

REVIEWS

G. S. Biske — K razvityu Baltiki v predvaldayskoye i poslevaldayskoye vremya v predelakh Leningradskoy Oblasti i Karelii (Sur le développement de la Mer Baltique aux temps prévaldaïens et postvaldaïens dans la région de Léningrad et en Carélie). *Baltica*, vol. 1, 1963; p. 34—45, 2 dessins.

Ces derniers temps (1959—1962) ont apporté des données nouvelles sur l'histoire pléistocène de la Baltique. Elle confirment les suppositions anciennes mettant en parallèle la transgression Mga (Carélie, région de Léningrad) avec les transgressions éémienne (Europe de l'Ouest) et boréale (Europe du Nord). Les eaux de cette transgression ont envahi un vaste territoire jusqu'au plateau Valdaï au Sud et par delà des lacs Ladoga et Onega, où elles ont rejoint la transgression boréale venant du Nord, de la Mer Blanche.

La dernière glaciation a occupé tout le territoire en question en détruisant en partie les dépôts marins de la transgression Mga. La déglaciation s'est commencée à l'Est en libérant tout d'abord le lac Onega (—13.600 à —12.600 ans). La déglaciation du lac Ladoga ne s'est commencée qu'à —11.850. Le glacier, au bord, s'est disloqué en de nombreux blocs isolés remplissant les dépressions du terrain. Le plus long la glace s'est maintenue au Nord de Léningrad.

La déglaciation a créé plusieurs lacs de barrage, dont le premier, le lac glaciaire d'Onega, atteignait le niveau de 120—125 m. Les niveaux des lacs suivants ont été de plus en plus bas. Enfin, un grand lac de barrage a été formé, occupant tout le territoire libéré de glace — la partie du Golfe de Finlande, les lacs Peipous et Ladoga et probablement aussi Onega. Le niveau de ce lac baissait d'une façon irrégulière afin d'atteindre, à la fin, le niveau du lac glaciaire Baltique, séparé de l'Océan par un seuil. On n'a pas réussi à résoudre le problème de la connexion entre la Baltique et la Mer Blanche au tardiglaciaire. On n'a trouvé, en Carélie, d'aucuns dépôts marins d'âge tardiglaciaire. Mais tout récemment les forages profonds ont fourni beaucoup de faits nouveaux. Il semble qu'il y a eu au moins une connexion entre le lac Ladoga et la Baltique durant la période de la Mer à Yoldia I. Mais aucun fait ne confirme l'existence d'un passage des eaux marines par le seuil séparant les lacs Ladoga et Onega.

Tout ce qui paraît possible c'est l'existence, en cette période, de nombreux lacs glaciaires se déversant dans la mer mais ne se communiquant pas avec elle à l'intermédiaire de détroits.

La note de Biske est très bien documentée par une vaste série d'études géomorphologiques, paléontologiques et sédimentologiques. Etant consacrée à un territoire tellement „sensible” et qui possède une très riche histoire postglaciaire elle apporte des précisions d'une grande valeur au problème du parallélisme de mouvements des niveaux marins et à la question des connexions entre la Baltique et la Mer Blanche. Les conclusions sont surtout basées sur de nombreuses données paléontologiques permettant de délimiter les dépôts marins des sédiments lacustres.

T. Kubiak (Łódź)

B. Frenzel — Zur Pollenanalyse von Lössen. Untersuchungen der Lössprofile von Oberfellabrunn und Stillfried (Niederoesterreich). *Eiszeitalter und Gegenwart*, Bd. 15, 1964, pp. 5—39, 6 figures.

The author gives the palynological characteristic of the fossil soils and the loess from the sections in Oberfellabrunn and Stillfried in Lower Austria which are well known in the literature. Pollen analyses were made on the individual samples taken from the soil horizons and from the loess deposit which was unchanged by the processes of soil formation. Frenzel applied his new laboratory method of treating the mineral material, thereby obtaining a number of preparations with a great quantity of sporomorphs. Paleobotanic analyses of the material permitted to reconstruct the vegetation and to draw some conclusions concerning the pedological and stratigraphical problems.

The results of the pollen analyses of the samples taken from Göttweig soil complex in the section of Oberfellabrunn appear to be of great value. So far it has been believed that the soil complex composed of the lower horizon of the „lessive” brown soil and of the two successively upper horizons of chernozem, represents the whole long-lasting Göttweig interstadial in the waxing phase of the last (Würm) glaciation. The author's investigations provided evidence which invalidates this opinion. Pollens collected from the lowest soil horizon indicate that the vegetation simultaneous with the formation of the soil profile was thermophilous, hence, it was interglacial. The lower horizon of chernozem soil appeared to be „empty”, i.e. deprived of pollens, whereas the upper horizon showed a complex of plants characteristic of the interstadial climatic conditions. These conclusions agree with the concept that the soil complex of the Göttweig type represents the following warm periods of different climatic and stratigraphic ranges: the Eemian interglacial, interstadials Amersfoort and Brörup.

