



CONTENTS

ARTICLES

	Page
<i>N. N. Romanovsky</i> : Veneering frost structures	125
<i>H. Maruszczak</i> : Formation périglaciaires de couverture sur le territoire des Collines Szeskie	137

MATERIALS TO PERIGLACIAL NOMENCLATURE

<i>M. Brochu</i> : Élargissement de la notion de «périglaciaire»	151
--	-----

NOTES

<i>A. Filipiuk</i> : Ice-wedges in Podzamcze	155
<i>E. A. FitzPatrick</i> : Geomorphic notes from Westspitsbergen	159
<i>B. Halicki</i> : Sur la différente genèse des déformations structurales des sédiments dans un milieu hydroplastique	165
<i>J. A. Jennings</i> : On an unusual occurrence of stone polygons in the French Alps	169
<i>K. Klaczyńska</i> : Bipartition des argiles à varves au bord de la Bugo-Narew	175
<i>W. Laskowska</i> : Fossil polygonal structures in boulder clay	177
<i>M. Prosová, J. Sekyra</i> : Microrelief périglaciaire dans la zone subnivale de Kazbek	181
<i>W. Raczkowski</i> : Loess in the region of Henryków in Lower Silesia	187

REVIEWS

<i>J. Alexandre</i> : Le modelé quaternaire de l'Ardenne Centrale (<i>J. Dylik</i>)	195
<i>F. Brandtner</i> : Jungpleistozäner Löss im Niederösterreich (<i>T. Klatka</i>)	197
<i>A. V. Pataleyev</i> : Morozoboynye trechtchiny v gruntakh (<i>H. Maruszczak</i>) ..	199
<i>J. E. Prentice and P. G. Morris</i> : Cemented screes in the Manifold Valley, North Staffordshire (<i>R. S. W.</i>)	200
<i>S. Rudberg</i> : Some observations concerning mass movement on slopes in Sweden (<i>M. Dorywalski</i>)	200

<i>C. R. Twidale</i> : Vallon de gélivation dans le centre du Labrador (<i>M. Dorywalski</i>)	202
<i>F. E. Zeuner</i> : The Pleistocene Period. Its climate, chronology and faunal successions (<i>R. S. W.</i>)	204
BIBLIOGRAPHY	205

N. N. Romanovsky

Moscow

VENEERING FROST STRUCTURES

Abstract

On the Great Liakhov Island and in the northern part of the Yana-Indigirka plain, some veneering frost structures were observed. The term *veneering structure* is used to designate depressions left by thawed longlasting ice-veins, forming a polygonal pattern. Subsequently under flood or similar conditions this system of furrows became filled with stratified material. Veneering frost structures originate generally on permafrost.

Of great importance for the study of Quaternary deposits is a sound knowledge of the traces of frost-caused phenomena occurring during processes of accumulation as well as of the dia- and cryogenesis of the sediments. Understanding of the laws determining the distribution and development of each single frost phenomenon in our days, may enable a reconstruction of the old geographic environment on the basis of similar fossil traces.

For the convenience of paleogeography, the totality of frost geologic phenomena may be divided into two groups. All the phenomena occurring exclusively in permafrost areas, such as spotted tundra, longlasting ice-veins etc., belong to the first group. The second group comprises such frost phenomena as do not necessarily require the presence of permafrost, although they ordinarily indicate severe climatic conditions. Solifluction, frost heaving and formation of frost cracks belong to that group.

In the present paper, the discussion will be restricted to the question of remnants of longlasting ice-veins, in particular to structures termed here *veneering frost structures*, that have never been hitherto either investigated or described.

Longlasting ice-veins are being usually divided into syngenetic and epigenetic ones. However, the division is to a certain extent arbitrary, the genesis of ice-veins being in many cases difficult to establish. The presence of preserved ice-veins indicates that the deposits which fill and overlie them were permanently frozen, ever since the time of their formation until the present-day. The material filling the veins accumulated while being in unfrozen condition and became frozen only later. Syngenetic ice-veins show that accumulation and upfreezing of the infilling material progressed simultaneously with their development. The majority of

workers (Shumsky et al. 1955) hold that longlasting ice-veins are likely to develop at a mean annual temperature of about $3-3,5^{\circ}$. Veins occurring in intervalley areas south of the 3° isotherm are relics of colder periods.

Frost-cracks afford evidence of pre-existing ice-veins, indicating at the same time that subsequently, a warmer climate, inducing the development of thermokarst caused the thawing of ice. Accordingly, the presence of frost cracks outside the present-day area of permafrost indicates that in the past it extended farther southward. Frost cracks are therefore of great importance in paleogeography and Quaternary geology.

Until now, only one kind of frost structures was known to be due to pre-existing ice-veins, namely the so-called ground-veins. In the Soviet Union Moskvitin (1940) and in Germany, Galwitz (1949) and Soergel (1942) believed that ground-veins always constitute evidence of pre-existing ice-veins. However, as recently demonstrated by Danilova (1956) ground-veins are generally quite independant structures that are not due to the infilling with loose material of the voids created by thawed ice-veins. Ground-veins may therefore occur outside permafrost areas. The ground-veins reported by Pataleyev (1955) from the Khabarovsk area may serve as an example. Moskvitin, Galwitz and Soergel failed to present any data proving that the veins described are relics of ice-veins. They regarded the external likeness of both formations as a sufficiently reliable evidence. Judging however by the description of these forms, Danilova is inclined to regard them as independant structures. As established by Popov (1957), ground-veins are in many cases divided into two portions. This suggests the conclusion that the lower portion of the structure originated in permafrost, whereas the upper portion of the veins developed within the active layer. According to Danilova (1956) and Popov (1957), such structures as ground-veins and wedges are genetically unrelated to pre-existing ice-veins. Another conclusion suggested by the above consideration is that frost veins are still very little known.

VENEERING FROST STRUCTURES

During field work in 1956 on the Great Liakhov Island and in the northern part of the Yana-Indigirka coastal plain, a disruption of contact between two series of formations occurring in the steep cliffs was noticed for the first time. These disruptions appear in the shape of regularly spaced furrows. The lower series consists of uniform, vaguely stratified lagune silts. The upper one is composed of yellow-brownish-gray, stratified silts with intrusions of allochtonous peat. This series contains large

amounts of freshwater fauna, mainly *Pisidium*, *Sphaerium* and *Valvata*. Silts overlie the lower series filling the furrows developed in the top portion of the underlying formations. Thus, the furrows became veneered with structures (pl. 1) that can be also regarded as frost-caused since they originated exclusively in permafrost areas.

As many as four horizons of veneering structures were recognized. One of them occurs in the extensive area of the Great Liakhov Island and in the northern part of the Yana-Indigirka plain. All the others are of local importance. Although these veneering structures are similar in essential characteristics, a detailed knowledge of each of the particular structures may facilitate a reconstruction of past geologic and frost conditions.

In order to elucidate the genesis of the veneering structures in question as well as of other similar frost structures, must the following problems be taken into consideration:

1. the processes that induced the formation of the furrows in which the veneering structures were observed;
2. the changes to which the furrows were submitted;
3. the conditions under which infilling of the polygonal pattern of furrows took place;
4. the processes that were likely to produce changes within the veneering structures.

GENESIS OF FURROWS

The furrow-like depressions form polygonal patterns. They were observed for the first time in vertical cliffs during measurements of the azimuths of the axes of the veneering frost structures. Later, in 1957 during investigations conducted in the Oyagossk gully, veneering frost structures were recognized in the plane on the clayey beach, at the contact of lagune and flood formations. In this region, veneering structures dip below sea-level, their top portions being truncated by abrasion (pl. 2). The polygonal pattern of veneering structures is plainly visible in the slime-covered beach (pl. 3). The material of the structures containing a large quantity of allochthonous peat, is more resistant to erosion than are the deposits in which they occur.

As indicated by the polygonal pattern, the furrows originated after the ice, that filled them previously, had melted away. The hypothesis is confirmed by the following facts:

1. At the contact between underlying formations and veneering structures there are some conspicuously bent layers (pl. 4) that can be only due to the vicinity of ice-veins. As must be further noted, the stratification

of the veneering structures indicates deposition of material in furrows previously developed.

2. The presence, in the underlying formations of lenses of autochthonous peat occurring between the veneering structures, either at their contact with the material of the structures or at a certain depth from the top. Lenses of peat occur in the subjacent layers of nearly all horizons of veneering frost structures. In several places, as many as three peat horizons were found to separate silt series. If a peat lens lies at the contact with the material of the veneering structure, its borders are somewhat drooping in comparison to its central part, the shape of the lens being dependant on secondary thermokarst processes. In the second case, peat lenses are generally concave in shape, with somewhat elevated borders. Since the formation of the lens, its shape did not undergo any changes. This shape is typical of peat bogs arising amid polygons of longlasting ice-veins.

3. Polygonal furrow patterns occur only in material favouring the development of longlasting ice-veins:

a. in lacustrine deposits containing lenses of autochthonous peat in their top portion. In the Coastal plain and on the New Siberian Islands longlasting ice-veins are now frequently encountered in lake deposits. Fossil veins occur in exactly the same type of deposits;

b. in lagune deposits (continental facies of the sand bank). In the Lopatka Peninsula, in the Merkushinoy Strelka etc, longlasting ice-veins usually occur in that sort of material.

Such facts indicate that the polygonal pattern of the furrows is due to melted longlasting ice-veins. Unfortunately, no present-day forms of that type have been hitherto described.

Compactness of sedimentary deposits as a result of their being sufficiently cemented by dispersed ice, is an essential condition for the formation of frost-crack patterns and for the development of longlasting ice-veins within such cracks. Therefore do longlasting ice-veins never occur in deposits exhibiting disiccation fissures, such, for example, as flood terraces. Neither do veneering frost structures occur in such formations.

The degree to which the subsoil material is saturated with ice (moisture) also constitutes one of the basic conditions for the development of furrows. A depression may only then be formed, when the degree of moisture in the thawing parent material containing the ice-veins is inferior to that of the moisture of the upper limit of plasticity (ac. to Atterberg). Under such condition alone are the walls of the furrow sufficiently resistant during thawing. As demonstrated by both field and laboratory experiments, the moisture contents of the subsoil material is as a rule by far inferior to

the upper limit of plasticity, although, while in frozen condition, it is compact.

Peat bogs also favour the development of furrows. The formation of polygonal systems of steep-walled furrows is commonly observed to-day in peat bogs during thawing of ice-veins.

TRANSFORMATION OF THE FURROWS

An important problem is that of the transformation of the furrows left by thawed ice-veins. In ideal cases they should retain the exact shape of the former veins. Such cases, however are rare. Generally, their shape undergoes transformation as much during the thawing of ice as later, after the extinction of thermokarst processes. Owing to downflow of the saturated surficial ground layer, the furrow walls become destroyed by water. The eluviated downsiding material settles at the bottom of the furrows, which eventually become shallower and comparatively wider. Thus, a thin band of eluviated, displaced material accumulates on the furrow walls, between the intact subsoil and the subsequent material of the veneering structures. However, the formation of such a lining is not the rule. It does not appear wherever the subsoil contains peat or silts interbedded with peat. Peat being resistant to the action of destructive processes preserves the furrow walls from downwash or downcreep of the material. In purely mineral formations the absence of such a lining is less frequent. If the walls are intact, the furrows exhibit a fairly regular wedge-shape, probably corresponding to that of the thawed ice-vein. In such cases, the contact zone is also intact.

The material of the lining is often altered, although it is never separated from the intact subsoil, because it is homogenous and lacks well-defined stratification like, for example, lagune deposits. However, a number of features indicate that the ice-wedge must have been deeper than the furrow. The most important indication is that a slightly concave lens of autochthonous peat lies below the veneering frost structure, beneath which there is always a disruption between neighbouring peat lenses. In other instances the lining is well-marked and generally shows the following characteristics:

1. indistinct stratification;
2. a specific color, usually darker than that of the subsoil material, which is mainly due to the peaty elements involved. It often visibly contains lumps of peat, shells of freshwater molluscs etc.;
3. the lining also frequently contains slices of ice, so thin as to be almost imperceptible. After the thaw of ice, the material shows a platy structure.

All these characteristics indicate that the shape of the furrows mainly depends on the lithology of the bedrock. A perfect example is the one illustrated in pl. 6, where two veneering structures lying in close vicinity display different shapes. The first, wide and slightly concave at the bottom developed in deposits deprived of peaty contents, while the second, narrow and wedge-like, developed in deposits containing peat.

However, the shape of the furrows depends not only on the lithology of the underlying material but also on the rate at which the ice-veins melted and on the time that elapsed from the moment when the process of thawing was terminated to that when the furrows were filled with deposits. At the present stage of knowledge of the problem, the influence of the above factors on the shape of the furrows cannot be analysed separately. Therefore discussion of the time of existence of these furrows also implies the rate of thermokarst processes. Obviously, the shorter the period of existence of a furrow (other conditions being equal) the more will its shape be approaching that of the thawed ice-vein.

Nearly all the veneering frost structures occurring in lagune deposits are wedge-like in shape. Analysis of the geologic conditions indicates that there was no longer interval in their development. In contrast, a large number of veneering frost structures occurring in this area, which developed between lagune and flood formations have generally quite a different shape. The upward portion of the structure is very wide (up to 3—5 m), the walls are steep and the bottom slightly concave. At the base of the structure lies a thick lens of displaced material. Carpological and pollen analysis show that the period of accumulation of the lower series and that of the upper series were separated by a considerable interval.

The shape of the furrows which is also that of the veneering frost structure may thus afford evidence of the time of their duration. However, a number of facts relating to this problem must be borne in mind. At the time when the furrows became exposed, other processes than those causing transformation of their initial shape, were also at work. In one exposure, for example, the writer found a veneering frost structure from which a comparatively shallow (1,5 mm) 5—10 cm wide fissure filled with peat extended downward. This fissure was probably frost-caused.

CONDITIONS OF INFILLING OF THE POLYGONAL FURROWS AND UPFREEZING OF THE DEPOSITS

A third essential problem is that of the nature of the material that filled the polygonal furrows, after they had become more or less transformed by processes of denudation and accumulation.

The furrows are usually filled with stratified veneering deposits, consisting of silts, with some admixture of allochthonous peat. One of the structures contains accumulated fragments of tree-trunks and branches showing traces of transportation.

Both rate and mode of accumulation of the veneering material are likely to have been diversified even in one and the same area, according to its various parts and to the various ages of the horizons. In flat surfaces separating completely filled furrows of 2—3 m, the thickness of the veneering material does not usually exceed 50—80 cm, although in places it attains even 2—3 m. Adopting the general principle according to which thickness of deposits is directly proportionate to the height of the water column one must accept that the nearer the approach to unity in the relation of thickness of bands within the structures to that of those lying between them (depth of furrows being equal) the deeper was the water-basin in which the accumulation took place. The deposits in question being alluvial flood deposits afford a basis for conclusions relative to the height of the water table. In the basal portion of the veneering deposits, the thickness of the layers on the surfaces separating the furrows is only slightly altered. The varying thickness of the particular layers composing the veneering structure is independent of the successive changes of hydrologic conditions throughout flood surfaces. In the veneering structures, the downward bands are thicker if the material was deposited at the time when the furrows were deepest. After they had become appreciably filled, the bands of veneering deposits are much thinner.

Also the relation between the thickness of the particular bands within the furrows and that of the corresponding bands in the intervening flat stripes, undergoes a change. The relation attains its maximum value in the downward layers and decreases with the infilling of the furrows approaching unity. In the case here discussed, 2—3 m depth of the furrow exerts a considerable influence on the thickness of layers accumulating on various microrelief elements of the inundational surface. This suggests the conclusion that the flood-water table was not very high. However, during the formation of the veneering frost structures, some downcreeping material may have accumulated on the steep furrow walls. Such a possibility should be also taken into account.

Ripple marks indicate that the movement of flood waters was not very rapid. These ripple marks are often symmetrical. Complete absence of erosional traces within the veneering structures affords further evidence of moderate water-flow. In this horizon, veneering frost structures show something like cross-stratification, which proves that above the furrows water-flow became turbulent forming whirlpools etc.

In the furrow walls of the veneering structures, the inclination of layers is at places 70—80°. However, traces of plastic deformation of the layers are exceptional. Here and there, the bands of the steep walls either show a negligible thickness (1—2 mm) or are disrupted (pl. 1). In such cases they never contain any intrusions of allochthonous peat. In contrast, wherever the veneering deposit is composed of silts and peat, there is no disruption of layers in even very steep walls. Clearly, the presence of peat contributes to the resistance of layers in abrupt surfaces, probably because of reduced plasticity. The deposits within the veneering structures contain a small quantity of dispersed ice. Sometimes, thin (1 mm) lenses of ice occur between the layers. Moisture of the deposits amounts to 20—30%, being more appreciable in places of peat accumulation. The flood-water deposits filling the furrows are nearly everywhere cross-cut by a system of fissures running vertically to the layers. These fissures have about 20—30 cm in depth. Microdisplacements (1—5 cm in amplitude) occur beneath, disturbing also the subjacent formations. Upward, above the zone of disturbance, the layers are intact. This proves that the fissures and microdisplacements arose during accumulation. The fissures are undoubtedly due to disiccation and the displacements should be attributed to the upfreezing of the active layer of permafrost.

Apart from stratified veneering structures there are also some other, similar structures filled with unstratified material (pl. 5). This type of structures is rare and occurs usually amid lacustrine and lagune deposits. Such furrows have the shape of nearly regular wedges, 2 m in length and, in their central part, about 0,75 m in width. At the contact between subsoil and infilling formation there is a 5 cm zone of brownish-gray, indistinctly stratified silt and a 3—5 cm band of autochthonous, slightly decayed brownish peat (*Hypnum*). The peat spreads along one wall, at the bottom and over the downward part of the opposite furrow wall. The deposits in the exposure being unfrozen to over 1 m depth it was not possible to investigate their cryogenic texture.

A detailed analysis of the cryogenic texture of subsoil formations and veneering frost structures as well as of other similar structures would also afford a basis for conclusions relative to the time and mode of upfreezing of the deposits. Cryogenic texture alone is however insufficient. Only in association with the character of the veneering frost structures can it facilitate the solution of the problem.

Epigenetic upfreezing of the structures may be regarded as doubtless only in such cases when the underlying formations and the veneering structures are cross-cut by an uniform ice system, unbroken at its contact with the material. Syngenetic upfreezing of veneering deposits is likely

to have taken place wherever the texture of the formations within and that of the subsoil are not uniform which shows that at that time the subsoil was frozen. If the cryogenic texture of the deposits is compact, the veneering-structure formations occurring in this area are also likely to have frozen up syngenetically. Evidence supporting this assumption was found especially on the south-western coast of the Svyatoy Nos cape where preserved ice-veins corresponding to the lower horizon of veneering frost structures occur beneath lagune formations. On the surface, there is a polygonal system of furrows filled with stratified silts interbedded with peat of inundational origin. From the time of their formation the lagune deposits were never unfrozen. Thus, the veneering material also became syngenetically frozen.

DEFORMATIONS OF VENEERING FROST STRUCTURES

Deformed veneering frost structures were found in numerous exposures. The downward portion of the deposit forms a lying fold so that part of the structure is deviated to one side (fig. 1). Such a deformation can be only due to lateral shifting of the infilling material. Slow, ununiform shifting of the upper horizons of the active layer on a surface inclined $1-2^\circ$, must be regarded as the only possible cause of such displacements. Such imperceptible shifting of the subsoil (0.5—2 m) failed to produce any disturbance in stratification etc. and may even have escaped recognition were it not for the deformations occurring in the veneering frost structures.

As shown by the character of stratification in the deformed veneering structures, deformations were in many cases produced during accumulation of material in the furrows. In such cases, the lower bands form a lying fold and the upper ones a normal syncline with gently drooping wings (fig. 1a). If however deformation affected a veneering structure already filled with material, all the layers display traces of microfold dislocations. In cases where the lower layers fail to form a lying fold inclination of layers in the wings drooping in the direction of movement is more appreciable, than that on the opposite side (fig. 1b).

