans les Carpathes: accumulation fluviale, congéfluctive, éolienne. Cependant ce n'est que les recherches ultérieures qui seront à même de confirmer la justesse d'une telle alternance.

La dissertation de M. Klimaszewski portant sur l'histoire et l'évolution des Carpathes occidentaux polonais (5) est la seule dans notre littérature qui traite à fond et complètement des processus périglaciaires sur ces terrains. Cet ouvrage renferme à côté des matériaux d'observation une large conception de l'évolution morphogénétique des Carpathes au Quaternaire tout en tenant compte des périodes pendant lesquelles ces montagnes se trouvaient dans la zone de l'action des processus périglaciaires.

Bien des années se sont écoulées entre la publication des premiers ouvrages pionniers de Łoziński et l'apparition de la dissertation de Klimaszewski et pendant ce temps la question de ces processus advenus dans les Carpathes ne présentait aucun intérêt pour les savants. Je reparlerai encore de ces quelques publications, d'ailleurs peu nombreuses, au cours de mon travail, mais je tiens à signaler, dès à présent, que dans le domaine de la géologie, c'est encore Klimaszewski qui y a collaboré (5, 6, 7).

Etant donné que presque tout l'acquis actuel concernant la formation périglaciaire des Carpathes vient des travaux d'un seul savant, on ne peut pas s'étonner que la conception morphologique périglaciaire de cet auteur contienne bien des éléments déductifs et théorétiques. Il est donc évident que les observations d'autres géologues et spécialistes en morphologie pourront dans l'avenir aussi bien compléter le tableau donné par Klimaszewski que, dans certains cas, mettre en question quelques-uns de ses points de vue.

Comme ces temps derniers j'ai eu la chance de m'occuper des problèmes du périglaciaire carpathique tantôt durant des excursions individuelles, tantôt en ma qualité de surveillant des travaux pour la licence, j'ai pu faire une série d'observations et prendre connaissance de quelques profils qui méritent à mon avis d'être traités plus amplement. Ils éclairent certaines questions que Klimaszewski a abordées et présentent quelque valeur méthodique pour les cartographes du Quaternaire des montagnes.

Les couvertures congéifluctives argilo-détritiques sur les versants des vallées et les terrasses fluviales supérieures constituent probablement le phénomène périglaciaire le plus commun dans les Carpathes. Malgré cela notre littérature ne possède que quelques descriptions concernat les endroits où apparaît ce genre de formations. Sur les terrasses du Dunajec on les a décrites de Kąty près de Sromowce (2), de Krościenko (6), de Niedzica (8, 9), au bord de la Wisłoka de Jaworze (5), enfin de Łęki Dolne, près de Tarnów (7).

Il résulte de ces descriptions que l'épaisseur des couvertures congéifluctives est par endroits considérable. A Krościenko p. ex. elle atteint 10 mètres — un des chiffres les plus importants qui me soit connu aussi bien de la littérature que de mes observations personnelles. Le plus souvent dans les Carpathes, les couvertures périglaciaires argilo-détritiques ne dépassent pas, à ce qu'il semble, quelques mètres.

Malgré leur relativement faible épaisseur, les couvertures congéifluctives jouent un certain rôle dans la morphologie du flysch des Carpathes et particulièrement dans la morphologie des terrasses fluviales.

Il y a bien des années déjà, en m'occupant du Quaternaire de l'avant-terrain septentrional des Tatras, j'ai remarqué des phénomènes assez étranges qu'on pouvait observer en étudiant les niveaux de terrasses des rivières du Podhale et que je n'arrivais pas à m'expliquer d'une façon indiscutable.

Le premier de ces phénomènes c'est la rapide disparition, apparemment inexplicable et logiquement injustifiable, de l'accumulation du gravier dans les Tatras dans certaines zones de la surface des terrasses. En effet, cette disparition ne se liait ni avec un creusement plus intense de la zone „sans gravier“ ni avec l'accroissement de la distance entre la terrasse et le *thalweg*.

L'autre circonstance prêtant à la réflexion c'étaient les variations, illogiques en apparence, de la hauteur de la terrasse dans les limites de quelques mètres généralement et sur de courts secteurs où ni l'érosion latérale de la rivière, ni la dénudation de la surface de la terrasse ne pouvaient expliquer ces variations. Les phénomènes décrits apparaissaient de la manière la plus voyante sur les terrasses moyennes s'élevant de 20—30 m. au-dessus du niveau actuel des rivières.

C'est seulement après la guerre, en prenant des photos détaillées et après avoir pratiqué dans le Podhale des travaux terriens, que les deux phénomènes ont pu trouver une juste explication dans l'existence d'une couche congéifluctive supérieure qui masquait la structure de la terrasse et, dans certains endroits même, augmentait visiblement sa hauteur.

Une autre particularité des processus congéifluctifs présente une réelle importance pour la cartographie du Quaternaire carpathique. Ils sont, comme on le sait, un élément important de dénudation éliminant aisément les matériaux meubles rocheux accumulés sur les versants.

Si sur les versants de la vallée apparaissaient d'anciens niveaux de gravier, les couvertures congéifluctives du jeune Pléistocène en tiraient des matériaux qui, de cette façon, se trouvaient dispersés sur toute la surface de la pente. Dans la vallée de la Soła, près de Milówka, j'ai observé le manteau périglaciaire de l'argile des versants contenant une forte dose de galets provenant de cailloutis supérieurs et y demeurant insérés indépendamment de débris anguleux et non roulés d'origine locale.

En conséquence de ce processus le niveau de l'ancienne accumulation fluviale subissait un enlèvement et un abaissement graduels qui certainement n'étaient pas

uniformes. D'autre part la présence des galets sur tout le versant de la vallée crée aujourd'hui des apparences de continuité de la couverture d'accumulation sur une grande partie du segment vertical du profil. Une telle dénudation congéfluctive pourrait peut-être bien expliquer l'abaissement des graviers et la diminution de leur épaisseur sur la terrasse de 20—25 mètres à Niedzica (au confluent de la Niedziczanka et du Dunajec). Sokołowski (9) en parle sans donner d'interprétation du phénomène décrit.

En dehors des problèmes que je viens de toucher, je voudrais signaler l'importance de la congéfluction carpathique comme un merveilleux indice climatique pour établir la chronologie d'autres processus et phénomènes géologiques. Pour servir d'exemple, je cite un profil de Poronin qui me semble des plus instructifs (fig. 1, p. 7).

Sur la rive gauche du Biały Dunajec, presque en face de la gare de Poronin, se trouve un petit ravin qui coupe les dépôts quaternaires ainsi que le flysch de Podhale sous-jacent. Au-dessus de la section d'embouchure profondément encaissée, à la hauteur de 22 m., au-dessus du Biały Dunajec, apparaît distinctement la flexure de la pente, au-dessus de laquelle le versant de la vallée devient plus abrupt et, au niveau de 30 m. au-dessus de la rivière, il forme une terrasse doucement inclinée. Ce qui m'a servi à bien comprendre le sens de ce profil, en dehors d'assez bons découverts naturels, c'étaient deux puits posés sur le versant et l'analyse pollinique des dépôts organogènes qui y apparaissaient, analyse faite en 1949 par M-elle Marie Brem, licenciée en sciences, à laquelle j'ai le plaisir d'adresser mes remerciements les plus cordiaux.

Segment inférieur. A la hauteur de 14 m. au-dessus du Biały Dunajec se termine le socle érosif composé de schistes de flysch tout à fait récents et de quelques minces bancs de grès qui ne sont pas perturbés et sont posés presque horizontalement. Dans l'encaissement on voit que le socle avec la couche surimposée par l'accumulation ne forme ici qu'une étroite bande (10 m. de large environ) adhérent au plus haut versant qui est de même principalement composé de schistes de flysch.

Sur le socle reposent successivement, en commençant par le bas:

1. Des graviers des Tatras à l'apparence toute récente et de moyen calibre (le plus grand granit est de 40 cm.). Les galets des roches cristallines prédominent. Parmi les roches sédimentaires on trouve en grand nombre des calcaires et des dolomites qui ne se rencontrent plus dans les graviers plus anciens. Le comblement fait de sable et de gravier est peu compact 1,45 m
2. Des graviers de flysch avec quelques galets isolés des Tatras. Les matériaux de flysch inégalement émoussés: à côté des galets (la majorité) une certaine quantité de fragments anguleux 0,50 m
3. Une mince couche ferrugineuse, couleur de rouille 2—3 cm
4. Des argiles gris-sombre par en bas avec des galets sporadiques et de rares fragments anguleux de flysch qui, vers la partie supérieure, passent en argiles de couleur plus claire contenant de moins en moins de débris rocheux. Cette série est close par un niveau d'argiles gris-perle, qui, une fois séchées, sont très claires et ne possèdent aucun fragment de flysch. Les derniers 30 cm. ont une nuance voyante jaune couleur de rouille. Toute l'épaisseur est de 3,60 m

5. Une argile grasse de congélifluction à la consistance de caoutchouc bourrée de détritiques de flysch. On y trouve sporadiquement plantés des galets des Tatras (granits et quartzites du Werfénien inférieur) provenant du niveau supérieur de la terrasse. Les niveaux supérieurs d'argile renferment un peu moins de détritiques. L'argile est de couleur grise; dans la partie supérieure — jaune; dans les niveaux intermédiaires — tachetée, ce qui se lie avec les processus de l'altération. L'épaisseur jusqu'au bord de la terrasse est de . . . 2,20 m

Segment supérieur. Le socle de flysch du segment supérieur s'élève de 10 m. au-dessus du segment inférieur et se trouve à 24 m. au-dessus du Biały Dunajec. Dans la partie supérieure les schistes de flysch sont complètement désintégrés et transformés en masse marneuse dans laquelle on peut trouver quelques fragments schisteux. La désintégration de base aussi avancée atteint la profondeur de 1,5 m. Sur le socle désintégré s'étendent:

- | | |
|---|--------|
| 1 a. Des graviers des Tatras à gros grains dont le diamètre maximum est de 80 cm. Ils se composent presque exclusivement de blocs granitiques avec absence complète de roches contenant du carbonate. Aspect bien moins récent que celui des graviers inférieurs. Très peu de petits galets; comblement fait de sable et d'argile, assez compact; preuve concrète de la désintégration bien avancée de la couverture de gravier | 1,50 m |
| La surface des graviers est inégale, couverte d'une couche couleur de rouille épaisse de | 2—3 cm |
| 2 a. Un humus noir-brun avec de minces insertions de marne grise environ | 0,50 m |
| 3 a. Une marne grise limoneuse avec traces de stratification ou des traînées | 0,60 m |
| 4 a. Elle passe en argile grise à laquelle s'ajoutent des débris de grès de flysch | 0,60 m |
| 5 a. Une couverture de congélifluction analogue à la couverture décrite dans la partie supérieure du segment inférieur | 3 m |

Ce qu'il y a de plus intéressant dans le profil décrit, c'est le rapport stratigraphique de la couverture de congélifluction avec les dépôts de l'accumulation fluviale. C'est un des rares endroits qui me soit connu à Podhale où il est possible de saisir la succession chronologique des processus de l'accumulation des eaux et de solifluction qui datent de la même période géologique. La liaison presque directe à Poronin de la terrasse d'une longueur de plusieurs mètres avec le cône de Zakopane le long de la rivière Zakopianka permet de rattacher cette terrasse à la dernière grande poussée de l'accumulation du gravier sur l'avant-terrain des Tatras.

A quelle période climatique se rattache cette poussée de l'accumulation? L'analyse pollinique de l'humus se trouvant sous la couverture de congélifluction et dans la partie supérieure des graviers du profil nous répond partiellement à cette question.

Selon M-elle Brem l'humus se formait au déclin de l'interglaciaire, à la limite de la période de glaciation qui approchait. La fréquence des pollens, au

N° de l'échantillon (pris chaque 3 cm)	Pinus	Picea	Athyrium	Sphagnum	Polygonaceae	Compositae	Varia	Eriophorum	Lycopodium
17 (partie supérieure)	87% *	13% *	—	—	—	—	2	—	1
16	96	4	—	4	—	—	—	—	—
15	92	8	—	—	—	—	5	—	—
14	95,5	4,5	1	—	4	—	4	—	—
13	96	4	—	—	1	—	5	—	—
12	93	7	—	—	1	—	12	—	—
11	95	5	—	—	—	—	—	+	—
10	98,5	1,5	—	—	—	—	11	—	—
9	91	9	—	1	—	—	—	—	—
8	97,5	2,5	—	7	—	—	—	—	—
7	92	8	—	11	—	—	9	—	—
6	92,5	7,5	—	—	—	—	—	—	—
5	88	12	—	—	—	—	—	—	—
4	85,5	14,5	—	—	—	1	1	—	—
3	78,5	21,5	—	—	—	—	1	—	—
2	85	15	—	—	—	—	2	—	—
1 (partie inférieure)	80	20	—	—	—	—	—	—	—

* très peu fréquent.

commencement moyenne, baisse vers le haut et dans l'échantillon pris dans la partie supérieure (17-ième) elle est déjà très petite. La variabilité dans le profil étudié du pollen genre *Pinus* et la présence, à côté du pin ordinaire de grains plus grands pouvant représenter le pin carpathique, nous prouvent, avec ce qui a été dit plus haut, que la forêt à Podhale disparaissait graduellement. Ceci est en plein accord avec les données géologiques. Le vrai interglaciaire se manifeste dans le segment supérieur du profil par la désintégration chimique intense et atteignant les couches les plus profondes. Cette désintégration a également touché la couverture de gravier et la sous-jacente série schisteuse de flysch du socle².

La nappe de congélifluction entraîne avec elle et, chemin faisant, étend sur le versant les matériaux de l'humus et de la marne; au niveau inférieur ils s'insèrent dans les argiles de la couche N° 4 et se mélangent avec elles dans la zone de contact (à 30 cm. environ). Etant donné que la couche N° 4 nous signale le déclin du cycle fluvial sédimentaire, nous sommes obligés d'arriver à cette conclusion que la principale poussée de l'accumulation (graviers des Tatras) tombe tout au plus au début du développement des phénomènes glaciaires (se rattachant à la dernière glaciation) et peut être même à une période plus ancienne encore.

² Dans le même période Biały Dunajec dissèque le niveau supérieur des graviers et enfonce sa vallée au moins de 10 m. en flysch.

Un autre endroit qui m'est connu et dans lequel apparaît le rapport stratigraphique de la couverture de congélifluction à la plus jeune accumulation pléistocène se trouve au confluent du torrent Lubelski avec le Biały Dunajec. Le profil se dégage dans l'encaissement de la route qui conduit au hameau de Gile situé au sud du torrent.

Sur le socle de flysch tronqué par l'érosion à la hauteur de 8 m. sur le Biały Dunajec s'étend une couche de graviers des Tatras de 5 mètres qui renferment une grande quantité de calcaires et de dolomites. Ce dernier trait est, comme je l'ai signalé, bien constant à Podhale dans les couvertures de graviers du jeune Pléistocène et peut être considéré comme caractéristique. La couverture de congélifluction repose ici aussi sur la couche des cailloutis fluviaux.

La formidable couverture de congélifluction de Krościenko (6) décrite par Klimaszewski, Szafer et autres, devait se former, selon Klimaszewski en même temps que la série fluviale de gravier. Cette conclusion a été basée sur des données indirectes, vu qu'on n'a pas constaté de contact direct entre ces deux formations. Les arguments de Klimaszewski sont basés sur le fait que la partie inférieure de la couverture de congélifluction se trouve sur le flysch à la hauteur de 8—9 m. au-dessus du niveau du Dunajec. Quant à la partie supérieure de l'accumulation „du niveau III” (= dernière glaciation) elle doit s'élever aux environs de Krościenko à 15 m. au-dessus de la rivière. Klimaszewski ne présente l'apparition du fragment „du niveau III” à une telle hauteur que d'un seul endroit (au-dessous de Krościenko) où ce fragment peut être fortement creusé à sa base ou bien surélevé par les diluvium ou la congélifluction. Dans d'autres points des environs cités par ce même auteur (4, 5) „le niveau III” s'élève à 8—10 m. au-dessus du Dunajec. En comparant les profils décrits de Poronin et le confluent du torrent Lubelski où le tableau ne présente aucune ambiguïté, la conclusion concernant la simultanéité de l'accumulation fluviale et de congélifluction de versant à Krościenko exigerait, il me semble, des preuves bien plus convaincantes.

Si l'on admet que la principale poussée climatique de l'accumulation de gravier n'a pas eu lieu dans la phase glaciaire, mais dans la période qui l'a immédiatement précédée, on se trouvera d'accord avec l'opinion de plus en plus répandue que le climat qui se refroidissait graduellement dans la première moitié du cycle glaciaire (3) était océanique. Les précipitations atmosphériques de plus en plus intenses et l'évaporation toujours décroissante agrandiront en somme à cette époque la valeur de l'écoulement superficiel des eaux et, ce qui en résulte, rendront la capacité de transport des rivières plus grande.

Comme il résulte du profil de Poronin, ce qui caractérise la glaciation qui approche, c'est une plus faible capacité de transport, l'amenuisement du dépôt et la fin du cycle fluvial de sédimentation. C'est seulement le processus de glaciation suffisamment avancé qui a produit une intense congélifluction des versants. C'est à ce moment même qu'elle a atteint son plein développement et a couvert les versants et par endroits les fonds des vallées d'un manteau argilo-détritique.

Pour pouvoir résoudre le problème émis, d'autres recherches seront indispensables. Tout d'abord il serait nécessaire de trouver des profils qui permettraient d'établir le rapport existant entre les couvertures de congélifluction et la série de dépôts fluviaux. Les études sédimentologiques portant sur le caractère de ces dépôts seraient également nécessaires. L'autre problème qui doit être précisé c'est

le rapport existant entre les couvertures de loess carpathiques et autres dépôts pléistocènes.

En été 1954, H. H o r o w s k i faisant partie du groupe de licenciés qui travaillaient sous ma direction, chargé de faire des levées géologiques de la vallée de la Brenica dans le Beskid silésien, a trouvé près du village de Brenna un profil intéressant que j'ai examiné sur place.

Un lobe de loess non stratifié quoique décalcifié de 2 m. d'épaisseur repose sur la couverture de congélifluction qui surélève la terrasse de la Brenica longue de quelques mètres et dont la hauteur correspond au niveau de la plus jeune accumulation pléistocène de cette rivière.

Il n'est pas douteux que ce profil est surprenant. On croyait jusqu'à présent que le loess de la rive carpathique rattaché à la glaciation baltique n'apparaissait que sur les terrasses plus anciennes que la-dite glaciation. Nous serions ici en présence d'un phénomène contraire à l'opinion qui était admise chez nous.

L'émersion de la couverture de congélifluction d'en dessous du loess dans la direction du versant (dans le profil perpendiculaire à la direction de l'axe de la vallée) et son prolongement sur la surface de versant ne permettent pas de placer le moment de la congélifluction plus loin que le dernier cycle périglaciaire. Selon la thèse de A. J a h n (3) qui limite le moment de la sédimentation du loess et le place dans la période qui s'étend entre le point culminant et le déclin de la glaciation, le profil décrit est tout à fait logique. Toutefois c'est un profil isolé sur le territoire des Carpathes, il n'est donc pas permis d'en tirer des conclusions par trop hardies.

Nos publications parues jusqu'à présent ne présentent pas de données concrètes sous forme des faits réels qui pourraient jeter quelque lumière sur ce problème. La carte des Carpathes silésiens faite par M-elle Burtan, Messieurs Konior et Książkiewicz (1) est la seule source cartographique pour les Carpathes où l'on ait tenu compte des dépôts fluviaux, éoliens et de versants. Cependant le rapport réciproque des deux dernières catégories de dépôts n'y apparaît pas non plus clairement. Ainsi p. ex. aux environs de Golezów et de Ustroń les formations argilo-détritique des versants, en partie au moins congélifluctives, semblent apparaître sur le loess. Près de Brenna cependant, c'est le contraire qui se produit, donc tout comme dans le profil de H o r o w s k i. Il est impossible pratiquement de déchiffrer d'une façon impeccable la stratigraphie de ces formations présentées sur la-dite carte, étant donné: 1^o qu'elles ne sont pas séparées les unes des autres par une ligne de démarcation (contrairement aux autres formations prises en considération dans la légende) et 2^o on a englobé dans la signature du loess les argiles du type loess qui représentent le sédiment des eaux (1, texte p. 63).

Le problème concernant le rapport de la congélifluction à la sédimentation du loess sur les territoires du Massif Herzinien n'a pas été l'objet de dissertations spéciales. Toutefois nos savants (A. J a h n, W. Pożaryski, L. Sawicki et autres) signalent maintes fois dans leurs travaux que les plus intenses symptômes de congélifluction se manifestent dans les parties inférieures des couvertures de loess. Parmi les savants allemands, c'est H. F r e i s i n g (12) qui souligne particulièrement que les loess würtembergeois reposent toujours sur des dépôts de congélifluction auxquels ils se mêlent parfois dans la partie inférieure. Cette question présente en France un aspect semblable (10).

Comme dans le présent article je ne m'occupe que du territoire des Carpathes, c'est à dessein que je ne cherche pas à trouver de rapprochements avec les terrains

qui se trouvent en dehors des Carpathes. Etant donné le matériel justificatif très restreint dont je dispose en ce moment, je n'en déduis également pas de généralisations par trop avancées. Je crois pourtant que le problème de l'alternance des phases cycliques d'accumulation dans les Carpathes dépendant de l'action de divers éléments peut bientôt apparaître à nos yeux d'une façon plus claire et aussi sous un autre jour que celui sous lequel nous l'avons vu jusqu'à présent. Je ne saurais pas actuellement défendre l'alternance de l'accumulation fluviale, éolienne et congé-lifluctive qui commence à se dessiner à grands traits. Les faits cités prouvent pourtant que les études consciencieuses des phénomènes et des dépôts périglaciaires dans les Carpathes peuvent nous servir comme point de repère pour expliquer nombre de problèmes morphogénétiques tant à l'échelle régionale que générale. La conception déductive de Trevisan (11) que seuls les faits sont à même de confirmer ou de mettre en doute, peut ici servir d'exemple.

Bibliographie: p. 14

Traduction de S. Lazarowa

Table des illustrations

page

Fig. 1. Poronin. Profil du versant gauche de la vallée du Biały Dunajec 7
explications dans le texte

RHYTHMICALLY STRATIFIED PERIGLACIAL SLOPE DEPOSITS

Abstract

This paper deals with the problem of the rhythmically stratified slope deposits which were recognized by Cailleux in 1948 and termed by him *éboulis ordonnés*. In 1951 similar formations have been described by Y. Guillien who called them *grèzes litées*.