GENESIS OF THE VENEERING FROST STRUCTURES

In the area investigated, the thawing of ice within the fissures forming a polygonal pattern was not induced by degradation of permafrost but by some change in depth of the active layer. The data collected by the

writer show that at the time of formation of all the horizons recognized within the veneering frost structures, all the areas that were free of flood waters in both the northern part of the Coastal plain and in the Great Liakhov Island, were submitted to severe climatic conditions with permafrost. In the region of the Svyatoy Nos cape there are some preserved longlasting ice-veins corresponding to the lowest horizon (of the total 4) of veneering frost structures. In certain cases, the change in thickness of the active layer was associated with general climatic changes, especially with increase of moisture. A polygonal system of furrows may have existed and is likely to have existed at various time periods, as shown by the results of analyses of pollen and macrorelics from both underlying formations and veneering structures. There are cases where analysis does not indicate any changes (relating, for example, to local distribution of structures) sometimes, however, it reveals important alteration of physico-geographic conditions, like for example at the contact of lagune and flood deposits. Note-worthy is also the fact, that structures filled with unstratified material afford evidence of an interval between the period of thawing of the ice-veins and that of the infilling of the structures. According to the duration of this interval, the initial form of the furrow became modified. The wedge-like shape of the structures, especially in mineral formations deprived of peat constituents indicates that this interval was relatively short.

Occurrence of ice-veins beneath flood-level shows that veneering material accumulated principally upon frozen subsoil. As mentioned above the gradient of layers in the wings of the structures is about $70-80^{\circ}$. Initially, the writer was inclined to believe that the material settling on the steep furrow walls could have avoided downcreep only through adhering to them by freezing (Romanovsky 1958). However, the explanation is not satisfactory. According to the writer's present opinion the phenomenon may be accounted for in a different manner.

The seasonal layers accumulating on the steep furrow walls never exceeded 1—2 mm in thickness. Owing to numerous cracks, disiccation fissures and protruding plant remnants, were these walls not smooth, but rough. Therefore was the thin layer of moist material likely to settle on their surface. Only exceptionally when the seasonal layers exceeded the critical point did they fail to settle and crept downward. However, layers of appreciable thickness rarely accumulated under the conditions prevailing in extensive flood surfaces, where powerful stream-flood spread over vast areas. Traces of plastic deformation are therefore rarely encountered in the layers of the veneering frost structures. After the retreat of flood waters the material eventually dried out, as shown by numerous disiccation cracks, the presence of which inhibited the development of

frost-caused fissures and ice-veins. Thus, the relatively dry deposits that filled the structures, could be preserved on the steep furrow walls.

Structures filled with unstratified material originated probably in water basins (lakes, lagunes), where permafrost was lying at considerable depths. So long the basin did not dry out, the deposits remained unfrozen. Thin, horizontal ice-slices, discordantly intersecting the formations of the subjacent bedrock as well as the unstratified material filling structures of that type afford evidence of epigenetic upfreezing. Epigenetic upfreezing of deposits also took place during the formation of a whole number of veneering frost structures. At that time and later, after the formation of some veneering frost structures, their shape and that of the furrows as yet unfilled, underwent a change due to slow, imperceptible movement of the active layer. Deformed veneering structures were the result.

CONCLUSIONS

1. Veneering frost structures and structures filled with either unstratified, or horizontally stratified material indicate that:

a. under the conditions of relatively severe climate (below -3°C) that prevailed in the past a polygonal system of longlasting ice-veins, which are regarded as epigenetic, developed upon permafrost;

b. thermokarst processes caused extinction of the ice-veins. In the area investigated, the development of thermokarst was conditioned by a variation in thickness of the active layer of permafrost due to either climatic or local changes in surface conditions;

c. the period of accumulation of the subsoil deposits and that of formation of the veneering structures were separated by an interval;

d. there was also an interval between the period in which the ice-veins thawed thus inducing the formation of a polygonal furrow pattern and the period of accumulation of the material composing the veneering frost structures and the structures filled with unstratified material;

e. veneering frost structures developed usually in flood areas, on permafrost bedrock. In such cases veneering frost structures underwent syngenetic upfreezing. Structures filled with either unstratified or horizontally stratified material as well as a number of veneering frost structures originated in water-basins where permafrost was lying at considerable depths. On drying out of the basin, they froze up epigenetically.

2. The extensive spatial spread of many horizons of veneering frost structures affords evidence of general climatic changes causing the longlas-

ting ice-veins to melt away. In such cases, veneering frost structures assume a stratigraphic significance. Locally developed veneering frost structures usually indicate prevalence of severe climatic conditions at the time of their formation and presence of permafrost. The occurrence of the structures in question either in areas now deprived of permafrost or in unfrozen horizons is therefore also of stratigraphic importance.

3. Fossil veneering frost structures are of common occurrence in the northern part of the Yana-Indigirka coastal plain and in the Great Liakhov Island. Also in western Siberia are they often encountered. Investigations relating to these structures are therefore not only of local importance but may largely contribute to a better knowledge of Quaternary geology and of cryopedology.

References cited, p. 17.

List of illustrations

Figures

	Page
1. Deformed veneering frost structures	14
a. deformation after the development of the structure;	
b. deformation produced during the development of the structure	

Plates

1. Veneering frost structures
2. Veneering frost structures. Upward portion truncated by abrasion
3. Polygonal pattern of veneering frost structures
4. Deformation of layers in the bedrock at its contact with the veneering frost structures
5. Structure filled with unstratified material
6. Two horizons of veneering frost structures
the structure developed in peat (dark layer) has a more marked and well-defined shape than the one developed in peat-free silts

Translation by T. Dmochowska

Henryk Maruszczak

Lublin

FORMATIONS PERIGLACIAIRES DE COUVERTURE SUR LE TERRITOIRE DES COLLINES SZESKIE

Traces du milieu périglaciaire dans la zone d'extension du stade poméranien de la dernière glaciation

Sommaire

Sur le territoire des Collines Szeskie on a constaté la parution des couches altérées sur des dépôts fluvioglaciaires du stade poméranien de la dernière glaciation. Les particularités physiques et la morphologie de ces couvertures montrent qu'elles s'étaient formées dans les conditions de la toundra tachetée, caractéristique pour un climat subarctique plus doux. On peut probablement classer parmi les formations de couverture une partie des „argiles de couverture” (*Deckton*) connues grâce aux ouvrages des auteurs allemands. Elles paraissent par places dans de fines couches allant jusqu'à 1 m, elles ne sont pas stratifiées et passent graduellement en argile morainique. Ces traits témoignent contre l'hypothèse admettant qu'elles tirent leur origine des lacs de barrage. L'auteur trouve que des couvertures argileuses aussi fines pouvaient se former dans des conditions de gel à la suite de la concentration des colloïdes du soubassement de l'argile morainique à fleur de surface. En dehors des couvertures autochtones on a constaté dans la partie inférieure des versants des collines morainiques des couvertures allochtones. Ce sont notamment des formations stratifiées d'une façon régulière. Leur présence prouve que les versants ont été transformés par dénudation dans des conditions périglaciaires au déclin de la dernière glaciation. Les couvertures autochtones proviennent de la même époque.

INTRODUCTION

Dans les dernières années parurent d'assez nombreuses esquisses concernant l'évolution morphologique des formes d'accumulation glaciaires et fluvioglaciaires de la dernière glaciation. Il résulte de ces travaux que non seulement dans la zone des anciens stades de cette glaciation, mais également dans celle des plus jeunes apparaissent les traces de la transformation du relief primaire dans les conditions du climat périglaciaire et tempéré.

Dans la littérature polonaise on a, avant tout, attiré l'attention sur les transformations qui s'étaient produites à l'époque postglaciaire à la suite de la fonte des blocs de glace morte. Les travaux de W. Okołowicz (1947, 1956), R. Galon (1953 a, b) et T. Bartkowski (1953) sont spécialement intéressants à ce point de vue. Le rôle des transformations de ce genre est exceptionnel vu leurs dimensions et leurs conséquences. Ce rôle résulte

également du fait que ces transformations étaient strictement liées avec la présence des reliquats provenant directement de l'inlandsis. On s'est moins intéressé aux changements que s'étaient produits à la suite de l'action des processus liés au climat changeant après le retrait du glacier et surtout au climat périglaciaire. C'est aussi pour cette raison qu'en 1953 R. Galon a souligné que „jusqu'à présent on n'avait pas constaté sur le terrain de la glaciation baltique de plus importantes traces des processus périglaciaires” (1953c, p. 112). Le travail de J. Nowak intitulé „Evolution de relief glaciaire dans les plaines de la Pologne” (1952) a donné de l'impulsion à ce genre d'énonciation. Dans cet ouvrage se trouvait une affirmation qui n'était justifiée par aucun document et qui disait que les nouvelles formes de l'accumulation glaciaire „... ont passé... par la phase de la détérioration périglaciaire et sont en train de subir la destruction „interglaciaire” (dans le postglaciaire)”. On ne trouve de documentation adéquate que dans le premier essai sérieux de synthèse fait en 1956 par J. Dylik et concernant les résultats de recherches périglaciaires faites jusqu'à ce moment en Pologne. D'après ce travail la région des plus jeunes formations glaciaires en Pologne c'est-à-dire du stade poméranien a été distinguée comme „zone du relief glaciaire avec des traces de transformation périglaciaire” (p. 220). Il résulte de l'inventaire cartographique des traces du milieu périglaciaires fait par J. Dylik que dans la zone mentionnée il n'y a en réalité que très peu de ces traces (1956, carte hors texte). Il semble qu'à ce point de vue la situation est la même en Allemagne — le travail de H. Lembke (1954) peut nous servir de preuve. Vu l'état des recherches même les plus modestes preuves de transformations se produisant dans des conditions périglaciaires peuvent éveiller quelque intérêt. Aussi l'auteur se trouve autorisé à publier les résultats des observations fragmentaires faites sur le terrain de la partie est du Pays Lacustre de la Mazurie (Collines Szeskie). La publication n'est qu'une simple notice enregistrant certains phénomènes sans aucune liaison avec les résultats des observations faites sur les terrains avoisinants (Pierzchałko 1956).

C'est en septembre 1956 que j'ai eu la possibilité de faire des observations sur le terrain des Collines Szeskie, grâce à l'amabilité du prof. M. Strzemiński et de ses collaborateurs de IUNG de Puławy. En 1955 et 1956 ils ont constaté sur ce terrain, au cours du levé pédologique, la parution des sols argileux sur les surfaces planes supérieures des interfluvies morainiques. En 1955 le professeur M. Strzemiński a attiré l'attention sur ce fait au Congrès de la Société Polonaise de Pédologie. Dans cette étude on a essayé, entre autres, de donner une explication nouvelle bien que partielle de la genèse de ces argiles.

TRACES DU MILIEU PERIGLACIAIRE

Les Collines Szeskie s'étendant entre Olecko et Goldap se trouvent dans la zone morainique du stade poméranien de la dernière glaciation (Kondracki 1952, p. 531—533). Bien qu'au début de ce siècle les Allemands aient fait, pour la plus grande partie de cette région, des levés géologiques à l'échelle 1 : 25 000, les conditions morpho-géologiques sont relativement peu connues. Nous trouvons la revue de l'état actuel des recherches dans le travail de J. Kondracki (1952). On manque d'études plus récentes.

J'ai observé les plus importantes traces de transformations des dépôts du stade poméranien dans les conditions périglaciaires sur les surfaces assez planes des crêtes des collines fluvioglaciaires (ôś). A ce point de vue l'exemple typique est donné par une grande carrière d'exploitation près de la gare de Stożne, à 9 km NNW d'Olecko, à 200 m environ au-dessus du niveau de la mer. Le profil de cette coupe se présente comme suit (fig. 1):

Coupe I

- a) 0 — 0,2—0,3 m horizon de l'humus sablo-pulvérulent. Passage graduel;
- b) 0,3 — 0,5—1,7 m formation sablo-pulvérulente très faiblement compacte avec des graviers isolés fins et dispersés, quelquefois moyens gris-jaunes. Passage graduel. L'épaisseur de cet horizon est très changeante vu que sa limite inférieure est ondulée. Cette formation s'enfonce dans la couche „d” par des formes en entonnoir apparaissant dans des intervalles d'un à quelques mètres;
- c) 0,5—1,7 — 0,7—2,0 m formation sablo-pulvérulente avec une plus grande addition de graviers. Cette formation a la teinte brun-rouille et sa compacité est plus importante que dans la couche „b”. Elle forme une traînée bien distincte à l'épaisseur de 0,2 m environ — ce qui souligne les formes en entonnoir des matériaux de l'horizon superposé. Les limites de la traînée ne sont pas marquées bien distinctement, elles „s'estompent”.
- d) 0,7—2,0 — ca 10,0 m sables avec graviers et cailloux, nettement stratifiés. Les couches se disposent en grosses séries à l'épaisseur allant de quelques décimètres à quelques mètres avec prépondérance du matériau sablonneux ou bien un mélange de sable avec graviers et cailloux. Dans la partie supérieure les séries à gros grains dominant. La disposition des couches dans la partie supérieure ne présente pas de perturbations au contact des formations en entonnoir des couches super-

posées. Dans certains endroits on peut même observer comment les couches de gravier traversent partiellement le matériau de l'horizon „c”.

A la surface horizontale tronquant les formations „b” et „c”, à la profondeur de 0,5—0,6 m se signalent des nids irréguliers de matériau moins compact de l'horizon „b”. Ces nids sont entourés par de larges bandes de la formation plus compacte de l'horizon „c”.

Le profil de la partie supérieure de la coupe permet de supposer qu'elle s'était formée sous l'influence des processus pédologiques. On pourrait donc en déduire que la couche „b” représente l'horizon éluvial podzolisé et la couche „c” — l'horizon illuvial. Cette formation caractéristique de ces deux horizons montre qu'on ne peut pas les rattacher aux conditions climatiques contemporaines.

Il semble que la forte fragmentation du matériau autochtone, la constitution des formes en entonnoir et une importante accumulation des composés de fer (horizon „b”) dans des formations fortement perméables pouvaient se produire uniquement dans des conditions de pergélisol. Sous l'influence de l'intense gélivation une augmentation importante de la fraction pulvérulente s'est produite dans la couche active. Le matériau de l'horizon „b” correspond donc, au point de vue des propriétés physiques et de la genèse, aux formations pulvérulentes d'involution (de poche) du terrain de la Pologne centrale. Ces formations ont été décrites par J. Dylik (1952). L'accumulation intensive des composés de fer de l'horizon „b” s'est produite au-dessus de la surface supérieure constamment gelée, donc au-dessus du soubassement imperméable formé de sable et de gravier (Suslov 1954, p. 172). La disposition capricieuse de la surface de la couche perpétuellement gelée (parution des formes en entonnoir), était probablement liée avec l'inégal dégel estival. Les processus de la formation du sol développant actuellement dans des conditions liées avec le climat tempéré, pouvaient probablement transformer d'une manière plus importante uniquement la partie supérieure de ce profil de désintégration périglaciaire.

La définition des couches „b” et „c” comme liées génétiquement avec les processus pédologiques exige d'autres explications. Les sols podzolisés paraissent sur le territoire de la zone actuelle de la toundra européenne relativement rarement et ne sont développés que dans la sous-zone sud (Grigoriev 1956; Ivanova 1956; Krejda 1958). A. Grigoriev distingue cette sous-zone subarctique comme subboréale. Dans des conditions litholo-morphologiques, sur le soubassement des formations „légères”, c'est-à-dire à gros grains et dans des endroits à bon drainage, peuvent se développer même les sols fortement podzolisés (p. 61—62).

L'auteur ci-dessus cité ainsi que N. Krejda soulignent aussi que de tels sols sont le reliquat de la période holocène de l'optimum climatique (Grigoriev 1956, p. 62; Krejda 1958, p. 67).

D'après A. Grigoriev dans la sous-zone subboréale la formation caractéristique c'est la toundra appelée tachetée (p. 49—51). Ce qui la caractérise c'est la parution de „taches” sans couverture végétale; leur diamètre est de 1—2 et quelquefois de 3—4 m (Edelstein 1947, p. 172). D'après certains auteurs la durabilité des taches est importante (Grigoriev 1956, p. 50—51). Une différenciation aussi nette et durable dans la couverture végétale cause de fortes oscillations dans l'épaisseur de la couche active et un singulier microrelief du soubassement gelé. Sous les „taches” qui fondent plus vite et à une plus grande profondeur (Tyrtikov 1956) se forment des enfoncements (entonnoirs). Il faut souligner que les processus qui ont lieu dans la couche active de la toundra tachetée n'influent pas sur la formation des sols structuraux (Grigoriev 1956, p. 50). Il semble donc que la disposition des horizons „b” et „c” de la coupe décrite montre une forte convergence avec les traits caractéristiques de la toundra tachetée qu'on vient de présenter.

Tous les faits cités pris en considération, on peut constater que les formations décrites et se trouvant sur le territoire des Collines Szeskie ont pu se développer dans le milieu de la toundra ou bien dans celui de la toundra boisée. Le climat du type subarctique dut être à cette époque relativement doux — le dégel estival dans les formations de sable et de gravier arrivait le plus probablement à la profondeur de 2,0—2,5 m. La gélivation assez avancée dans la couche active permet d'admettre que ces conditions existaient dans un plus long laps de temps. Ces conclusions s'accordent complètement avec les opinions établies concernant le climat qui régnait sur le territoire de la Pologne du nord au déclin de la dernière glaciation, après le retrait du glacier de la ligne du stade poméranien. Cette période, c'est-à-dire Alleröd sensu lato et de Dryas supérieur, existait selon W. Szafer (1952) environ 6 600 ans. En Poméranie paraissait la toundra et la toundra boisée, mais cette dernière était relativement de courte durée et encore dans des conditions optima.

On peut donc rattacher la formation décrite sablo-pulvérulente aux couvertures périglaciaires du type éluvial formées du matériau autochtone. Elle correspond probablement par ses propriétés et son âge à ce qu'on appelle „le loess superposé” distingué par W. Pożaryski (1953) sur le terrain des plateaux du sud situés sur la Vistule moyenne. Ce loess se présente sous forme de fines couvertures sablo-pulvérulentes qui, selon l'auteur mentionné, sont le produit de l'accumulation éolienne de la période du Dryas supérieur. Le loess est donc tout différent au point de

vue de la genèse. Se basant sur la connaissance des coupes correspondantes, nous constatons que sur le Plateau de Lublin paraissent aussi des formations qui, au point de vue structuro-textural et stratigraphique, correspondent au loess superposé et, au point de vue de la genèse, elles correspondent plutôt aux couvertures qu'on y a distinguées. Le sol podzolisé de la toundra du terrain des Collines Szeskie correspond, au point de vue de l'âge et de la genèse, aux sols podzolisés gisant sur le loess développé au niveau de l'interfluve du Plateau de Lublin dans la période d'Alleröd (Maruszczak 1956, p. 238).

Avec les formations de couverture périglaciaire que nous venons de distinguer, se lie assez automatiquement le problème des formations de couverture d'un tout autre type connues dans cette région. Les géologues allemands ont distingué dans le Pays Lacustre de la Mazurie les argiles de couverture (*Deckton*) sur l'argile morainique qu'on considère le plus volontiers comme formations de lac de barrage. Une telle interprétation a été présentée encore en 1904 par A. Jentsch qui a constaté que les formations de ce type arrivent généralement à une épaisseur de 1—2 m et que parfois leur faciès devient sablonneux. En 1913, E. Herbert a exprimé l'opinion que le *Deckton* se déposait dans des abaissments formés par la fonte de la glace; il a attiré l'attention sur ce fait que des formations tout à fait semblables paraissent également sous les argiles morainiques (p. 16—17). Une pareille opinion a été présentée en 1925 par E. Kraus qui expliquait la parution des argiles sur les élévations par des mouvements tectoniques du Quaternaire. Ces élévations atteignaient sur les Collines Szeskie 285 m au-dessus du niveau de la mer. En 1925 C. Gagel et en 1930 B. Körnke se sont prononcés contre une trop vaste généralisation du problème et l'habitude générale de rattacher la genèse des „argiles de couverture” aux lacs de barrage. Gagel considérait que les argiles paraissant aux environs de Pílkally étaient un dépôt subglaciaire.