The present writer recognized some rhythmically stratified slope deposits in the valleys of the Escarpment of the Łódź Upland. These formations bear some resemblance to those described in the French literature. They occur in a similar geomorphic situation and display analogous, both structural and textural features. However they differ by their finer fraction and a reverse type of asymmetrical situation. The French *éboulis ordonnés* and *grèzes litées* occur on east-facing slopes while the rhythmic slope deposits in the region of Łódź are exposed westward.

These rhythmically stratified slope deposits are believed to have originated under periglacial conditions and are being attributed to congelifluction and downwash. It is also assumed that snow drifts accumulated by easterly winds have largely contributed to their formation. The merging of slope deposits with river sands which prevail at the base of the slope deposits is also emphasized. Toward the top an increase of congeliflual activity at the expense of decreasing downwash was also established. The fact may be attributable to the progressive chilling of the climate.

Because of their association with asymmetrical valleys, denudational spurs and troughs as well as pediments, these rhythmic slope deposits are of importance in periglacial morphogeny. Of special interest and importance, however, is their relationship to periglacial erosional surfaces. Periglacial slope erosional surfaces bear some resemblance to terraces of altiplanation as they both belong to the category of pediments.

It is to-day a matter of common knowledge that periglacial morphogeny is most strongly characterized by the intensity of slope processes. A great number of such processes have been already recognized. However the variety of events occurring on slopes was still increased by the fact that each particular agent operated in a different manner and with varying intensity. Different interrelations between the processes acting simultaneously led to further intensification of the periglacial slope dynamics.

Slope denudation produced correlated deposits that were no less differentiated than the destructive processes which gave rise to their accumulation. The precise correlation of processes and deposits can be directly established only in present-day periglacial areas. In the lands lying within the reach of the Pleistocene periglacial zone it is the slope deposit itself in its relation to the general relief pattern which constitutes the only record of the dynamics of processes which formerly operated on its surface.

Hence, the extreme importance of an exact knowledge of these slope processes the study of which is but little advanced in Poland. Periglacial slope deposits, although frequently described and fairly well recognized are not yet sufficiently differentiated. The attempts to distinguish the particular categories of slope formations were hitherto mostly concerned with congeliflual deposits.

ÉBOULIS ORDONNÉS, GRÈZES LITÉES — CONCEPT
AND HISTORY OF THE PROBLEM

In France, inquiries into slope and periglacial slope formations are far advanced as may be seen from the large number of forms recognized and of deposits correlated with highly differentiated processes. A very peculiar slope formation is that which has been termed *éboulis ordonnés* or *grèzes litées* and is composed of rhythmically stratified sediments.

A. Cailleux was the first who recognized this type of slope formations in 1948 (9, p. 58—60) and introduced for them the term *éboulis ordonnées*. Somewhat later, similar deposits were reported by Bout (7) from the valley of the upper Loire and from Velay (6). Guillien (16) studied them in Charente where the sediments are best developed and called them *grèzes litées*. The latter author determined also their spread throughout France (17). Beaujeu-Garnier (2, 3) observed them in the Massif Central.

Rhythmically stratified slope deposits were also reported from Disko in Greenland (24) and from Iceland (8).

STRUCTURE AND TEXTURE

Rhythmically alternating layers of fine and coarse material, slope situation and downslope inclination of the layers constitute the most conspicuous features of the formations in question. This rhythm in the arrangement of the deposits is so distinct and so rigorous that Beaujeu-Garnier (3, p. 262) and Tricart (15, p. 93) unhesitatingly recognize it as a varved system. The thickness of the formations varies widely ranging from 1.5 m. in the Limousin (3, p. 257) to 30 m. in the valley of the Rhône near Valence (28, p. 143). The thickness of each particular layer averages from a few to over 10 cm. The layers frequently display festoon-like contortions (3, p. 257) and tiny faults (15, p. 91). The inclination of the layers parallels that of the slope and represents different values averaging from 1° to 38° (15, p. 91). The value of inclination decreases downslope. Differences in the fraction of material are noticeable in the longitudinal profile. In contrast to ordinary gravitational debris slides, the deposits show a striking predominance of fines in their distal parts.

The textural properties of the sediments are typical. In the classical *éboulis ordonnés* described by Cailleux (9) and Tricart (28), the layers of coarse material consist of pebbles (from 5 to 10 cm.) which are mostly angular and platy. Guillien (24, p. 713) reports that the *grèzes litées* belonging to the same type consist — as regards coarser material — of gravels above 5 mm. in size, whereas the rhythmically stratified slope formations occurring in the Limousin exhibit a smaller fraction. In the layers of coarse material, about 50% of the grains are above 2 mm. in size (3, p. 257).

Most authors report that the larger pebbles lie parallel to the slope. Cailleux states that the stones are frequently thrust upward from their position parallel to the slope. Guillien emphasizes the fact that gravels found in the sediments of the type described display frost features — *cryérgie* — and show no traces of fluvial transportation (24, p. 713). The layers of coarser material are deprived of fine grained constituents. They exhibit an openwork texture (28, p. 143) indicative of outwash.

The layers of finest material are less homogeneous. They consist of sands even

coarse grained ones up to 1 cm. and also largely of dusts (28, p. 143). In the Limousin, the layers of coarser material are dark, those of finer material — bright-yellow or cream-coloured. None of the grains exceeds 2 mm. (2, p. 132; 3, p. 257). According to Guillien (24, p. 713) the material of *grèzes litées* is generally characterized by a high degree of homogeneity.

DISTRIBUTION, RELATION TO LITHOLOGIE AND GEOMORPHIC SITUATION

Stratified slope deposits were found in extensive areas of France (17). They are particularly well developed in Charente, Poitou, Champagne, Lorraine and Burgundy, in the Saône basin and along the Rhône, between Lyon and Marseilles. The occurrence of similar formations was reported by S. Judson (19) from the Jura. In the Massif Central the deposits show a somewhat different constitution being composed of finer grained material and having a much lesser thickness (2, 3).

The occurrence of *éboulis ordonnés* is, in France, mostly connected with platy limestones. However, according to Tricart (15, p. 93) the role of the rock facie, although important, is by no means decisive. The sediments in Roquebrune — Alpes Maritimes — are composed of material derived from massive limestones. In the Limousin they consist of crystalline material. This seems to suggest that the character of the parent rock, although it exerts an influence upon the mode of formation of the stratified slope deposits is hardly to be considered a generative factor.

Furthermore, the topographic situation of the French *éboulis ordonnés* is very characteristic. In all the areas investigated the deposits have an analogous exposure. In Lorraine they occur on NE- or ENE-facing slopes and in Charente on SE-facing slopes. The occurrence of stratified slope deposits in valleys is asymmetrical thus being related to the more general problem of the asymmetry of valleys (15, p. 92).

GENESIS

The problem of the genesis of stratified slope deposits involves two main problems which are: the origin of the material and its peculiar mode of accumulation. It has been thus defined by Cailleux (9, p. 60) who tried to unravel both these problems but developed only an explanation of the first.

The problem of the origin of material especially that of the production of the fraction partaking in the constitution of *éboulis ordonnés*, may be regarded as unanimously interpreted by all French experts. As established by Cailleux (9, p. 60) frost weathering — called in the French nomenclature *gélivité* — is the chief factor that provides the material. Since the process of weathering operated also during the migration of the material, the fraction is finer in the distal parts of the sediment (9, p. 60; 28, p. 208—209). This differentiation into layers of coarser and finer material, Cailleux attributes to variations, in the intensity of frost weathering. It is noteworthy that a similar interpretation has been already advanced to explain cave-sediments (20).

Gravitation played a certain part in the mode of accumulation. Cailleux states that in the sediments on Charente, the stones projected out of their position parallel to the slope amount to over 50%. This suggests gravitational movement *en masse* rather than free. Cailleux, however, does not develop any explanation of the mechanism of stratification.

As established through observations by Malaurie in West Greenland the process that led to the formation of stratified slope deposits was extremely complex. The water-saturated plastic masses moved solifluently in the shape of layers within which differential mass movement took place — *creeping différentiel*. The total mass including a series of layers slid downslope under the influence of gravitation facilitated by the presence of perennially frozen ground (23, p. 6).

The theory of differential movement was extended by P. Bout, who assumes that the stratification of slope deposits was not preformed by such factors as dispersed downwash. The stratification was, produced and perfected by the dynamics of the movement itself. Observations suggest that stratification is not only produced by movement but may also disappear under some specific influence of the same factors that contributed to its formation. Bout advances this hypothesis on the support of such evidence as the presence of stratification at the foot, the top and the sides of the soliflual tongues and its absence in their centres (8, p. 59—60). It must be remembered that as far back as 1951, A. Jahn, proposed a similar explanation of the structure of slope deposits which he regards as belonging to the category of stratified solifluction (18, p. 186).

The theory of Cailleux is confirmed by Tricart's statement of the fundamental importance of vigorous frost weathering and of the facility of gravitational movement in periglacial environment (congelifluction). At the same time Tricart outlines an ingenious explanation according to which *éboulis ordonnés* are misdeveloped variations of striped patterns of structural soils. The failures to produce a striped pattern gives rise to a stratified arrangement, where elements similar to those which on the surface are differentiated into stripes, occur in the vertical section in the shape of a rhythmic sequence. This is due to the reduced inflow of fines and to a very abundant inflow of coarse fragments which superimpose themselves upon the previous layers thus preventing the development of a striped pattern (28, p. 144—145).

Tricart's concept has been developed by J. Corbel in 1954 (10, p. 31—33) on the base of observations collected in Spitsbergen. Corbel demonstrates that the segregation of the material found in stripe-structures develops above the slopes on which these structures occur and not during their transfer downward. During the warm season — June, July — there is a violent movement of mud flows which ceases in August at the onset of the period of freezing. The downslope movement of stone flows is, on the contrary, due to the higher temperature of the stones sliding over a perennially frozen subsoil. However, if thawing involves also the subsoil, the stones dip into the mud. The resulting increase of the coefficient of friction, considerably restricts the velocity of the motion of stone flows.

In Spitsbergen, the formation of striped patterns is largely favoured by the presence of flinty rocks. Stripes are beautifully developed in the Isfjord sandstones whereas they disappear in calcareous areas. *Éboulis ordonnés*, however, whether of modern origin in Polar regions or of Pleistocene origin in France, are best developed in calcareous terrains.

On thawing, fine material becomes half-fluid and flows downslope. It does not, however, run in parallel streams as it is the case with striped patterns but advances in the shape of a uniform cover. While freezing, the rocks above undergo disintegration and the stony material slides downward over the frozen subsoil which it overlies as an uninterrupted cover. In the following phase of thaw, a new mantle of mud spreads over the stony layer.

The obviously asymmetrical situation of the slope deposits has found no explanation in the theories outlined above. An interpretation of this characteristic feature of the formations under discussion was advanced by Y. Guillion in 1951 (16) on the support of his investigations in Charente. He eventually developed this theory (24) supplementing it with a grain size analysis. According to Guillion wind shielded snow-patches and snow drifts which, being protected from the influence of warmth, persisted during the short sunny summer, largely contributed to the formation of *grèzes litées*. As already reported by Boch (4), Lewis (21, 22) and Paterson (25) the role of snow-patches resulted from the fact that their presence induced processes of frost disintegration and provided the necessary water supply during their gradual melting. Guillion assumes that the downwash operating on the surface of frozen ground permits to understand the mechanism of transportation and sorting that led to the formation of stratified slope deposits. The process of linear and sheet-wash which Guillion regards as decisive, does not however exclude solifluction.

Guillion's theory (24) regarding the geomorphic situation and the structure of the sediments seems both interesting and pertinent. *Grèzes litées* occur usually below the upper moderately sloping surface. In some places this surface is so denuded as to show the bed rock from which the slope material is derived. Slope formations lie frequently below the knickpoint separating the denuded upper surface from the bed rock of the deposits. The whole structure of the formation plainly shows its evolution towards a mature profile. Besides, the structures develop in many respects according to the rules that govern the formation of lake-deltas.

The essentials of Guillion's hypothesis have met in France with general acceptance, that was once more confirmed by the opinions expressed during the XXXVI Geographic Excursion of Universities in 1953. Especially the fundamental relation between stratified slope deposits and wind shielded snow drifts of eolian accumulation was accepted without any serious objections. However, the interpretation of the immediate factors which contributed to the formation of this peculiar form of slope accumulation, remains a matter of some divergences.

Tricart (15, p. 93) restricts the role of downwash to the production of openwork structures. He assumes that migration of material *en masse* induced by cryoturbation constitutes the chief factor of motion. In accord with the views expressed by Cailleux and by himself in 1950 Tricart (28, p. 208-209) also emphasizes the fundamental significance of vigorous frost weathering under particular lithologic, climatic and topographic conditions. The occurrence of silty particles and perhaps also a high degree of moisture round the edges of the snow-patches facilitated intensive congelifluction. The alternating layers of openwork texture and of fine silts was due to variations in the quantity of snow-patches in each particular year. Snow-rich years during which snow drifts endured throughout the whole summer, were characterized by increased outwash, whereas the years when snow was less abundant and drifts rare or totally absent, favoured the increase of sheet congelifluction which accounts for the deposition of silty layers.

One may also assume that under certain climatic and lithologic conditions the accumulation of layers followed the rhythm of seasons. This cannot, however, be considered a general rule for, in the exposures investigated, the layers appear too reduced in number.

STRATIFIED SLOPE DEPOSITS IN POLAND

No structures of the type *éboulis ordonnés* have been until now reported from Poland. The present writer however postulates the occurrence in this country of some rhythmically stratified slope deposits which despite some minor differences seem to belong to the same category of as the formations described above. These sediments are of common occurrence throughout the surroundings of Łódź, chiefly in the valleys lying in the zone of the Łódź Escarpment. Such deposits were observed in the valleys of the Moszczenica, Mrożyca, Mroga, Skierniewka, Rawka and in other minor valleys.

Exceptionally interesting exposures of that type of sediment were found in the Mrożyca valley on slopes recently undercut by the river. All these exposures appear on the right hand side of the river thus showing west- and northwest-facing slopes. Such are the exposures in Nowostawy, Niesułków, Marianów Kołacki and also half way between Jabłonów and Poćwiardówka.

The structure and texture of these sediments can be best studied in both the forest exposures between Jabłonów and Poćwiardówka (photo 1). They lie at 200 m. distance from each other and both rise directly above the Mrożyca. In one exposure the slope deposits occur in the whole wall from the river level up to the top; they show a thickness of 7—8 m. In another exposure, down the course of the river the thickness of the sediments is barely 3,5 m. They rest upon valley sands, presumably periglacial in origin. No slope formations occur between these two exposures. This shows their reduced width. Also deep into the perpendicular direction with respect to the valley axis they disappear within a distance less than 100 m.

The reduced spatial spread of these formation is also noticeable in a number of other localities: on the Mrożyca near Marianów, in Niesułków and in Nowostawy, on the Moszczenica near Skoszewy and on the Rawka near Kurzeszyn. It must be noted that this spatial limitation involves all the three dimensions.

The whole sediment shows a distinctly varved rhythm (fig. 1; photos 2, 3, 4). It consists of rhythmically superimposed silt layers and sand layers. The thickness of the layers ranges from a few mm. to 40 cm., on the average 10 cm. In some places the layers are discontinuous. They frequently assume the shape of lenses that disappear within 3 m. distances. An important structural detail is the contortion of the layers which is in some places so conspicuous and so inclined as to give them the appearance of plications (photos 5, 6, 8). The layers are inclined toward the valley axis. Very characteristic is also the fact that the value of inclination of the layers increases progressively downslope and outside the valley axis.

The texture of the sediments is rather peculiar (photos 6, 7, 9): the silty material being more diversified in fraction — from sandy, through dusty to loamy — while the fraction appearing in the layers of coarser material is rather monotonous (fig. 2). Such texture may be safely called a miniature openwork.

The slope origin of these stratified silty-sandy deposits in the Escarpment zone of the Łódź Upland is unmistakable. This is evidenced by the large quantity of pulverulent material, by the structure of the formations and by their geomorphic situation.

The downslope inclination of the layers observed in several exposures together with fold structures frequently developed into perfect plications confirm the slope denudational origin of these formations. In Dobieszków, the silty-sandy layers

occur not only on the terrace-like form but also in the corrasional troughs situated about 20 m. above (11, 12). The presence of such sediments in corrasional troughs is further evidence of their slope origin.

Likewise, the situation of the silty-sandy sediments in the valley of the Mrożyca proves that they are attributable to processes the course of which was oriented not along the valley axis but transversally to the thalweg. The base of the deposits is situated at different levels with respect to the valley floor and appears locally on the slope. One of the chief characteristics of the deposits is in the morphology of the slope where they appear. In several places they occur below the slope erosional surfaces which are distinctly denudational since they show the bare surface of the subsoil. They are frequently associated with denudational spurs which in some places, chiefly in the lower part of the slope, are mantled by these formations. *Grèzes litées* as pictured by Malaurie and Guillien (24, p. 717) and Guilhaud and Tricart (15, p. 92) show a similar mode of occurrence. The presence of tiny layers of fossil soil appearing at different horizons down to about 7 m. depth also explicitly confirms the slope origin of the formations in question (fig. 1; photo 8).

Rhythmically stratified periglacial slope formations bear a great resemblance to the French *éboulis ordonnés* or *grèzes litées*. They have a similar geomorphic situation and a number of analogous features both structural and textural. They show the same varved rhythm determined by the sequence of coarser and finer material. Their components are on the whole rather homogeneous although the fines are more differentiated in grain size. The coarser material is here also more homogeneous, just the same as in the *grèzes litées*. Situation on slope, distinct asymmetry of occurrence, fissures and other periglacial deformations constitute further evidence of the resemblance between the formations in the Łódź region and the rhythmically stratified slope deposits in France.

However, several differences must be pointed out. The most striking difference is in the quality of material and the type of asymmetry. As described by French writers, the *éboulis ordonnés* are composed of coarser, frequently platy material. This, however, does not seem to be a sufficient reason for not including the formations of the Łódź region into this category, for the slope sediments discovered in the Limousin by Beaujeu-Garnier do not contain any coarse material. Only one half of the coarser grains exceeds 2 mm. In the *éboulis ordonnés* the character of material depends largely on the lithologic features of the area and on its climatic properties which modify the course of slope processes. Tricart (15, p. 93) suggests that when snow drifts were scarce the prevailing process was that of sheet congelifluction that accumulated silty layers.

Our knowledge of the stratified slope deposits near Łódź is still too superficial. However a number of characteristics among which chiefly the abundance of pulverulent material and the occurrence of plications suggest a considerable, perhaps even decisive role of congelifluction in the transportation that led to the production of these peculiar formations (photos 8, 10).

The exposures on the Mrożyca indicate that downwash must have partaken to a considerable degree in the formations of these deposits (fig. 1, 3). This is evidenced by the presence of larger and smaller layers as well as of sandy striae. It should be remembered that the significance of downwash in the formation of deposits of the *éboulis ordonnés* type has been strongly emphasized by several authors among which chiefly Malaurie (24, p. 712—713) whose inference is based on the results

of his investigations in Greenland. The fact that the occurrence of sandy layers is not uniform throughout the whole sediment constitutes one of its striking and characteristic features. Toward the top the layers decrease in thickness and size, become thinner and more spaced until they finally give way to silts which form a dense, almost homogeneous mass.

This fact suggests a climatic interpretation. The events recorded between the base and the top of the silty deposits are due to climatic fluctuations. Downwash water action which prevailed at first became gradually restricted while congelifluction increased correlatively and soon ruled almost exclusively.

From this one may be inclined to the inference that from the first to the last stage of the formation of the stratified slope deposits humidity gradually decreased. This continuous reduction of moisture was the results of an increasingly colder climate. A conspicuous evidence of this fact is the ice wedge thrust into the silty sediments of the second exposure near Jabłonów (fig. 4; photo 11).

It is not possible to decide at present whether the congeliflual transportation of silts resulted only from the surficial thawing of perennially frozen ground or was also due to some vigorous influence of the snow-patches. According to B o c h (4, p. 214—217) the finest material penetrated beneath the snow cover and was transported downward through under-snow congelifluction. The asymmetrical occurrence of the rhythmically stratified slope deposits seems to suggest the probability of such a role of snow-patches or rather snow drifts.

As regards climate the exposures on the Mrożyca permit to draw further inferences, which are suggested by the formation that crowns a series of slope deposits. In the uppermost part of these deposits there is a stony-sandy mantle that grows thicker in the direction of the valley axis. This is undoubtedly also a slope deposit. It bears some resemblance to formations occurring on top of the *grèzes litées* as described by Guillien (24, p. 719). On the Mrożyca material of a similar type appears both on top of the stratified deposits and in their distal parts, just the same as in those pictured by Guillien. Hence there seem to be some valid reasons for attributing the origin of these formations to the same cause which according to Guillien is a more humid climate during the last stage of formation of periglacial slope deposits. The fact that the ice wedge on the Mrożyca are filled with material derived from the top-formation indicates that the climate became warmer, a phenomenon that must have been associated with increase of moisture.

In the lower part of the Jabłonów exposure on the Mrożyca, the slope deposits visibly merge with fluvial deposits (fig. 4, 5). The illustrations show distinctly that the formation due to slope deposits invaded the valley floor where it eventually became mantled by sands and fluvial gravels (photo 12). Deformations produced by mass movement and the sapping action of running water arose in the merging zone between both types of deposits (photo 13). This suggests that the stratified base sands were accumulated by periglacial waters (fig. 6). From this one may derive another inference bearing on the relation between the slope deposits and the old periglacial river. Danudational slope material was transported not only on to the valley floor but also farther down into the river itself which was frozen during the largest part of the year. Thus, the stratified slope formations accumulated even on the river-ice. During the summer floods the river sediments were deposited locally on the slope formations. At the same time the river banks were undercut by the flowing ice-blocks and by deep corrasion. Hence the upper parts of the slope

sediments originated above river level and contain no river sands. This type of mechanism, but in particular such a relation between slope formations and river have been reported by Malaurie from the Skansen area in Greenland (24, p. 709—710).

Stratified slope deposits have not been yet systematically studied. It is not possible therefore to give a satisfactory explanation of certain features of these formations, among other things of their situation. However the exposures in the valleys of the Mrożyca, Moszczenica, Mroga and Rawka permitted to establish that the asymmetry of these formations is the reverse of the one observed in France, for in the Polish valleys they occur only on west-facing slopes.

Hence, the stratified slope deposits in our country are like those in France asymmetrical in situation. This, as well as their frequent occurrence below slope erosional surfaces seems to suggest their relation to snow drifts. However the direction of the winter winds must have been the opposite of those prevailing in France. This, together with a more rigorous climate permitted the snow to linger on warmer slopes. The problem requires further and more detailed investigations that would permit to establish the conditions under which these extremely interesting formations originated. But Poser (26, p. 65) has established already the predominance of easterly winds during Würm in the area lying east of the Odra.

The problem of stratified slope deposits is new in Poland only with regard to the conditions under which they originated. The phenomenon itself, however, although it cannot be entirely attributed is at least closely related to stratified solifluction as pictured by Jahn (18, p. 259—260). If thoroughly investigated it might shed some light upon a number of climatic and morphogenetic problems.

As results from the considerations above the origin of stratified slope deposits is probably due to periglacial wind directions and perhaps also to snow fall, being besides most intimately related to an asymmetrical development of slope processes i.e. to a category of morphogenetic phenomena which are of the highest importance in periglacial morphogeny.

The problem raises another one which is that of nivation in periglacial morphogenetic environment. Because of the close relation of stratified slope deposits to denudational spur and corrasional troughs, their study might largely contribute to a better understanding of a whole number of periglacial relief elements. However most interesting of all is their association with slope erosional surfaces. The exposures on the Mrożyca seems to justify the conclusion that the erosional surfaces rising above the stratified slope deposits bear some resemblance to altiplanation terraces. Periglacial pediments are presumably of the same character.

The common occurrence of periglacial erosional surfaces is frequently correlated with stratified slope deposits in the distal parts of these surfaces. Above, a thin mantle of allochthonous weathering material, resembling in formation that of the top-portion of the Jabłonów exposures overlies the glacial subsoil. It is characterized by a horizon of boulders. Such slope erosional surfaces which might be safely termed pediments are especially well developed near Dobieszków and Niesułków. In Niesułków a relatively steep slope 8° in inclination rises above a small pediment (fig. 7).

The character of the relief pattern, the stripped-off subsoil of the pediments and the mantle of weathered material — thick and unstratified in its uppermost part but stratified in its distal part — suggest that they are due to the mechanism described by Eakin (14), Boch (4) and Boch and Krasnov (5). The steep

slope is the effect of frost weathering which was most probably aided by the influence of snow drifts. This zone of intensive weathering Boch and Krasnov refer to as the *strefa mroznego* or *sneznego zaboya*. Periglacial denudational processes such as the free migration of stones down the sloping surface of the snow, downwash and congelifluction contributed to the formation of those flat surfaces. This type of planation which Russian authors refer to as *golcovye terrasy* corresponds to altiplanation terraces. Hence, according to Baulig (1, p. 181—182) erosional surfaces of that type may be safely classified as pediments.

Finally the question arises whether the structure of loess (13) which so closely resembles that of the stratified slope deposits can be also attributed to similar morphogenetic conditions. It seems as if the so-called sands of high accumulation that were recognized by Pożaryski (27) might also have originated under the same conditions as the slope deposits of the *éboulis ordonnés* type for all of them are slope formations displaying a distinctly and obviously varved rhythm.

References cited: p. 31

List of illustrations

Figures

	page
1. Jabłonów I. Rhythmically stratified slope deposits	22
1. covering structureless sand with pebbles; 2. silt; 3. medium-grained sand; 4. allochthonous fossil soil	
2. Jabłonów I. Grain-size curve of slope deposits	23
a. fine material; b. coarse material	
3. Jabłonów I. Fragment showing the structure of the deposits	25
1. silt; 2. structureless sand medium- and coarse-grained	
4. Jabłonów II. Rhythmically stratified slope deposits	26
1. covering structureless sand with pebbles; 2. silt; 3. stratified fluvial sand	
5. Jabłonów II. Synchronous fluvial and slope deposits	27
1. silt; 2. stratified fluvial sand	
6. Jabłonów II. Coefficient of roundness of periglacial (?) fluvial deposits	28
7. A pediment in the Mrożyca valley near Niesułów	30
Visible exposure of rhythmically stratified deposits	

Photographs

1. Jabłonów I. Rhythmically stratified slope deposits	16
2. Jabłonów I. Structure of slope deposits	16
3. Jabłonów I. Structure of slope deposits	17
4. Jabłonów I. Structure of rhythmic slope deposits	17
5. Jabłonów I. Plication-like structures in slope deposits. Visible differentiation of texture	20

6. Jabłonów I. Fragment of plications. Visible differentiation of texture	21
7. Jabłonów I. Texture of slope deposits	21
8. Jabłonów I. Structure of slope deposits. Allochtoneous fossil soil in plications	24
9. Jabłonów I. Differentiation of texture	25
10. Jabłonów I. Congeliflual structure in the plan	25
11. Jabłonów II. Ice-wedge in the top portion of slope deposits . . .	28
12. Jabłonów II. Foot of slope deposits cutting off fluvial formations .	28
13. Jabłonów II. Merging of slope deposits (on the right) with fluvial deposits	29

Translated by T. Dmochowska.

IMPORTANCE DE LA SURFACE PÉRIGLACIAIRE POUR LES RECHERCHES CONCERNANT L'ÉROSION DU SOL AUX ENVIRONS DE ŁÓDŹ

Sommaire

L'érosion du sol est une manifestation extérieure des processus géomorphologiques. Ces processus changent la dynamique du paysage et adaptent les formes de la surface terrestre à la morphogenèse tempérée qui règne chez nous. Leur action est liée avec les extrêmes manifestations climatiques et montre dans le cycle annuel des périodes à caractère variable. Dans la courte période de la fonte des neiges, la dénudation possède les traits de la morphogenèse périglaciaire; dans la période des averses estivales — les traits de la morphogenèse périodiquement sèche. De plus, on observe, jusqu'à l'apparition des gels, une morphogenèse tempérée dont les effets sont faibles.

Le relief de l'escarpement nord du Plateau de Lodz porte les traces des processus de cryoturbation qui prouvent que la surface périglaciaire n'a pas disparu. L'érosion contemporaine et la dénudation dissèquent cette surface, la recouvrent par aggradation ou la tronquent, selon les circonstances topographiques locales.

En prenant la surface périglaciaire comme „repère“ stratigraphique, on peut constater que le degré d'adaptation de l'ancien relief aux circonstances actuelles conditionnant le relief est très faible. Les critères morphologiques le prouvent également. C'est par une longue action du manteau végétal qu'on peut expliquer la subsistance du relief périglaciaire. Le Plateau de Lodz était couvert de forêts jusqu'au développement de l'industrie et à l'acroissement de la densité d'habitat qui eut lieu au début du XIX-me siècle.

LE RÔLE DE LA GÉOMORPHOLOGIE DANS LES RECHERCHES SUR L'ÉROSION DU SOL

L'érosion et la dénudation de la couverture du sol prouvent l'action des forces extérieures dans le modelage contemporain de la surface terrestre. Les processus du modelage se passent d'une manière différente dans divers milieux physico-géographiques, selon les conditions climatiques. Dans les régions aux climats extrêmes mi-secs, les processus de modelage s'accomplissent avec une grande intensité en prenant le caractère de catastrophes élémentaires et en remodelant le terrain sur de grandes étendues. Ailleurs les changements se produisent le plus souvent d'une façon lente et imperceptible — comme cela se passe chez nous.

L'observation directe nous a montré que dans les mêmes conditions le caractère et les effets de la dénudation des sols dépendent de la résistance de leur manteau à l'action du vent et du ruissellement. Cette résistance dépend indirectement de la composition et de la structure du sol ainsi que des conditions topographiques dans lesquelles elle apparaît. Dans ce processus le rôle de la végétation est, comme on le sait, éminemment antagoniste. Au fur et à mesure que disparaît la végétation détruite parfois par l'homme inconscient du rôle qu'elle joue, diminue l'action de l'agent qui freine la dénudation. Les agents climatiques libèrent alors l'action de la force de gravitation agissant à la naissance des processus et modèlent le relief d'une façon plus intense.

D'après la conception de la morphologie climatique, c'est le processus s'accomplissant dans des conditions climatiques définies qui est l'élément modelant la forme. La connaissance des processus contemporains dans des conditions définies permet de reconnaître les formes qui naissent actuellement, de même que la connaissance des processus nivaux et glaciaires nous a amenés à reconnaître les formes du paysage post-glaciaire. Voilà pourquoi l'étude de la dénudation des sols, aussi bien normale que anthropogénétiquement accélérée présente un gros intérêt pour la géomorphologie — ce qui est fort compréhensible. D'un côté ces recherches nous permettent de connaître la genèse des plus jeunes formes, de l'autre d'éliminer retrospectivement du paysage des formes qui apparurent antérieurement ainsi que de fixer le degré de leur modification ultérieure.

Un tel point de vue n'exclue ni n'amoindrit le rôle d'autres sciences qui ont déjà rendu de grands services dans les recherches faites sur l'érosion et la dénudation des sols. Ceci concerne surtout la pédologie. Or, les processus concernant la dénudation des sols se rapportent à la couche meuble recouvrant la surface de la terre, — donc au sol. Cette couche meuble est le sujet des recherches d'une science spéciale et les changements observés directement doivent trouver leur juste place dans la pédologie. Cependant l'érosion et la dénudation des sols ne concernent pas uniquement les transformations directes que se produisent dans le manteau du sol. C'est un processus permanent, complexe qui provoque des changements de dynamique à la surface de la terre et de son aspect morphologique dans le paysage. C'est dans ce sens que c'est un processus géomorphologique qui intéresse les géomorphologues.

CARACTÉRISTIQUE MORPHOLOGIQUE

Les recherches englobent la zone d'escarpement du Plateau de Lodz, dans la direction WNW — ESE, au nord — est entre Zgierz et Brzeziny (20 km.). Le Plateau de Lodz qui s'avance du sud en forme de presqu'île, atteint ici ses points culminants (227 m. aux environs de Brzeziny, 283 m. aux environs de Lodz), ensuite il forme une bande à peu près parallèle de 6—8 km. de largeur et d'un relief très diversifié. Les hauteurs relatives qui sont à portée de vue y atteignent 50 m. et même 80 m. Plus vers le nord le terrain s'abaisse très vite, les hauteurs relatives diminuent, le paysage devient monotone. C'est la région de la plaine de dénudation qui passe ensuite en une zone parallèle de la *pradolina* de la rivière Bzura.

La zone d'escarpement fort diversifiée est coupée par les segments méridiens des vallées de rivières formant des brèches. Ce sont les vallées des rivières Czarawka, Moszczenica, Mrożyca et Mroga et de leurs affluents qui présentent ce caractère. A leurs vallées adhèrent de nombreuses dépressions sèches, à fond plat, le plus souvent suspendues et en formes de vallées. Leurs systèmes dissèquent les régions d'escarpement des interfleuves en formes convexes différentes d'aspect et de dimension. La grande différenciation de formes qui apparaissent dans le paysage et la vaste échelle de leurs dimensions sont le résultat d'une morphogenèse autre que celle d'aujourd'hui ainsi que des conditions topographiques de la région. J. Dylik (9) y distingue parmi les formes concaves: les niches de corrosion, les vallées sèches et les vallées des rivières; parmi les formes convexes: les bosses des interfleuves et les plaines de dénudation, les éperons, les buttes témoins et les troncs résidus.

Malgré la grande différenciation des formes, le paysage porte la marque distincte de la dénudation imprimée au relief glaciaire. Les terrains onduleux de dénuda-

tion du plateau et les troncs résidus qui se trouvent sur l'avant-terrain de l'escarpement et présentent une structure glaciaire, en fournissent la preuve. On le voit également dans la disparition des formes concaves fermées et dans la formation des zones de dépressions en forme de vallées qui morcellent l'escarpement et l'interfleuve. C'est dans ces dépressions que descendent „des régions centrales de dénudation“ les formes concaves des niches de corrasion.

On a reconnu dans le relief décrit des formes de morphogenèse périglaciaire (7, 8, 9). Les processus d'une dénudation plus intense, propres au milieu périglaciaire, même dans le cas de petites (au-dessus de 20°) inclinaisons du terrain, ont dénudé les formes convexes dominantes. Ils ont formé aussi des zones étendues de pentes par lesquelles s'accomplissaient vers les vallées les coulées de congélifluction.

On a constaté dans les puits qu'on a faits de nombreuses structures périglaciaires (8, 9, 18) à l'ordinaire juste sous la surface. Elles signalent l'essentielle compatibilité de la surface périglaciaire avec la surface topographique actuelle de la région. Le fragment de la carte ci-joint (fig. 1) illustre l'emplacement des structures de cryoturbation qu'on a constatées. Ce sont des fentes en coin et la congélifluction. Le fragment présente une partie du terrain d'escarpement avec un éperon de l'interfleuve qui s'avance de 2 km. vers le nord. A côté de cet éperon, du côté ouest, s'étend une vaste vallée sèche et asymétrique dans laquelle a été formé par segments un lit du type de *balka*. Ce qui est caractéristique, c'est qu'on peut observer la surface périglaciaire non seulement sur les surfaces des formes convexes, mais également sur des versants étendus et doucement inclinés.

Non seulement les preuves stratigraphiques, mais également morphologiques qui se manifestent dans la forme des versants et les profils en long des vallées plaident en faveur du maintien de la surface périglaciaire dans cette région. Le segment supérieur de la vallée que nous avons indiqué sur la carte pour servir d'exemple, présente le versant ouest étendu, doux (20°20') et presque rectiligne. Les versants observés qui sont ici généralement étendus, leur faible inclinaison, leur forme rectiligne, parfois légèrement concave, donnent à ces vallées l'aspect de niches (fig. 2). Les parties des vallées à l'amont, très vastes au début, se retrécissent ensuite et c'est seulement après ces retrécissements qu'apparaissent les filets d'eau dont la petitesse est disproportionnée. Des formes aussi vastes montrent une activité des forces qu'on ne constate pas aujourd'hui. Ces formes n'ont pu apparaître que dans des conditions morphoclimatiques tout à fait différentes. Les versants longs et rectilignes ou légèrement concaves montrent que l'action des puissantes coulées transversales prenait le dessus sur l'action de l'érosion. Celle-ci était dirigée dans le sens de la longueur par rapport à la forme. J. Tricart (27, 28) considère ce genre de versants comme caractéristiques pour la morphogenèse périglaciaire.

Le profil en long de la vallée (fig. 3) présente sur son premier segment, qui est le segment supérieur de 400 m. de long, une légère convexité vu les alluvions remplissant la vallée. Le second segment sur la longueur de 800 m. présente un caractère rectiligne avec inclinaison de 3,5‰. Le troisième segment sur la longueur de 3 km. forme un plan incliné presque idéal avec inclinaison de 1,4‰. Sur la ligne axiale de la forme se déploie un lit sec encaissé jusqu'à 2 m. par rapport à l'ensemble du fond de la vaste vallée initiale. C'est un élément secondaire placé dans le fond de l'enfoncement de la vallée. Le profil en long du nouvel encaissement montre sur une longueur de deux kilomètres cinq niveaux nettement façonnés. Le niveau inférieur atteint une hauteur de 2 m. et présente un caractère de surcreusement évorsif rétrograde avec un remarquable ravin d'érosion régressive. Le tracé du

profil du lit encaissé est concave et illustre la superposition de l'érosion „normale“. Le fond de toute la vallée qui présente un profil rectiligne et dans lequel s'encaisse un nouveau lit illustre un tout autre mécanisme de dénudation, propre aux vallées périglaciaires (9, 27). De cette façon nous avons ici la superposition du relief actuel, du type modéré, sur le relief périglaciaire qui a survécu.

LE CARACTÈRE DE LA MORPHOGENÈSE CONTEMPORAINE

L'érosion du sol est un processus superficiel. La marche de ce processus et ses effets dépendent, dans des conditions concrètes, des phénomènes climatiques extrêmes ainsi que de la formation de la surface topographique de la région.

Dans le cycle climatique annuel on peut distinguer dans la zone de l'escarpement du Plateau de Lodz trois périodes d'une plus intense parution des processus de dénudation. La première période est celle de la fonte printanière des neiges. Cette période dure très peu de temps, 8—12 jours en moyenne, et l'écoulement des eaux provoque des effets morphologiques doubles. La couverture neigeuse disparaît plus vite sur les versants à plus chaude exposition, c'est-à-dire sur les versants regardant vers le sud et le sud-ouest. On y voit des symptômes de l'écoulement rapide et concentré des eaux. L'eau descend par rigoles et en bas, grâce à la flexure du versant, forme de plus grands ruisseaux et emporte les matériaux sablonneux triés. Ensuite ces matériaux s'accumulent en traînées plates en cônes qui sur les surfaces inférieures horizontales forment des taches blanches (photo 7, 8). Ce sont des microformes dont la surface va de quelques à plusieurs mètres carrés et leur forme dépend de la configuration menue du terrain. Le plus souvent ce sont des bandes allongées qui s'élargissent dans la partie terminale en couvertures plates.

On observe un tout autre caractère des processus sur les versants à exposition froide, c'est-à-dire sur ceux qui sont tournés vers le nord ou le nord-est. Ici, la fonte de la couverture neigeuse est beaucoup plus lente; les plaques de neige y restent plus longtemps et fondent aux plus chauds moments de la journée. La couche gelée jusqu'à 60 cm. environ y forme pendant un assez long laps de temps une couche imperméable. La neige fond lentement en sursaturant la couche supérieure du sol qui dégèle graduellement. Sur les versants dénudés, à inclinaison dépassant 5°—6° qui y sont formés en général de sables limoneux, apparaissent les coulées superficielles des masses à consistance boueuse (12, 21, 22). Ces masses s'amoncellent souvent sur les plaques de neige disposées plus bas sur les versants et, après leur fonte définitive, se forment les couvertures argilo-sablonneuses. Une telle agradation diminue les pentes en rendant en conséquence l'asymétrie des versants plus forte — ce qu'on constate bien souvent (17, 22). Ces phénomènes n'apparaissent pas sur des surfaces unies, mais isolément, strictement liés à la configuration du terrain. Le plus souvent on les constate sur les versants des formes convexes et, avant tout, sur des dépressions de dénudation. Ce n'est que pendant la courte période de la fonte des neiges qu'on peut observer les traces de l'action de ces processus — après, elles sont effacées par le labourage printanier. Néanmoins, si l'on réunit tous les effets de ces processus durant plusieurs années, ils peuvent causer de forts déplacements des masses du sol. Lorsque la couche sous-jacente est gelée, l'action des eaux provenant de la fonte des neiges est la base du développement de ces processus — aussi bien du ruissellement superficiel dans les parties supérieures des versants chauds que des coulées de boue sur les versants à exposition froide. Ces conditions sont une reminiscence de la morphogenèse périglaciaire, à une échelle évidemment considérablement amoindrie.

L'été est la seconde période d'une plus grande dénudation. Il est vrai que le manteau végétal arrête efficacement les processus morphogénétiques de désintégration — cependant ils deviennent plus actifs périodiquement, pendant les averses d'orage de courte durée. Étant donné la grande largeur des zones de vallées, comme on le voit sur la carte ci-jointe (fig. 1), leurs bassins de réception sont disproportionnellement grands par rapport à leur longueur. L'eau descend des versants étendus sur le plan incliné en s'accumulant dans une courte artère d'écoulement. Vu le plein développement de la végétation qui se produit en ce temps et une plus grande perméabilité de la couche sous-jacente, qu'au moment de la fonte printanière des neiges, les effets de l'écoulement sur les surfaces cultivables ne sont pas importants. Sur les longs versants qui sont moins consolidés par la végétation, se forment des sillons terminés par des cônes alluviaux. Par contre, les voies qui mènent du versant à l'axe de la vallée sont plus attaquées par l'érosion. Elles possèdent, en règle générale, des plus grandes inclinaisons; après les averses elles se couvrent de matériaux d'écoulement faits de sable et de gravier et forment dans le terrain des encaissements ressemblant aux ravins (photo 1). Si ces voies sont aplanies ou renforcées par l'homme, l'activité de l'érosion se transporte sur les fossés latéraux disposés le long des routes et donne comme résultat des sillons et des profondes ravines (photo 2).

En outre, l'action directe des eaux de l'érosion qui s'écoulent, est visible dans les parties supérieures des vallées. A cause de la grande inclinaison du segment initial du profil en long, il se produit généralement un profond creusement linéaire. C'est pourquoi les parties supérieures de l'axe de la vallée principale et de tous les bras latéraux sont des zones d'une active érosion régressive du type de *ovrag* (photo 3).

Toutefois on peut alors observer dans l'axe de la vallée la plus violente activité. Après une plus forte averse, l'eau apparaît dans des lits encaissés qui jusqu'alors étaient à sec. La quantité de cette eau s'accroît très vite, non seulement à cause des écoulements latéraux, mais également à cause de l'accumulation des eaux qui s'infiltrant et ne laissent pas les traces de l'érosion sur les surfaces des versants. C'est ainsi qu'on peut expliquer l'apparition en quelques heures d'un ruisseau impétueux qui remplit le lit encaissé dans l'axe de la vallée.

Pendant la crue qui s'est produite en été 1953, à la suite d'une averse estivale, un canal avec un petit pont en béton a été détruit sur la route qui traversait la vallée. Ce pont se trouvait au sud de l'affleurement signalé (fig. 1), à la distance d'un kilomètre à peine du haut de la vallée. A trois cents mètres de là, dans le fond de la vallée, se trouve un ravin récent de 2 m. de profondeur. Une forme résiduelle s'est conservée dans ce ravin d'une largeur moyenne de 10 m. qui a été formé par l'érosion régressive. Une grande masse de matériaux meubles a été emportée pendant les crues sans laisser, à l'aval de la rivière, de traces plus visibles. D'après les rapports des habitants de cette région, le développement de la forme décrite du ravin s'est produit à la suite d'une averse du mois de juin 1918. En remontant la vallée, comme il a été dit, on rencontre quatre niveaux moins visibles.