Ce bref aperçu montre qu'on a donné le nom d'argiles de couverture à des formations dont la genèse était différente. Des argiles de diverses origines apparaissent justement sur le terrain des Collines Szeskie. Nous y rencontrons donc des argiles de lac de barrage typiques de quelques mètres d'épaisseur et gisant sur l'argile morainique dans une tout autre situation morphologique. A côté d'elles nous avons des dépôts argileux beaucoup plus intéressants et possédant des traits lithologiques nettement distincts. Les travailleurs de IUNG à Puławy ont constaté en 1955 pendant le levé pédologique la parution de fines couvertures argileuses de 1,0—1,5 m d'épaisseur. Elles se trouvaient sur d'assez vastes surfaces morainiques planes ou légèrement ondulées et situées à une haute altitude (généra-

lement à 240—260 m au-dessus du niveau de la mer). Les géologues allemands connaissaient ces formations, mais probablement ils n'avaient pas remarqué certains traits lithologiques et, avant tout, le passage graduel en argile morainique. L'auteur a observé ce trait caractéristique de ces dépôts singuliers avec M. Koter et le licencié T. Witek dans quelques coupes entre les villages Guzy et Szeski. Le profil d'une de ces coupes, à Guzowa Góra, vers l'aval de Cisowy Jar (coordonnées topographiques 6003,5 et 4588,5; hauteur au-dessus du niveau de la mer environ 235 m) se présente de la façon suivante:

Coupe II (puits jusqu'à la profondeur de 1,3 m et forage 1,3—2,0 m)

- a) 0—0,20 m horizon d'humus argilo-pulvérulent, grisâtre, dans la partie inférieure faiblement podzolisé. S'engrène avec „b”;
- b) 0,20—0,40 m horizon illuvial, argileux, brunâtre. Passage graduel;
- c) 0,40—0,65 m formation argilo-pulvérulente, couleur olive-brunâtre avec traînées et infiltration grise (traces de gley). A partir de 0,58 m de profondeur réaction à HCl. Passage graduel;
- d) 0,65—1,10 m formation semblable à celle de „c”, non stratifiée avec addition de la fraction sablonneuse croissant vers le bas. Passage graduel;
- e) 1,10—2,00 m argile morainique, couleur olive—brunâtre avec graviers de 2—3 cm de diamètre. Forte réaction à HCl.

Pour illustrer les propriétés de l'argile décrite nous citons les résultats des analyses granulométriques et chimiques des échantillons pris de la coupe décrite ainsi que de la localité Gościrady située entre les villages Guzy et Szarejki (tableau I)¹. Il faut souligner que les échantillons recueillis à une profondeur dépassant 1 m ont été pris sans graviers pour les analyses du sol. Les résultats des analyses démontrent clairement la gradualité, précédemment signalée, du passage des argiles en argile morainique.

La formation argileuse décrite ne présente aucune stratification. En prenant en considération son épaisseur de moindres dimensions et sa parution à la surface on peut supposer qu'il s'agit d'un trait secondaire conditionné par le développement des processus pédologiques. Pourtant dans les coupes des argiles de lac de barrage typiques on a constaté la parution de couches distinctes à la profondeur de 0,5 à 1,0 m de la surface. Si donc l'absence d'aucune structure dans les argiles n'est pas un trait primitif c'est qu'elle n'a pas dû être uniquement conditionnée par des

¹ Les analyses ont été faites au laboratoire de IUNG à Puławy par M. Koter pour son diplôme de géographie physique (1958). L'analyse granulométrique a été effectuée par la méthode de Puławy et l'analyse du contenu en CaCO₃ au moyen de l'appareil de Scheibler.

processus pédologiques. Le petit nombre des coupes étudiées ne permet pas de dissiper les doutes. A ce point de vue il serait particulièrement intéressant d'observer les changements éventuels des propriétés des argiles dans le sens horizontal. Il se peut qu'on découvrirait alors qu'elles sont une variété faciale des argiles de lac de barrage.

Tableau I

Granulométrie et teneur en CaCO_3 dans les argiles gisant sur l'argile morainique

Localité	Profondeur de la prise de l'échantillon en cm	Composition granulométrique en %							Teneur en CaCO_3 en %
		> 1,0	1,0— —0,5	0,5— —0,25	0,25— —0,10	0,10— —0,05	0,05— —0,02	< 0,02	
Guzowa Góra	5—10	—	0,3	0,8	3,2	4,4	10,5	80,8	—
	20—30	—	—	0,1	0,7	4,0	8,1	87,1	—
	40—50	—	—	0,1	0,8	2,5	5,7	90,9	0,05
	70—80	—	0,3	1,0	5,7	5,1	7,8	80,1	9,37
	120—130	1,3	2,2	5,8	19,4	9,8	10,5	52,3	11,88
Gościrady	10—18	—	—	—	0,8	4,1	12,2	82,9	—
	25—40	—	—	—	0,6	4,0	9,6	85,8	—
	70—80	—	—	0,6	5,0	11,2	15,6	67,6	8,75
	110—120	0,2	0,6	3,4	16,2	12,6	14,5	52,7	9,24
	200—220	1,2	4,0	10,0	29,0	11,8	10,0	35,2	13,29

Dans l'état actuel des connaissances se rapportant à la variété étudiée des argiles de couverture, il semble qu'il faut prendre en considération les possibilités suivantes de l'interprétation génétique:

1° les argiles sont un dépôt aquatique qui a perdu sa stratification à la suite du développement des processus syngénétiques ou épigénétiques par rapport au processus d'accumulation;

2° les argiles sont le produit des processus qui transforment la partie supérieure de l'argile morainique.

Si l'on accepte la première possibilité, il faut supposer que l'accumulation par eau relativement de courte durée avait lieu quand agissaient les processus estompant la limite entre le dépôt et la surface du fond du réservoir de sédimentation. Il est difficile de se représenter la disposition des processus secondaires qui auraient pu causer l'effacement complet de la limite entre les argiles d'origine aquatique et l'argile morainique. Partant de ce principe, on peut admettre que l'argile a été déposé par les eaux qui paraissaient périodiquement à la surface de l'argile morainique pas encore consolidée. Ceci pouvait se passer p. ex. dans les cuvettes de dégradation de la calotte de la glace active ou bien entre les blocs de la glace morte. Pendant „la sortie” du dépôt à la surface (période sans eau)

l'action du gel causait le déplacement réciproque du dépôt nouveau et de l'argile morainique. En admettant une telle conception la couverture argileuse avec la partie supérieure de l'argile morainique présenterait un dépôt du type des moraines d'ablation. Après la fonte de la glace vint l'inversion du relief — les argiles se trouvèrent sur les élévations. Les résultats des observations faites par K. K. Markov (1935) sur le territoire du Pamir peuvent, en quelque sorte, confirmer une telle conception.

Le passage typiquement graduel des argiles en argile morainique plaide en faveur de la seconde interprétation qui apparemment semble moins vraisemblable que la première. Un tel trait caractérise le rapport existant entre les produits de désintégration et la roche mère. En raisonnant de la sorte on rencontre cependant tout au début une des plus essentielles difficultés. Une si forte fragmentation de l'argile morainique allant jusqu'à l'état de la fraction argileuse ne serait, semble-t-il, possible que dans le cas d'une action toute spéciale d'une forte altération chimique et désintégration. Car, comme on l'admet généralement, le terme de la gélivation est assigné approximativement par la fraction 0,005 mm (Dylik 1955; Govorukhin 1955).

Comme la méthode appliquée par M. Koter ne permet pas d'isoler les grains au diamètre de 0,005 mm (tableau I), il a fallu faire l'analyse de la granulation des argiles par la méthode aréométrique (tableau II)². Les résultats de cette analyse montrent que les argiles de Guzowa Góra renferment 57—75% de la fraction argileuse au-dessous de 0,006 mm. On y trouve beaucoup d'argile colloïdale (au-dessous de 0,002 mm). La quantité de cette fraction est, à la profondeur de 0,8 m, au moins deux fois plus grande que dans l'argile morainique. Si nous admettions donc que la formation en question s'est façonnée à partir de l'argile morainique, il faudrait expliquer le processus de l'enrichissement en particules colloïdales.

Tableau II

Granulométrie des argiles gisant sur l'argile morainique à Guzowa Góra

Profondeur de la prise de l'échantillon en cm	Composition granulométrique en %					
	1,0—0,1	0,1—0,05	0,05—0,02	0,02—0,006	0,006—0,002	< 0,002
5—10	12	5	7	19	20	37
20—30	8	3	6	14	20	49
40—50	7	3	3	12	19	56
70—80	10	5	5	15	22	43
120—130	30	9	7	14	14	26

² K. Orzechowska, licenciée, a fait ces analyses à l'Institut de Pédologie de l'Ecole Supérieure d'Agriculture de Lublin employant la méthode de Cassagrande-Prószyński

Dans la zone actuelle de la toundra de l'Eurasie on connaît des sols où se produit la concentration des colloïdes. Ce processus a été brièvement caractérisé dans l'ouvrage synthétique de A. Grigoriev (1956) traitant du milieu géographique des régions subarctiques. Ce processus ne peut se développer que sur le soubassement comprenant une importante quantité de particules argileuses. Dans de telles conditions, dans la couche active qui se dessèche en été et qui gèle au début de l'hiver, se produit une migration verticale de l'eau transportant des particules colloïdales vers la surface. Un tel processus se développe évidemment uniquement dans des conditions climatiques de la sous-zone sud des régions Subarctiques, principalement sur la toundra tachetée. L'intensité de ce processus atteint sur le terrain des „taches” nues de telles dimensions que se forment même de fines croûtes argileuses (Grigoriev 1956, p. 50; Ivanova 1956, p. 77; Krejda 1958, p. 66). D'après K. Lukachev (1938) l'augmentation de la fraction argileuse dans les sols des terrains de pergélisol en Asie dépend des conditions géographiques. Cette augmentation est conditionnée par des particularités des processus de désintégration. Cet auteur a constaté que le pourcentage de la fraction au-dessous de 0,005 mm augmente du nord au sud, parallèlement à l'augmentation de l'humidité et de la température annuelle moyenne. Cette augmentation va de 8—13% sur le bas Iénisséi à 35—40% dans le bassin de l'Amour (p. 94). Malheureusement nous ne connaissons pas de descriptions plus détaillées des sols et de leur rapport au soubassement gelé. De telles données permettraient de vérifier avec plus de précision l'idée qu'on vient de suggérer avec l'exemple des profils des couvertures argileuses des Collines Szeskie.

La disposition des formations étudiées permet d'admettre une autre interprétation. Nos collègues pédologues de Puławy n'ont pas constaté ces formations sur les versants à plus grande inclinaison (avec une telle position les effets du processus d'imbibition des colloïdes devaient être perturbés par la solifluxion). Probablement elles ne paraissent que sur des surfaces assez planes; sur des buttes „témoins” qui s'élèvent par des versants plus abrupts au-dessus de ces surfaces — les argiles font défaut (Hess v. Wichdorff 1910, p. 19). Evidemment cet argument n'est pas convaincant, étant donné que les caractères de la disposition que l'on a soulignés, auraient pu apparaître d'une façon secondaire, p. ex. en conséquence de l'action de dénudation.

Vu l'absence du matériau effectif en quantité suffisante, on peut considérer les deux interprétations comme également hypothétiques. La première se rattache nettement à l'ancienne conception mise en question, il est vrai, dans certains cas (Gagel 1925; Körnke 1930), mais cependant admise. La seconde interprétation, nouvelle, mène à des conclusions

parfaitement d'accord avec celles qui résultent de l'analyse des formations pulvérulentes développées dans les matériaux fluvioglaciaires. D'après cette hypothèse l'argile représenterait l'une des formations périglaciaires de couverture. Il semble que cette seconde interprétation mérite l'attention.

LE ROLE GEOMORPHOLOGIQUE DU MILIEU PERIGLACIAIRE A LA FIN DU PLEISTOCENE

Après la disparition de la couverture de glace „active” et le retrait du glacier au-delà de la ligne des moraines poméraniennes sur le terrain des Collines Szeskie régnaient durant plusieurs millénaires des conditions périglaciaires (Alleröd sensu lato et Dryas supérieur). Il n'est donc pas douteux que cette période se soit manifestée par d'autres formations que celles du type éluvial (couvertures de désintégration). Comme le climat était alors relativement humide (Dylik 1956; Okołowicz 1956 a, b; Szafer 1952), on peut supposer que des processus de dénudation se développaient également. Une certaine confirmation d'une telle conclusion déductive a été fournie par l'analyse du profil du puits effectué dans la partie inférieure du versant de Guzowa Góra inclinée jusqu'à 3° (point placé à la distance de 150 m au sud et 17 m au-dessous de la coupe II):

Coupe III (puits jusqu'à 1,4 m de profondeur et forage 1,4—2,7 m)

- a) 0—0,20 m une couche argilo-limoneuse humufiée, grise; limite inférieure pas très nette (couche arable);
- b) 0,20—0,45 m formation argilo-limoneuse d'un gris brunâtre, avec des taches plus ou moins grandes;
- c) 0,45—0,55 m horizon d'humus argileuse d'un gris sombre avec des taches brunâtres. Passage graduel. La limite entre les horizons „c” et „d” est faiblement podzolisée;
- d) 0,55—1,15 m formation argilo-sableuse, couleur olive-brunâtre, tachetée; certaines taches grises (traces de gley). On remarque une nette variabilité dans la granulation allant des sables jusqu'aux argiles, dans des petites couches intercalées de 2—3 cm d'épaisseur aux contours peu distincts. Ces petites couches ne se distinguent pas par un changement de couleur, ce qui rend très difficile l'observation de leur cours sur la paroi très humide du puits;
- e) 1,15—1,22 m formation à la granulométrie semblable à „d” avec de minces couches grisâtres nettes disposées régulièrement et presque horizontalement. Les blocs de cet horizon s'effritent nettement et parallèlement aux couches. Sur les surfaces

de fissilité paraît une très fine couche (épaisseur de l'ordre de quelques dixièmes de millimètre) d'une substance organique carbonisée;

- f) 1,22—2,70 m formation argilo-sableuse aux caractères semblables à ceux de la formation „d”. Au fond de l'orifice de forage une nette addition de petits graviers et de débris de roches cristallines (l'eau rend impossible un forage plus avancé).

Pour faciliter l'interprétation de la coupe décrite on a levé le profil transversal du versant de Guzowa Góra le long de la ligne qui unit les coupes II et III (fig. 2). Trois puits supplémentaires ont été effectués sur cette ligne entre ces coupes.

Les horizons „a” et „b” du profil décrit représentent indéniablement le produit de l'érosion holocène du sol. Sur le terrain décrit, ce processus est si intense qu'il faut le freiner (Strzemski 1957). La couche „c” représente donc l'horizon d'humus in situ recouvert par les dépôts colluviaux. La limite de cette couche et de la suivante légèrement podzolisée en témoigne. Au-dessus gît une formation stratifiée transformée par les processus pédologiques avec la participation de gley se développant dans les conditions de parution d'eaux souterraines peu profondes. Il faut probablement dater ces processus pédologiques de la période holocène. Il faut donc admettre que la formation sur laquelle ces processus se sont développés, a paru entre l'holocène et le pléistocène. La présence de petites couches intercalées avec la substance organique carbonisée formant une fine couverture permet de supposer que cette formation a été accumulée dans les conditions d'un climat assez sévère. Ceci est confirmé par la faible décomposition des plantes mortes. Le genre de stratification permet de comparer les sables et les argiles des horizons „d”, „c” et „f” avec „les formations de versant stratifiées rythmiquement” qui apparaissent à la fin de la dernière glaciation grâce à la forte action des eaux s'écoulant en surface (Dylik 1955, 1956). Ces formations sont connues aux environs de Łódź et du Plateau de Lublin. Dans cette interprétation elles représenteraient l'une des espèces de formations de couverture périglaciaires allochtone. Au point de vu de la genèse cette variété diffère donc nettement de celles qui ont été décrites dans le chapitre précédent.

Dans les coupes de la briquetterie situées dans la partie nord de Kowale Oleckie à 16 km au NNW de Olecko, on peut trouver une autre preuve de la transformation par dénudation des surfaces d'accumulation. L'analyse de ces coupes montre que la surface du versant assez étendu, d'une inclinaison de quelques degrés, tronque nettement les argiles de lac de barrage stratifiées, gisant sur l'argile morainique. Les dimensions de ce

tronquement sont si considérables qu'il est difficile de supposer qu'il ait pu avoir lieu dans l'holocène.

CONCLUSIONS

Sur le terrain des Collines Szeskie on a constaté la parution de formation de couverture qui se sont façonnées dans le milieu périglaciaire. Elles se sont développées sur des dépôts du stade poméranien de la glaciation baltique. Il faut donc les dater de la dernière période de cette glaciation, c'est-à-dire de Alleröd sensu lato et du Dryas supérieur.

Parmi ces couvertures périglaciaires on peut distinguer probablement deux types génétiques et notamment les couvertures éluviales et colluviales.

L'analyse du matériau des couvertures éluviales permet de conclure que dans leur développement un rôle considérable a été joué par les conditions typiques de la toundra tachetée caractéristique pour la sous-zone sud du climat subarctique. Le matériau de la couverture colluviale, constatée cependant dans des conditions ne permettant pas une analyse plus détaillée, peut témoigner qu'elle s'est formée grâce à l'activité des eaux de surface.

La parution des formations de couverture colluviale montre que dans les conditions périglaciaires s'est développée la dénudation qui a transformé jusqu'à un certain point les formes d'accumulation du relief glaciaire et fluvioglaciaire.

Bibliographie, p. 31.

Table des illustrations

Dessins

	Page
1. Partie supérieure de la coupe près de Stożne explications dans le texte (coupe I)	21
2. Profil du versant de Guzowa Góra le long de la ligne unissant les coupes II et III	29
1. dépôts colluviaux d'humus; 2. dépôts de versant argilo-sableux; 3. argiles de couverture; 4. argile morainique	

Traduction de S. Lazarowa

Michel Brochu*

Québec

ELARGISSEMENT DE LA NOTION DE «PÉRIGLACIAIRE»

Sommaire

L'auteur propose une révision de la notion de *périglaciaire*. Des grandes zones périglaciaires actuelles ne connaissent que de très rares phénomènes périglaciaires dûs aux passages autour de 0°C et, par contre, beaucoup de régions qui sont en dehors de ces zones, sont des sièges des processus périglaciaires typiques. En conclusion l'auteur propose l'élargissement de la définition du *périglaciaire* qui incluerait aussi bien des zones du périglaciaire possible que des zones du périglaciaire actif.

En ce qui concerne la notion de *périglaciaire* (phénomènes, processus et zone périglaciaires) la plupart des Auteurs s'en tiennent à la définition étymologique de ce terme, définition qui présuppose des phénomènes ou des processus morphologiques survenant dans un rayon donné autour de zones actuellement partiellement englacées ou de zones qui l'ont déjà été, lors des grandes glaciations du Quaternaire.

Or, si l'on regarde les choses de près, il est facile de vérifier que d'immenses portions des zones périglaciaires actuelles ne connaissent que de très rares phénomènes périglaciaires que nous définirons comme étant dus essentiellement à l'action des alternances gel—dégel et que par contre, des régions assez importantes en superficie, et qui sont en dehors des grandes zones périglaciaires (au sens étymologique du mot) sont le siège de processus et de phénomènes périglaciaires caractérisés.

Le premier cas est illustré par le Bouclier Canadien qui constitue une des plus vastes zones périglaciaires du Globe: en effet, au S de la limite de la forêt, les phénomènes périglaciaires actuels sont pratiquement inexistants encore que la condition primordiale de la fréquence alternance gel—dégel soit parfaitement réalisée. Leur absence tient essentiellement à l'épais tapis forestier et à une couche souvent assez épaisse de moraine de fond qui recouvrent la roche en place et paralysent littéralement toute action morphologique (même celle des eaux courantes). A part quelques phénomènes insignifiants comme des *pipkrakes* sur les plages de lacs ou rivières, pas de mouvement de solifluxion généralisé, pas de gélivation à grande échelle. Le granite et le gneiss semblent par ailleurs réfractaires à l'action du gel. Ces remarques incluent les Appalaches qui se présentent

* Centre de Géographie Appliquée, Université de Strasbourg.

dans les mêmes conditions que le Bouclier Canadien, relativement au couvert végétal et à la moraine de fond. La plus grande partie de la Suède et la Finlande entre, semble-t-il aussi, dans cette zone périglaciaire mais sans manifestation importante des phénomènes qui la caractérisent au principe. En outre, l'exemple le plus caractéristique d'absence presque complète d'actions périglaciaires (signalée dans plusieurs rapports) en marge d'une zone glaciaire n'est-il pas celui de l'Antarctique¹, ceci en raison de la permanence des températures au-dessous du point de congélation.