Il résulte de ce qu'on vient de dire, que la période estivale laisse les traces morphologiques les plus remarquables sous forme d'encaissements linéaires de l'érosion. Ces encaissements se développent dans les axes des vallées surtout dans les segments supérieurs de leurs ramifications dont le nombre s'accroît constamment. L'approfondissement des encaissements dans les fonds des vallées par la formation des gradins provoque l'abaissement local de la base de dénudation. C'est à cette

base qu'atteignent les sillons et les écoulements superficiels qui se forment au cours d'un cycle annuel. Le cours éphémère des phénomènes estivaux décrits est l'expression des manifestations climatiques extrêmes. Leurs effets morphologiques présentent les traits de la morphogenèse continentale qu'on observe dans les step-pes ou dans les régions forestières et steppiques de l'Europe du sud-est. D'une façon générale de sont des traits de la morphogenèse du climat périodiquement aride (24, 26, 29).

Enfin la troisième période d'une dénudation intensifiée dans le cycle climatique annuel est la période tardive de l'été et de l'automne. C'est la plus longue; elle commence à la moisson et dure jusqu'au moment où la surface est durcie par le gel et jusqu'à l'apparition du manteau neigeux. Les sillons d'écoulement qui se forment localement et les alluvions qui apparaissent sur les éteules dépendamment des précipitations atmosphériques et de la topographie du terrain sont l'expression de la dénudation qui se manifeste à cette époque. On observe les mêmes phénomènes sur les champs cultivés pendant les semailles des herbes fourragères succédant aux céréales. Les champs peu résistants à la dénudation sont ceux que recouvre le jeune lupin à inclinaison au-dessus de 4^0 ainsi que les champs de pommes de terre où apparaissent les alluvions dans les enfoncements et les sillons. Ils signalent la continuité du mouvement des masses avec le concours des eaux, comme agent morphogénétique. Cette action englobe tous les versants à inclinaison au-dessus de 4^0 , quand le manteau végétal est peu compact. En général les effets observés apparaissent à une petite échelle et sont dispersés à la surface.

En résumé, on pourrait dire que sur la région décrite on a constaté l'activité diversifiée des processus de l'érosion et de la dénudation. Ces processus sont durables et visibles sur certains segments des axes de vallées, dans leurs parties, centrales et supérieures. Ils apparaissent dans les ravins secs en cours de formation et ces ravins deviennent le centre des zones menaçant la culture des terres.

Sur les versants étendus qui sont le second élément dominant du paysage d'escarpement, s'accomplit sur des surfaces dispersées la dénudation en masse. Ses effets, sous forme de coulées superficielles, de sillons et de cônes, sont visibles uniquement pour l'œil d'un observateur perspicace. Ces traces s'effacent tous les ans à la suite des travaux des champs — elles sont donc masquées.

Les processus de dénudation qui dépendent de la formation de la surface se différencient donc dans le cycle annuel. On peut diviser ce cycle en trois périodes aux traits morphogénétiques différents: la période printanière aux traits de la morphogenèse périglaciaire; le période estivale aux traits du climat aride périodiquement et la période automnale aux traits du climat humide, tempéré. Ces processus freinés par l'interruption hivernale ainsi que par la période de la végétation estivale ont lieu d'une façon permanente quoique avec une intensité variable. Leur action prise à l'échelle de plusieurs années amène un important déplacement des masses — ce qui, en conséquence, doit provoquer la transformation de la surface topographique initiale.

LE RAPPORT DU RELIEF CONTEMPORAIN À LA SURFACE PÉRIGLACIAIRE

La parution générale qu'on a constatée des signes de cryoturbation presque à la surface des affleurements, signale que la surface périglaciaire s'est maintenue dans la région décrite (fig. 4). Cette surface y joue le rôle de repère. Elle montre les effets, jusqu'à présent minimes, des processus en cours. Le degré d'adaptation

du relief hérité au relief contemporain en cours de développement et se formant dans des conditions actuelles du climat tempéré, humide, est très faible. L'établissement du rapport précis existant entre la surface périglaciaire et la surface topographique actuelle dans la zone d'escarpement du Plateau de Lodz exigerait un grand nombre de puits. Néanmoins les observations qui ont été faites jusqu'à présent permettent d'en tirer certaines conclusions.

Quels changements se sont-ils produits à la suite des processus contemporains décrits? Ces changements se produisent graduellement avec une intensité diverse dépendamment des conditions topographiques. Le nouveau relief se superpose sur la plastique héritée du relief périglaciaire en le transformant.

Dans la zone des interfleuves et sur les presqu'îles tronquées on observe la parution des fentes en coin, juste sous la surface. Sur les versants qui deviennent de vastes zones, de fonds de vallée se sont maintenues souvent des structures de congélifluction recouvertes de formations sans structure à l'épaisseur de 0,5 m. à 1,5 m. Ceci est la preuve de la dénudation des interfleuves et des parties supérieures des versants avec l'agradation simultanée de la partie inférieure, celle de la zone de transition entre le versant et le fond. Comme nous le savons, ces processus apparaissent en masse dans les conditions périglaciaires et datent de cette période. Cependant il n'est pas douteux que la couverture superposée sans structure soit le produit non seulement de la dégradation des dépôts périglaciaires, mais également des dépôts contemporains. Les dépôts contemporains sont disposés localement sous forme de plaques dont l'épaisseur est minime (0,5—1,5 m.) dans la zone entre les versants et les fonds. Cependant ils ne changent pas les contours de vastes versants doucement inclinés et n'effacent pas le caractère général du relief périglaciaire. Dans les parties inférieures des versants raides, la couverture supérieure gagne en épaisseur et montre que les formations des versants se combinent avec celles de l'accumulation du fond de vallée (fig. 5).

Dans les coupures de l'érosion des fonds de vallées périglaciaires et dans les dépressions de dénudation apparaissent de plus importants changements propres au cycle du relief contemporain qui se superpose. Dans ces fonds ont été ancrées de jeunes formes de ravin dont les ramifications les coupent en parties distinctes (photo 5, 6). Ces traits de jeunesse, comme on l'a dit, apparaissent également à l'amont des vallées ainsi que dans des ramifications qui deviennent plus nombreuses et plus grandes. On peut observer les différents degrés auxquels est arrivé le développement du relief du ravin. Dans l'exemple cité (fig. 3) le profil en long de la vallée présente des escaliers et dans le fond de la vallée se forme un joli ravin qui prouve l'accroissement de l'érosion régressive. Dans un autre endroit cependant le ravin principal, dont la longueur est d'un kilomètre, possède des versants stabilisés et gazonnés. Seules ses parties supérieures ainsi que les nouvelles ramifications latérales sont en cours de formation. Les mouvements superficiels de masses dans les champs cultivables situés à proximité se lient à la nouvelle base (photo 4).

De cette manière on peut établir le rapport général de la surface topographique actuelle à la surface périglaciaire. Le profil (fig. 6) présente ce rapport schématiquement. On peut y distinguer: 1^o — de profondes dissections de la surface périglaciaire dans les axes des vallées où se sont formés des ravins secs d'érosion insérés dans l'ancienne forme de la vallée; 2^o — la zone la plus proche adhérent aux vallées contemporaines dans laquelle ont lieu d'intenses mouvements superficiels de masses vu le niveau de la base de dénudation qui est situé bas et à proximité; 3^o — le segment inférieur de l'agradation sur lequel s'accomplit l'accumula-

tion des matériaux qui descendent du versant étendu de la vallée périglaciaire. Ce segment a une inclinaison approchant de 0 et de là proviennent les conditions favorables à l'accumulation des matériaux descendant des versants. Ces matériaux se mettent en marche plus tard et descendent dans la direction du ravin; 4° — le segment conservateur du versant périglaciaire sur lequel s'accomplit, comme sur un plan incliné, le transport des matériaux causé par les processus contemporains; 5° — le segment supérieur de l'agradation. Sur ce segment les versants tendent à la convexité et impriment au relief un caractère propre à la morphogenèse modérée à la suite de l'accumulation des matériaux venant de l'interfleuve; 6° — le segment de l'interfleuve soumis au tronquement produit par la dégradation de l'érosion contemporaine.

Les conditions topographiques locales définissent l'étendue de chaque segment et leur rapport réciproque. La surface topographique actuelle dissèque, recouvre ou tronque la surface périglaciaire. Ces rapports expliquent le caractère périglaciaire du relief de l'escarpement situé au nord du Plateau de Lodz. Il ne reste qu'à résoudre le problème essentiel pour cette région: pour quelle raison le relief périglaciaire initial a subi ici des transformations aussi minimes. Autrement dit, pour quelle raison on constate une aussi faible adaptation du relief aux conditions morphogénétique du climat tempéré humide qui règne actuellement.

On peut expliquer ce problème par des arguments historiques. Nous avons ici à faire à une région qui jusqu'au début du XIX-me siècle était couverte de forêts. Les champs cultivés ne formaient que de rares enclaves dispersées dans les forêts aux approches des colonies. Sur le terrain présenté sur la carte faite d'après le levé topographique prussien au tournant des XVIII-me et XIX-me siècles, il n'y avait que deux hameaux entourés de forêts (fig. 1). Ce n'est pas par hasard que le segment du ravin sec actuellement le mieux formé dans l'axe de la vallée se trouve aux environs des champs cultivés à cette époque. C'est la végétation, et principalement la formation forestière, qui constituait l'élément essentiel de la conservation du relief périglaciaire. Dans ces conditions le relief périglaciaire a eu la possibilité de survivre et ses transformations ont été minimes au cours de milliers d'années. C'est seulement la coupe des forêts causée par l'accroissement des colonies et le développement de l'industrie sur le Plateau de Lodz (6, 9, 19) qui a provoqué l'érosion et la dénudation accélérée. On peut observer l'accroissement de leurs effets en tant que processus de superposition récente sur le relief hérité qui s'est maintenu.

Bibliographie: p. 45

Table des illustrations

	Dessins	page
1. Fragment de carte représentant le relief de l'escarpement nord du Plateau de Lodz		35
1. structures congélifluctives; 2. fentes en coin; 3. les affleurements de la surface périglaciaire de discordance; 4. terrains sans forêts au bout XVIII-ème siècle; 1—13 les numéros des localités		
2. Exemples des profils des vallées transversales du Plateau de Lodz . .		36
a. zone de l'escarpement; b. zone de l'interfleuve		
3. Profil longitudinal de la vallée sèche de l'escarpement (comparer fig. 1)		37

4. Perturbations périglaciaires dans les affleurements de la zone de l'escarpement	42
1. sable de couverture non structural avec cailloux et traînées ferrugineuses; 2. argile sablonneuse avec cailloux; 3. sable à grains fins avec cailloux et traînées ferrugineuses transporté par la congelifluction; 4. sable à grains moyens avec gravier, stratifié; 5. sable stratifié; 6. argile jaune-gris avec intercalations du sable à grains fins; 7. argile d'un gris-bleu; 8. sable à grains fins avec ripple- marks; 9. matériaux périglaciaires de couverture sur la base glaciaire tranquée	
5. K a l o n k a (point 7). Chevauchement des produits de versants avec accu- mulation dans le fond de vallée	43
1. sable à gros grains non structural, d'un roux foncé; 2. sable à grains fins avec intercalations de l'humus; 3. sable et gravier fin stratifié; 4. gravier et sable avec cailloux, non structural; 5. sable stratifié avec traînées ferrugineuses	
6. Profil schématique représentant le rapport de la surface périglaciaire à la surface actuelle	44

Photographies

1. Entaille de la route descendant le versant deux vers l'axe de la vallée . . .	38
2. Ossowice. Le développement du ravin dans le fossé du bord de la route	38
3. Erosion accrue du ravin à l'amont de la vallée sèche, aux environs de Brzeziny	39
4. Vallée sèche, type balka, aux environs de Brzeziny. Au second plan la surface du mouvement accéléré des masses, divisée en zones séparées par la dérayures	39
5. Ravinement dans la branche latérale de la vallée sèche près de Brze- ziny	44
6. Entailles actuelles du fond périglaciaire de la niche de dénudation aux environs de Brzeziny	44
7. Accumulation en sillons sur le versant doux aux environs de Brzeziny	45
8. Cône alluvial de l'érosion en sillons dans le fond de la niche de corrosion	45

Traduction de S. Lazarowa

PROCESSES AND STRUCTURES IN THE ACTIVE ZONE OF PERENNIALY FROZEN GROUND

Part I

Abstract

This article contains a review of the terms used in Polish, Anglo-Saxon, French, German and Russian literature to describe such processes as regelation, mechanical weathering and their products, and of such terms which refer to general ideas connected with all deformations due to frost action.

The active layer of perennially frozen ground is the realm of processes due to oscillations across the freezing point. The freezing and thawing of the ground in this zone and the resulting changes in water content, create favourable conditions for the development of such processes as frost weathering, mass movement and movement of loose particles. The present writers intend to discuss the terms used to describe the weathering and decay of rocks under periglacial conditions, as well as those terms which refer to the displacement of individual particles and to mass movement. Apart from the terms used to describe processes, some expressions will be presented which are used to designate the structures produced by the displacement of either isolated particles or huge masses. The structures originating under present-day conditions shall be taken into consideration as much as those which are encountered in a fossil state, as relicts of previous periglacial periods in the areas of Pleistocene glaciation.

Regelation, frost action, frost phenomena, freezing and thawing; regelacja, kolejne zamarzanie i rozmarzanie; l'alternance du gel et du dégel, le gel et le dégel; Regelation; promerzanye i ottayvanye, poperemennoye ottayvanye i zamerzanye.

The process of alternate freezing and thawing of the ground was recognized very early and very early also was its tremendous morphogenetic role duly appreciated. It may therefore seem rather astounding that the idea of regelation should be until now so frequently misunderstood. Hence, also the term *regelation*, though used almost universally — according to the sounding it assumes in each individual language — is far from being unequivocal.

In his „Natural history of ice“, Dobrowolski (14) mentions three different meanings of the term *regelacja*. Let us cite the passage (p. 379): „The term „regelacja“ (re-freezing) is used with three different meanings: 1) to mean — as Tyndall erroneously used it — Faraday's phenomenon i.e. the merging together of two pieces of ice that are closely pressed; 2) to mean the process of alternate freezing and thawing, due to changes in temperature; 3) to mean the analogous process called forth by changes in pressure“. The text of the book plainly shows that Dobrowolski himself conceives regelation as the process of alternate thawing and freezing due to thermal changes.

Książkiewicz (35) in his discussion of frost action expresses the view that the varying temperature of interstitial water constitutes the main cause of frost weathering. However to designate the process itself he does not use the term *regelacja*, but the term *zamróz* (see below) which does not mean successive freezing and thawing but the destructive action exerted on the rock by the freezing of interstitial water. Elsewhere, the same author associates the term *regelacja* with freezing and thawing under the influence of different pressures thus adopting the interpretation given already by Smoleński (51) in his „Polish geographical vocabulary“. Hence, both Smoleński and Książkiewicz agree only with the third definition given by Dobrowolski.

In the Polish periglacial literature, Jahn who at first used the term *regelacja* (28), has now adopted Dobrowolski's descriptive definition and uses the expression *kolejne zamarzanie i rozmarzanie*, whereas Dylik (15) introduces the term *regelacja* to designate the state of water-condensation resulting from thermal fluctuations.

The recently published Dictionary by Kleczkowski and Dziewański (33) also fails to introduce any order into this confusion in the usage of the term *regelacja*. Following Dobrowolski, the authors give the three meanings of the term, also the wrong meaning with which it was used by Tyndall. (The definition of the periglacial terms contained in the dictionary is by Halicki, 24).

Anglo-Saxon writers do not as a rule use the term *regelation* in periglacial literature, since the word refers rather to changes in concentration called forth by the alternating oscillations across the freezing point resulting from varying pressures. A similar definition of regelation is given in Rice's geological dictionary (43) on the authority of Webster's Encyclopedia. Thus, according to Anglo-Saxon authors regelation is rather related to glaciology.

In the periglacial works by Anglo-Saxon writers, the processes of freezing and thawing are designated either by the very general term of *frost action* (see below) or by the term *frost phenomena* (Smith, 50). Taber (56) uses the expression *freezing and thawing* i.e. terms which mean only the results of changes in temperature. Paterson (40) mentions *regelation* as one of the most important causes of solifluction, but fails to give any precise definition of its connotation. He refers himself to the paper by Beskow (3) who regards the process of *Regelation* as the effect of thermal fluctuations.

The French periglacial literature uses the term *l'aternance du gel et du dégel*, sometimes also the more simplified: *le gel et le dégel* (Tricart, 60).

German writers (e.g. Troll, 61) use the term *Regelation* and regard the process as the effect of thermal changes. A similar interpretation is found in the papers by those Scandinavian authors who write in German (Beskow, 3; Högbom, 27).

Sumgin (52), Grigorev (21), Tolstihin (59) and several other Soviet writers have given much attention to the problem of regelation. They call the phenomenon *promerzanye i ottayvanye*. Some of them like Priklonsky (42) and Kalesnik (31) use the expression *poporemennoye ottayvanye i zamerzanye*. All emphasize the fact that the intensity of the process depends on the degree to which the ground is saturated with water and on the thermal conductivity of the rocks. A decisive role is thus ascribed to the frequency of the changes in temperature. The process of alternate freezing and thawing leads to frost heaving and solifluction.

Kalesnik (31), however, gives also another entirely different interpretation

of the term regelation. According to him *regelacya* means the process of merging together — as he names it: *smerzanya* — or melting into one of separate ice-blocks. Kalesnik bases his interpretation of regelation upon the experiments of Faraday (1850), Tyndall (1856—66), as well as those of Tarr and Rich (1912). According to that conception, regelation occurs at a temperature of about 0°C but also at much lower temperatures accompanied by higher pressures. According to Dobrowolski (14) this interpretation of the meaning of the term is erroneous.

It should however be easy to determine the meaning of the idea of regelation on the support of the etymology of the term used to designate the process. *Regelare* (Lat.) means repeated freezing, return of the frozen condition. Hence, as it must have been preceded by some different condition i.e. that of thawing, one may — admitting the occurrence of a series of such changes — define regelation as a process of alternate freezing and thawing. The notion would thus involve both the regelation produced by changes in temperature and the one that results from changes in pressure.

Frost action, frost work, frost weathering, mechanical weathering through frost action, frost splitting, frost riving, frost shattering, frost disintegration, congelifraction, congelifract, congelifractate; mechaniczne działanie zamrozu, peryglacialna facja wietrzenia mechanicznego, mechaniczne wietrzenie skał, zimnicowanie skał, działanie mrozu, wietrzenie mrozowe, dezintegracja mrozowa, kongelifrakcja; gélivation, roche gélivée, gélivité, roche gélive, cryoclastisme; Verwitterung des Frostes, Frostsprengung, Frostzerrung, Gelivation; moroznoye vyvetrivanye, vymerzanye, razrusheniya porod, razryhlenye, kurumy.

The Polish nomenclature of the concepts referring to the disintegration of rocks in periglacial environment is decidedly associated with the name of Łoziński, who attracted attention to the existence of traces of such processes in our geographic latitudes. Łoziński (36) terms *mechaniczne działanie zamrozu* such processes which, under periglacial conditions, destroy the coherence of the rock. The expression *zamróz* (freezing) refers to the splitting action of the water that becomes frozen in the fissures of the rock. Łoziński introduces also the expression *peryglacialna facja mechanicznego wietrzenia* to define the specific character of the weathering processes occurring in the periglacial zone.

Dobrowolski, in discussing — in his „Natural history of ice“ (14) — the process of rock weathering in Polar regions calls it *wietrzenie mechaniczne*. Despite its very wide connotation the term is not confusing because the chapter devoted by Dobrowolski to that problem contains a positive wealth of substance and gives a precise description of the development of weathering processes in Polar regions.

A rather original terminology was introduced by Krukowski (34) in his writings on the Paleolith in Poland. In his description of the period defined as the Arctic weathering period, he terms its characteristic features *zimnicowanie skał* which means the disintegration of rocks resulting from frost weathering. Krukowski's terminology has not been adopted in the Polish geologic and geographic literature.

Książkiewicz (35) uses some of the terms introduced by Łoziński. He refers to frost weathering as *działanie mrozu* — which is rather a general term — while, according to Łoziński's terminology, he uses the term *zamróz* to designate the process of rock splitting.

In the most recent Polish publications dealing with problems of periglacial environment one can also frequently encounter definitions of the destructive processes associated with the freezing and thawing of rocks. Jahn (29) — like Książkiewicz — uses terms of wide connotation such as *działanie mrozu* which implies weathering processes and in a general sense all the processes of cryoturbation. Dylik (16) in discussing the problem of the morphogenetic processes in the Pleistocene periglacial zone in Poland mentions *wietrzenie mrozowe* as one of its fundamental characteristics. Apart from this term he uses the word *kongelifrakcja* which is the Polish equivalent of Bryan's (8) congelifraction. Dylik uses moreover the expression *dezintegracja mrozowa* which implies only the process itself of rock disintegration under periglacial conditions.

In the Polish literature no terms are available for the product of frost weathering. Łoziński (36) mentions rock rubble, rubble mantles and rubble drifts. Other writers use rather general definitions such as: debris, detritus, weathering material, splitters.

The term most frequently encountered in Anglo-Saxon literature is that of *frost action*, which is the equivalent of the Polish *działanie mrozu*. Schafer (44), Judson (30) and Taber (57) use this expression to designate all the process of frost weathering without giving any precise definition of its meaning. Antevs (1) interpretes the word *frost action* in a much wider sense including the entire set of the processes and forms characteristic of a „frosty“ environment. To designate the process of weathering he uses the explicit expression: *frost weathering*. Also Smith uses the term *frost action* with a similar meaning. In his surveying article (50) he attributes to frost action five fundamental processes typical of the periglacial zone, which are: 1) violent, mechanical weathering, 2) increase of ground ice, 3) changes in volume, 4) non-progressive, differential movements, 5) down-slope mass movement of weathering products. The first process Smith (50) refers to as *frost weathering* or else *mechanical weathering through frost action*. Sharp (48) adopts a similar view using the term *frost action* to designate the entire complex of processes.

Apart from the general term *frost action* to describe the processes of mechanical weathering Anglo-Saxon writers use also terms of a more limited connotation such as: *frost splitting*, *frost riving* and *frost shattering*. These expressions mean the bursting and crumbling of the rocks i.e. a process that can be also designated by a word of international connotation, namely *disintegration*, or still more precisely *frost disintegration* (Denny, 13).

Bryan (8, 9) who tried and succeeded to introduce some order into the nomenclature of the ideas relating to periglacial environment, has also attempted to define the process of frost weathering. On having stated the unquestionable suitability of such good English expressions as *frost shattering*, *frost splitting* and *frost riving* — which are used to designate the processes of rock bursting — as well as of their verbal derivations: *frost riven* and *frost split* — Bryan proposes to compound a new term that would involve both the process of frost weathering and its products. In the Anglo-Saxon literature, products of mechanical weathering are usually referred to as individual pieces, debris or rock fragments (Bryan, 8; Judson, 30 and others). However the meaning of these expressions does not imply the glacial origin of the weathering material. Taber (57) uses also the term *frost split boulders* to describe huge boulders split by frost weathering. The word is of correct connotation but it is too long and awkward. Bryan (8) pro-

poses instead such terms derived from Latin roots as *congelifraction* (Lat. *congelare* — to freeze and *fractare* — to break) to describe the process of frost weathering and such derivations of the term as *congelifract* for the individual fragment produced and *congelifractate* for a whole body of large and small weathering products. Bryan's terms are adequate because they convey the corresponding meaning and can be readily „internationalized“. Bryan's terminology has been partly adopted in American literature. It is most frequently encountered in the papers by Denny (13). The term *congelifraction* is paralleled by the Polish *kongelifrakcja* which is, as mentioned above, used in the Polish literature by Dylík.

For the problems in question, the French literature has adopted a terminology of its own. Frost weathering is generally referred to as *gélivation* (Cailleux, 11; Malaurie 38; Tricart 60; Boyé, 6, 7). This noun has given rise to the adjective *gélivé*. The products of frost weathering are termed *roche gélivée*. The susceptibility of the rock to frost weathering Tricart refers to as *gélivité*. According to Tricart the term implies not only the rapidity of weathering due to the character of the rock but also the grain size composition of the weathering product. The rocks susceptible to frost weathering are defined as *gélives*. Like Bryan's English terms, these French terms well express the meaning of the notion. They are now universally adopted. To describe the same processes Guillion (22) introduces the term *cryoclastisme* which is derived from a Greek root.

The German nomenclature of the problems discussed is rather simple. The entire set of periglacial processes and phenomena is referred to as *Frostwirkung*, frost action. The process of frost weathering is called *Frostverwitterung* or *Frostsprengung* (Högbom, 27; Troll, 61; Machatschek, 37 and others). The connotation of the latter term is narrower, since it is restricted to the splitting of the rock under the action of frost weathering. Recently Woldstedt (66) introduced a new term *Gelivation* derived, as well as a similar word in French, from the Latin vocabulary. It can be of use as an international term. A number of writers e.g. Poser (41) use the term *Frostzerrung* which means the dissection of frozen ground by contraction. In German literature there are no terms available for the products of frost weathering. To describe frost split rocks German writers use such roundabout expressions as *durch den Frost zersprengte* (Högbom, 27).

In the Soviet literature much attention is given to the significance of mechanical weathering. Processes of frost weathering are generally and almost exclusively referred to as *moroznoye vyvetryvaniye*. The tremendous importance of this process under Arctic conditions was stressed by Grigorev (21), Shchukin (55), Cytovich (12), Gumensky (23), Suslov (53), Kalesnik (31), Vilen-sky (65), Bondarchuk (5), Priklonsky (42) and many others. Bondarchuk finds that the principle morphogenetic agent in sub-Polar regions and tundra zones is what he calls *moroznoye vyvetryvaniye i vymerzaniye*. These processes induce *razrusheniya porod*, loosening of the rocks. The disintegration of rocks by weathering Grigorev refers to as *razryhleniye*. *Razryhleniye viz. razrusheniya porod* leads to the accumulation of huge masses of loose material. Priklonsky, Grigorev and others mention the occurrence on slopes of *glybovyh rozsypey*, *kamennyh morey* (rubble mantles) *shchebenchastyh razsypey* (debris mantle). In Siberia, these formations produced by frost weathering are universally referred

to as *kurumy*. Priklonsky and Kalesnik have described *kurumy* from the northern Ural, Jamal and Taymir.

As regards the terms discussed here one can notice that — more than in any other field of science — the choice made by each author among the whole range of available expressions is a matter of personal preference. Hence, some of the terms cited above are nothing more than simple designation used occasionally without any intention of introducing them as standard terms.

Soil structures, cryoturbations, congeliturbations, congeliturbate; formy krio-geniczne, krioturbacje, zjawiska krioturbacyjne, struktury peryglacjalne; cryoturbations; Frostmusterböden, Frostböden, Frostbödenformen, Froststauchungsböden, kryoturbate Ablagerungen; moroznye deformacii, moroznye yavleniya.

Processes of regelation induce frost weathering which ultimately disintegrates the density of the rock, whereafter the fragments and loose particles thus produced set out on a more or less independant migration and soon lose all contact with their parent rock. The movement of the particles which depends, among other factors, on the presence of ground water and on the inclination of the area, lead very soon to the deformation of the primary rock structure — no matter if it be dense or loose — and even to the complete obliteration of its structural features. This movement of the particles gives rise to new structures which are characteristic of periglacial environment.

The terms used to describe either each single variety of motion or the structures thus produced, shall be discussed separately. For the present, the authors will only try to compare the terms used to designate in a general sense all the deformations occurring in the active layer of frozen ground. In 1936, Edelman, Florschütz and Jeswiet (18) have proposed the term *kryoturbate Ablagerungen* for fossil periglacial structures previously termed by Gripp Brodelböden. In view of the fact that Brodelböden represent only a certain particular type of structure, the Dutch writers found it necessary to propose a name that would imply a wider meaning and include the whole group of frost deformations.

The term introduced by Edelman, Florschütz and Jeswiet has met almost unanimous acceptance in the French periglacial literature as *cryoturbations* (Cailleux, 10; Tricart, 60; Boyé, 7).

In North-America the term failed to achieve popularity though there exists its English equivalent: *cryoturbations*. The deformations due to frost action Eakin (17) refers to as *soil structures*. The expression is also used by Sharp (47) who proposed a whole list of terms for a series of form types belonging to the general group of soil structures.

In his analysis of the current terminology Bryan (8) suggests — as a logical sequel to the term *congelifraction* proposed first — the word *congeliturbation*. According to Bryan *congeliturbation* has the merit of being compounded of two words either of which means an act and can readily be made into derivations. The products of the process of congeliturbation i.e. all the frost-born structures are named by Bryan *congeliturbate*. Among the reasons advocating the introduction of these new terms Bryan puts forward their wide connotation which includes not only frost heaving processes but also the totality of mass movements. Bryan stresses the fact that *congeliturbation* and *congeliturbate* are applicable not only to the surficial shape of deformations but also to their internal structure.

In the Polish literature on frozen ground, the forms in question were mostly

referred to as *zaburzenia* or *formy kriogeniczne*. These terms were used to describe the characteristics of the phenomenon and were regarded as standard terms. Quite recently however Jahn (29) has introduced the term *zjawiska krioturbacyjne* or *krioturbacja* which is the Polish equivalent of the term proposed by Edelman, Florschütz and Jeswiet, a designation which is becoming increasingly popular. Dylik (15) introduced the expression *struktury peryglacjalne* which, of course, refers only to the forms produced by the action of frost processes. The adjective „peryglacjalne” included in the designation may be considered as an indication of the character of these processes, but the term itself is rather intended to stress the characteristics of the environmental conditions under which these structures crigate.

In the German literature appears a number of terms of a rather restricted connotation though they are used to mean general ideas. Troll (61) admits that such universally adopted terms as *Brodelböden*, *Taschenböden*, *Würgeböden* etc. are not applicable to general notions. He proposes the introduction of such terms as: *Frostmusterböden*, *Frostböden*, *Frostbödenformen* which would better express the meaning of so wide spread a phenomenon as frost produced deformations.

Several German writers (Schwarzbach, 45; Weinberger, 64) also use the term *kryoturbate Ablagerungen* which however is not unanimously adopted. Apart from the general term mentioned by Troll there is the designation *Froststauchungsböden* where the stress is on the relationship between deformation and ground-thawing.

Soviet writers use the general term *moroznye deformacii*. To the phenomena of deformation Markov (39) refers to as *moroznye yavleniya*.

References cited: p. 55

Translated by T. Dmochowska

ÉTUDE DU GISEMENT PALÉOLITHIQUE DE MAKÓW

Résumé

Sommaire

Le gisement 20 de Maków a été pour la première fois fouillé par H. Lindner qui en 1937 a publié les résultats de ses recherches. D'après son interprétation, l'âge des objets livrés par ce gisement doit être reporté à l'extrême début de la glaciation Varsovien I. Toutefois l'analyse du profil n'autorise point à admettre cette datation. Le profil de la gravière met en évidence 2 niveaux de structures révélant de la congélfuaction, de l'involution et de la fissuration. Le niveau supérieur, susceptible d'être lié à la zone comportant le matériel archéologique — à la dernière glaciation. La quantité assez modeste d'objets recueillis jusqu'à ce jour dans ce gisement permet de les attribuer au groupe datant du Moustérien tardif.

En 1937 parut l'ouvrage de H. Lindner traitant du Pléistocène et des pièces paléolithiques recueillies sur les terrains méridionaux de la Haute Silésie (3). Parmi les gisements archéologiques étudiés dans ce livre, le gisement 20 de Maków (district de Raciborz), qui pendant quelques années de suite était l'objet de recherches de cet archéologue amateur, mérite une attention toute particulière.

Le gisement en question se trouve sur le terrain d'une petite gravière, située sur la pente gauche de la vallée de la Cyna. Certaines pièces de silex provenant de ce gisement ont été considérées par Lindner comme les plus anciens témoins du séjour de l'homme dans cette région de la Silésie. Il les a attribuées à la première phase de la glaciation Varsovien I. Ainsi, à côté du matériel archéologique de Markkleeberg, près de Leipzig, les spécimens du gisement 20 de Maków représenteraient les plus anciens produits de la main humaine en Europe centrale. Une telle appréciation de l'âge des pièces en question résultait de la façon d'interpréter le profil de la gravière qui les avait restituées (fig. 1).

L'interprétation du profil de la gravière de Maków et la datation de son contenu archéologique n'ont pas suscité jusqu'à présent de trop graves objections. Le profil de ce gisement et les arguments de Lindner ont été cités par Zeuner qui inscrit le gisement de Maków à l'index des plus anciennes stations paléolithiques d'Europe centrale (6). De même, Woldstedt (5) se réfère, lui aussi, au profil de Maków présenté par Lindner. Ce dernier, afin d'étayer ses conclusions relatives à la stratigraphie de Maków, cite le profil de la gravière de Wojnowice où la succession de deux glaciations: Cracovien et Varsovien I, divisées par le niveau interglaciaire (photo 1), apparaît d'une façon tout à fait nette.

En 1954, au cours de recherches poursuivies par l'équipe du Musée Archéologique de Łódź sur les terrains méridionaux de la Haute Silésie, nous avons pu nous livrer à une étude détaillée du gisement de Maków (fig. 2) et du profil de la gravière de Wojnowice. Nous avons de même examiné le matériel archéologique pro-

venant de fouilles de Lindner et déposé actuellement au Musée d'Opole (en Silésie). A la suite de cet examen on a pu constater que le dessin du profil (de même que sa description), présenté par Lindner, est schématique, sans précision, et ne tient nullement compte du caractère dynamique des séries constituant le profil. Cette constatation a suscité maintes réserves en ce qui concerne la justesse de l'interprétation, jusqu'à ce jour admise, du profil de la gravière de Maków. La comparaison de ce profil à celui de la gravière de Wojnowice semble être, elle aussi, assez douteuse.

Le profil du gisement de Maków d'après l'affleurement effectué en 1954 est représenté sur les figures 2 et 3.

Les couches de 1 à 3 révèlent les formations quaternaires. Par contre, les graviers de la couche inférieure du profil (couche 6) doivent être considérés comme dépôts Tertiaires (Pliocène).

Le Quaternaire est dépourvu ici de typiques dépôts glaciaires ou bien interglaciaires. En conséquence, l'interprétation du profil est difficile et sujette à caution. L'on ne peut pourtant pas douter d'avoir ici affaire à des traces d'une glaciation se traduisant par la présence de blocs de roches nordiques restés sur place après le ravinement de la moraine. Lindner prétendait découvrir des ressemblances entre le profil de la gravière de Maków et celui de la gravière de Wojnowice. Après avoir à tort qualifié de moraine le sommet du profil du gisement de Maków (*sandig kiesige Grundmoräne*), il est porté à le considérer comme analogue avec la moraine de la gravière de Wojnowice. Toutefois, notre examen du gisement de Maków démontre qu'aucune des formations surmontant les sables à la stratification croisée ne peut être traitée comme dépôt issu directement de la glaciation. Cette observation est valable tant bien pour les sables et les graviers de la couche 2 que pour la formation de couverture pulvérulente et sableuse de la couche 1.

Il existe également d'autres preuves qui empêchent d'identifier les profils de ces deux gisements. L'affleurement de Wojnowice se situe dans un lieu élevé, au bord de la vallée de la Cyna. Par contre, la gravière de Maków se trouve sur un plat éperon de dénudation. Le bord de la vallée est éloigné du gisement de plus de 300 m. L'on admet facilement que, une fois la glaciation Varsovien I ayant quitté ce terrain, le fleuve a dû y creuser sa vallée. Par conséquent, l'on ne peut supposer dans la vallée la présence de dépôts glaciaires provenant de cette période.

Tout ceci empêche de préciser l'âge des pierres pavées post-morainiques surmontant les sables et les graviers Tertiaires. Les pierres pavées peuvent tout aussi bien provenir de la plus ancienne glaciation (Cracovien) que de la glaciation Varsovien I.

Les formations surmontant les pierres pavées de roches nordiques dans la partie occidentale de l'affleurement et les graviers Tertiaires dans sa partie orientale attestent le caractère franchement périglaciaire. A travers tout l'affleurement court en biais une zone composée de couches, de traînées bien serrées et de plaques de marne grise révélant tous les traits caractéristiques de structure congélifluctive. Tout ceci, mélangé de sable et de gravier à la stratification croisée provenant sans doute du fleuve périglaciaire, apparaît dans une cavité érosive de la partie occidentale de l'affleurement, de même que dans sa partie centrale là, où les traînées de marnes, mêlées de gravier se trouvent poussées vers le haut. Dans la partie orientale de l'affleurement apparaissent des structures congélifluctives et de petites involutions gisant directement sous la couche 1. Elles sont évoluées dans des sables et

dans des graviers de la couche 2, atteignant le sommet des sables et des graviers Tertiaires.

La série congélifluctive aussi bien que les sables, à la stratification croisée sont tronqués par une surface presque plane de dénudation que devait constituer jadis le fond ou bien la pente doucement inclinée de la vallée. Les perturbations cryogéniques liées à cette surface proviennent sans doute de la dernière glaciation, c'est-à-dire de la glaciation baltique. Au déclin de cette glaciation et au cours de la post-glaciation, s'est formée, en principe par suite de ravinements de pente, une couche sableuse pulvérulente.

Il est aussi probable qu'une partie de perturbations cryogéniques (en particulier de celles qui apparaissent dans les limites de marnes grises de la couche 4) ait été formée durant la période glaciaire plus ancienne survenant peut-être au déclin de la glaciation Varsovien I. Toutefois, aucune série interglaciaire distincte ne les sépare du niveau supérieur de structures de gel.

En conclusion, l'on peut constater que le profil de la gravière de Maków ne possède pas dans son sommet la moraine surmontant des formations reposant plus bas. Ce fait ainsi que la situation topographique différente de l'affleurement de Maków et de la gravière de Wojnowice nous amènent à considérer comme étant vouée à l'échec toute tentative de découvrir une analogie entre les profils de ces deux gisements. La série de sables à la stratification croisée comporte des paquets de marnes grises transportés par la congélifluction. Ceci constitue un témoignage bien net de l'action du milieu périglaciaire à l'époque de la déposition des sables provenant du fleuve périglaciaire. La période périglaciaire à laquelle il faut lier la constitution de structures de gel doit être reportée à la dernière glaciation, c'est-à-dire à la glaciation baltique.

Le matériel archéologique provenant de Maków a été divisé par Lindner en deux groupes chronologiquement bien distincts. Les objets recueillis dans la couche 3 ont été reconnus par lui comme les plus anciens. Il les considérait comme analogues tant bien au point de vue de leur appartenance culturelle que de l'âge aux pièces de Markkleeberg. Ils étaient peu nombreux. Parmi le matériel archéologique fourni par les fouilles de Lindner et déposé au Musée d'Opole (Silésie), tous les spécimens provenant de la couche 3 sont des débris naturels de silex sans fracture industrielle, dont l'ébrèchement des bords doit être attribué à l'action de l'eau courante: de là des amas plus considérables de silex dans de différentes parties du profil.

La lame publiée dans l'ouvrage précité de Lindner (3, Pl. II) et recueillie dans le sommet de la couche 3 de même que quelques autres objets, présentés sur la même planche, portent des traces d'éclatement dues à la main de l'homme. Leur nombre était probablement peu considérable. Toutefois, il est à supposer leur présence dans des sables et le gravier de la couche 2, de même que plus profondément dans des fissures et dans des coins caractéristiques du sommet de la couche 3. Les chiffres cités par Lindner, indiquant la profondeur à laquelle ces objets ont été trouvés, nous autorisent à une telle conclusion.

D'autres objets recueillis dans le sol ou à la surface du gisement ont été attribués par Lindner à un nouveau groupe culturel qu'il appela *Zinnatalgruppe*. Ce nom implique l'opinion que tous ces objets se signaleraient par certains traits qui ne seraient caractéristiques qu'à des pièces paléolithiques trouvées dans la vallée de la Cyna. L'apparition de ces pièces au-dessus de la couche b du profil (considérée comme vestige de la moraine de fond de la glaciation Varsovien I) ayant été tout

à fait distincte, Lindner reporte par conséquent leur âge à l'extrême début de la dernière glaciation. L'état de conservation de ces pièces, leur patine épaisse et les bords parfois arrondis des certains spécimens constituaient aux yeux de Lindner autant de preuves valables pour dater cet ensemble du début de la dernière glaciation. Du point de vue de l'appartenance culturelle, le matériel archéologique en question se rattacherait aux pièces caractéristiques du Moustérien en Europe occidentale. Toutefois, son plus proche parent serait, selon Lindner, le „Pré-Aurignacien”, découvert par Absolon (1) en Moravie et représenté en particulier par les pièces recueillies à Otaslavice et Ondratice. Cependant il convient de signaler que les ensembles moraviens sont dépourvus de toute base stratigraphique. Il s'agit là de pièces livrées par le sol qui repose directement sur une couche Tertiaire ou bien de celles remassées à la surface. Elles ne représentent aussi aucun complexe culturel bien déterminé. La preuve en est que parmi les pièces originaires du Plateau de Drahan l'on distingue des éléments moustériens, aurignaciens plus anciens et plus récents, solutréens, voire mésolithiques et néolithiques. Inutile de préciser que le matériel de la sorte se prête mal aux comparaisons et qu'il ne peut nullement servir de critère pour établir la chronologie et l'appartenance culturelle d'un autre complexe.

L'absence de burin, prétendu trait caractéristique de l'ensemble paléolithique silésien ne peut, elle aussi, influencer nos considérations sur l'appartenance culturelle du groupe en question. Parmi les objets attribués par Lindner au groupe de la vallée de la Cyna (*Zinnatalgruppe*) et recueillis dans le gisement 20 de Maków se trouve un typique burin massif d'angle, latéral, sur gros éclat lamellaire (fig. 5). Il a été mentionné dans l'ouvrage de Lindner, voire présenté sur la planche III, 5 (3), sans que sa fonction et sa forme soient déterminées.

D'autres conceptions encore ont été avancées au sujet de l'appartenance culturelle des objets de Maków. Zötz (7), se basant sur le critère typologique et tenant compte de l'état de conservation de certaines pièces, fait distinguer dans le matériel archéologique de Maków l'élément culturel clactonien et levalloisien. Il considère comme clactoniens tous les éclats massifs, recouverts d'une épaisse patine blanche évoquant la porcelaine, pourvus de larges talons non préparés. L'angle du plan d'éclatement par rapport au talon dépasse 100°. Leurs bords portent des traces d'une forte usure. Dans la plupart des cas il s'agit là de pièces attribuées par Lindner au groupe de la vallée de la Cyna. Dans les ouvrages de Zötz (7, 8), l'on trouve un éclat qui doit représenter l'élément clactonien dans l'ensemble des pièces de Maków. Il provient du gisement 15 et possède, en effet, un talon non préparé, lisse dont la surface toutefois n'atteigne que 84 mm² et l'angle du plan d'éclatement par rapport au talon a 86°. Tout ceci indique que l'éclat en question ne peut être considéré comme un éclat clactonien (photo 6 c).

Les éclats à talons facettés recueillis dans les deux gisements de Maków sont déterminés par Zötz comme levalloisiens. L'apparition simultanée de pièces clactoniennes et levalloisiennes dans les gisements de Maków amène Zötz à y voir une question qui mérite d'être étudiée à l'avenir.

Etant donné les faits observés dans le profil du gisement 20 de Maków il devient désormais clair qu'après la constatation de perturbations distinctes dans le sommet de la couche 3, se rattachant étroitement aux formations superposées, l'on ne peut plus diviser le matériel archéologique de ce gisement en deux groupes chronologiquement distincts, vue surtout la présence plutôt rare de pièces dans le sommet de la couche 3. De l'examen des chiffres cités par Lindner pour indiquer

la profondeur à laquelle la lame et encore d'autres objets ont été trouvés dans le profil, il ressort que l'apparition de ces objets se bornant précisément à la zone de perturbations déjà mentionnées, engendrées sous l'influence du milieu périglaciaire, était plutôt liée à la couche 2, que nous venons de discerner. De même, du point de vue morphologique, les objets de la couche 3 ne diffèrent pas de formes recueillies dans la couche 1 et à la surface du gisement.

La caractéristique au point de vue culturel du matériel archéologique de Maków est plutôt difficile, vu le nombre restreint d'objets trouvés jusqu'à ce jour. Elle s'appuyera en principe sur l'étude de la technique appliquée à la confection de demi-produits, les outils finis ayant été, pour le moment, fort rares. Les recherches poursuivies en 1954, malgré le dégagement soigné et méticuleux du profil n'ont pas abouti à la découverte de nouveaux objets dans la couche 3 (couche c de Lindner). Les pièces recueillies à la surface du gisement ont été, elles aussi, peu nombreuses. Peut-être, des fouilles à venir mettront-elles au jour de nouveaux spécimens ce qui allégera sensiblement notre tâche qui sera de donner une caractéristique plus exhaustive de cet ensemble. Pour le moment, il faut la considérer comme provisoire étant donné qu'elle ne s'appuie que sur l'examen de quelques objets déjà publiés et de 7 objets encore inédits, choisis dans la masse assez disparate composée de silex bruts, des pièces du Néolithique et du Paléolithique supérieur et se trouvant actuellement au Musée d'Opole (Silésie).