Ce fait semble démontrer que la très forte intensité d'un froid continu n'a pratiquement aucun effet morphologique; ils semble que de l'intensité des processus et des phénomènes périglaciaires soit plutôt fonction de la fréquence des alternances gel—dégel.

Le cas opposé d'actions périglaciaires hors des zones périglaciaires classiques offre des exemples aussi nombreux mais plus dispersés à la surface du Globe. Ces régions bien que situées hors des grandes zones périglaciaires, sont cependant, comme elles, caractérisées par des alternances gel—dégel souvent assez fréquentes, et sont, en conséquence, le siège de phénomènes périglaciaires parfois très intenses.

Pour mémoire, citons les massifs brésiliens de la Serra do Mantiqueira et de la Serra do Mar qui au-delà de 2 000 m connaissent de fréquentes alternances gel—dégel: autour de 60 par année, pour le Massif des Agulhas Negras; à la Réunion, mon confrère et ami Marc Boyé a observé des passages sous 0° C sur les plus hauts sommets de cette île; par ailleurs, il est bien connu qu'au Sahara, les passages autour du 0° C sont extrêmement fréquents et que leur effet le plus notoire est l'éclatement de la roche par voie de dilatation et de contraction. A ces quelques exemples, il faudrait ajouter toutes les régions tempérées et intertropicales qui subissent annuellement un minimum de 10 alternances gel—dégel et qui ne sont pas couvertes de végétation arborescente.

Une impressionnante série de points seraient alors rattachés au domaine périglaciaire dont la plupart des grands déserts, le Sahara (avec les massifs du Tibesti et de l'Ahaggar), le Kalahari, le Gobi, puis pratiquement toutes les hautes régions de l'Arc Andin, du Mexique au Cap Horn et enfin plusieurs hauts sommets intertropicaux du Laos et de l'Annam, du Brésil, des Îles de la Sonde, d'Abyssinie, le Monts Cameroun, le Pic de Teyde aux Canaries et les sommets de Hawaï.

Les déserts intertropicaux posent cependant un problème: doit-on

¹ Tout fois, l'article de K. K. Markov (Zonalité des phénomènes périglaciaires en Antarctide, *Biuletyn Peryglacjalny*, nr 8, 1960) apporte les témoignages de l'existence de nombreux phénomènes périglaciaires précisément dans la zone littorale de l'Antarctide (note de la Réd.).

considérer comme un processus périglaciaire l'éclatement des roches dû à de très forts gradients diurnes de température descendant au dessous de 0° C, même si l'eau se transformant en glace n'intervient pas? Il semble que la température, par ses passages autour de 0° C, étant le facteur essentiel, l'on doive considérer les actions morphologiques qui en résultent comme de type périglaciaire, même si la formation de la glace elle-même n'intervient pas.

Afin d'élargir la portée du terme *périglaciaire* en dehors de sa conception strictement étymologique actuelle, pour en arriver finalement à une notion et à une définition *sensu lato*, qui tienne compte de la réalité des faits et de l'étendue de ces phénomènes à la surface du Globe et particulièrement dans les zones intertropicales, il est capitale de déterminer de façon précise quels sont les critères fondamentaux qui caractérisent l'ensemble des phénomènes périglaciaires.

Le critère principal est très certainement l'occurrence de passages plus ou moins fréquents autour du 0° C; bien entendu, plus la fréquence sera élevée, plus intenses et marqués seront les processus qui en découleront.

Trois facteurs secondaires, viennent intensifier ou minimiser les actions périglaciaires:

1. L'humidité sous toutes ses formes: degré hygrométrique de l'air, précipitations, présence et profondeur de la nappe phréatique. Plus ces diverses formes d'humidité seront variées et plus leur coefficient sera élevé, plus les phénomènes périglaciaires seront nombreux et fréquents.

2. La couverture végétale, a on l'a vu, une importance capitale sur l'évolution des phénomènes périglaciaires, plus celle-ci est épaisse et arbustive, moins les phénomènes périglaciaires sont marqués; une végétation arbustive épaisse et dense en vient même à paralyser presque complètement la manifestation de ceux-ci. Ceci explique pourquoi les zones de haute montagne, à végétation réduite sont celles qui présentent la plus grande variété de phénomènes périglaciaires pour peu que les alternances gel—dégel y soient assez nombreuses.

3. Une couverture de sol surtout grossier et perméable ajoute un effet limitatif de l'intensité des phénomènes périglaciaires.

Dès lors, le coefficient d'intensité des phénomènes périglaciaires pourrait s'exprimer selon la formule suivante $IP = \frac{F+H}{V+S}$, soit, IP — indice de périglaciaire; F — fréquence des alternances gel—dégel; H — coefficient d'humidité (en précipitations durant le cycle gel—dégel); V — importance de la végétation; S — épaisseur du sol ou des dépôts meubles.

En conclusion, il est permis de souhaiter que les quelques observations qui précèdent aideront à faire comprendre les raisons qui militent en faveur d'un élargissement de la notion du terme *périglacière*, qui tienne véritablement compte de la nature même et de la répartition très étendue des processus et des phénomènes et du modelé de ce type sur le Globe. La définition suggérée préciserait l'actuelle conception d'ordre trop strictement étymologique et que l'on est fondé à croire insuffisante et incomplète, et limitative parce que liée trop étroitement à des zones géographiques plutôt qu'aux phénomènes eux-mêmes.

Dans la pratique, il serait utile de tenir compte :

1° des zones d'occurrence des alternances gel—dégel susceptibles de donner lieu à des actions périglaciaires : zone de périglacière possible ;

2° des zones où, effectivement, les phénomènes périglaciaires sont intenses et marqués : zones de périglacière actif.

Une définition plus ample et plus nuancée ne manquera pas, en retour, d'ouvrir de nouveaux horizons à de bénéfiques recherches, vers une vue plus synthétique et complète de l'ensemble des problèmes du Périglacière à l'échelle du Globe.

Alicja Filipiuk

Łódź

ICE-WEDGES IN PODZAMCZE

Summary

Abstract

In the district of Kępno some ice-wedges were found to occur in boulder clay. The wedges were investigated in both vertical and horizontal cross-section. Analysis of the material filling the wedges and its comparison with that of the covering formation lead to a recognition of the presumable mode of infilling.

LOCATION AND DESCRIPTION OF THE EXPOSURE

During periglacial investigations conducted by the Geographical Institute of the University of Łódź, some periglacial structures occurring near Kępno were observed. The exposure is located on almost level ground built up mainly of boulder clay overlain with structureless sands. The sand are fine, well-sorted and showing traces of wind action. They are rounded (84%) and dull (81%). At the base of the sands there is a layer of boulders 5—10 cms in diameter. Only some of the boulders bear traces of wind action. The sands are underlain with brown till including boulders of various size. The ice-wedges intersecting the till are filled with unstratified sands.

DESCRIPTION OF WEDGES

The ice-wedges show practically no differences in either size or shape. Their upper portion is usually wide, narrowing downward and terminating by a sharp tongue (fig. 1, 2). In length the wedges are about 1 to 1,5 m, and in width 10 to 50 cms. In the horizontal section (fig. 2) the wedges display a polygonal netlike pattern of irregular shape ranging from 0,5 do 3 m in diameter. The infilling consists of structureless yellow sands with vertical striae of light-gray sands forming its border (pl. 2). Analysis of the material revealed a predominance of well-sorted fines.

ORIGIN OF THE WEDGES

The wedges in question are believed to have formed initially as contractional fissures, and not as a result of drying, since desiccation fissures never exceed 20—30 cms in depth (Popov 1957) whereas the wedges in Podzámce have a depth of 1,5 m. Desiccation fissures generally develop small polygons 2—30 cms in diameter in contrast to ice-wedges where the average diameter of the polygons is of about 15 m (Leffingwell 1915). Some differences may be also noticed in both shape and angles of the polygons. In frost cracks the polygons are dominantly hexagonal and have angles of about 120° , whereas in desiccation fissures the polygons are generally tetragonal with angles of about 90° (Cailleux, Taylor 1954; Leffingwell 1915; Różycki 1957).

Several hypotheses have been advanced to account for the subsequent thawing of ice and the infilling of the fissures. In Czechoslovakia the material that fills the wedges is believed to be of eolian origin. This view has been supported by Bastin and Cailleux (1941). Analysis of the material filling the wedges as well as of the covering and the dune material reveal a close genetic relationship between them, as shown in the grain-size curves (fig. 4) and the accompanying table.

Table I

Sand grains	Sand in border of wedges	Sand filling wedges	Covering sand	Dune sand
glittering	26%	16%	19%	14%
dull	74%	84%	81%	86%
angular	7%	4%	4%	2%
rounded	85%	83%	84%	80%
round	8%	13%	12%	18%

Sekyra¹ correlates the filling of ice-wedges with a cold, dry period during which wind-transported material was blown into the ice-wedges. Romanovsky² thinks there must have been some interval between the time of thawing and that of the infilling of wedges. The infilling of the Podzámce wedges may have taken place during a period of milder climate. The thawing of ice in a wedge starts first along its walls, the ice being here in contact with a better heat conductor. Into the fissures thus produced, surface material seeps in gradually and settles at the bottom or on the uneven walls of the crack (Paterson 1940). A result of the process is the border of light sand.

¹ Personal communication, 1958.

² N. N. Romanovsky — Veneering frost structures. *Perigl. Bull.*, nr 7, p. 125.

The data at hand permit to reach several general conclusions relatind to:

1° formation of contractional fissures and ice-wedges — cold, dry period;

2° accumulation of stones at the surface as a result of upfreezing and also partly of deflation;

3° covering of the pavement with formations of eolian origin;

4° thawing of ice-wedges and seeping in of covering material into the fissures;

5° compactness of the material filling the wedges and deformation of the pavement.

Similar frost structures occurring likewise in boulder clay were described by W. Laskowska³ who proposed for them the term *clayey polygons*. However, ice-wedges having been reported to occur in various material the term does not seem to be appropriate. Such terms as: *wedge-polygons* or *fissure-polygons* as proposed by Różycki (1957) appear more adequate, being connected with the genesis of the forms rather than with the material in which they occur.

References cited, p. 47.

List of illustrations

Figures	Page
1. East wall of wedge exposure	41
1. structureless light-yellow sand; 2. pavement; 3. boulder clay	
2. Vertical and horizontal profiles of wedges. South wall	42
1. unstratified yellow sand; 2. boulder clay	
3. Vertical (A) and horizontal (B) profile of wedge. East wall	43
1. structureless light-yellow sand; 1 a. pavement; 2. unstratified yellow sand; 3. boulder clay	
4. Grain-size curves	45
a. covering sand; b. wedge-filling sand; c. dune sand	

Plates

1. Part of south wall with wedges
2. Wedge with conspicuous border
3. Part of polygonal network
4. Part of fissure in horizontal cross-section

Translation by T. Dmochowska

³ W. Laskowska — Fossil polygonal structures in boulder clay. *Perigl. Bull.* nr 7, p. 177.

E. A. FitzPatrick *

Aberdeen

GEOMORPHIC NOTES FROM WESTSPITSBERGEN

During the summer of 1954 while conducting soil investigations in Spitsbergen cursory observations were made on many geomorphic phenomena which apparently have not been formerly reported from Spitsbergen.

The area in which the observations were made is bounded to the south by Adventfjorden and Adventdalen, to the east by Eskerdalen and Sassendalen and to the north by Sassendalen and Sassenfjorden. The main features of this natural geographic unit range from high hills and mountains to considerable stretches of flat or moderately sloping ground with about one third of the total land surface covered by ice and active glaciers. The greatest expanse of ice free flat or sloping ground occurs in Adventdalen where most of the observations were made.

The rocks of this area which appear to be very easily weathered under the tundra conditions prevailing in Spitsbergen are made up principally of nearly horizontally bedded Cretaceous sandstone, mudstone and shale, with a few coal-seams, while some of the mountains are capped with lower Tertiary strata of somewhat similar character (Orvin 1940).

The following phenomena were investigated:

THE PATTERNS IN THE UPPER SUFRACE OF THE PERMAFROST

Many workers in the tundra have recorded that the upper surface of the permafrost occurs at various depths from the surface of the ground and that there are sometimes irregularities in its upper surface. Accurate recordings of these irregularities do not seem to have been made although many measurements of the depth of the permafrost from surface have been carried out.

While examining the soil it soon became apparent that the depths of the permafrost layers and their surfaces had various patterns which bore relationships to the soil-air surfaces above them. In order to examine

* Department of Soil Science, The University of Aberdeen.

these relationships more closely many large excavations were made exposing the upper surface of the permafrost and corresponding with the different characteristic surface features found in the area viz. scree slopes, completely vegetated areas, stone stripes, mud polygons (Elton 1927), and mud bolis (Müller 1947). The actual places where some of the excavations were made are marked „x” in pl. 1.

For the convenience of discussion several of the surface features and excavations will be grouped together.

UNIFORM SURFACE CONDITIONS

The upper surface of the permafrost was flat and smooth both on areas where there was complete absence of vegetation (e.g. on scree slopes) and on areas where there was a complete vegetative cover. The actual depth of the permafrost was 90 cms. to 105 cms. in the first case and 45 cms. to 60 cms. in the second.

NON-UNIFORM SURFACE CONDITIONS

a. In areas of stone stripes on slopes the upper surface of the permafrost occurred at a depth of 90 cms. to 105 cms. and was again flat and smooth.

2. In areas of mud stripes (pl. 2) on gently sloping ground the permafrost surface showed depressions or grooves beneath the bare muddy areas. The depth of the permafrost beneath the vegetation was 52 cms. while beneath the bare muddy area it was 72 cms.

3. In areas of mud polygons and mud boils the most marked patterns in the upper surface of the permafrost were encountered. These two phenomena occur on gently sloping or flat areas many elevations, even as high as 400 m. A small area of mud boils is shown in pl. 3.

It was found that beneath the vegetation very little thawing had taken place and in many cases the permafrost stood just beneath the vegetation. Very often part of the litter from the vegetation was frozen. Beneath the bare muddy areas, on the other hand, the soil had thawed to a considerable depth. An excavation in an area of mud polygons is shown in pl. 4 and a diagrammatic scale cross-section appears in fig. 1.

SOIL TEMPERATURE

Several series of soil temperature measurements were made in different excavations. It was found that the temperature gradient curves in the profiles beneath the bare areas of both mud polygons and mud boils

and the temperature gradient in the profile beneath a completely vegetated area showed a similar pattern. Fig. 2 shows the curves obtained by plotting depth against temperature. The reason for these unusual curves seems to be due to the presence of permafrost which caused a more rapid drop in the temperature of the horizons immediately above it.

MUD STRIPES

The presence of mud polygons and mud boils is a very common feature in the arctic but the presence of mud stripes does not seem to have been recorded. These are long bare muddy areas 10 to 130 cms. in width with areas of vegetation running parallel to them. They are found on very gently sloping ground and run at right angles to the contour. In the vegetation areas there is usually a crack running down the centre. These cracks are on an average 15 cms. in depth and are possibly tension cracks similar to those reported from Alaska by Taber (1943). An example of mud stripes is shown in pl. 2.

PINGOS

A few pingos were seen, the best example occurring in Eskerdalen. An illustration of this is given in pl. 5.

STONE LEVES

On most of the gentle slopes between the base of the mountains and the rivers in the valleys, and also between the mountains and the sea there are deeply cut gullies. These gullies are usually continuous with those in the sides of the mountains themselves but their cross-section is much sharper. They show some similarity to those described by Dineley (1954) but they differ in that they have been cut in unconsolidated deposits whereas those of Daudmannsøyra have been cut in the solid rock. Also there is usually a small stream running in the bottom which is continuous with that in the gullies on the slope. It seems that in this case these gullies are formed by the rapid flushing of spring melt-waters and not by nivation as in the case of the gullies in rock. In a few of them snow was found but it did not seem to represent an accumulation over the years.

Further evidence for the suggestion that melt-waters during the spring is the active agent is afforded by the presence of one, two or even three stone levés running parallel to the gully and extending up the side of the mountain as well (pl. 6). The mode of formation of these levés seems

to be due to the spring melt-waters first flowing over the snow which has accumulated and filled the gullies during the winter. This causes the formation of wide shallow streams and the formation of the levés. With the approach of summer the snow melts and the stream returns to its old bed which is further eroded leaving here and there a few patches of snow.

POLYGONS

Apart from the mud polygons (Elton 1927) and mud boils (Smith 1956) which have already been described, tundra polygons and small stone polygons were observed. The former were widely distributed in the flat areas while the latter were occasionally encountered on the higher ground.

BLOW-OUTS

On most of the steep upper slopes small areas of wet mud have flowed over the surface for a short distance. This apparently takes place when the whole of the active layer becomes saturated and can flow because of the steepness of the slope. Some of these are shown in the top left hand corner of pl. 1.

STONE STRIPES

On the side of the mountain to the east of Drönbreen a few very large stone stripes were encountered. These were lines of small and medium size boulders running down the slope through an area of vegetation. Two of the stripes are shown in pl. 7. At the upslope end these stripes opened out to form a large Y where boulders seem to have collected through mass movement. Indeed it seems that these boulders have been channeled to form the stripes. Although there was no free water on the surface, very fast flowing streams could be heard running beneath the boulders.

ABSENCE OF MORAINIC FEATURES

It has been assumed that the whole of Spitsbergen was covered with ice until comparatively recently. It would be expected therefore that morainic features should be found everywhere. Apart from two long mounds which have called eskers, one in Eskerdalen and one in Degeerdalen no morainic features could be found.

Just outside the area to the south east, the large glacier Drönbreen was examined. Despite its large size very little morainic material seems to be accumulating in front of its snout. On the other hand to the south of Longyearbyen it appears that a large lateral moraine has formed. Many of the smaller glaciers are entirely or partially covered by ablation moraine.

DISTRIBUTION OF VEGETATION

A thick carpet of vegetation was found on the gently sloping or flat areas, this became very thin as the ground began to slope and it disappeared almost entirely on slopes over 20° . Increase in slope was usually coincident with increase in altitude and it appeared at first that altitude was to a large extent the determining factor in the distribution of the vegetation. Further observations showed that even at 4000 metres on flat ground there was a good growth of vegetation and that moisture was the limiting factor. The mean annual precipitation at Longyearbyen is only 20 cms. making the climate almost desert-like and it was only on the flat ground that sufficient moisture could accumulate over the impermeable permafrost to allow of plant growth.

The constant movement of the material on the slopes was also a factor inhibiting the development of vegetation, but the lack of moisture seems to have been the dominant factor.

References cited, p. 54.

ACKNOWLEDGEMENTS

I should like to thank Sir Thomas M. Taylor, Principal of the University of Aberdeen, whose interest made it possible for me to obtain a grant to defray the expenses of my visit to Spitsbergen. Next I should like to express my gratitude to Mr. J. Smith for many stimulating discussions in the field and in whose presence many of the observations were made, also to Dr T. E. Fletcher for helping to make some of the excavations. Finally my thanks to Dr J. R. H. Coutts of this Department who was largely responsible for the preparation of the equipment for making the temperature recordings and also for assisting in interpreting the results.

List of illustrations

	Figures	Page
1. Diagrammatic cross-section showing the irregularities in the upper surface of the permafrost and their relationship to surface features in an area of mud polygons		50
2. Temperature gradient curves from the soil profiles		51
Curve A is for a profile beneath a completely vegetated area and curve B for a profile beneath a bare mud polygon		

Plates

1. A view of Moskushamn on the north side of Adventfjorden showing some of the places where excavations were carried out
x₁ is in a scree slope, x₂ is in an area of stone stripes, x₃ is a completely vegetated area, x₄ is an area of mud polygon
2. An area of mud stripes
the white scale is 15 cms. long
3. An area of mud boils
the white scale is 15 cms. long
4. A excavation shawing the irregularities in the upper surface of the permafrost in an area of mud polygons
note the water filled depression in the lower central part of the photograph. This occurred immediately beneath a bare muddy area
5. Pingo in Eskerdalen
6. Stone levés in Hanaskogdalen
7. Stone stripes in Adventdalen

Bronisław Halicki

Varsovie

SUR LA DIFFERENTE GENESE DES DEFORMATIONS STRUCTURALES DES SEDIMENTS DANS UN MILIEU HYDROPLASTIQUE

Sommaire

L'auteur remarque que les structures fossiles subaquatiques et appartenant au type flow casts et load casts présentent parfois une grande ressemblance avec certaines déformations périglaciaires. Il faut donc interpréter très prudemment les perturbations des dépôts stratifiés que l'on peut observer dans les profils et de ne pas les considérer à la légère comme des déformations périglaciaires.

Dans le dix dernières années beaucoup de descriptions de déformations structurales dans les dépôts quaternaires dans différentes régions de la Pologne ont éveillé un grand intérêt pour les phénomènes périglaciaires. Ces déformations étaient habituellement interprétées comme manifestations des processus de gel, partiellement contemporains, mais en général pléistocènes liés au climat de la zone périglaciaire.

En même temps sur le terrain des Carpathes les géologues ont fait une série d'observations sur certaines déformations de sédiments — déformations plastiques, continues et discontinues de différente échelle (p. ex. M. Książkiewicz 1949; St. Dzułyński et A. Radomski 1955; K. Grzybek et B. Halicki 1958 et d'autres). Elles résultent des coulées de gravitation de sédiments sur le fond du bassin dans les différents stades de la diagenèse ainsi que de la saturation des dépôts par l'eau et de leur faible cohérence dans les conditions d'une sédimentation rapide.

Du moment que la formation de perturbations structurales était possible dans les sédiments marins des bassins de flysch des Carpathes, il n'y a pas, théoriquement, de raisons pour rejeter la possibilité écoulements de gravitation de la déformation de dépôts au fond de bassins quaternaires d'eau douce sur le continent. Les premières observations faites par K. Klaczyńska (1959) et partiellement par l'auteur témoignent qu'une telle possibilité existe réellement. De tels phénomènes se produisent aussi actuellement dans des conditions subaquatiques, ce que j'ai pu observer dans les parties littorales du „Lac de barrage de Rożnów” dans les Carpathes près du village de Tęgorze.

Non loin de l'endroit où le Dunajec se jette dans le réservoir de Rożnów, son fond, après une crue, était recouvert d'une couche de limon. L'eau était transparente et à la distance de 1 à 2 mètres du bord, à la profondeur de 30—40 cm on remarquait nettement l'écoulement du sédiment récent sur le fond¹ et son froncement en menus plis d'écoulement (photo. 1). Il est possible que ce processus n'était pas uniquement un processus de gravitation, le courant du Dunajec, bien que faible à son embouchure, toutefois visible, pouvait l'accentuer. Il est inutile d'ajouter que le phénomène avait tous les traits d'une congelifluxion subaérale à la surface des argiles ou des limons.

D'autre part les processus congelifluctifs n'aboutissent pas toujours au plissement et à la déformation structurale du dépôt qui subit leur action. Au Spitsbergen je rencontrais maintefois une boue liquide argileuse descendant en une coulée uniforme et continue dans laquelle, après assèchement, ne paraîtra certainement aucune perturbation structurale vu son état liquide (photo. 2).

À côté des processus d'écoulement on remarque dans les sédiments subaquatiques stratifiés des involutions qui rappellent très vivement les effets de certains phénomènes périglaciaires. De telles structures appelées dans la littérature sédimentologique anglaise et américaine de *flow casts* et *load casts* sont bien connues à l'auteur par le flysch de Podhale. Dans son travail déjà mentionné Klaczyńska a également décrit ces structures dans les sédiments stratifiés quaternaires. Celles-ci se forment à la suite de la pression exercée au sédiment fin par un autre à granulation différente p. ex. des sables sur les argiles et les limons hydroplastiques. De là vient le nom généralisant de structures le *load casts* qu'on leur donne dernièrement. Ces formes paraissent le plus fréquemment dans les sédiments des lacs de barrage quaternaires où, on ne les apercevait pas tout à fait ou bien on les interprétait d'une façon erronée comme des niveaux de perturbations périglaciaires (Klaczyńska op. cit.)

Comme il résulte des exemples cités, il faut être bien prudent dans l'interprétation des perturbations fossiles parmi les couches des dépôts pléistocènes. Ceci concerne surtout des sédiments des lacs de barrage et d'autres séries stratifiées de dépôts fins. (R. R. Shrock 1948). Dans toutes les séries sédimentaires de ce type présentant les traits d'une sédimentation continue dans les bassins d'eau il faut s'attendre à des formations structurales de coulées de gravitation et jamais aux perturbations périglaciaires qui ne peuvent jamais se former au fond d'un réservoir rempli d'eau. La ressemblance extérieure de ces formes dont la genèse est tota-

¹ La pente du fond montait à plus de dix degrés.

lement différente résulte du fait que le milieu hydroplastique subaquatique agit sur le dépôt de fond d'une façon analogue à l'action du milieu hydroplastique subaérial dans les processus de regel de la zone périglaciaire. Lorsqu'on observe les déformations des dépôts dans le terrain, il faut toujours prendre en considération cette circonstance.

Bibliographie, p. 56.

Table des illustrations

Photographies

1. Ecoulements se produisant sous l'eau dans les réservoir de Rożnów
2. Couche congélifluctive liquide sur l'avant — terrain du glacier d'Irène (West Spitsbergen)

Traduction de S. Lazarowa.

J. N. Jennings*

Canberra

ON AN UNUSUAL OCCURRENCE OF STONE POLYGONS IN THE FRENCH ALPS

Abstract

Observations of stone polygons on an intermittently dry lake bed in the French Alps are given. Some of them are arranged in parallel lanes; this unusual pattern is attributed to wave action sorting materials on the shallow lake bed.

The rarity of stone polygons in the French Alps has been stressed by Gignoux (1931) and more recently Chardonnet (1947—8, t. 2, p. 194) has written with reference to the same mountains, „Les vrais »sols réticulés« sont extrêmement rares”. This infrequency gives significance to an occurrence of stone polygons, which I observed in the Queyras district of the Hautes Alpes during August 1958; additionally they exhibited an unusual pattern. These observations were incidental to my participation in applied geomorphological field work undertaken by the Laboratoire de Géographie Physique of the University of Strasbourg under the direction of Professor J. Tricart for the Ministère de l'Agriculture and the circumstances did not permit a thorough examination of the phenomena. Nevertheless it is thought that a brief statement will be of interest to workers in periglacial morphology.

The polygons were found on the dry floor of the Lac du Lauzon, an intermittent small lake at an altitude of 2294 m at the head of the Torrent de Combe Bonne near Arvieux, Bas Queyras. The lake occupies the northern end of a fine glacial cirque¹, the Vallon du Lauzon, which is elongated north—south along the strike of schists and quartzitic breccia between two ridges consisting chiefly of limestone and dolomitic limestone (fig. 1). The hogback ridge which almost shuts off the cirque on the east, is low along the lake side and is breached by the stream which periodically overflows from the lake.

* Reader in Geomorphology, Australian National University, Canberra.

¹ J. Chardonnet (1947—8, t. 2, p. 204) refers to the Vallon du Lauzon as a *polje*. It is actually not clear from local usage and the relevant 1 : 20 000 map whether the place name refers to the whole cirque or only to the enclosed depression within the moraines mentioned below. Whichever is correct, it seems an unjustifiable extension of the term *polje* to apply it to the Vallon.

The major portion of the cirque floor is occupied by young moraines, probably of Late glacial (late Wurm) age. Within these moraines there is a completely enclosed depression much larger than the basin of the Lac du Lauzon and yet not giving rise to a lake. It is some 600 m long and 100—200 m wide, although the deepest point within it — in a kettlehole — is only about 10 m below the lowest col in the surrounding moraine ridge. It is one of the best examples in the district of a number of such enclosed depressions which lack lakes owing to the perviousness of the calcareous and dolomitic glacial drift and of the country rocks beneath. In this case it is probable that the depression in the moraine surface reflects a rock basin of glacial erosion beneath.

These pervious moraines line the southern shore of the Lac du Lauzon, which however lies partly on impervious quartzitic breccia. These latter rocks also border the lake on the west in the form of roches moutonnées. Northwards is a fixed and vegetated torrent cone, which includes a good deal of impervious material from breccia and schist outcropping up to the Col de la Rousse. It is this cone which dams the present lake. When the lake overflows, the water escapes between this cone and the hogback ridge of limestone to the east (pl. 1). However this limestone also underlies the eastern part of the lake and it is through joint planes in it that water escapes at several points near the eastern shore to drain the lake completely in drought periods when inflow is nil or meagre. The water-sinks consist of short, linear hollows in the rocky debris of the lake floor.

In early August 1958 the lake was dry but for a small pool, 15 m across and a few cm deep, in the southwestern corner of its bed (fig. 2). The highest waterline showed that the maximum depth of the lake is only a little over 1 m and much of the lake would be shallower. The marginal slopes of the dry lake bed consist predominantly of angular fragments of limestone and dolomitic limestone whereas the flat central parts are covered with yellow-brown clayey silt. Much of this silt had dried out and was cracked into desiccation polygons, 10—20 cm across.

This silt layer nowhere appeared to be very thick but it was even thinner on the southern side where the field of stone polygons (sorted polygons, Washburn 1946) was found. The polygons were generally 60—100 cm across and hexagonal (pl. 2). Their rims consisted of angular, platy fragments of limestone and dolomitic limestone, mainly 5—20 cm long. These rims sometimes rose slightly above the flat centres, which were of yellow-brown silt with occasional rock chips. These silty centres were themselves often subdivided by desiccation cracks, in which small rock chips were occasionally vertically disposed. The silts were seen to be only a few cm thick.

Over much of their area, though not in the south-east corner, the polygons were unusually and strikingly arranged into a pattern of north—south lanes. Separating the polygons were linear concentrations of the coarse rock debris, standing very slightly higher than the lanes between. This pattern in particular calls for explanation.

The flat floor of the lake provides suitable relief conditions for the development of polygons. Elsewhere in the cirque and indeed in the neighbourhood at these high levels, such flattish surfaces are few and usually completely covered by vegetation. Here the recurrent presence of lake waters prevents the growth of a sward which would inhibit stone polygon formation. Furthermore the lake floor furnishes two modes of material in terms of granulometry, a circumstance favourable to the genesis of sorted polygons (cf. J. Tricart 1952, p. 151). These are:

1. rock chips and plates, probably the result of frost shattering, since the rocks due to glacial erosion in the moraine to the south are much more variable in shape and size;

2. fine silts, probably chiefly the insoluble residue from solution of the limestone and dolomite, though they may also be in part glacier flour from the moraines.

However for the most part wave action in the lake has kept these two size modes separate. On the littoral slopes the fines have been washed out leaving only the coarse rock but in the lower parts these fines have accumulated on their own. Only over one part of the lake floor have the silts been thinly enough spread for the relevant periglacial processes to involve both sizes of material and to sort them into polygons.

That this balance of conditions permitting sorted polygon development here is a delicate one seems to be underlined by the explanation which offers itself for the pattern of north—south lanes affecting a portion of the polygon field. These lanes are parallel to the fairly straight eastern shore of the lake and it is along this shore that the littoral slope exhibits a series of berms and slight ridges which are clearly due to wave action. Because the lake is about twice as long as it is broad and because strong winds come most frequently from the west (both as a result of the regional wind regime and of the local relief conditions — the downvalley wind), the biggest waves will pass from west to east along the lake and so produce the well marked beach features along the eastern shore. Since this linear pattern in the stone polygons parallels the littoral features, it is logical to conclude that it is due to the same factor. Wave action seems to have gently rippled the shallow floor, leaving lines of coarse material where no sorting can take place, and intervening lanes where the critical conditions of a thin layer of silt on the rock fragments permit polygon formation. Such wave

action on the bottom probably continues nowadays when the lake is present and may be recurrently destroying the polygonal sorting, which takes place when the bed is dry and periglacial processes are at work upon it.

During a month of field work in the Queyras, the occurrence under discussion was the only example of sorted polygons I encountered², although certain other periglacial phenomena such as sorted and nonsorted steps (Washburn 1956), earth hummocks, stone pavements and *loupes de cryoturbation* (Tricart 1952, p. 186) were fairly common. The rather special combination of circumstances which occasioned this occurrence in the Lac du Lauzon is in complete accord with the regional rarity of such features, a rarity which is probably the result of the particular periglacial climatic regime here, namely that of mid-latitude mountains³. It is possible that the special circumstances peculiarly favourable to sorted polygons here account for the fact that this occurrence at 2294 m appears to be the lowest recorded level for stone polygons in this part of the Alps. Nevertheless although an extreme case, it cannot be disregarded in attempting to interpret the normal types. Perhaps the most significant fact to be borne in mind from this special case is the thinness of the layer of fine sediments involved in the formation of these sorted polygons. For instance this thinness seems to be unfavourable to hypotheses of origin which convectional circulations.

References cited, p. 64.

² Since this was written, Prof. J. Tricart has informed me of the discovery by M^{me} Rimbart of some other stone polygons in the Queyras, notably on the ridges overlooking the basin of the Torrent du Soulier on the east and in the upper parts of the basin of the Torrent de Bramousse.

³ Prof. J. Tricart kindly comments on this. „Il ne faut pas considérer le Queyras comme typique des montagnes des moyennes latitudes. Son climat est déjà un climat de transition avec celui des Alpes du Sud. Les hivers y sont relativement secs et les chutes de neige beaucoup moins abondantes, que dans les Alpes du Nord. Pour cela, les environs du lac du Lauzon subissent une gélivation considérable du fait de la grande amplitude thermique diurne qui joue surtout au printemps”.

List of illustrations

Page

Figures

- | | |
|---|----|
| 1. Some features of the cirque of the Vallon du Lauzon (based on French 1 : 20 000 map) | 60 |
| 1. intermittent torrents; 2. arêtes and hogback ridges; 3. roches moutonnées, ice-abraded surfaces; | |
| 4. young moraines; 5. 2300 m contour defining enclosed depression in moraines; 6. fixed torrent cones | |
| 2. Sketch of bed of Lac du Lauzon, 12 August 1958 | 61 |
| 1. coarse rock fragments; 2. buff silts; 3. stone polygons; 4. stone polygons arranged in lanes | |

Plates

1. View of part of the Lac du Lauzon
2. Stone polygons on the dry bed of the Lac du Lauzon in the south-east corner

Krystyna Klaczyńska

Varsovie

BIPARTITION DES ARGILES A VARVES AU BORD DE LA BUGO-NAREW

Résumé

Sommaire

Dans la notice on a présenté deux profils des terrains situés au bord de la Bugo-Narew. Dans ces profils les argiles à varves paraissent en deux séries. A Wierzbica, près de Serock, les deux séries d'argiles à varves sont séparées par du matériau congélifluctif et du sol fossile et dans le bord élevé du bord de la Bugo-Narew, près du village Orzechowo, les sables séparent la série inférieure des argiles à varves de la série supérieure. On a rapporté à une période plus chaude l'interruption dans la sédimentation des argiles lacustres. L'examen des varves par la méthode géochronologique de De Geer a confirmé également la bipartition des argiles à varves. Les argiles inférieures représentent le stade de la Warta de la glaciation Varsovien I et les argiles supérieures représentent le stade de récession, antérieur au stade de Mława.

Sur le versant droit de la vallée aboutissant à la Bugo-Narew, près du village Wierzbica, paraissent deux séries d'argiles à varves séparées par des dépôts congélifluctifs et du sol fossile avec un horizon discontinu de cailloux dans la partie supérieure (fig. 1, 2). Dans la série congélifluctive apparaissent des argiles astructurales d'un brun rouille avec des lobes d'un sable fin, jaune clair. Le sol fossile recouvre d'une façon discontinue les dépôts congélifluctifs; c'est une discontinuité climatique. L'examen du sol fossile n'a pas décélé de contenu en pollens. C'est une formation sablo-pulvérulente brun-clair. Le faible pourcent de fraction argileuse dans le sol (8%) témoigne que l'activité des processus biochimiques était faible. Dans le sol on a découvert des débris végétaux en petite quantité. Le caractère du sol indique qu'il s'agit d'un sol du type de la toundra.

Au dessus du sol fossile gît la série supérieure d'argiles à varves et au-dessus d'elle de l'humus contemporain. Les argiles à varves présentent de fortes perturbations périglaciaires du type des involutions liées. Dans la partie supérieure les varves sont invisibles, car les processus contemporains de formation du sol y arrivent.

Dans le bord élevé de la vallée de la Bugo-Narew, à proximité du village Orzechowo, apparaissent également deux horizons d'argiles à varves qui sont séparés par une couche de 0,5 m de sable, dans lequel on a constaté

des grains de quartz mat bien émoussés. Dans les deux séries d'argiles à varves apparaissent des structures périglaciaires.

Le caractère des formations séparant les deux horizons d'argiles à varves montre que dans la période d'interruption entre les deux lacs de barrage régnaient des conditions subaérales. La bipartition des argiles à varves dans la vallée de la Bugo-Narew est confirmée également par l'examen des varves à l'aide de la méthode géochronologique de De Geer. Les diagrammes géochronologiques (fig. 3) montrent l'arythmie des courbes de la partie inférieure des varves par rapport à la série supérieure.

L'âge de la série inférieure des argiles à varves a été rapporté au stade de la Warta et les argiles à varves supérieures au stade de récession de la glaciation Varsovien I. Le sol fossile apparaît dans le profil de Wierzbica, ainsi que les sables séparant les argiles d'Orzechowo représentent des dépôts de la période interstadiaire.

Bibliographie, p. 71.

Table des illustrations

	Page
Dessins	
1. Topographie des environs de Wierzbica	66
2. Wierzbica près de Serock. Deux séries d'argiles à varves	67
1. sables fins avec feldspath; 2. limons et sables alternés; 3. série inférieure d'argiles à varves;	
4. zone congélifluctive: argile astructurale d'un brun rouille et sable fin jaune clair; 5. sol	
fossile avec un horizon discontinu de cailloux; formation limonosablonneuse d'un jaune-	
-brunâtre avec addition de parties végétales; 6. série supérieure d'argiles à varves	
3. Table de diagrammes des argiles à varves à la Bugo-Narew	68
argiles à varves de la série inférieure: A — Orzechowo, B — Izbica II, C — Izbica I; argiles	
à varves de la série supérieure: D — Wierzbica, E — Pułtusk, F — Kleszewo	
1. argile à varve; 2. limon avec addition de sable	

Photographies

1. Wierzbica près de Serock. Contour en poche du sol fossile avec un horizon discontinu de cailloux dans la partie supérieure
2. Orzechowo à la Bugo-Narew. Involutions liées dans les argiles à varves
3. Wierzbica près de Serock. Involutions liées dans les argiles à varves

Traduction de S. Lazarowa

FOSSIL POLYGONAL STRUCTURES IN BOULDER CLAY*

Summary

Abstract

In the area lying south-east of Gąbin, some frost-cracks developed in boulder clay form pentagonal nets of the tundra polygon type. In vertical section, the fissures bordering the polygons show three types of wedge-like forms. The age of the polygonal structures has been determined as corresponding to one of the earlier stages of the Baltic glaciation. The covering sands that overlie the boulder clay have been attributed to increasing severity of climate and to the detrital zone encroaching upon the former tundra zone.

The area of occurrence of the polygonal structures lies south-east of Gąbin. In both morphologic and geologic respect the terrain is a perfectly flat, denuded glacial inter-valley surface whose main part is built up of boulder clay. To the north, the inter-valley area is bound by the edge of the Vistula valley (fig. 1).

Excavations made during field work near the villages Brzezcie and Kaptury (fig. 2 and 5) showed that the polygonal structures form a pattern of fissures in the boulder clay. Their shape is that of somewhat elongate pentagons, whose longer axes average 2,5—4 m. In order to obtain transversal profiles, excavations were made in several places of the fissures (fig. 3, 4, 6, 7). According to these profiles and to the data collected during field mapping the fissure-forms have been classified into three groups:

1. Narrow, usually sharp-tipped fissures with relatively straight walls, averaging 1,3—1,8 m in depth. In the profile, this type is as a rule represented by the fissures bordering the polygon

2. The places where the fissures cross each other represent the second type, which is characterized by considerable lateral development and usually blunt tips. At the aperture, the forms often exceed 0,5 m in width. Their side walls are very irregular, the entire form showing alternate narrowing and widening. Forms developed at the crossing points were found to be generally longer than the fissures bordering the polygons.