Comme nous avons déjà souligné, les objets publiés, provenant de la couche 3 et ceux recueillis dans la couche 1 et à la surface ne révèlent aucunes différences du point de vue morphologique ce qui à l'appui de nouvelles observations d'ordre stratigraphique faites dans la gravière de Maków nous autorise à les étudier conjointement. Dans l'un et l'autre groupe, à côté des éclats asymétrique existent des éclats lamellaires. Comme il ressort de l'analyse, le demi-produit était enlevé de nucléi discoïdes ayant, la plupart du temps, un seul plan de frappe et une base non préparée. Il existe toutefois des spécimens — fort rares d'ailleurs — enlevés d'un nucléus discoïde bilatéral (fig. 6) et d'un nucléus levalloisien à base préparée (7, fig. 2 et 2a). La trait caractéristique commun de ces éclats est leur asymétrie par rapport à l'axe allongé. Le pourcentage des certains éclats lamellaires et des lames parfois tout à fait régulières est considérable (fig. 5 et v. 3, Pl. II, 1). On en déduit que ces spécimens devraient être enlevés de nucléi gros et massifs à double plan de frappe. Leurs bases ne sont pas préparées. C'est de ce type d'éclat qu'on a tiré le burin d'angle déjà cité, de forme évoluée, l'unique outil découvert jusqu'à ce jour dans notre ensemble (fig. 5).

Une caractéristique analogue est valable pour les pièces provenant du gisement 15 de Maków, déjà mentionné, situé à 3 km au Nord-Ouest du gisement 20 sur la pente de la vallée de la Cyna. Ce gisement, lui aussi, nous a livré des éclats lamellaires (7, fig. 2, 1, 1a), accompagnés d'éclats asymétriques à talons préparés et non préparés.

Parmi les gisements paléolithiques voisins, celui de Kornice mérite notre attention. Il est situé sur la pente gauche de la Cyna à 800 m au Sud du gisement 20 de Maków. A la surface d'un aplatissement de la pente, environ 5 m au-dessus du niveau actuel de la Cyna, on a trouvé 2 outils reproduits à la figure 8, à savoir un racloir transversal convexe et un racloir simple droit, tirés d'éclats massifs de silex. Les nucléi qui les ont livrés étaient sans doute discoïdes. L'état de conservation de ces outils était analogue à celui des pièces provenant de deux gisements de

Maków. Les talons des éclats qui ont servi à la confection de racloir étaient petits et sans facettes.

Est-il permis de considérer les pièces de ces trois gisements comme un ensemble culturel homogène? Il est assez difficile d'y répondre d'une façon décisive. La difficulté découle du fait que les ensembles en question possédaient un très petit nombre de pièces. Toutefois, il existe une certaine analogie se traduisant par la façon de débitage de gros éclats massifs, parfois lamellaires qu'il nous faut considérer comme de demi-produits. Evidemment, cela ne suffit pas d'attribuer à ces pièces la même appartenance culturelle, mais elle est probable.

Cependant, si, toutes ces réserves faites, nous essayons au moins approximativement de définir l'appartenance culturelle des complexes en question, il devient désormais évident qu'il nous faudra éliminer au cours de nos considérations toute possibilité de renouer aux pièces clactoniennes, et ceci pour des raisons que nous venons d'exposer plus haut.

Z o t z souligne le caractère levalloisien des certaines pièces de Maków. Comme il résulte de ces dernières études (8), il fait discerner un groupe levalloisien à part en l'opposant aux autres groupes culturels, en particulier aux groupes moustériens. Récemment, F. B o r d e s (2) démontre dans une série de ses études qu'on a tort de procéder à la division des complexes archéologiques en levalloisiens ou non levalloisiens pour des raisons d'ordre typologique. Il est d'avis que les pièces dites „levalloisiennes“ témoignent de l'application d'une certaine technique bien déterminée de débitage du silex, technique employée sur les terrains riches en silex. Cette technique apparaît tout d'abord, selon F. B o r d e s, dans des industries de l'Acheuléen moyen pour s'épanouir au Moustérien en créant des bases au développement de la technique laminaire caractéristique des industries du Paléolithique supérieur.

L'analyse du matériel archéologique provenant de gisements déjà étudiés de Maków nous a permis d'y reconnaître certaines pièces levalloisiennes. Elles sont accompagnées d'objets renouant aux pièces moustériennes comme le prouvent les nucléi discoides (dont la présence vient d'être admise grâce à l'étude des demi-produits) et les éclats asymétriques. De plus, étant donné une certaine parenté existant entre les ensembles en question et les racloirs de Kornice, et à la lumière des observations déjà faites, on est amené à considérer le matériel archéologique livré par le gisement de Maków comme un ensemble moustérien tardif attestant la technique levalloisienne évoluée.

Bibliographie: p. 71.

Table des illustrations

Dessins

	page
1. Gisement 20 de Maków et Wojnowice. Profil de la gravière d'après Lindner (3, Pl. I.)	60
2. Gisement 20 de Maków. Profil de l'affleurement (schéma)	61
1. Formation pulvérulente sableuse d'un gris fauve passant, dans la partie supérieure, en humus de ton brun-gris; 2. sable et gravier de couleur brunâtre avec des pierres éparses, légèrement arrondies; 3. sables et graviers jaunes et d'un jaune blanchâtre — série très variée du point de vue de la fraction et de la granulation; 4. limon sableux d'un gris bleuâtre présentant des langues irrégulières, des lentilles et des paquets; 5. sable à gros grains et graviers rougeâtres et brunâtres; 6. graviers, pour la plupart quartzitiques, couleur rouille, brunâtres et noirs grâce à l'action des oxydes de fer et de manganèse	

3. Gisement 20 de Maków. Fragment de la partie occidentale du profil de la gravière	62
(description comme à la fig. 2)	
4. Gisement 20 de Maków. Fragment de la partie centrale du profil de la gravière	63
(description comme à la fig. 2)	
5. Gisement 20 de Maków. Burin de silex	66
(Coll. Musée d'Opole) $\frac{2}{3}$ de la gr. nat.	
6. Gisement 20 de Maków. Éclat de silex recueilli à la surface du gisement (Coll. Musée Archéologique de Łódź) $\frac{2}{3}$ de la gr. nat.	68
7. Gisement 20 de Maków. Éclat de silex à la base préparée recueilli à la surface du gisement	69
(Coll. Musée Archéologique de Łódź) $\frac{2}{3}$ de la gr. nat.	
8. Kornice. Racloirs recueillis à la surface du gisement	70
(Coll. Musée d'Opole) $\frac{2}{3}$ de la gr. nat.	

Photographies

1. Wojonowice. Vue d'ensemble de la gravière	64
En bas, à gauche, de gros cailloux nordiques surmontés d'une série composée de sables et de graviers à la stratification croisée (glaciation Cracovien), plus haut, des limons interglaciaires grisâtres et bleuâtres, présentant des traces de perturbations congélifluctives, surmontés de sables et de graviers, difficilement visibles passant vers le sommet en marnes rubanées (<i>varves</i>) recouvertes de moraine de fond avec de gros cailloux (une partie des sables supérieurs, des marnes rubanées (<i>varves</i>) et la moraine — invisibles sur la photo)	
2. Gisement 20 de Maków. Petites structures du type d'involution évoluées dans le sable et dans le gravier (fig. 2, couche 2) s'étalant au-dessous de la formation pulvérulente (fig. 2, couche 1)	64
3. Gisement 20 de Maków. Structure congélifluctive évoluée dans le sable et dans le gravier de la couche 2 (fig. 2)	65
4. Gisement 20 de Maków. Vue de la partie centrale de l'affleurement avec structures congélifluctives (cf. fig. 4)	65
5. Gisement 20 de Maków. Éclat de silex	68
(Coll. Musée d'Opole)	
6. Maków. Éclats de silex provenant des gisements 20 (a, b) et 15 (c)	69
(Coll. Musée d'Opole)	

Traduction de J. Ruk

Alfred Jahn

Wrocław

THE OCCURRENCE OF PERIGLACIAL STRUCTURES AND LOESS IN ROUMANIA

Abstract

The author visited the two chief geographic centers of Roumania at Bucarest and Cluj. He had numerous discussions with Roumanian geographers and collected some observations during his excursion to the region of Bucarest. On the support of these data the writer conjectures to the presence of periglacial structures in the Walachian Plain. Roumanian loess widely differs from Polish loess. Some of the formations occurring in the Walachian Plain which are believed to be loess, should be regarded as sandy dusts accumulated by running water.

During his visit to the Roumanian Republic in December 1954, the author delivered several lecture on periglacial problematics in the two chief geographic centers of this country: at Bucarest and Cluj.

Periglacial problems are but little known in this country. The majority of Roumanian geographers and geologists hold the view that the Middle-European lowland periglacial that is so well known in the areas of Poland, Germany, Holland and France does not encroach upon Roumania. Hungarian experts have reported the occurrence of periglacial structures from the Alföld Plain and Poser (2) includes almost the whole area of Hungary into the forest-periglacial zone (perennially frozen ground of continental type overgrown by forests). From Roumania however no reports regarding periglacial formations have appeared until now and in Poser's survey this country lies entirely out-side the boundaries of the Pleistocene perennially frozen ground of Middle Europe.

The author expected that his lectures on a subject which seemed to be rather remote and unknown to Roumanian research workers and to present no chances of investigatory realization in their country would not arouse any particular interest. But experience proved that he was mistaken. The long and animated discussions which followed his lectures plainly revealed the lively interest taken by his Roumanian colleagues in periglacial problems. The writer presented the results of Polish investigations into periglacial structures, morphogeny and climate. He showed large photographs of the structures typical of our periglacial such as ice wedges, solifluction etc.

The majority of his auditors — mostly field research workers from the University or the Geological Survey — on having followed the lecture and examined the pictures declared that similar deformations can be observed in the Quaternary deposits of Roumania. Someone recalled that the eminent Roumanian geographer Professor Valšan (who died in 1935) had described characteristic small plications occurring in the sands round Bucarest, though the origin of these structures remained unknown to him (3).

Prof. Peter Cotet, professor of geomorphology at the Institute of Geographic Research who was also present, informed the audience that he had recently noticed

in one of the sand pits near Bucarest several deformations which seemed to bear some resemblance to the Polish periglacial structures shown by the author.

Next day, accompanied by Prof. Cotet and his assistant, the writer went to examine these exposures. They are situated in the valley of the Colentina river several kilometres N-E of Bucarest (Pantelimon pits). Here, underlain by dusty clays which Roumanian experts regard as loess (2—5 m. thick) lie fluvial sands and gravels of considerable thickness. Some enigmatic deformations appear on top of the sands. The author was shown a large ice wedge enclaved in the sands to a depth over 1 m (photo 1). It is filled with gravels. There are no observable traces of side pressure squeezing and uplift of the sands along the walls of the ice wedge. Its undisturbed surrounding does not permit to regard it as a cryogenic structures. On the other hand however its exterior outline and the arrangement of the gravels inside, produce the impression of a certain similarity with the phenomena due to frost action.

The second type of deformations seen by the writer in the same sand pit, belongs to the type of fold involutions (photo 3). The sand of the whole exposure distinctly exhibits small horizontal strata. In the top portion of the sands these layers in several places become irregular and undulating. In one place there is a vertically set fold which practically does not differ in the least from the periglacial structures occurring in the Lublin Upland and called by Polish writers fold-involutions. It should be noted that these small folds near Bucarest are 1 m wide. This is not, however, their initial amplitude. They are truncated at the top by an erosional surface, overlain by loess.

Having only superficially examined these structures the author was unable to solve the problem of their origin, though Prof. Cotet encouraged him to do so, being eager to gain confirmation of his own suppositions regarding the glacial origin of the deformations. The author thinks that these forms require further thorough investigations such as preparation of the structures, cross cuttings etc. The origin of these deformations constitutes a problem the solution of which requires particular attention and caution since it raises the important question of the southern reach of the European periglacial phenomena. Does the Walachian Plain like the Hungarian Plain belong to the zone of lowland periglacial in Europe? Does it constitute its marginal forest or steppe part afflicted by severe winters and thus marked by some of the features of continental periglacial? Was it invaded by frozen subsoil with its entire set of microrelief forms? Only exhaustive studies and a correct interpretation of the origin of the structures appearing in the sands near Bucarest, is apt to answer these questions.

While the occurrence of lowland periglacial in Roumania seems dubious and difficult to determine, that of mountain periglacial structures and land forms seems highly probable. The writer had unfortunately no opportunity to see them by himself but he drew this inference from the information given him by his Roumanian colleagues who took part in the discussions that followed his lectures in Bucarest and Cluj. Prof. Tiberio Morariu director of the Institute of Physical Geography at Cluj and eminent expert on the Rodna Mts. mentioned the frequent occurrence in these mountains of soliflual down wash and of weathering covers. The problem will be probably elucidated in the nearest future since Prof. Morariu announced that inquiry into these structures will be soon undertaken. The presence of periglacial phenomena in the Retezat Mountains was also reported.

The second problem that captured the authors interest in Roumania was that of loess. He had opportunity to examine several profiles of pulverulent formations, which are here believed to be loess. Such are the dusts in the Colentina river valley which form a layer of fairly equal thickness that covers a large, gently down-stream sloping surface (photo 2). This formation has smoothed the old surface by filling its concavities. The dust contains a large quantity of sands and tiny pebbles. Slight traces of stratification are visible in some parts mainly in the lower sandy portion. A striking feature is the thick humus horizon of the present-day soil and the horizon of subfossil soil that lies at a depth of 2 m.

This „loess“ which is typical of the nearest surroundings of Bucarest widely differs from what we in Poland usually call loess. The difference is noticeable at the first glance as well as on macroscopic examination of the characteristics of the formation. Its pulverulence and colour are the only features that make it somewhat reminiscent of loess. Its mechanical composition however is entirely different from that of Polish loess. To facilitate the comparison, the diagramm (fig. 1) shows the grain size curve of the typical loess from the Lublin Upland.

Hence, considering the grain size and situation of the pulverulent formations in the Colentina valley one can not possibly regard them as loess, anyhow not as loess on a primary layer. It is most probably some fluvially deposited material belonging to the type of extensive and deep mades.

The author examined also the loess of the Calinistea river valley, that runs across the Danubian Plain. Professor Cotet showed him a dust formation that bears much more resemblance to our loess than the pulverulent material of the Bucarest region. This similarity is in the course of the grain size curve and in such features as vertical separation and calcareous concretions. This loess does not exhibit any noticeable stratification. It is more porous than Polish loess, though it contains more lime carbonate. Owing to the presence of that compound the formation is, despite its porosity, rather compact. It is, anyhow, certainly far from being as loose as our loess.

Roumanian experts seem to have no clear idea of the origin and stratigraphy of their loess. The geographer Bratescu whose work deals mainly with the Dobroudja loess has published numerous papers on the subject. Quite recently, Naum and Grumazescu (1) have reviewed the state of research concerning Roumanian loess. Among other items they also describe the profiles mentioned above and refer to the pulverulent material in the Colentina valley, as loess. (The present writer does not believe it to be loess). It should be added that the layer that has been herein termed sub-fossil soil, these experts refer to as fossil horizon. This is further evidence of the divergence between the terms and concepts applied to loess problems in Poland and in Roumania.

Hence the following conclusion: the necessity of an international conference devoted to loess problems seems to impose itself. Its objective would be to revise and clarify all the traditionally adopted, views regarding this formation that is so wide spread and — as it may seem — so well known in our country and in those of our southern, eastern and western neighbours. In results of such a conference the map of the Quaternary in Europe might turn out to be erroneous especially so as regards the distribution of the different types of fluvial, eluvial, glacial and eolian formations which are designated by the general term of loess.

List of illustrations

Figures

	page
1. Grain-size curve of Roumanian and Polish loess	75

Photographies

1. Colentina valley. Ice wedge pocked in sands and gravels	76
2. Pulverulent formations (dark layer above) overlying fluvial sands in the Colentina valley	76
3. Fold-involution in the sands of the Colentina valley	77

Translated by T. Dmochowska

FLAT-FLOORED DRY VALLEYS IN THE FORELAND OF THE ŁYSOGÓRY MTS.

Summary

Abstract

Dry, flat-floored valleys together with corrasional trough and denudational spurs show in the area of the Łysogóry Mts. a very characteristic morphological pattern. Geologic structure and morphological features indicate, that most of the flat-floored valleys originated in the periglacial zone of Baltic glaciation. At present they exist as old, fossil forms and revive only periodically.

Dry, flat-floored valleys represent an important and characteristic element of the landscape in the Łysogóry Mts. They are rather small in size and average several meters to a few kilometers in length, several to three hundred or more meters in width and a few to 20—30 m in depth.

The dry, flat floor always separated from the slopes by a distinct angle is the most characteristic feature. It normally has no running water and often even no channel. Only some of these forms have a permanent stream and even those only in the lower part. In such cases there are distinct erosional incisions and the form becomes a normal river valley.

The longitudinal profile shows usually several inflexions due to layers of especially hard rock, or alluvial fans. The cross section is also, although locally, undulating at the valley floor in connection with forms resulting from mass movement on the slopes. Very characteristic and important a feature is the lack of terraces.

Slopes separated from the floor by a sharp inflexion are straight and very steep (sometimes up to 40° or more) in their lower part. At the top they usually are convex, moderately sloping (2—5°). Both portions are separated by a distinct inflexion. On the whole the slope is convex.

The valleys are very often rectilinear in the plan.

Flat-floored valleys are particularly numerous on pediments which surround residual hills and on areas covered with loess, where they show together with corrasional troughs and denudational spurs a very characteristic radial pattern.

Asymmetry of slopes is also an important feature of such forms. Many flat-floored valleys have less inclined slopes facing East or North-East i.e. with cold exposure. However the asymmetry may be different.

At present flat-floored valleys conduct water only during spring thaw and heavy rainfalls in summer. Rapid, short water-flow usually in the form of a sheet-flood produces lateral corrasion which preserves the flat floor and the sharp angle at the base of the slope. Decreasing waters leave a veneer of silt on the floor. Coarse material is not transported at present, as indicated by the geologic structure of the valley floor. Coarse, mostly angular material lies only in the lower, foot part. Locally the steepness of slopes is preserved owing i.a. to the sapping action of

ground waters which percolate very often at the base of the slope. This leads to rock falls and consequently to the formation of straight slopes.

The efficiency of downward erosion is reduced because the waters are heavy laden with rock-waste; aggradation prevails.

Many features point to the fact that at least the majority of the dry, flat-floored valleys are fossil forms that originated in late Pleistocene in the periglacial zone. At present they only revive, but are not being formed. The relation of these forms to the loess cover is essential for the determination of age and morphogenetic regime. Loess in this area was deposited in the periglacial zone of Baltic glaciation. In some cases it has been stated, that dry, flat-floored valleys are blanketed by loess, not cut into it; therefore they are prior to the loess. On the basis of present data it is not possible to decide whether dry, flat-floored valleys were formed as a result of corrasion due to periglacial waters, or if they are older forms modified only under periglacial conditions.

The geologic structure of one of such forms was best observed near Szwarszewice (figs. 1 and 2 represent the details, fig. 5 — a sketch of the whole). It contains:

1. Loess, yellowish green, faintly striated, leached of carbonate of lime at the top;
- 1a. horizon of calcareous concretions;
2. loess, grayish blue, structureless;
- 2a. the same as 2 with limonitic concretions;
3. pulverulent sand, rust-coloured;
4. regolith of liasic sandstone, angular with limonitic screen;
5. hard rock.

The grain contents of the material 1—3 is shown on fig. 3, the character of the regolith on fig. 4, which represents the degree of roundness according to Cailleux's method. Fig. 5 is an outline of the cross section. Evidence reveals the fossil character of the valley. It was formed undoubtedly before the sedimentation of loess of the Baltic (Würm) glacial period and had been cut in hard bedrock of liasic sandstone. The alteration of rocky slopes gives evidence of a periglacial climate. The regolithic rubble was shifted down-slope, as indicated by its undulating top, lack of limonitic screen on stones on steep surfaces and the inclination of the longer axes parallel to the slope. Rapid mechanical weathering and the shifting of rock mantle must have taken place in the early phase of periglacial climate during the last glaciation. The melt waters charged with congeliflual material tend to erode their banks instead of deepening their channels. That led to the formation of the broad, dry at present valley floor. After deposition of the loess cover the supply of waste has ceased; periglacial waters removed all the rubble from the river-beds. More intense and enduring mass movement occurred only on the East facing side of the valley as indicated by the greater thickness of loess deposits.

May be that some of the dry, flat-floored valleys are younger — cut into the loess cover, but even if this were the case they should be correlated with the beginning of the Holocene when the ground was still permanently frozen. This conclusion is supported by observation of present-day erosion in loess covered areas, which gives rise to quite different forms, such as gullies, ravines, V-shaped valleys etc. which point to the prevalence of downcutting over lateral corrasion.

List of illustrations

Figures

	page
1. Szwarszowice, exposure I. Geologic section of the slope of a fossil, dry flat-floored valley	83
1. loess, yellowish green, faintly striated; 1a. horizon of calcareous concretions;	
2. loess, grayish blue; 2a. concretions of limonite; 3. pulverulent sand showing striae, rust coloured; 4—5. regolith of liasic sandstone, angular, with limonitic screen; 6. hard rock — liasic sandstone	
2. Szwarszowice, exposure II. Geologic section of the slope of a fossil, dry, flat floored valley	84
(1—5 the same as fig. 1; 7. silty material)	
3. Szwarszowice. Grain size curve for loess material	85
a. yellowish loess; b. grayish-blue loess; c. sandy-pulverulent material	
4. Diagram showing the coefficient of roundness in the regolith	86
5. Szwarszowice. Geologic cross section of a dry, flat-floored valley (1—5 the same as fig. 1; 7. silty material)	87

Photographs

1. Dalionka. Dry flat-floored valley on the southern side of the Łysogóry Mts;	88
2. Stara Huta Koszary. Dissection of the flat floor of a dry valley in its lower part. Coarse, angular material at the bottom gives to fine silt at the top	88

Translated by J. Rulikowska

LES FORMATIONS DES VERSANTS SUR LA TERRASSE DE KAMIENNA PRÈS DE WĄCHOCK

Résumé

Sommaire

Dans la vallée de Kamienna près de Wąchock apparaît un niveau connu dans la littérature comme terrasse fluvio-glaciaire de la glaciation Varsovien I. Les recherches ont prouvé que ce niveau est tronqué et surélevé par les dépôts de versant congéfluctifs de la dernière période périglaciaire. On a constaté la même situation à Styków. Il est donc possible que les niveaux supérieurs de la vallée de Kamienna soient des niveaux de dénudation et non des terrasses proprement dites. Il résulte de l'exemple cité que l'étude des terrasses au moyen de la méthode morphographique sans que la structure géologique soit connue, est insuffisante et peut mener à de fausses conclusions.