3. Fissures running horizontally or nearly horizontally constitute the third type of forms. The vertical fissures of the polygon are in some

of their parts interconnected by these vein-like cracks. However, horizontal veins are rare, and many polygons lack such interconnecting cracks.

In both the first cases, the classification is based on the transverse profiles of the contraction fissures, that are approximately wedge-like in shape.

However, application of the term *wedge* to the forms observed in the boulder clay does not seem to be justified, since these are no typical, separate wedges but fissures of various shape in vertical section, forming a net-like pattern.

Grain-size analysis of the sands that fill the polygonal cracks revealed a considerable variety of material within closely spaced fissures. Some fissures are filled with relatively well-sorted material, while other are filled with very poorly sorted sands (fig. 9 and 10).

The degree of roundness indicates the influence of periglacial environment as shown by the negligible degree of roundness (fig. 11) and the morphology of the grains that bears unmistakable traces of frost disintegrations.

The polygonal structures described above are undoubtedly contraction fissures. On the basis of their vertical cross section, may their formation be inferred to have been a long-lasting and complicated process. Apart from forces released by seasonal freezing up of the water that filled the interstices, also some forces due to the plasticity and the lateral pressure caused by expansion of the material in which the fissures developed, must have contributed to their formation. When the fissure-ice began to thaw, all these factors must have co-operated with a tendency to either uni- or bi-lateral narrowing of the form. The process of infilling with sandy material apparently also progressed during a long time. Fissures that had become widened in the winter were filled in the spring with waters derived from melting snow and permafrost, carrying sandy material washed out from the upper portions of the adjacent active layer of the permafrost.

All the polygonal structures occurring in the area in question belong to the generation of periglacial phenomena corresponding to one of the earlier stages of the Baltic glaciation. As can be inferred from the covering formations overlying the boulder clay, the destruction of the upper portions of the boulder clay containing the structures was due to frost weathering resulting from the increasing severity of periglacial climate and from the detrital zone encroaching upon the former tundra zone with polygons.

According to the classification of Washburn (1956), the forms described above should be regarded as belonging to the type defined as ice-

-wedge polygons, the term being a synonym for tundra- or Taimyr polygons.

The polygonal structures from the Gąbin region represent a specific type of fossil structures, characteristic of flat inter-valley surfaces, built up of boulder clay. In view of the fact that single wedges occurring in boulder clays may always be expected to form a net-like pattern of similar type, they may be termed *clayey polygons* with reference to environment of occurrence and character of the fissures.

References cited, p. 87.

List of illustrations

	Page
Figures	
1. Distribution of periglacial ice-forms	74
1. exposures of polygons; 2. polygons interpreted on the basis of the existing fissure forms; 3. narrow, wedge-like fissures; 4. wide laterally developed fissures; 5. vein-like forms; contour interval 10 m (interrupted — 5 m)	
2. Brzezie. Horizontal profile of polygonal net	75
1. boulder clay; 2. light sands; 3. ferruginous sands; 4. lines of transverse section of fissures	
3. Brzezie. Transverse section of fissure with well-marked lateral development	76
4. Brzezie. Transverse section of fissure with part of horizontal vein connecting two neighbouring fissures	76
5. Kaptury. Horizontal section of polygonal net	77
1. boulder clay; 2. light sands; 3. ferruginous sands; A—B lines of transverse sections of fissures; K—L places of former excavations	
6. Kaptury. Forms developed at the crossing points of fissures in transverse section	78
7. Kaptury. Fissures bordering the polygons, transverse section	78
8. Kaptury. Fissure with marked tendency to shrinkage	79
9. Diagram of grain-size of sands filling the fissures. Relatively well-sorted sands	80
10. Diagram of grain-size of sands filling the fissures. Poorly sorted sands ...	81
11. Degree of roundness: a. grains of sand filling the fissures; b. of sandy particle contained in the boulder clay in which the fissures are cut	81
12. Grain-size diagram of boulder clay: a. from the village Kaptury; b. from the village Brzezie	82
13. Veins running horizontally	84
14. Profile of frost-crack overlain by pulverulent-sandy covering formation contain- ing boulders	86

Translation by T. Dmochowska

Marie Prosová, Josef Sekyra

Prague

MICRORELIEF PERIGLACIAIRE DANS LA ZONE SUBNIVALE DE KAZBEK

En août 1957, au cours d'une excursion dans le Caucase, nous avons trouvé de petites formes périglaciaires apparaissant entre la vallée du Térék et le glacier de Gergeti, dans la zone située entre 1800 et 3600 mètres au-dessus du niveau de la mer. On ne trouve que dans l'ouvrage de Troll (1944) une simple notice concernant les processus cryopédologiques des environs de Kazbek, dans le Caucase central; l'auteur y passe en revue ces phénomènes survenus dans le monde entier. Troll mentionne les zones tropicales des hautes montagnes de l'Asie du sud-ouest, du Caucase et du Pamir, de l'Himalaya, du Tibet et de l'Asie orientale. En décrivant les formes cryopédologiques des régions énumérées, Troll cite les paroles de Meinardus: „Meinardus beobachtete im Kaukasus schon in 2170 m Höhe an der grusinischen Heerstrasse westlich des Ortes Kazbek auf dem Berge Kasnot-Mta neben der Kirchenruine Zminda-Ssameba grosse, mit Gras bewachsene Polygone, wahrscheinlich mit Steinsortierung”.

Kazbek et ses environs forment une région de hautes montagnes type volcanique — région qui a été remodelée dans le Pléistocène. Les roches volcaniques remplissent les anciennes vallées et forment des nappes sur les schistes liasiques et les grès (Renngarten 1932). Les vallées remplies de lave ont été, dans le Pléistocène, remaniées en vallées en auge. Sur les parois de ces vallées qui ont été en partie remblayées, on peut remarquer entre les formations volcaniques des insertions de dépôts fluviaux; ce qui prouve que les formations d'origine glaciaire ont été transformées par des processus volcaniques (phot. 1).

Le climat du Caucase Central allie certains traits caractéristiques pour le climat transcaucasien subtropical aride avec les traits typiques de la zone tempérée du climat des hautes montagnes. Le printemps y arrive brusquement et dure très peu. L'été, relativement sec, est caractérisé par des phases de pluies violentes ainsi que par de grandes amplitudes entre la température du jour et celle de la nuit (pendant de plus longues

embellies il y a souvent, la nuit, des gelées blanches). L'automne est long et chaud, les vents secs assèchent le sol d'une manière intense. Pendant les mois d'hiver la température y est très basse, il y a relativement peu de neige, mais les bourrasques de neige y sont fréquentes. Dans le Col de la Croix (Khriestovy Pereval — 2381 m) il y a 1487 mm de précipitations par an (Borisov 1948). La température ne se maintient au-dessus de 10° que pendant 3 mois. Déchy fixe à 3200 m la limite des neiges éternelles pour les versants du Caucase Central (Oestreich 1909). Les périodes qui se distinguaient par une intense régélation caractéristique pour la zone tempérée du climat montagneux, se divisent ici en quelques phases aux processus de régélation pas très nettement accentués. Ce sont de courtes périodes en rapport avec la fonte de la neige. Les périodes d'une moins intense régélation apparaissent dans les mois d'été quand, après l'humidification du sol et les gelées nocturnes, se produit pendant le jour une forte irradiation.

Le terrain sur lequel on a constaté la parution des phénomènes péri-glaciaires, est en général plat et couvert jusqu'à 3400 m de hauteur de végétation herbeuse. C'est un relief extraglacial se développant sur un terrain compris entre la vallée qui draine le glacier Gergeti (phot. 2) et la dépression s'étendant dans la direction de la principale langue actuelle du glacier. Le terrain attenant au glacier est généralement couvert de débris sablo-argileux et plus bas de débris de schistes liasiques.

On a constaté sur le terrain en question l'action de congélifraction et de pipkrakes ainsi que le développement de diverses formes périglaciaires dans le matériau trié ou non trié. Ces formes se sont façonnées à la suite du concours de la végétation, de l'érosion éolienne et de l'exaration.

Vu la grande épaisseur des débris argileux, on peut se rendre compte de l'importance de la congélifraction se produisant dans la région des roches cohérentes de la région adhérent au glacier à l'altitude de 3300 m environ. Dans cette zone commence aussi à apparaître l'action de la congélifraction actuelle. On peut l'observer sur les blocs d'andésites des champs de pierres (andésites grises et rouge-brun) ainsi que sur les terrains d'affleurements d'andésites où apparaît souvent le joint en poteau. Parmi les roches liasiques ce sont les schistes fortement argileux gris et noirs, possédant la friabilité feuilletée qui, avant tout, subissent la congélifraction. Les fragments angulaires aigus gisant dans la couverture des débris près des affleurements témoignent de la congélifraction actuelle. Ces fragments atteignent par endroits la couverture végétale même et produisent sur le versant des coulées pierreuses. La congélifraction actuelle se borne à une courte, mais très active période printanière. La majorité des champs de

pierres composés de blocs (phot. 3) et de puissant éboulis proviennent de la fin du Quaternaire, du postglaciaire probablement.

A l'altitude de 3200 m les champs de pierres ont, par endroits des contours de crêtes de moraines passives renfermant des blocs dont le diamètre dépasse 1 m. Derrière les crêtes, les enfoncements sont actuellement remplis d'un matériau plus fin provenant des débris d'andésite argileux et pierreux.

Les auteurs ont observé sur des plateaux de déflation couverts de végétation, l'activité destructive du vent et du *pipkrakes*. Les formes se produisant en conséquence du développement de ces processus sont des formes ovales, en bandes ou autres aux contours de champignons (phot. 4) et enserrées de débris. Ces débris sablo-argileux, d'un brun rougeâtre, ne renfermant généralement pas de fragments rocheux, sont fortement ameublés par le *pipkrakes*. Les phénomènes de l'érosion éolienne sont caractéristiques pour la zone subtropicale et tropicale des régions de hautes montagnes.

Différentes formes de buttes gazonnées développées tant sur des terrains horizontaux que sur des terrains inclinés constituent les plus remarquables formes du microrelief de la surface périglaciaire qui voisine avec le glacier et possède une plus épaisse couverture de débris avec un manteau de végétation. Ainsi que Meinardus (Troll 1944), nous avons trouvé ce genre de microrelief typique à proximité des ruines du couvent de Zminda Ssameba, au-dessus du hameau de Gergeti, à l'altitude de 2150 m environ. Les buttes gazonnées, les plus distinctes, couvertes de végétation se trouvent dans la partie occidentale de cette région (phot. 5). Une couverture herbacée continue se maintient sur les formes circulaires, allongées par endroits et parfois polygonales. Les diamètres des buttes gazonnées varient entre 0,7—1,4 m; les hauteurs sont de 0,5 m environ. Les fragments rocheux qui saillent de l'herbe, sont isolés. Nous n'avons pas trouvé le matériau pierreux trié, mentionnée par Meinardus. Bien que sous le gazon domine un sol sablo-argileux, on ne peut cependant pas exclure certaines prédispositions sous forme de sols polygonaux fossiles, sols généralement altérés aujourd'hui et renfermant un matériau avec un triage thermique. L'exposition de la région vers l'est, une infime inclinaison et une épaisse couche de débris sablo-argileux avec le contenu adéquat d'humidité créent des conditions favorables tant pour le développement des formes liées avec le triage du matériau que pour la naissance, avec le concours du gel, de formes de sol sur un terrain couvert de végétation. Ces formes rappellent des *thufurs*. De pareilles formes de buttes gazonnées, mais moins nettes, y apparaissent en assez grand nombre et montent sur les versants se trouvant au-dessus du glacier Gergeti. La

végétation sur le terrain où apparaissent les buttes gazonnées est représentée par les espèces suivantes: *Poa sp.*, *Antenaria dioica*, *Alchemilla sp.*, *Potentilla sp.*, *Minuartia sp.*, *Rhododendron sp.*

Nous avons trouvé sur le terrain plat situé sur la pente droite de la vallée, où coule actuellement un ruisseau descendant du glacier, des sols structuraux couverts de végétation (phot. 6). Ce ruisseau, près de la bourgade de Kazbek, se dirige à gauche et se jette dans le Terek. Par cette vallée, encore pendant le Wurm, descendait le glacier. A l'époque du retrait du glacier de Gergeti, cette région se trouvait déjà sur l'avant-terrain du glacier. Les sols polygonaux qui s'y sont formés, sont couverts d'un manteau herbacé continu: à l'intérieur les polygones sont relativement plus argileux et présentent une forme convexe dont la hauteur ne dépasse pas 20 cm; les diamètres de la partie intérieure des polygones varient entre 1—1,7 m. Dans les enfoncements, entre les diverses formes, se trouvent de nombreux fragments angulaires d'andésite (jusqu'à 25 cm de diamètre).

Sur les versants inclinés vers la surface plane qui se trouve au-dessus du hameau de Gergeti, nous avons rencontré des formes rappelant plus ou moins les sols polygonaux et quelquefois même les thufurs (phot. 7 et 8). Des buttes gazonnées se sont développées aussi bien dans les débris d'andésite que sur les schistes intercalés de grès. Ces formes ont 20—40 cm de hauteur et leur diamètre d'un mètre environ. Ce qu'il y a de plus singulier, c'est que ces formes paraissent même sur des versants à 35° d'inclinaison. Elles apparaissent aussi souvent à des endroits qui ne possèdent pas une quantité suffisante d'humidité — humidité indispensable au développement de formes typiques de regel. Ce qu'il y a d'intéressant c'est que sur les versants à une plus forte inclinaison (au-dessus de 20°) ces formes ne subissent aucune déformation sous l'influence de la gravitation (y compris la solifluction). Il semble donc que ces formes intéressantes sont plutôt conditionnées par l'existence du système de fissures de dessiccation, on n'exclut pas cependant le rôle préparatoire du gel et des processus de régélation. Markov (1934) dans son ouvrage sur les sols structuraux au Pamir mentionne des conditions semblables de parution de formes pareilles.

Nous n'avons pas trouvé sur la pente est du Kazbek de sols structuraux du type décrit par Konovalov (1935) et se trouvant sur le flanc nord-est de l'Elbrouz.

Si nous confrontons les observations concernant les formes rattachées au groupe des formes cryopédologiques, on pourra déjà tirer certaines conclusions de ces recherches préliminaires faites sur la pente est du Kazbek.

1. Sur les roches cohérentes (andésites, dacites, bazaltes, schistes

liasiques et grès), déjà sur le terrain des affleurements des roches ou bien, secondairement à l'altitude de 3200 m, sur des champs de pierres et des éboulis se produit la congélifraction actuelle.

2. Sur des surfaces planes de déflation (et surtout sur leurs escarpements), à la suite du concours de l'érosion du vent et de pipkrakes, se façonnent des formes typiques pour les terrains montagneux secs de la zone tropicale et subtropicale.

3. Parmi les buttes couvertes de végétation et à côté de sols polygonaux herbeux (avec un matériau hétérogène fortement altéré et dont la ségrégation n'est pas typique) et des thufurs, il faut distinguer les formes de buttes gazonnées se formant à la suite des changements de volume. Ces changements dépendent plutôt des hautes amplitudes de température que des processus cryopédologiques. La teneur en particules colloïdales (surtout en humus et en particules argileuses) est le facteur le plus important dans les changements du volume. Nous admettons qu'il existait, dans la formation des buttes gazonnées, une prédisposition conditionnée par des processus de dessiccation. Les conditions climatiques plaident également en faveur d'une telle hypothèse. Les courtes périodes de l'activité du regel au printemps et au début de l'été ne favorisent pas le développement des phénomènes cryopédologiques; par contre — une considérable sécheresse et une forte irradiation, typiques pour les formes de sol dans le désert et dans la steppe, causent la formation des fissures de dessiccation. Il est cependant possible que le façonnement des formes citées dans la région de Kazbek dépende strictement de l'action du gel.

Bibliographie, p. 93.

Table des illustrations

Photographies

1. Kazbek (5043 m) du côté sud-est. En face: la paroi nord de la vallée en auge développée dans les roches volcaniques
2. Glacier de Gergeti sur la pente est du Kazbek. A gauche une puissante moraine latérale
3. Vaste champ de pierres d'andésite à 1,5 km environ au SE du front du glacier de Gergeti. A gauche, sur la rive gauche du Terek, le massif Kuri (4090 m) dans les nuages
4. Couverture de végétation et de débris sur le bord de la surface de déflation à une altitude de 2800 m environ — couverture détruite à la suite de l'action de vent et de pipkrakes

5. Surface plane aux environs des ruines du couvent Zminda-Ssameba, au-dessus de la bourgade Kazbek, à l'altitude de 2150 m environ; au premier plan les formes périglaciaires
6. Sols polygonaux couverts de végétation formés à la suite de la ségrégation de gel sur le terrain situé à 2 km environ à WNW du hameau de Gergeti; au fond le Kazbek
7. Buttes gazonnées sur les éluvium des schistes liasiques à l'altitude de 2800 m environ
8. Buttes gazonnées à l'est du front du glacier de Gergeti

Traduction de S. Lazarova

Witold Raczkowski

Wrocław

LOESS IN THE REGION OF HENRYKÓW IN LOWER SILESIA*

Summary

Abstract

The paper is concerned with the problem of the genesis and sedimentation of loess in the Oława valley in Lower Silesia. The river bed marks the limit of occurrence of these pulverulent formations. The loess formations in question are eolian deposits. The grain-size distribution in both vertical and horizontal section as well as the varying thickness of sandy intrusions are indicative of wind-directions. Best developed loess occurs at a certain distance of the valley. Mineralogical analysis reveals a relationship between the loess and the older bedrock. This relationship indicates near-by transport. Investigations included also the covering pulverulent formations and the stratigraphy of the loess that has been attributed to the last glaciation.

Silesian loess has been known for a long time and a voluminous literature has been devoted to the question of its genesis. Unfortunately however, the majority of these works were based on quite superficial investigations, no consideration being given to either structure or mineral components of the formation. Good results in the study of loess in Germany and Czechoslovakia were recently obtained by Schönhals (1953, 1955) who applied an original method by counting the sorting indexes of loess. Such indexes are being obtained by dividing the sum total of the consecutive weight portions of each single fraction by the number of fractions taken into account. In the present study an attempt has been made to apply this method to the investigation of Silesian loess.

A patch of valley loess in the region of Henryków, where loess is most closely related to the Oława valley and to the surrounding hills, was selected for detailed examination. The river bed of the Oława constitutes a well defined limit of loess occurrence. East of the river, loess is completely missing, while on the western bank of the Oława it overlies older formations in the shape of an almost continuous cover (fig. 1). Both thickness and calcium carbonate content of the loess decrease gradually the farther it recedes westward of the valley. The relation of loess to the subsequent valleys oriented east—west, is shown in the profile (fig. 2).

* To Professor Alfred Jahn, the writer is most deeply indebted for kindly aid and expert supervision of the present study.

Silesian loess is generally regarded as a wurmian formation. This age was accepted also by Schwarzbach (1942) who discovered at the same time that some remnants of Warta-stage loess are also preserved in this region. In the area in question, it occupies the uppermost, both stratigraphic and topographic position, as it occurs above the sands and gravels in the top portion of which there are some remnants of a water-destroyed moraine. The formations underlying the loess belong to the Middle Polish glaciation which was the last in this area. In the exposures at Henryków and Stary Henryków some water-deposited loess presumably corresponds to the Warta-stage.

In order to count the sorting indexes according to the method of Schönhals (1955) samples were taken at 50 cm distance from all the loess profiles. The end result of division of the total sum of the indexes from each particular level by their number, represents the mean index of an exposure.

Diagrams illustrate grain-size distribution in the vertical loess profile (fig. 4). Considerable variations of indexes in the vertical section indicate varying intensity of wind action and a certain rhythm of sedimentological conditions. An example of this is afforded by the exposure at Wadachowice (tab. I) where the lowest values of indexes correspond to sandy intrusions. Differentiation of indexes in vertical profiles decreases markedly with increasing distance from the Oława valley (fig. 4). This is due to the gradual extinction of the transporting agents. Only the finest material was transported at further distances.

As shown by the cumulative curves of a series of samples (fig. 5, 6), the pulverulent formations near Henryków are typical loess. Counts of the sorting indexes and their transposition on the map (fig. 3) give an accurate idea of the changes in grain-size distribution along definite directions. The larger is the percentage of grains of typical loess fraction, the higher is the numerical value of the indexes. The finest material occurs only at a certain distance of the Oława valley. The most coarse-grained loess lies within the limits of the valley, and accordingly, the numbers representing the indexes are here the smallest.

Interesting is the relation of the loess sorting indexes to the logarhythm of its distance from the area of deflation (fig. 7). All the indexes are marked in the logarhythmic diagram in relation to distance from the area of deflation. The river bed of the Oława marks the western limit of this area. The relation is thus a liner one.

The loess shows a certain facial differentiation, dependant on its position with respect to the Oława valley. In the bank zone, the loess contains sandy intrusions, occurring in calcareous loess. With increasing distance

from the valley, these sandy horizons change in both number and thickness (fig. 8). Grain-size distribution in these intrusions is presented in the diagram (fig. 9).

Table I

Wadachowice. Mechanical composition of loess and sandy intrusions (in % %)

Depth in m	Grain-size of particles in mm								Indexes
	> 1,0	1,0—0,5	0,5—0,1	0,1—0,05	0,05—0,02	0,02—0,006	0,006—0,002	< 0,002	
1,0	—	—	8,3	10,1	54,3	12,2	8,1	7,0	62,2
1,5	—	—	7,7	11,3	56,3	12,4	6,2	6,1	53,9
2,0	—	0,1	8,9	9,1	43,4	26,3	8,1	4,1	53,2
2,5	—	0,2	9,0	23,1	45,3	9,2	9,2	4,0	57,5
3,0	—	—	8,9	20,2	41,5	13,1	9,1	7,3	49,1
3,5	—	0,6	3,1	19,2	60,9	6,9	6,1	3,2	56,9
4,0	0,3	1,1	18,3	10,2	52,2	10,3	3,5	4,1	50,3
4,5	—	—	5,2	9,0	66,3	9,2	5,1	5,2	64,1
5,0	—	0,8	14,0	10,9	34,5	22,3	9,3	8,2	55,2
5,5	—	0,1	14,4	15,5	21,6	35,5	4,1	8,3	54,5
6,0	—	0,5	9,4	13,5	32,2	21,9	11,4	4,1	50,8

Depth in m	Grain-size of particles in mm									Indexes
	2,0—1,0	1,0—0,75	0,75—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,09	0,09—0,075	0,075—0,06	< 0,06	
3,25	1,5	3,2	13,6	29,9	21,8	3,2	3,0	3,9	19,9	48,2
3,58	2,7	2,4	6,1	23,3	16,4	5,1	2,3	6,1	35,6	42,6
4,10	1,6	3,5	7,9	25,1	26,4	3,9	4,5	3,9	26,2	48,9

The heavy minerals whose occurrence was established (tab. II) may as well be derived from weathered local rocks, as transported by ice-sheet. A certain differentiation in the heavy-mineral contents of each single exposure may be due to either mode and distance of transportation or to the dominating rock fragments. In numerous exposures there is notable percentage of local-rock fragments predominantly mica-schists. Schists supplied a large amount of the pulverulent and colloidal material (fig. 10). Rock-weathering is a process yielding a loess-like material. As demonstrated by Jahn (1950), the Silesian loess is related to the crystalline schists of the Sudeten foreland. The occurrence of a certain quantity of apatite and epidote shows that some of the material is Pleistocene in origin. These minerals, together with chlorite and zircon are dominating among the heavy minerals of the Lublin Upland (Jahn & Turnau—Morawska 1952).

Table II

Comparison of heavy minerals

	Henryków (Oława valley)	Cieplowody	Podlasie (Ślęza valley)
Zircon	17	22	26
Rutile	7	4	5
Magnetite	22	25	27
Ilmenite	12	15	13
Garnet	10	14	14
Titanite	8	8	7
Tourmaline	5	6	4
Augite	3	2	1
Olivine	4	3	1
Hornblende	4	—	—
Apatite	5	1	1
Epidote	3	—	1

Samples for analyses were taken at 1,50 m depth. In each 100 heavy minerals were determined.

The genesis of the Silesian loess was hitherto always considered from the view-point of the classical eolian theory. Accordingly it was regarded as an eolian sediment, deposited by anticyclonal winds blowing from the glacier. Such a genesis was accepted by the majority of German workers (Schwarzbach 1942; Berger 1932; Meister 1935). Others regarded this loess as a deposit due to distant transport (Tietze 1919). Also Poser invokes the eolian theory in his work (1951) on the northern loess limit in Middle Europe. Such views are quite in contrast to those of Rokicki (1950) who holds that only the pulverulent formations in the Trzebnica Hills are true loess, whereas all the other pulverulent deposits occurring in Lower Silesia are loess-like loam deposited by either wind, water or solifluction processes, wind being likely to have played only a minor role in comparison to that of the other agents. The origin of the pulverulent formations in the Oława valley, Rokicki attributes to aqueous processes alone, regarding the skeleton particles and colloidal clay occurring in these formations as evidence supporting the accuracy of this assumption.

All these studies and views relating to Silesian loess want to be revised. Deposition by water can not possibly be regarded as the key process in the production of these pulverulent formations that occur as much at the base of hills as on uplands, where their thickness often exceeds 6 m (Wada-chowice). Likewise, only the loess occurring west of the Oława valley may be attributed to eolian processes alone, although the older bedrock

is composed of similar rocks on either side of the valley. Moreover, it should be emphasized that the loess, although covering slopes of various geologic constitution, shows an identical mineralogical composition. The fact, that eolian processes were operating in this area is confirmed by the large quantity of wind-worn stones throughout the entire valley. Solifluction must have undoubtedly also played an important role at the time of loess accumulation, although its operations were restricted to downslope transportation of wind-deposited material. The high percentage of colloidal particles is due to the loess being predominantly derived from schist waste.

The formation of pulverulent layers up to several meters thickness can only be explained by eolian accumulation of material supplied by periglacial weathering. Eolian sedimentation was assisted by slope processes, principally by solifluction. The traces of its displacing activity are not equally discernable in all portions of the higher loess horizons, the last phase of loess accumulation being likely to have taken place under comparatively warmer climatic conditions.

Mineralogical composition, roundness of grains and sorting indexes indicate predominance of material from near-by areas. This is further confirmed by the presence of sandy intrusions and skeleton particles. The loess material was supplied by both periglacial fluvial deposits and rock-waste from the neighbouring hills. This indicates near-by transportation by winds blowing across the longitudinal Olawa valley.

There is a striking analogy between this area and that of the Lublin Upland (Jahn 1956; Malicki 1949) which shows a similar relation of loess to such longitudinal valleys as those of the rivers Bystrzyca and Wieprz. East winds contributed here to the formation of elongate, latitudinal loess zones.

Further, the area bears a resemblance to the loess areas of the Elbe and Mississippi valleys (Schönhals 1953, 1955; Leighton & Willman 1950) as well as to the Bohemian and Moravian loess (Ambrož 1947; Schönhals 1955) in that the beginning of the loess zone coincides with the limiting valley-floor and that thickness of the loess cover decreases with increasing distance of the valley.

CONCLUSIONS

As shown by detailed investigations with application of various methods, the loess of the Olawa valley in Silesia is eolian in origin. This assertion is based upon the following evidence:

1° increase in value of sorting indexes in east—west direction which means that in this direction the material becomes finer;

2° with increasing distance of the valley gradual decrease of the differences in grain-size distribution in the particular horizons of the loess cover. The exposures lying near-by the river display a wide amplitude in sorting indexes which disappears almost entirely in exposures situated about 6—8 km of the valley. This is an expression of the decreasing influence of the deflational area;

3° with increasing distance of the river bed, gradual disappearance of sandy intrusions in the loess. Such occurrence and gradual disappearance of sandy intrusions was established throughout the entire loess area.

Gradation progressing in east—westward direction suggests that the loess was deposited by east winds. Such east and similar winds are likely to have been decisive factors of loess accumulation throughout Poland as a whole (Jahn 1956).

Dusty material blown out of fluvial, terrace and solifluction formations by cold and dry winds whose direction was oriented across the valley, contributed to the production of this loess. As confirmed by numerous observations made in loess areas, the river bed constitutes a demarcating limit between the area of deflation and that of accumulation (Ambrož 1947; Jahn 1956; Malicki 1949; Schönhals 1953, 1955). Loess accumulation in the Olawa valley must have progressed in the same manner as in the valleys of the Elbe and Mississippi, where the valley floor also marks the limit of occurrence of the loess patches.

The presence in the loess of waste material derived from local rocks, dominantly crystalline schists seems to indicate near-by transport, although material transported from farther distances may also be present, having penetrated into the eolian cover as it were indirectly, after having been blown out of glacial deposits.

References, cited p. 110.

List of illustrations

	Figures	Page
1. Distribution of loess in the region of Henryków		98
1. Holocene; 2. loess; 3. Pleistocene sands and gravels; 4. pre-Quaternary rocks		
2. Situation of loess in relation to subsequent valleys		98
1. loess; 2. Holocene alluvials; 3. Pleistocene sands and gravels; 4. mica-schists		
3. Distribution of sorting indexes		101
4. Grain-size gradation in vertical profiles		102

5. Wadachowice. Grain-size curves of loess	103
a) 1. loess decalcified, at the depth of 2 m; 2. calcareous loess, at the depth of 3 m; 3. calcareous loess with sand intrusions, at the depth of 4 m b) 4. calcareous loess with sand intrusions, at the depth of 5 m; 5. loess decalcified, at the depth of 6 m	
6. Grain-size curves of loess in Cieszowice (1), Stary Henryków (2) and Targowica (3)	104
7. Relation of grain-size distribution and logarhythm of distance	104
8. Sandy intrusions	105
9. Wadachowice. Grain-size curves of sandy intrusions	106
1. intrusion at the depth of 3,20 m; 2. intrusion at the depth of 3,75 m; 3 intrusion at the depth of 4,28 m	
10. Grain-size curves of mica-schists waste	107
1. weathered mic-schists in the vicinity of Czeszowice; 2. weathered material covered by thin loessy layer, at the depth of 70 cm Stary Henryków; 3. weathered material in the vicinity of Targowica, at the depth of 10—20 cm	

Translation by T. Dmochowska.

REVIEWS

Jean Alexandre — Le modelé quaternaire de l'Ardenne Centrale. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, t. 81, Mém. 1957—1958; p. M 213—331, 41 sketches and phot.

This is a study in general geomorphology, since the writer does not intend to give any picture of the relief of the area in question and the paper is principally concerned with the characteristics of Pleistocene morphogeny and of the landform types resulting from its action. The Central Ardennes were subjected in the Pleistocene to intensive modelling that reshaped the earlier forms, creating at the same time, although to a lesser extent some new, essentially Pleistocene forms such as certain valleys, erosional surfaces (*surfaces d'aplanissement partiel*), depressions left by hydrolaccolites, nivation niches and coombes.

The dominant morphogenetic features of the Pleistocene are: spasmodic but intensive erosion and especially denudation of above-valley areas by downwash, in particular by gelivation and congelifluction. These two latter processes are referred to by the writer as *cryergie*. In Quaternary time, the development of morphogenetic processes was determined by the alternation of cold and warm periods, in which the writer distinguishes phases of solifluction, downwash and „normal” erosion.

Cryergie, often assisted by downwash determined the genetic substance of the solifluction phase. Its activity contributed to the modification of both shape and gradient of slopes inclined less than 18° . From this value onward, slopes being no more susceptible to cryergie were subjected to the operations of gravitational processes, whose geomorphic effectiveness was much weaker. Cryergie, when developing under favourable conditions is likely to produce slope planations. The writer recognizes 3 types of planations which are: planations in main valleys due to retreat of the slopes rising directly above valley terraces which thereby merge without any breaks into the surface of planation; planations in tributary valleys, due to retreat of the slopes rising directly above the river bed; planations whose denudational basis was afforded by secondary side valleys.

Intensive development of slopes and formation of planations both took place during the solifluction phase. Streams and rivers were overlaid with abundant congelifluction transport. Thus, vertical erosion was at that time brought to a standstill and valley floors were invaded by congeliflual masses. The development of subsequent valleys adjusted to structure and the captures favouring this subsequent direction, took place during the same phase. Selective denudation which caused the bending and lateral shifting of valleys that frequently led to captures, largely contributed to the modification of the valley system. Dependantly on the exposure of the slope, congelifluction, that was the dominant denudative process, became quantitatively differential, thus producing asymmetry of valleys. In the Ardennes, slopes with cold exposure are more moderate. The valleys are not asy-

metrical over their entire length but only in their central parts where lateral transportation prevailed over longitudinal. Vertical erosion being more vigorous in the downward portions, soon produced here abrupt slopes which having thus become resistant to cryérgie are symmetrical. Symmetry of the upward portions is attributed by the writer to preservation of the ancient Tertiary forms. Apart from the lateral congelifluction mentioned above there was some longitudinal congelifluction also. This longitudinal flow of congeliflual masses was conditioned by both sufficient abundance of material likely to be transported in that direction and more appreciable inclinations, generally exceeding 3° . Under such conditions congelifluction produced some specific, concave valley-like forms.

The downwash phase coincided with the close of the cold period being induced by vigorous thaw that released masses of flowing waters whose runoff caused the formations of gullies and ravines. In the larger valleys, the increased activity of vertical erosion resulted in the formation of terraces which are represented in the Ardennes by the so-called *terrasses de stabilité*. Terraces cut in congelifluction covers are found only in secondary side valleys.

Despite current views according to which accumulation is considered to be associated with cold, and erosion with warm periods (glacials, stages — interglacials, interstadials) in the Ardennes both accumulation and erosion took place in cold periods, whereas the warmer, temperate periods that were controlled by the phase of „normal” erosion appear to have produced only negligible geomorphic effects.

The work of Alexandre is undoubtedly a very valuable contribution to the knowledge of the relief of the Central Ardennes. However, being mainly concerned with general problems it does not constitute a full and detailed regional study. Geomorphologists will however find great interest in this paper because of the significance and wide range of the problems discussed. The views of the writer on such problems as slope planations and the activity of periglacial waters, merit special consideration. Although periglacial slope planations have been already discussed by other workers, among whom also the present reviewer¹, it must be emphasized that the investigations of Alexandre are more extensive and complete. Moreover, the writer presents a new and extremely interesting type of planations developed above the valley terraces with which they form one continuous surface. All the types of planations that were recognized by the writer are illustrated in numerous sections of topographic maps. Unfortunately geologic data are lacking, especially data relative to covering material and to the development of slopes and asymmetrical valleys. In consequence, the reader is not given a sufficiently clear idea of the dynamics of events.

With respect to the immunity of slopes inclined above 18° some doubts have been already expressed by P. Macar in his review following the article of Alexandre (p. M 331). The present reviewer is also inclined to question the validity of this assertion. May be that these objections are only due to the casual manner in which the problem has been treated. Anyhow, numerous examples can be cited of the activity of congelifluction on surfaces having a more appreciable inclination. In Svalbard, for example, congelifluction tongues were observed to occur on slopes grading up to 30° . Some objections may be also raised to the explanation of the symmetry of the downward portions of valleys. Is symmetry in this case actually due to the resistance of slopes to cryérgie or is it simply

¹ J. Dylik — Zagadnienie powierzchni zrównań i prawa rozwoju rzeźby subaeralnej (résumé: Le problème des surfaces d'aplanissement et les lois de développement du relief subaéral). *Czasopismo Geograficzne*, t. 25, 1954.

J. Dylik — Tentative comparison of planation surfaces occurring under warm and under cold semi-arid climatic conditions. *Biul. Perygl.*, nr 5, 1957.

an effect of the predominance of erosion and longitudinal transportation over processes of lateral accumulation?

It also seems difficult to agree with Alexandre that planation surfaces of the first type i. e. such that are developed in main valleys should be situated at the highest elevations. This may be true only with respect to planations of types II and III lying within the limits of planations belonging to the first type. If, however, these subsequent types of planations were developed in either initial or secondary side valleys lying outside the planation surface of the main valley, they obviously must be situated higher upward than planations of the first type.

An important merit of the writer is to have emphasized the role of running waters in periglacial environment, although the distinction made between phases of solifluction and phases of activity of insufficiently organized runoff (*ruissellement*), does not seem convincing. The actual existence of this second phase is undoubtedly supported by reliable evidence, it is regrettable however that the writer bases his argument on morphological data alone, without presenting the deposits themselves. This phase, that is known from other areas also from Poland, is believed to have coincided with the close of the cold periods. This would mean that the phase of solifluction lasted during nearly the entire period. The term *solifluction* seems to be applied by the writer in too broad a sense. Thus, the cold periods appear too uniform. In reality however numerous exposures of periglacial deposits reveal such wide variety of events e. g. such fluctuations in the intensity of congelifluction, that the cold periods are generally believed to have been much more complicated.

Following the suggestion of Y. Guillion², Alexandre makes a distinction between the relief forms produced by cryergie. However, the additional distinction made between such local forms produced by periglacial phenomena as nivation and coombes, is inconsistent with the concept of Guillion, who proposed to use instead of the term *periglacial* such terms connoting groups of processes as: cryergie, eolisation, nivation. The genesis of coombes being principally due to gelivation and congelifluction i. e. to processes implied in the term *cryergie*, why should these forms be excluded from the category created by cryergie?

All these criticisms do not in the least affect the validity and outstanding value of the argument itself. They just on the contrary prove how stimulating is this study of the basic periglacial problems.

J. Dylik

Friedrich Brandtner — Jungpleistozäner Löss im Niederösterreich. *Eiszeitalter und Gegenwart*, Bd. 4/5, 1954; p. 50—82, 1 carte, 4 dessins, 2 photographies.

La publication de Brandtner concerne les problèmes de la genèse et de la stratigraphie du loess sur le territoire de la Basse Autriche. L'auteur a présenté ses opinions au sujet: 1° de la genèse du loess, 2° du caractère pédologique et de la position stratigraphique des sols fossiles et 3° de la chronologie des événements dans la période de la dernière glaciation. On peut y trouver également plusieurs précieuses observations méthodologiques et la critique de ce que l'on a obtenu jusqu'à présent.

L'article est une sorte de synthèse basée sur un matériau d'observation très riche et

² Y. Guillion — Gel et dégel du sol: les mécanismes morphologiques. *Information Géographique*, 1949.

Y. Guillion — Cryopédologie? Périglaciaire? *Annales de Géographie*, t. 61, no 318, 1951.

étudié à l'aide des méthodes modernes. Toutes les conclusions découlent de l'analyse détaillée de 82 profils loessiques contenant des horizons fossiles de sols. En majorité il s'agit de postes nouveaux découverts et étudiés par l'auteur ou J. Fink. Les vieux postes, connus depuis longtemps, ont été étudiés de nouveau et l'application de nouvelles méthodes de recherche a permis de supprimer plusieurs erreurs et inexactitudes d'interprétation.

Actuellement il faut considérer la théorie de la genèse éolienne du loess comme prouvée malgré les objections faites par de nombreux auteurs. Cette opinion n'est ni renversée ni limitée par le fait que, à côté des loess éoliens autochtones il existe également des loess allochtones remaniés.

Le loess est un sédiment présentant des faciès fortement différenciés et c'est pourquoi il y a des difficultés à mettre en parallèle ses divers horizons stratigraphiques. Ces particularités résultent de la variabilité régionale du milieu géographique dans lequel le loess se déposait. L'influence des facteurs régionaux se marque le plus fort dans les variations de la composition granulométrique et minéralogique, dans le contenu en CaCO_3 ainsi que dans la variabilité de la structure du loess. La connaissance de ces divergences régionales est indispensable pour tous les essais de comparaison et les conclusions stratigraphiques. On ne peut comparer les divers horizons loessiques entre eux que dans l'extension du même faciès. Ce n'est que de cette manière que l'on peut obtenir des critères permettant de comparer les faciès et d'émettre des conclusions stratigraphiques. Ce principe est, à vrai dire, très bien connu dans la géologie stratigraphique, mais en général il n'a pas été respecté dans les études concernant les dépôts loessiques. On peut considérer comme le mérite de l'auteur qu'il ait démontré la nécessité d'appliquer ce principe. Cependant il n'est possible de saisir les divergences faciales dans les dépôts loessiques que grâce à l'application des méthodes modernes de recherches. Les différences les plus importantes sont celles qui paraissent dans la composition granulométrique et on ne peut les déceler ni par procédé macroscopique ni par la méthode de débouillage. Dans le cas des loess cette méthode donne des résultats peu exacts et généralement erronés. Ce problème est important, car de la composition granulométrique dépend l'indice de porosité c'est-à-dire le trait le plus important de la structure du loess.