Dans la vallée de Kamienna apparaît le niveau dont la hauteur s'élève à 16—18 m. au-dessus du fond. Aux environs de Wąchock il est très nettement façonné. L'affleurement fait dans ce niveau a montré trois principales séries de matériaux.

La série inférieure (fig. 1, point 1) présente les sables quartzeux blancs (fig. 1, point 1 a) avec insertions de plus fins matériaux limoneux (fig. 1, point 1 b) et des débris angulaires de grès liasique (fig. 1, point 1 c). On n'a pas rencontré dans cette série des matériaux scandinaviques. Les sables limoneux sont angulaires et mal triés (fig. 2 b), les sables plus gros sont bien roulés et triés (fig. 2 a), mais on y voit apparaître une certaine quantité de grains à la surface terne. Tout l'horizon est stratifié parallèlement et presque horizontalement.

La série suivante qui se trouve au-dessus (fig. 1, point 2) se compose de sables et de graviers assez bien roulés avec un grand nombre de galets et de grains fins d'origine scandinavique. Les sables et les graviers ont une stratification croisée et accusent une bonne ségrégation.

La troisième série est constituée par une formation argileuse disposée en traînées (fig. 1, point 3). Dans l'ensemble les traînées sont parallèles à la partie inférieure de l'argile, dans les détails ils présentent des plis du genre de plications. On a constaté dans cet ensemble une grande teneur en matériaux scandinaviques ainsi que des débris de la marne triasique. C'est sur le plateau, aux environs, qu'apparaît cette marne *in situ*. L'argile est caractérisée par l'absence de ségrégation et la structure fluidale bien distincte.

On ne voit pas de traînées bien distinctes dans la partie supérieure de cet horizon et près de la surface s'ébauchent des poches des matériaux pulvérulents avec des cailloux scandinaviques.

Sur la série inférieure qui est stratifiée d'une façon parallèle et horizontale sont disposés des matériaux à stratification croisée (fig. 1, point 2). On n'a pas con-

staté sur le profil de discordance entre ces séries. Par contre, l'argile disposée plus haut repose sur les sables d'une façon discontinue — les traces de tronquement des sables par l'argile sont bien distinctes. C'est dans la partie sud de l'affleurement que la discontinuité se manifeste le plus clairement, là où l'argile traversant les couches sablonneuses presque à angle droit descend jusqu'au pied du gradin.

Il résulte des faits cités:

1. Dans le profil décrit apparaissent trois séries de matériaux qui sont différentes sous le rapport de la composition pétrographique, de la morphologie des grains, du degré de ségrégation et de la structure.

2. La série inférieure, sablonneuse, sans trace de matériaux scandinaviques se compose principalement des matériaux locaux. Les débris angulaires du grès, la ternissure de grains qui s'est main tenue et la mauvaise ségrégation témoignent que ces matériaux séjournaient dans l'eau coulante pendant un court laps de temps.

3. Les sables supérieurs avec les matériaux scandinaviques sont d'origine glaciaire. L'émoussé très avancé et la bonne ségrégation des parties respectives témoignent que le transport par eau a été de longue durée. En même temps le genre de sédimentation — la stratification croisée et la grande variabilité des fractions — sable fin à côté du gravier, plaident en faveur de l'action des eaux fluvio-glaciaires.

4. Etant donné la structure en traînées, la présence des plications et la parution des matériaux des interfleuves, le niveau supérieur de l'argile qui tronque et enveloppe les formations fluvio-glaciaires jusqu'au pied du gradin prouve que cette formation a le caractère de versant et a été déplacée dans les conditions périglaciaires.

5. La transformation supérieure de la série argileuse — formation des poches avec des matériaux pulvérulents — doit être également rapportée aux conditions du climat périglaciaire, à sa phase continentale.

Station de Styków. On a constaté la même situation à Styków où cependant le niveau est moins distinct qu'à Wąchock. Dans l'affleurement apparaissent des sables à la stratification croisée couverts dans leur partie supérieure d'une formation en traînées composée de sables, de marnes lie de vin et de débris de grès triasique qui se trouve sur le plateau. La structure en traînées perturbée témoigne du déplacement sur le versant causé par les processus de congélifluction et de ruissellement.

De l'analyse du profil de Wąchock on peut tirer certaines conclusions concernant les conditions morphogénétiques et la chronologie des événements qui se sont produits dans la vallée de Kamienna.

La vallée de Kamienna existait probablement avant le Pléistocène. Toutefois la période glaciaire s'est reflétée dans la transformation de cette forme. De ces trois séries décrites, la série inférieure avec les sables quartzeux, probablement d'origine locale, a pu s'établir dans la phase glaciaire précoce quand le glacier n'avait pas encore fait son apparition sur le terrain décrit. A ce moment les conditions étaient favorables pour que les matériaux latéraux affluent en plus grand nombre et la quantité d'eau diminuait simultanément en raison du climat qui devenait de plus en plus continental. Le transport des matériaux par eau était donc de courte durée.

La transgression du glacier sur le terrain décrit cause des changements dans la composition pétrographique et la manière de la sédimentation des matériaux. Les

matériaux scandinaviques déposés dans la série à stratification croisée font leur apparition. On peut rapporter ces événements à la glaciation Varsovien I.

Dans la période suivante le retrait du glacier ainsi que le changement des conditions climatiques en conditions océaniques pouvaient favoriser le développement des processus de l'érosion. C'est à ce moment qu'a pu se produire l'encaissement et la formation du niveau de terrasse.

Au moment de la glaciation baltique ce niveau a été fortement modifié dans le milieu périglaciaire. Les mouvements intenses des masses des versants ravageaient le niveau en le recouvrant en même temps des matériaux qui venaient de l'interfleuve. La dernière étape c'était la phase continentale de la glaciation baltique pendant laquelle, grâce à la désintégration par le gel, s'étaient formées dans l'argile des poches remplies de matériaux pulvérulents.

Il résulte des faits présentés que le lobe du niveau de 17 mètres de la vallée de Kamienna a une structure géologique et une histoire assez compliquée. Si compliquée même qu'il est difficile, selon la définition donnée à ce terme dans la littérature d'appliquer à ce niveau le nom de terrasse (1, 6, 7). Pour établir son âge et sa genèse, on se borne en général à la constatation que c'est une terrasse fluvio-glaciaire de la glaciation Varsovien I (1, 6, 7). Il semble qu'une telle manière de caractériser ce niveau n'est pas suffisante. Car c'est aux processus de dénudation des versants et non à ceux de l'accumulation et de l'érosion que l'aspect actuel de ce niveau doit ses présents traits géologiques et morphologiques. Les preuves indubitables de remblaiement fluvio-glaciaire existent, il est vrai, mais il y a aussi des preuves de la destruction de ce remblaiement ainsi que de sa surimposition ultérieure. C'est donc pour cela, à ce qu'il semble, qu'on devrait considérer ce gradin plutôt comme un niveau de dénudation de vallée formé dans la dernière période périglaciaire.

La structure du niveau supérieur de la vallée, décrite en tenant compte du profil de Wąchock, n'est nullement un exemple isolé dans la vallée de Kamienna. On a constaté une situation analogue dans l'affleurement de Styków, cité ci-dessus. Toutefois le tronquement, au point de vue morphologique, y est moins marqué et la série de formations de pente est moins bien façonnée — son épaisseur est moindre et sa structure congélifluctive est moins distincte. On doit donc admettre que dans la formation sur ce terrain des niveaux de vallées plus élevés, les processus des versants aient pu participer d'une façon assez générale.

On peut très souvent rencontrer dans la littérature plus récente des faits concernant la modification et la surimposition des terrasses par la dénudation périglaciaire (2, 3, 4).

Ceci fait venir à l'esprit certaines observations générales. Si l'on ne connaît pas la structure de n'importe quel replat de vallée, la définition de son caractère génétique en est incomplète. Même les niveaux dont les versants sont plats et bien nets (tels sur la photo 1) et qui apparemment produisent l'impression d'une terrasse bien conservée, peuvent être en réalité des surfaces transformées en grande partie par des processus de dénudation des versants. C'est pour cette raison qu'il est insuffisant et très souvent erroné d'appliquer des critères morphographiques au moment où l'on définit la chronologie des terrasses. Les différences des hauteurs relatives qui sont quelquefois très considérables peuvent résulter non de la différence de leur âge, mais du degré de l'usure ou de l'épaisseur de la série surimposée. On attire de plus en plus l'attention sur ces erreurs dans la littérature (2, 8).

Tenant compte de ces restrictions, il faut souligner que le matériel ici présenté de deux stations ne peut servir de base pour définir le caractère des aplatissements des vallées de 15—20 m. de haut qui bien qu'en lambeaux s'étendent sur toute la longueur de Kamienna. Toutefois ces aplatissements peuvent permettre de supposer que les niveaux qu'on considérait jusqu'à présent comme étant des terrasses fluvio-glaciaires de la glaciation Varsovien. I ont un caractère morphogénétique plus complexe.

Bibliographie: p. 98

Table des illustrations

Dessins		page
1. Affleurement à Wąchock		92
a. situation de l'affleurement: 1. niveau de 17 mètres; 2. vallées de dénudation; 3. affleurement; b. profil dans le niveau de 17 mètres de Kamienna: 1a. sables blancs quartzueux; 1b. insertions limoneuses; 1c. débris de grès liasique; 2. sables et graviers fluvio-glaciaires; 3a. argiles congélifluctives des versants, en traînées; 3b. argiles congélifluctives des versants, sans structure; 3c. poches des matériaux pulvérulents		
2. Wąchock. Courbes granulométriques		93
a. série inférieure — sables quartzueux; b. série inférieure — insertions limoneuses; c. matériaux fluvio-glaciaires; d. matériaux fluvio-glaciaires; e. argile congélifluctive		
3. Rapport de l'argile des versants aux séries sabloneuses		95
1. série de sables blancs quartzueux; 2. série de sables fluvio-glaciaires; 3. argile des versants; 4. poches des matériaux pulvérulents		

Photographies		
1. Wąchock. Niveau de la vallée de Kamienna		96
2. Wąchock. Niveau de la vallée de Kamienna		96
3. Wąchock. Plications dans l'argile de versant		97
4. Stykó w. Série de versant sur les sables de vallées		97

Traduction de S. Lazarowa

THE ASYMMETRY OF PERIGLACIAL COVERS IN THE IZERA MTS.

Summary

Abstract

The Kamieniecki ridge in the Izera Mts. (Sudetes) displays an asymmetrical distribution of covering material. The origin of the rubble covers on the southern and western slopes and that of the detrital covers on the opposite slopes, the writers attribute to periglacial conditions.

The present paper deals with the problem of the asymmetrical accumulation of weathering covers. The problem arose in connection with the elaboration of the morphologic map of the Kamieniecki ridge, in 1954. The area of the ridge lies in the northern part of the Izera Mountains. It is composed of granitogneiss, resistant to weathering. Its main direction is WNW—ESE. Its absolute altitudes oscillate within the limits of 460 to 958 m. During the Pleistocene, the area was not invaded by glaciation.

Periglacial weathering gave rise to gravitational weathering covers. On the slopes south- and west-facing the covers consist of thick, sharp-edged large blocks. On the slopes north- and east-facing, they consist of fine severely weathered material. This phenomenon the writers attribute to deeper thawing, more vigorous outwash of fines (rain-wash transported by east winds) and to the more rapid drying out of the warmer south- and west-facing slopes. All this created favourable conditions for the formation, on these slopes, of extensive rock-rubble fields. The opposite slopes being less exposed to the action of warmth, underwent shallower thawing. Thus, retaining humidity for a longer time, they weathered into a smaller fraction.

As the climate became warmer in the post-glacial period, the action of slope processes was restricted and the area overgrown with a dense vegetal cover.

It should be noted that a similar type of asymmetrical weathering covers is of common occurrence in the Sudetes (Sowie Mts. and Stołowe Mts.).

References cited: p. 104

List of illustrations

- | | page |
|---|------|
| 1. Cross-section of the Kamieniecki ridge showing covering material | 102 |
| 1. rock rubble; 2. detritus | |

Translated by T. Dmochowska

STRUCTURES PÉRIGLACIAIRES À GRĘBOCIN PRÈS DE TORUŃ

Résumé

Sommaire

L'auteur présente deux niveaux de perturbations périglaciaires à Grębocin, près de Toruń. Le niveau inférieur apparaît dans la partie supérieure des argiles à varves qui forment le socle du plus ancien niveau de terrasse de la pradoline de la Vistule. Le niveau supérieur se rattache aux matériaux marneux pulvérulents qui se trouvent au-dessus des argiles et en sont séparés par la moraine.

On a constaté dans deux endroits à Grębocin des traces de perturbations dans une situation stratigraphique et morphologique différente: 1^o — dans la partie supérieure de la série d'argiles à varves qui formaient le socle d'érosion du plus ancien niveau de terrasse, de 40 mètres, de la pradoline de la Vistule; 2^o — dans les formations marneuses pulvérulentes qui se trouvent sur le terrain de l'interfleuve, en dehors de la pradoline de la Vistule, aux approches de son versant (fig. 1).

La partie supérieure des argiles à varves de Grębocin est tronquée par l'érosion. Sur cette partie repose un pavé composé de grands blocs et formé comme éluvions des trois niveaux morainiques, stratigraphiquement plus jeunes que les argiles. Au-dessus du pavé se trouve une série de sables de terrasse dont l'épaisseur atteint 1,5 m. environ. Les argiles à varves pénètrent dans le fond du versant de la pradoline où les recouvrent différentes formations parmi lesquelles apparaissent les argiles ou les éluvions qui représentent les trois niveaux morainiques mentionnés. On ne trouve aucune trace de perturbations périglaciaires à l'intérieur de l'interfleuve, dans les argiles de Grębocin. Ceci prouve clairement qu'elles se rattachent à la période initiale de l'encaissement érosif de la pradoline de la Vistule.

L'épaisseur des perturbations en festons des argiles à varves atteint 1 m. environ (photos 1 et 2). La plus basse des couches perturbées correspond toujours à la couche pulvérulente, plus claire. Les couches marneuses variables superposées sont sombres et pulvérulentes — les couches plus claires ont un parcours onduleux. L'amplitude des plis s'accroît vers la partie supérieure en formant de petits anticlinaux aigus. Généralement c'est une petite couche marneuse qui forme les bouts les plus élevés de ces petits anticlinaux.

Tout autrement se présentent les perturbations périglaciaires dans le dépôt marneux pulvérulent. Ce sont les matériaux plus grossiers qui y forment la couche inférieure. Les formations plus marneuses, plus sombres, qui montent vers le haut, se retrécissent dans la coupe verticale, ensuite elles s'élargissent et se fondent en une couche d'une épaisseur inégale et à surface onduleuse faite de ces mêmes matériaux. Dans les espaces qui se trouvent entre les matériaux perturbés plus foncés et plus fins, apparaît le sable pulvérulent, nettement plus gros. Ce sable remplit les

espaces entre les trainées sombres. La forme de ces espaces est bien différente, informe, ovale. Les sables qui les remplissent, possèdent, par endroits, des traces peu distinctes de stratification au parcours onduleux plus ou moins concordant avec la courbure des parois environnantes faites de dépôts plus foncés et, dans les conditions périglaciaires, plus fluides.

Toute la série de formations marneuses pulvérulentes qui ont été perturbées par la période périglaciaire a une épaisseur qui ne dépasse pas généralement 0,5 m. Elle est disposée à 2 m. environ au-dessous de la partie supérieure de l'affleurement. C'est dans cet endroit que la surface du terrain forme le versant de l'encaissement fait par l'érosion. Cette surface inclinée tronque obliquement les couches citées qui sont en général disposées horizontalement — donc en désaccord avec l'inclinaison de la pente actuelle. Le fait que les graviers et les sables disposés plus haut conservent la stratification initiale inchangée, permet de supposer que les perturbations structurales dans le dépôt marneux pulvérulent ne se rattachent pas au voisinage de la surface qui existait alors.

Dans les dépôts marneux pulvérulents bien plus jeunes que les argiles décrites, les phénomènes périglaciaires s'étaient probablement produits plus tôt que dans les argiles à varves. Ma déduction provient de ce fait que dans les dépôts superposés il manque toute trace de changements périglaciaires. Les phénomènes périglaciaires mêmes qui ont changé, pour la deuxième fois, la structure des dépôts marneux pulvérulents, se rattachent donc probablement à la transgression antérieure de la calotté glaciaire représentée par les niveaux morainiques supérieurs. Par contre, les phénomènes de ce genre ont dû se produire à l'époque post-glaciaire de la dernière glaciation dans les argiles à varves plus anciennes.

Table des illustrations

Dessins

	page
1. Grębocin. Profil schématique de l'affleurement	106
1. sables; 2. éluvions morainiques, pavé; 3. argiles non stratifiées; 4. argiles morainiques; 5. argiles à varves; 6. éboulis; 7. endroits où apparaissent les structures périglaciaires	

Photographies

1—2. Grębocin. Structures périglaciaires dans les argiles à varves . . .	108
--	-----

Traduction de S. Lazarowa

CONGELIFLUAL STRUCTURES IN THE REGION OF ŁÓDŹ

Summary

Abstract

Some interesting congeliflual structures were observed near the village of Wilanów in the region of Łódź. Three types of structures were distinguished: sand packets, spindle-forms and plications. The origin of these structures is attributable to processes occurring in the active layer of frozen ground.

The interrelation of the structures and the arrangement of the material contained within, prompt the conclusion that the inclination of the present-day slope roughly parallels the fossil surface and confirms the decrease of mass in the upper portions and its accumulation in the lower part of the slope.

The exposure situated in the northwestern part of Łódź, near the village of Wilanów, not far from the road Łódź — Łowicz — Warsaw, was already a few years ago known to the research workers of the Institute of Physical Geography of the University of Łódź. In 1950, some very interesting periglacial structures of congeliflual type, were observed here (6).

In 1954 during the field studies on periglacial mass movement, this locality was more thoroughly investigated. Apart from the already existing exposure, several cuttings to a depth of 3 m. were dug in its vicinity. These cuttings permitted to gain a better knowledge of the mode of deposition in the disturbed zone and to reach several conclusions. The principal exposure furnished the largest quantity of material. Hence the subject-matter of the present paper is limited to the description and the analysis of the material supplied by this exposure.

The exposure is situated on the northwestern slope of the interfluvium. Two of its walls are laid bare. The longer one (ca 40 m.) runs down-slope from NE to NW, the shorter one (ca 10 m.) is vertical to that direction. The gradient of the slope varies from 3° to 5°. The entire disturbed series, the depth of which does not exceed 2.5 m. was laid bare. In several places of the longer wall the exposure was deepened to 5.5 m. in order the bedrock should become visible.

The congeliflual series rests on a sub-soil composed of sands and fine gravels with pebbles. At a depth of 3 m. the material shows indistinct stratification and fissures. Up-slope, the stratification disappears and is replaced by yellowish, structureless sands with scattered pebbles and striae of brown ferruginous sand. The overlying series is composed of congeliflual deposits.

In the congeliflual series the predominant material consists of variously grained sands, light-yellow or orange-yellow in colour and brown gravels, lenses of rusty-grayish silts and sheets of sandy clay. Coarse grained material such as coarse sands and gravels, displays a considerable amount of fine silty contents, which, being humid, act as a kind of cement that keeps the grains together. Noteworthy

is the large quantity of boulders of various size ranging from a few to some 30 cm. in diameter. There is a frequent occurrence of severely weathered stones and eoloplioths, among which several faceted stones.

At first sight, the arrangement of the disturbed series gives the impression of being rather chaotic. However, on closer examination of the exposure one can distinguish a number of structural types which show a highly characteristic arrangement of material. The whole exposure is represented in fig. 1.

Very typical are the packets of fine, frequently silty sand, surrounded by a thin layer of dark-brown, clayey or else ferruginous material. In several instances the packets are incircled by gray silt. Fig. 2 illustrates the cutting into the wall of the exposure which is vertical to the inclination of the slope and exhibits visible sand packets.

These sand packets display a great variety of shape. They most frequently assume the shape of deformed and dissected lenses. Some of these lenses have long, tongue-like branches. The sand packets occur also in the shape of compact lumps. They are mostly surrounded by a large quantity of pebbles of different size.

In the wall of the exposure one can also distinguish forms the shape of which is somewhat similar to that of a spindle (phot. 2). It is composed of a thick, semi-circular trunk and of a tongue that stretches far down-slope. These spindle-forms are filled with coarse material — sands and gravels — surrounded by concentric, superimposed layers of fine grained material — fine sands, silty sand or strongly sandified clays. The horizontal profile (fig. 3, phot. 3) cut through the trunk of the spindle-form in its thickest portion, confirms the concentric arrangement of the material. These forms are somewhat reminiscent of the structures which A. Jahn (10) calls *roller solifluction*.

Another type of structures also deserves attention. They appear in the wall of the exposure and in those of the cuttings, in the shape of either curved, bent or superimposed larger and smaller layers. This arrangement bears sometimes a character of continuity, but sometimes also it appears interrupted. Beside them, there are some very thin, ridged lenses. The ridges, lenses and small layers consist of coarse grained material (sand and gravels) with addition of silty constituents which are either pure silt or sandified clay. This type of structures should be regarded as belonging to the category known in literature under the name of plications.

Independently from the structures described there is an occurrence of smaller and larger sheets of clayey material which also exhibit deformations in the shape of sandy striae containing crushed and rolled weathered stones.

Up-slope, the deformations vanish. The congeliflual deposits are overlain by structureless, dusty sands with pebbles and stones, not over 0.5 m. in thickness.

The origin of the structures in Wilanów is related to the period when this area was under periglacial climatic conditions. During this period, seasonal freezing and thawing reached only a certain depth which was underlain by perennially frozen ground. Intensive processes of gravitational down-flow of the soil saturated with melt water, developed in the active layer of frozen ground over its frozen subsoil. These processes modified the previous pattern and produced a specific, new structural pattern which is legibly inscribed into the wall of the exposure.