Brandtner a analysé également d'une façon très détaillée le problème de la genèse et de la chronologie des sols fossiles du loess. Chaque période chaude qui interrompait le processus d'accumulation du loess possédait son ensemble propre et spécifique de sols. Un seul type de sol ne peut donc pas le représenter, car le processus pédologique était modifié par les éléments régionaux encore plus fortement que la déposition du loess. Les difficultés dans la comparaison des divers horizons de sols résultent également de ce fait qu'à la suite de la différenciation des conditions climatiques au cours de la même période pédologique, le caractère du sol changeait. Le fait de la conservation de nombreux sols dont le profil est incomplet à la suite de l'usure, est la source de bien des erreurs stratigraphiques.

Se basant sur un matériau d'observation riche et exactement daté, ainsi que sur une analyse minutieuse des caractères pédologiques, l'auteur a distingué sur le territoire de la Basse Autriche 3 horizons principaux de sols fossiles.

Le sol du type Krems représente le plus ancien d'entre eux. Il est caractérisé par l'horizon B fortement développé et d'un rouge intense. Les processus pédologiques ont complètement détruit les traits granulométriques et structuraux primitifs de la roche mère. Un tel type de sol pouvait se former uniquement dans un milieu forestier, dans des conditions climatiques semblables à celles qui règnent actuellement dans la zone méditerranéenne. En prenant ces faits en considération ainsi que la parution de ce sol uniquement

dans la terrasse supérieure du Danube, l'auteur le suppose contemporain à la dernière période interglaciaire.

Les deux horizons de sol plus jeunes appartiennent nettement au type des sols step-piques. Plus ancien, celui qui est à vrai dire un complexe de quatre horizons de sols indépendants séparés par des bancs loessiques, se formait dans des conditions climatiques très changeantes, tempérées et continentales. C'est un ensemble du type Fellabrunn. Comme il résulte des données pédologiques et de la position stratigraphique, il est synchronique au premier interstadiaire de la dernière glaciation.

Le plus jeune horizon de sol, le moins développé et le plus usé par la dénudation contemporaine, porte le nom de Paudorf. Il est caractérisé par une coloration brunâtre, une petite quantité de parties d'humus, une faible épaisseur et un bon état de conservation de la structure loessique primitive. L'auteur rattache la genèse de ce type de sol à la brève phase de climat tempéré dans le second interstadiaire de la dernière glaciation.

Se basant sur les caractères pédologiques des sols fossiles et leur situation stratigraphique, l'auteur se prononce nettement pour l'opinion qui admet la tripartition de la dernière, glaciation.

L'étude de Brandtner constitue une position précieuse dans la littérature concernant non seulement les problèmes loessiques, mais aussi en général le Pléistocène supérieur. Bien des conclusions génétiques et stratigraphiques présentent une valeur aussi bien régionale que générale. Les énonciations de l'auteur au sujet du caractère et de l'époque de l'accumulation des dépôts sur lesquels s'est développé le sol du type Krems soulèvent certains doutes. Voici l'opinion de l'auteur: immédiatement après le processus d'accumulation des graviers de la terrasse supérieure du Danube une phase d'érosion en profondeur dut avoir lieu, car c'est seulement de cette façon que la surface de la terrasse a pu devenir assez sèche pour que le loess pût s'y déposer à une épaisseur d'au moins 1 mètre. D'après l'auteur il faut placer ces processus dans l'interglaciaire et pas dans sa première phase (p. 78). Il en résulte logiquement que le loess sur lequel s'est développé le sol du type Krems, est un dépôt interglaciaire. Cependant cette conclusion serait en contradiction avec l'ensemble du raisonnement de l'auteur et les faits qu'il présente. L'erreur concerne donc soit le caractère génétique du dépôt, soit sa chronologie. Il existe deux possibilités de résoudre ce problème: 1° si le sol du type Krems s'est formé réellement sur un sous-bassement loessique, dans ce cas le loess n'a pas déposé plus tard que dans la dernière phase du Riss; 2° si c'est réellement une formation interglaciaire, il ne peut avoir les traits d'un dépôt loessique. Des possibilités présentées, la seconde est indubitablement la plus probable. L'auteur l'indique d'ailleurs dans les notes du texte, dans lesquelles il prétend qu'il pourrait être question de limon d'inondation. L'auteur du compte-rendu suppose que cette interprétation est plus motivée.

T. Klatka

A. V. Pataleyev — Morozoboynye trechtchiny v gruntakh (Les fissures de gel dans le sol). *Priroda* 1955, no 12; p. 84—85, 3 dessins.

L'auteur décrit les fissures qu'il a observées durant des années dans les formations pulvérulentes pléistocènes et holocènes du pays de Khabarovsk et de la région de l'Amour sur les territoires situés — comme il résulte de la description — hors du pergélisol. En été ce sont des fissures de dessiccation et en hiver — de gel. La largeur des fissures de

dessiccation est en moyenne de 2-3 mm et au maximum de 7—8 mm; leur profondeur de 0,3 m, la surface de polygones 0,1—1 m². Les fissures de gel sont notablement plus grandes: la largeur moyenne 15—20 mm, la largeur maximale jusqu'à 200 mm, la profondeur jusqu'à 1,5—2,5 m. Elles forment un réseau polygonal plus régulier que les fissures de dessiccation. Dans ce réseau on peut distinguer le plus souvent deux systèmes de lignes presque perpendiculaires — les polygones présentent la forme de quadrilatères de 4—25 m² de surface. Les fissures apparaissent chaque année dans les mêmes endroits. Elles se forment le plus fréquemment au fond des puits et près de fondations des bâtiments. Dans certains cas se forment des deux côtés, le long des fissures des boursoufflures dont la hauteur croît chaque année. En été, au fur et à mesure du dégel, la fissure se remplit d'un dépôt pulvérulent avec des restes végétaux. A l'aide des puits on a constaté que sur la ligne des fissures apparaissent des singulières fentes en coin „stratifiées”.

On doit regretter que la description de ces formes intéressantes soit très laconique. Ce qui manque surtout c'est le contenu lithologique sur la coupe détaillée de l'une des fissures — coupe jointe à l'étude. Les faits cités dans cette notice confirment certaines thèses proposées par Danilova (1956) dans l'ouvrage concernant la genèse des veines de sol.

H. Maruszczak

J. E. Prentice and P. G. Morris — Cemented screes in the Manifold Valley, North Staffordshire. *East Midland Geographer*, 11, 1959; pp. 16—19.

Deposits of éboulis ordonnés have been recorded from five localities in the Manifold Valley where it is deeply incised into Carboniferous Limestone. The largest, rudely stratified deposit, ca 27 m thick, is banked against a steep, stepped valley wall of limestones and shales, and comprises eight alternations of harder and softer bands from 0,3 to 2,0 m thick which dip towards the valley floor at ca 30°. The hard bands have an „open-work texture” and consist of angular limestone fragments with diameters of from 30 down to 2 cms (the majority being in the 3—4 cms range) coated with dark calcite. The soft bands are of smaller, less angular fragments (1—4 cms), free from stalactitic calcite, separated by soft, reddish-brown clay. Existing valley slopes truncate both solid rock and cemented scree, and modern screes exhibit no sign of secondary cementation.

The association of calcite with frost-shattered fragments suggests that its precipitation occurred under periglacial conditions when frozen ground prevented a rapid valleyward flow of ground-water. The hard bands accumulated by mechanical shattering during intensely cold phases, whilst the soft bands accumulated during milder phases which permitted some chemical weathering and the formation of the clay residuum. The soft bands were less affected by the cementation process owing to their relative impermeability and the separation of their larger fragments by the clay.

Considerations of the morphological setting of the congelifRACTate, its freedom from erratics and its relations with the boulder clay (Older Drift) to the west of the valley lead the authors to conclude that its formation was contemporary with the Newer Drift of the Cheshire Plain.

R.S.W.

Sten Rudberg — Some observations concerning mass movement on slopes in Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, Bd. 80, H. 1, no 492, 1958; p. 114—125, 6 dessins.

L'étude des mouvements des masses modelant les versants dans les climats tempérés n'a pas donné jusqu'à présent de résultats satisfaisants. Ceci est causé par le cours trop lent de la dénudation qui rend difficiles les observations. Dans les dernières dizaines d'années l'attention de bien des chercheurs a été dirigée sur les régions au climat froid. C'est surtout dans le climat périglaciaire qu'on a constaté des mouvements considérables des masses; on a établi les formes naissantes, examiné l'intensité et les résultats provenant de l'action des processus de dénudation qui forment le relief. Se servant de méthodes semblables on a effectué une série d'enregistrements du mouvement des masses au Spitsbergen, en Islande, au Groenland, en Alaska, en Nouvelle Zélande, en Sibérie, dans les Alpes et dans les régions montagneuses de l'URSS.

L'auteur a observé le mouvement des masses dans les montagnes de Tärna dans la Suède du nord. Dans la période de 1955—57 il a constaté un déplacement allant de 1 à 12 cm des points de repère posés sur les versants. Les repères placés à différentes profondeurs sous la surface ont permis d'enregistrer dans le profil vertical de la nappe des formations de versant les mouvements de masse différenciés. Cependant l'auteur de l'ouvrage discuté se donne comme but essentiel de présenter les résultats d'études concernant la texture des dépôts de versant. La méthode appliquée par l'auteur se base sur ce principe que les grands axes des cailloux se disposent conformément au sens dans lequel agit la force du facteur de transport. Dans la Suède du nord ce facteur c'était le glacier et après son retrait — le mouvement des masses dû à la gravité.

L'auteur a fait au moins une centaine de mesurages de l'orientation du grand axe des cailloux dans différents endroits choisis sur des versants montagneux sans couverture végétale, sur un terrain boisé de bouleaux, de conifères dans la Suède centrale aux environs du lac Vätter ainsi que sur les terrains situés à 130 m au-dessous de l'ancien niveau de la mer. Ces terrains avaient été exhausés après le retrait du glacier. Les résultats ont été présentés sur des diagrammes. On y donne le sens des pentes des versants ainsi que la direction du mouvement du glacier dans sa phase de déglaciation. Cette direction a été établie d'après les stries laissées sur le substratum rocheux. On a fixé les directions des axes des cailloux dans la couche de surface superficielle allant de 0—25 cm et dans une couche plus profonde allant de 40—60 cm. On voit sur les diagrammes que l'orientation des cailloux dans les couches supérieures est conforme à l'inclinaison des pentes, par contre dans les couches plus profondes apparaissent des écarts dans la direction du mouvement probable du glacier. Cette conformité a été constatée tant sur les pentes aux formes nettes de solifluction que sur les terrains ne possédant pas de traces morphologiques du mouvement de masse. D'après l'auteur c'est ainsi qu'on peut constater d'une façon indirecte les mouvements de masse non seulement sur les versants privés de végétation, mais aussi sur les versants boisés.

Il reste pourtant à résoudre le problème si les déplacements des masses, en conséquence desquels se produisit l'orientation des cailloux, ont eu lieu dans la période postglaciaire ou s'ils se produisent actuellement. Le matériau d'observation réuni est insuffisant pour répondre à cette question. Cela nous entraînerait en effet à affirmer l'utilité de la méthode appliquée à la constatation des mouvements se produisant à l'époque contemporaine. L'auteur fait appel à des arguments supplémentaires. Il en trouve dans la constatation que dans les parties qui ont été exhausées après le retrait du glacier ainsi que sur les terrains couverts de dépôts éoliens dans les environs de Mora l'orientation des cailloux

fait défaut. Ces deux événements, c'est-à-dire le processus d'exhaussement et le recouvrement par les dépôts éoliens s'étaient produits à l'époque périglaciaire. En conséquence l'orientation des cailloux conforme au versant que l'on a constatée plus haut a été attribuée par l'auteur aux mouvements postérieurs et contemporains qui se sont produits dans les conditions du rude climat de la Suède du nord.

La méthode d'analyse de l'orientation des cailloux, dont l'auteur s'est servi, avait été décrite et appliquée par bien des chercheurs, tels que Krumbein (1938), Pettijohn (1938), Cailleux (1945), Tricart (1946), Lundqvist (1948), Wadell (1936), Karlstrom (1952), Kukharensko (1948), Sarkisyan (1949), Khabakov (1948) et autres. C'est une méthode statistique qui exige de nombreuses observations et les conclusions sont basées sur des valeurs moyennes. Evidemment la variabilité des conditions topographiques ainsi que les différenciations locales des directions dans lesquelles agit la force de transport brouillent les images obtenues. Néanmoins cette méthode est un important instrument de travail, souvent appliqué par les chercheurs. Son utilité a été confirmée par l'auteur dans l'ouvrage présenté. Cependant le problème de la chronologie des processus qui se produisent n'est toujours pas résolu: s'agit-il de traces de conditions périglaciaires datant de la période du retrait de la calotte glaciaire ou des processus contemporains. Des recherches ultérieures sont indispensables. Elles permettront d'établir la vite se des changements qui ont lieu et l'utilité de la méthode appliquée dans différents milieux climatiques. En attendant pour établir la chronologie des événements, comme dans le cas décrit on n'obtient pas de certitude absolue.

M. Dorywalski

C. R. Twidale — Vallon de gélivation dans le centre du Labrador. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 9, 1958, no 5—6; p. 84, 6 phot.

This short note is intended to supplement the article under the same title, published by the writer in 1956¹. Both article and note merit attention because of the description and the attempt to explain the genesis of some little known, concave forms due to gelivation which are being developed to-day under periglacial climatic conditions.

Dolly Ridge traverses in nearly longitudinal direction the area extending from the northern border to the center of the Labrador peninsula. It mainly consists of outcrops of pre-Cambrian, either sedimental or volcanic formations dipping NE at an angle of 40°, and surrounded by granites that compose the major part of the peninsula. At the structural escarpment of the western Dolly Ridge, near Knob Lake the writer observed some small (obsequent) valleys that are conspicuously cut in the hard bedrock. These valleys never exceed 90 m in length while their width and depth both average 8—9 m. In the shorter valleys there is some increase of width in relation to length. The shape of such a small valley is that of a niche opening in the direction of the foreground of the escarpment below. On the opposite side it abuts against a rock wall. In the transverse, V-shaped profile the slopes are, in their upper portions rocky and nearly vertical, but lower downward they become more gentle owing to uppled debris slides that fill the bottom. The south-facing screens are steeper. The valleys are straight and their long-profile totally differs from

¹ C. R. Twidale — Vallon de gélivation dans le centre du Labrador. *Rev. Géom. Dyn.*, 7, 1956, no 1—2.

that of erosional valleys. Below the rocky, nearly perpendicular declivity of the niche-wall, the floor slopes gently being transected by thresholds of rock outcrops emerging from beneath the debris material. At the break of the profile the hanging mouths of the valleys show some peculiar ramparts of piled up stones 90 cm in height. Their arcuate shape opening valley-ward, the nature and arrangement of the material indicate that these ramparts are due to solifluction, the fines having been subsequently washed away.

Climatic conditions of environment, topographic situation and geologic constitution of the bedrock are all discussed in detail. According to the estimate of Antevs, 9 000 years ago Labrador was still ice-covered (Mankato phase) and its present-day climate is sub-arctic, characterized by the presence of permafrost, accumulation of gelifraction products, convex, rocky slopes, altoplanation terraces and congelifluction. Soundings of the snow made in May when some patches are still lingering at the bottom of the small valleys, revealed the presence of voids between the downward, frozen portion of the snow patch and the bedrock. Water trickles from the upper thawed layer of the substratum, in which congelifluction and congelifraction are operating. There are years when climatic fluctuations create particularly favourable conditions for the development of periglacial processes.

Also in other regions of Labrador has the writer established the occurrence of such small valleys. Their development seems to be essentially conditioned by the geologic constitution of the bedrock. The forms observed near Knob Lake occur on the sharp break of the edge, that is built up of easily weathering argillites. Their formation is probably also dependent on the system of diaclasses along which their development progresses. No valleys of that type were found on more resistant rocks e.g. on quartzites or schists.

Inquiry into the genesis of the small valleys revealed the absence of any evidence indicative of a glacial origin. These forms can not also be regarded as results of the eroding action of ephemeral waters. As established by E. M. Fraser, the earliest traces of vegetation appearing in the valleys are not older than 100—150 years.

The conclusion reached by the writer on the basis of his investigations is that these small valleys are young, post-Pleistocene forms due to gelivation. He therefore terms them *vallons de gélivation*. Such forms are developed under specific topographic conditions, in periglacial climate, on weakly resistant bedrock with diaclasses. This view has been confirmed by the additional observations that are presented in the short note.

Concave forms due to gelivation and occurring under periglacial conditions on solid bedrock have been recently reported by several workers. Boyé described similar forms from Greenland (1950) and called them *ravins de gélivation*. However here, these gelivation ravines occur on resistant bedrock, in quartzites and gneisses and have often as much as 6 km in length. In several places they have steep slopes and a flat floor from which the waste has been swept away. Różycki (1957) observed some ravines and corrasional niches in the Land of Torell. Kobayashi described dissected mountain slopes and remnants of planation surfaces occurring in the Japanese Alps at 1000 m above sea level, that are due to the present-day formation of gelivational depressions, which the writer associates with the genesis of double ridges.

All the forms mentioned above are, of course, somewhat dissimilar since, as must be borne in mind, they occur under different topographic conditions. However, their genetic relationship can not escape recognition. All these forms are, according to their descriptions, post-Pleistocene in origin, all of them are due to gelivation and modelled by present-day solifluction, all are due to diaclasses whose gradual widening promotes their development, all are elongate, valley- or ravine-like in shape. Clearly, a better knowledge of periglacial relief forms still requires further observations and recordings. Any classification of these forms at the present time would be premature. The detailed study

of Twidale and his discussion of the forms occurring near Knob Lake in Labrador is certainly a very valuable and stimulating contribution (1956). It is regrettable, however, that the sketch of the *vallon* in the text of the article is but roughly outlined and without any scale. But the six photographs attached to the supplementary note (1958) successfully fill in the gap. The note itself is quite brief. Its contents is reduced to a mere confirmation of the writer's previous views by the observations made after 1956.

M. Dorywalski

F. E. Zeuner — *The Pleistocene Period*. Its climate, chronology and faunal successions. Hutchinson, London 1959.

The first, limited edition of this valuable book was out of print within a few months of its publication in 1945 and its re-appearance with an additional chapter which incorporates results of recent work on the detailed chronology of the Pleistocene will be widely welcomed.

In the first part of the book the author is concerned to establish the relative chronology of the Pleistocene. After a succinct discussion of the principles of Pleistocene stratigraphy in which are summarized the characteristics and significance of moraines, loess, periglacial phenomena, soils and terraces, there follow accounts of the climatic fluctuations and their effects in (a) the formerly glaciated area of Europe and North America, (b) the periglacial zone of Europe and (c) the British Isles.

In the next chapter there is an explanation of the astronomical theory of the glacial and interglacial phases which forms the basis for the absolute chronology of the Pleistocene that follows. Correlation of the geological sequence established in the first part of the book with the dateable sequence of fluctuations of solar radiation makes possible the dating in years of the Pleistocene succession in the northern temperate zone. There follow accounts of the effects of the alternating climatic phases in the Mediterranean area, in central and southern Africa and in Antarctica and correlations of those phases with curves of summer radiation for the appropriate latitudes. The author then summarizes the evidence for the widespread fluctuations of Pleistocene sea-levels and stresses their significance for any world-wide extension of the absolute chronology.

After having thus dealt with the evidence for the relative and absolute chronology of the Pleistocene and for the various types of environment which existed at certain times in certain areas, the author treats of the faunal evolution and shows that the established chronologies have a promising field of application in biology.

In the new, final chapter there are valuable accounts of the terraces of the Upper Rhine, the terraces of the Thames below Oxford, and loess and terraces in Czechoslovakia.

Mention must also be made of the extensive bibliography, which is by no means the least useful part of a book that merits the attention of every serious student of the Quaternary.

R. S. W.