These structures originated probably at the time of the maximum north Polish (Vistula) glaciation when the peripheral zone of the ice sheet was invaded by periglacial conditions which extended also over the surroundings of Łódź.

Even on a slightly sloping surface, the thawed and water saturated ground-layers, could gradually slide down. By providing an impermeable base through which the melt water could not escape downward, the perennially frozen ground contributed to the over-saturation of the material above. At the same time, this frozen base afforded the slide surface that facilitated the progressive motion of the flowing masses. On the other hand, however, this surface could not be perfectly even and smooth. It must have had its concavities and convexities, which handicapped the advance of the flowing mass. Hence, trying to avoid or to overcome these obstacles, the flowing mass either divided into tongues or towered, either eluded the obstacles, or overran them. This gave rise to those piled up tongues and plications of the material that are visible in the walls of the cutting.

The origin of the congeliflual structures in the region of Łódź should be correlated with the warmer periglacial phase, during which the entire surface became overgrown by dense vegetation. The vegetal cover with its developed network, of roots contributed also to the inhibition of mass movement, especially if the roots plunged deep. Obstacles of that kind were most frequently overcome by fibrous ice which increasing during the autumn frosts under the vegetal cover, ultimately dissected its roots. Thus the vegetal mantle became gradually separated from its base. In spring, the thawed mineral mass inclosed between the turf mantle above and the frozen layer below, was displaced according to the sloping of the terrain. As thawing progressed, lower parts of the ground became involved and the moving mass gradually grew thicker. Thus, the vegetal cover became frequently pierced and torn by the mineral mass that then poured over the surface.

Sometimes, packets of frozen material and torn of lumps bound, by vegetation were carried off together with the flowing mineral mass. This might explain the presence in the exposure of variously shaped sand packets.

The velocity of the mass movement which depends on the fraction of the material plays an important role in the formation of structural patterns. Fine-grained material e.g. silt requires large amounts of water in order to become fluid. However, if duly saturated with water it acquires a much greater fluidity than coarse grained material, such as sands and gravels. The flow of the coarse grained material near Wilanów was undoubtedly facilitated by the presence of fine particles, such as silts and silty sands.

The heterogeneity of the material in the area investigated prompts the supposition that mass movement was here differentiated. The different velocity of the motion of each particular component of the material has left its record in the shape of those concentric striae of finer material which usually surround some center composed of coarser material or else in the shape of smaller and larger layers that overlap one another like roof-tiles.

As the climate became warmer, the conditions favourable to mass movement vanished gradually, foremost in gently sloping areas. Hence, the upper series of material in the exposure, which is composed of dusty sands with scattered pebbles does not show any traces of deformation and bears the character of a local weathering zone. The analysis of the arrangement of material permits to infer the direction of the mass movement. The down-wash tongues, the extended ends of the spindle-forms and the gradient of the single layers testify to a motion that progressed N to NW i. e. in accordance with the sloping of the present-day surface. Hence, one may presume that the inclination of the present-day slope roughly parallels the inclination of the fossil surface.

There is still the problem of the distribution of the congeliflual deformations in the area investigated. Observations collected in a series of cuttings permitted to establish the occurrence of congeliflual structures on the slopes with cold exposure, while they are absent on the slope exposed to the south. This is undoubtedly due to microclimatic relations. The problem requires further study.

It was also established that congeliflual deposits accumulated on the slope in the shape of a lobe that extends in the direction of inclination, according more or less to the line of the contour lines (fig. 5). The lobe consists of material derived from upper places, which was transported down-slope, and accumulated below. Thus, there is a decrease of mass in the upper portion of the slope and a simultaneous growth of its thickness in front of the congeliflual lobe. This contributed in consequence to a certain lowering of the primitive form.

References cited: p. 114

List of illustrations

	Figures	page
1. Wilanów. Congeliflual structures		110
1. soil; 2. structureless dusty sands with pebbles; 2a. pebbles; 3. light brown sandified clay; 4. brown clay; 5. medium- and coarse grained orange-yellow sands; 6. fine grained light yellow and orange-yellow sands; 7. fine grained, rosty-yellow gravels; 8. sandified rosty-gray silt; 9. layers of ferruginous dark brown sand; 10. sand, gravel with scattered pebbles; 11. indistinctly stratified sand		
2. A congeliflual structure. Sand packets		110
1. soil; 2. dusty sand with pebbles and boulders; 3. sandified clay; 4. packets of fine, orange-yellow sand, surrounded by organic components; 5. sandified gray silt; 6. ferruginous striae; 7. fine, loose light yellow sand		
3. A congeliflual structure (horizontal projection)		111
1. clay; 2. brown, clayey sand; 3. medium grained yellow sand with large quantity of silty components; 4. dark yellow, medium grained sand; 5. rosty yellow coarse sand		
4. Congeliflual structure with plications		112
1. soil; 2. dusty sand with boulders; 3. dark brown, medium- and fine grained sand; 4. pale-gray, sandified silt; 5. medium grained yellow sand; 5a. light brown, fine clayey sand; 6. stratified sand of various grain		
5. Wilanów. Congeliflual lobe on slope		113

Photographs

1. Wilanów. Congeliflual packets	114
2. Congeliflual spindle	114
3. Congeliflual structures (horizontal projection)	115
4. Wilanów. Congeliflual structures belonging to the plication type	115

Translated by T. Dmochowska

SOME EXAMPLES OF CONGELITURBATION IN MIDDLE POLAND

Summary

Abstract

Two exposures of congeliturbated material at Góra Puławska and Warka are here described. The structures are correlated with the periglacial periods during the Baltic (Góra Puławska) and prior to the Baltic glaciation (Warka). In Góra Puławska they are overlain by stratified sand 3 m thick. At Warka varved clay disturbed in periglacial climate is covered by interglacial sand and boulder clay.

Góra Puławska — 10—13 m high terrace in the Vistula valley, described for the first time by N. Krishtafovich in 1896. The congeliturbation occurred in the uppermost portion of a bed of loess 12 m thick. It formed a series of well developed, kettle-shaped flexures filled with sand that penetrated down from the covering layer — 2 (figs. 1 and 2). Inside the kettles were found wind-worn stones, some of them split by frost-action. This planely shows that the process of wind-wearing preceded congeliturbation. The loess is overlain by stratified sand (3 m. thick) with pebbles, that come from the destruction of morainic deposits lying in situ on the slope near-by.

Warka — left side of Pilica valley composed of Pleistocene deposits. Section of the slope (beginning from the surface):

1. boulder clay	3,0 m
2. white sand with vegetal remnants	5,0 m
3. strongly contorted varved clay	1,0 m
4. yellow silt	2,0 m
5. boulder clay with fragments of lignite at the top	10,0 m

The sand of layer 2 was described by Karaszewski as fluvial, because of the vegetal components and interglacial tree-pollen they include. The varved clay (layer 3) lies on top of the lower moraine.

Cryogenic phenomena occur in layers 3 and 4 (fig. 3). Structures belonging to the pillar-involution type have formed in the varved clay and have broken the continuity of stratification in the overlying sands. In places where the layers of sand give way to clay they are overturned giving evidence of a lifting motion in the clayey mass. The movement took place after the standing water had ran down and the normal cycle of fluvial sedimentation began, as indicated by character of the sands (interglacial) and their present-day attitude. In the top portion of the clay, where it passes into sand, a thin layer of ferrite has formed as a result of intensive oxidation of iron compounds in the clay.

List of illustration

	page
1. Góra Puławska	118
1. stratified sands of different grain size; 2. loamy sand with pebbles; 3. loess yellowish-gray non-calcareous; 4. faceted stone	
2. Góra Puławska	118
1—4 the same as fig. 1	
3. Warka on Pilica river	119
1. cross-laminated sand; 2. varved clay; 3. yellow silt	

Translated by J. Rulikowska

STRUCTURES PÉRIGLACIAIRES À NAPEKÓW

Résumé

Sommaire

A Napeków (Łysogóry Mt.) apparaissent deux zones structurales périglaciaires celle des buttes gazonnées et celle de congélifluction. Il est probable que les processus périglaciaires qui se rattachent à la dernière glaciation aient transformé la terrasse Varsovien I de la vallée de Belnianka.

A Napeków, à quelques kilomètres au sud-ouest de la chaîne de Łysogóry Mt., au rebord de la vallée de Belnianka, se trouve un affleurement dans lequel on a distingué deux sortes de structures périglaciaires. La structure de la partie supérieure de l'affleurement permet de considérer cette partie comme zone de congélifluction; la partie inférieure présente une zone de buttes gazonnées.

Voici quels sont les résultats des analyses des matériaux qui apparaissent à Napeków. Le quartz forme la masse essentielle — en dehors de lui on rencontre en petite quantité des débris rocheux d'origine scandinave — principalement les granits et les feldspaths — ainsi qu'un très petit nombre de grès quartzeux, local.

Ce qui caractérise ces matériaux, c'est leur arrondissement très avancé; seuls les grains de très petite fraction — de 0,149 mm. de diamètre — ne sont pas arrondis. Une faible ségrégation est le trait caractéristique de ces matériaux. Les courbes granulométriques présentent entre elles de grands écarts ainsi que de fortes ruptures.

La formation à Napeków des structures périglaciaires se rattache à la glaciation baltique — le manque de tout dépôt recouvrant cette formation le prouve.

Il n'est pas impossible que la région dans laquelle se trouve l'affleurement décrit forme une partie du niveau supérieur de la terrasse de Belnianka. Dans le relief actuel ce niveau ne se distingue pas morphologiquement, vu que les rebords de l'interfleuve ainsi que ceux de la terrasse se sont effacés à la suite de la grande activité de la dénudation périglaciaire.

Depuis la dernière glaciation on distingue dans le développement du relief de cette région les étapes suivantes: au commencement sur la terrasse se sont formées des structures de buttes gazonnées qui, comme on le sait, apparaissent sur les terrains plats ou faiblement inclinés. La terrasse présentait donc une forme bien commode pour leur développement. Ensuite le climat est devenu plus humide — ce qui causa un impétueux mouvement de masses sous forme de congélifluction. La surface de la terrasse servait de voie aux masses des matériaux descendant vers la vallée; elle n'en a subi que de très faibles ravages et encore dans quelques endroits seulement. Dans la partie supérieure elle n'a pas été enlevée, mais tout au contraire surélevée. Les structures de buttes gazonnées qui se sont conservées en entier dans

la partie supérieure de l'affleurement nous le prouvent. Par contre, les buttes gazonnées apparaissant plus bas ont été partiellement détruites.

Après le changement du climat périglaciaire en climat holocène — plus doux, les conditions de la dénudation changent. Le mouvement des masses, préalablement très intense, cesse presque complètement, de sorte que les matériaux de congélifluction se maintiennent sur le versant.

Le mouvement périglaciaire des masses a effacé les rebords à tel point que la région présente actuellement un versant bien doux qui dans sa partie supérieure se lie directement avec le pediment de la chaîne de Orłowiny. Une insignifiante flexure qui se distingue dans la partie inférieure du versant constitue, à ce qu'il semble, le rebord usé de l'ancienne terrasse.

Bibliographie: p. 126

Table des illustrations

Dessins	page
1. Napęków. Structures périglaciaires	122
1. sables jaunes à grains moyens et à gros grains; 2. sables argileux, ferrugineux, par endroits d'une forte compacité; 3. matériaux argileux gris-bleu; 4. sable à grains moyens et à gros grains; 5. sable, couleur rouille, ferrugineux, à gros grains; 6. limons et sables limoneux mélangés par endroits avec des sables grossiers	
2. Napęków. Courbe granulométrique	123
a. matériaux de congélifluction provenant de la profondeur d'un mètre; b. matériaux de congélifluction provenant de la profondeur de 1,5 m.; c. sables de la partie extérieure de la butte gazonnée; d. sables provenant de la profondeur de 2,5 m.; e. matériaux remplissant les buttes gazonnées	
3. Esquisse morphologique des environs de Napęków	124
1. fond de vallée; 2. terrasse de 15 m. près de Czaplow; 2. terrasse transformée par les processus périglaciaires; 4. pédiment; 5. butte témoin; 6. interfleuve (aplanissement post-hercynien avec la couverture des dépôts glaciaires); 7. cuvettes de dénudation; 8. ravins; 9. affleurement décrit	

Photographies

1. Napęków. Structure en buttes gazonnées tronquée par la structure de congélifluction	126
2. Napęków. Congélifluction dans la partie supérieure des dépôts de la terrasse supérieure de Belnianska	126

Traduction de S. Lazarowa

CIRCULAIRE DE LA COMMISSION DE GÉOMORPHOLOGIE
PÉRIGLACIAIRE *

Le Congrès de Rio de Janeiro s'ouvrira dans 16 mois. Il importe donc que nous nous mettions dès maintenant à préparer la participation de notre Commission à cette importante réunion internationale.

Conformément aux décisions prises au cours des réunions antérieures à notre Commission et aux désirs de la Commission Exécutive de l'U.G.I. nous envisageons les publications suivantes:

a) Pour chaque pays où les membres de la Commission, ou, à leur défaut, les spécialistes, le jugeront possible, la présentation d'une carte des actions périglaciaires quaternaires, ou actuelles. Toutes les fois que l'état des recherches le permettra, il sera bon de distinguer l'âge des manifestations périglaciaires, par exemple, en rédigeant autant de cartes séparées que de périodes froides ont pu être distinguées. Notre Chancelier, le Professeur H. P o s e r a déjà fait paraître 4 fascicules consacrés chacun à des monographies régionales détaillées portant sur certaines parties de l'Allemagne et de l'Autriche. Des cartes s'échelonnant du 1:12.500 au 1:50.000 les accompagnent. C'est un exemple qui mérite d'être suivi partout où se trouvent les spécialistes et les crédits nécessaires pour de telles recherches. La mise sur pied de cartes des actions périglaciaires aux diverses périodes froides quaternaires et à l'Actuel est plus facile. Point n'est besoin que ces cartes soient très détaillées. Même des esquisses incomplètes seront appréciées. Nous voudrions, en effet, aboutir, à la suite du Congrès de Rio de Janeiro, à la rédaction d'un planisphère mondial des phénomènes périglaciaires. Les cartes des différents pays devront être rédigées sous la responsabilité des divers membres nationaux de notre Commission. Leur publication ne peut malheureusement pas être prise en charge par l'U.G.I. et il faut envisager leur parution dans des revues ou périodiques. Il sera souhaitable que quelques tirés à part en soient envoyés aux principaux spécialistes mondiaux. A l'heure actuelle, une carte des actions périglaciaires en Italie, préparée par le Professeur N a n g e r o n i, a été publiée dans la *Rivista Geografica Italiana*. Le Professeur R a y n a l, de Rabat, a accepté d'en préparer une pour le Maroc. Une nouvelle édition complètement révisée, des cartes portant sur la France, est en cours de publication par les soins du Service de la Carte Géologique de France. Elle comportera des cartes pour le Quaternaire ancien, le Riss et le Würm.

Il serait souhaitable que ces cartes soient accompagnées d'un commentaire. A titre d'indication, celui que nous avons préparé pour la France comporte:

— La description des diverses manifestations périglaciaires portées sur chaque carte, avec mention des discussions possibles d'interprétation ou de datation.

* En entente avec Comité président nous insérons la présente circulaire pour la rendre accessible à tous ceux qui s'intéressent aux problèmes périglaciaires.

— Des indications sur les faciès régionaux des actions périglaciaires des diverses périodes, avec les conclusions paléoclimatiques provisoires qui paraissent s'en dégager.

— Une bibliographie détaillée des travaux dans lesquels sont signalés ou décrits des phénomènes périglaciaires quaternaires sur le territoire français. Cette bibliographie est classée en fonction de la date des phénomènes.

Au cours de l'étape actuelle, il nous a semblé que la plus entière latitude devait être laissée aux auteurs quant à la conception même des cartes. Ce qui importe, c'est de mettre sur pied un recensement aussi complet que possible des actions périglaciaires. Ensuite, viendra la phase de coordination destinée à la préparation de cartes mondiales.

b) Pour chaque pays ou groupe de pays, il serait souhaitable que les membres de la Commission préparent un rapport sur les recherches concernant les phénomènes périglaciaires.

Il est éminemment souhaitable que ces rapports soient aussi substantiels que possible. Leur principal objet est de faire le point des recherches poursuivies dans la région considérée. En principe, les observations proprement dites doivent être consignées de préférence sur les cartes, comme suggéré au paragraphe a. De la sorte, il serait souhaitable que les rapports portent sur les points suivants:

— Orientation méthodologique des recherches, avec indication aussi précise que possible des objectifs poursuivies par les divers chercheurs ou groupes de chercheurs du pays considéré. Par exemple, les travaux de cartographie détaillés en vue de l'établissement d'un échantillonnage poursuivis en Allemagne sous la direction de notre Chancelier le Professeur H. P o s e r. On ne devra pas négliger de signaler brièvement les moyens mis en oeuvre (crédits, personnel, matériel), car cette indication peut aider à développer une saine émulation entre les divers pays, et, de la sorte, contribuer à accroître les moyens dont nous disposons au total. Une place particulière devra être faite aux recherches de laboratoire, aux travaux de morphométrie, aux analyses lithologiques de matériel. Deux grands domaines s'ouvrent en effet à nos travaux: le domaine cartographique, avec la mise sur pied d'un inventaire aussi complet que possible des diverses actions périglaciaires à la surface du Globe, et le domaine dynamique, avec la connaissance de plus en plus précise des processus. Dans la mesure du possible, les applications pratiques des diverses recherches devront être mises en lumière (érosion des sols et aménagements ruraux, mise en valeur des pays froids actuels).

— Exposé des problèmes discutés et des résultats obtenus. Il serait souhaitable d'insister sur l'interdépendance des diverses recherches; une meilleure connaissance des processus permet de préciser la valeur paléoclimatique de certaines microformes (fentes en coin, festons, polygones, etc...); la répartition de ces microformes, confrontée à des données paléoclimatiques obtenues par ailleurs (pollenanalyse par exemple), permet à son tour de contrôler l'interprétation des processus. Au point où en sont les recherches, il serait éminemment souhaitable qu'un effort particulier soit fait dans ce sens, tant dans les pays à périglaciaire quaternaire que dans les pays à périglaciaire actuel. Dans ces derniers il importe de signaler tout particulièrement les recherches de Mr. Corte dans les Andes et de Mr. Rousseau sur les types de toundras du Québec. Dans les régions à manifestations périglaciaires quaternaires, une attention toute particulière devra être consacrée aux questions de chronologie afin de préciser les caractères des diverses périodes froides successives et, aussi, les variations climatiques à l'intérieur d'une même période froide. On

pourra s'inspirer, à ce sujet, des recherches de nos collègues allemands, notamment des Professeurs J. Büdel et H. Poser et néerlandais et belges (Professeur Edelman, Tavernier et leurs élèves), ou encore des travaux des géographes marocains sur les rapports entre périodes froides en montagne et pluviales de la marge saharienne (J. Dresch, F. Joly et R. Raynal). Dans les régions à glaciation la plus grande attention devra être portée aux rapports entre moraines et phénomènes périglaciaires, à l'instar de ce qui se fait en Pologne, notamment sous la direction du Professeur J. Dylik.

La Commission espère pouvoir publier ces rapports et les diffuser gratuitement aux membres du Congrès de Rio de Janeiro. Une demande a été faite à cet effet au Centre de la Recherche Scientifique Français. Si elle était rejetée, il faudrait envisager la parution dans des revues, et la diffusion par tirés à part, forcément beaucoup plus réduite. Afin que nous disposions de délais suffisants pour leur impression éventuelle, les rapports devraient nous parvenir avant le premier janvier 1956. Celui du Professeur Dylik concernant la Pologne est déjà entre nos mains, et nous en sommes reconnaissants à son auteur.

c) Bibliographie. Conformément aux décisions prises par la Commission lors de sa réunion de Rome en août 1953, un premier jeu de fiches a été expédié à l'automne dernier. Il ne porte que sur des travaux français et a été diffusé à 150 exemplaires.

Il serait très souhaitable que des fiches analogues soient préparées par les divers membres de la Commission pour les travaux publiés dans leurs pays respectifs et nous parviennent sans délai. Le Secrétariat est prêt à assurer leur diffusion.

La masse croissante des publications scientifiques rend notre documentation de plus en plus difficile. Faute d'une organisation adéquate, les progrès de la recherche risquent d'en être entravés. Il nous a semblé que ce système de fiches analytiques était susceptible de rendre des services en évitant des recherches bibliographiques inutiles, et en tenant les spécialistes au courant des principales publications. Il serait bon que les membres de la Commission cherchent autour d'eux les concours nécessaires pour donner davantage d'ampleur à notre bibliographie.

d) Informations. Notre collègue, le Professeur J. Dylik de l'Université de Łódź a créé un nouveau périodique: le *Biuletyn Peryglacjalny*. Le numéro 1 paru fin 1954, est un joli, bien présenté fascicule de 156 p. avec le texte polonais, français et anglais, et de 158 p. avec le texte polonais et russe. Chacune des versions est tirée en 750 exemplaires.

Les premières 110 pages sont en polonais, le reste est en anglais, en français ou en russe. De la sorte son utilisation est facile pour tous les lecteurs et nous remercions notre collègue de faciliter ainsi la coopération internationale. On y trouve des articles de fond d'intérêt général, des discussions de terminologie, des notes décrivant des faits particuliers des compte-rendus d'ouvrages.

Ce périodique est le premier qui soit consacré exclusivement à notre spécialité et nous nous réjouissons de sa parution, d'autant plus qu'il est d'une excellente tenue. Il ne peut que contribuer très efficacement à resserrer les liens entre les chercheurs s'intéressant aux problèmes périglaciaires dans les divers pays du monde.

La présente circulaire est adressée, en dehors des membres de la Commission, à un certain nombre de spécialistes. Nous souhaitons vivement qu'elle retienne leur attention et les incite à nous apporter leur concours. Notre Commission est, en effet, un cercle ouvert. Son rôle est de contribuer au développement des recherches et, pour y réussir, il lui faut l'aide de tous.

Afin que nos travaux obtiennent le meilleur rendement, nous prions les spécialistes désireux de nous aider de s'adresser directement aux membres nationaux de la Commission qui coordonneront leur participation.

Le Président et le Secrétaire de la Commission seraient heureux de recevoir des tirés à part des diverses publications concernant leur activité. Ils se feront un plaisir d'envoyer en échange leurs propres travaux et la documentation dont ils disposent.

A. Cailleux
Président

J. Tricart
Secrétaire

Strasbourg, le 2 avril 1955