This problem has not been as yet definitively solved mainly for the lack of paleobotanical criteria, which affords Frenzel's research work, thus filling up a remarkable gap. It should be emphasized that his investigation was the first successful attempt to reconstruct the full vegetation characteristic of the formation of weathering horizons developed in loess deposits. Palynological data obtained by Frenzel were not sufficient for reconstruction of vegetation sequence in the sections examined, but it appeared to be adequate to determine the kind of the vegetation cover in the individual phases of loess sedimentation and of soil formation. His results are somewhat limited because of the sample taking method. Since the principal aim of this research was the test of the new laboratory method for making the pollen preparations, the samples were collected directly from the walls of exposure, but only a single sample from every stratigraphically important profile was collected.

This new method is more efficient because it consists in applying the flotation, the treatment of the mineral material with the HCl, and enrichment of the pollens by filtration. All this contributed to the separation of the pollens from the mineral material and to obtaining a greater concentration of sporomorphs.

The paper presents a very interesting critical evaluation of the possible sources of errors, which, in such a specific deposit as loess, may result from the following factors: (1) washing the pollens in the lower horizons from the upper ones; (2) segregation of the pollens in the defined horizons in original and secondary beds; (3) changes of the initial accumulation of pollens depending on their resistance to chemical weathering; (4) admixture of the foreign pollens carried from great distances by the wind.

The analysis of the palynological inventory from the individual horizons enabled

the author to eliminate some of the possibilities mentioned above and to reduce the influence of others, which could be done because the range of error was defined.

Eight samples (5 from Oberfellabrunn and 3 from Stillfried) were analyzed according to this method, which revealed the following facts:

(1) lower, brown soil from Oberfellabrunn originated under conditions of forest vegetation. That forest complex was very much like today in Oberfellabrunn and in its vicinity; it consisted mostly of the thermophilous deciduous trees like oak, elm, hornbeam, ash, beech, and poplar;

(2) in vegetation corresponding to the upper chernozem horizon the gymnosperms with lesser thermic needs like pine-, spruce-, and yew-trees prevailed;

(3) vegetation corresponding to the loess horizon, which separates two chernozem horizons, was composed mainly of grass, herbaceous floral plants, and shrubs;

(4) the vegetation cover synchroneous with the formation of the Stillfried B soil — in the section of Stillfried — consisted both of trees and herbaceous plants; forests covered only more humid areas and were composed of coniferous, i. e. pine-, spruce-, and fir-trees or of deciduous trees like elm and alder, dependently on the degree of moisture in the ground. Dry, higher situated terrains were overgrown with herbaceous plants, which formed the complexes characteristic of steppe conditions. Paleobotanical data suggest the interstadial climatic conditions whose mean annual temperature was some 5° lower than today;

(5) vegetation of the youngest loess horizon formed the complexes proper to the open areas; they involved *Artemisia*, herbaceous floral plants, different kinds of grass, and *Chenopodiaceae*. Those complexes were unlike either present tundra or steppe ones.

The paper is of great value. Particularly interesting are the geological conclusions drawn from the analyses of the palynologic material as well as from the critical evaluation of the present knowledge concerning the stratigraphy of the Younger Pleistocene.

The new laboratory method presented by the author may be very useful in the treatment of samples because it opens new possibilities for determination of the genetic character of fossil soils, i. e. those horizons which are of great importance for the stratigraphy of the Pleistocene sediments.

Translated by Z. Apanańska

T. Klatka (Łódź)

G. N. Kaplina — Osobyennosti procesov snosa so sklonov v oblasti rasprostranyeniya mnogoletnyemertzlykh porod (Les particularités des processus de dénudation de versants dans les régions à pergélisol). *Voprosy Geografii*, no. 46 — Geomorfologya, 1959; p. 185—198, 6 dessins, 2 phot.

L'auteur s'occupe de certains processus de dénudation de versants sous des conditions du pergélisol sibérien. Parmi les plus actifs elle compte la solifluxion (congélifluxion), les éboulements et le mouvement des masses minérales provoqué par le gonflement de gel.

Les observations de terrain ont été menées dans la vallée de la Yana, aux environs des localités dits Kozache et Salechard, aux versants de pente variable, sur des formations diverses et à l'état de pergélisol varié.

C'est avant tout l'humidité du sol qui décide des caractères physico-chimiques des

sols et détermine les déformations y présentes. On a distingué deux sortes de distribution de l'eau dans la zone active du pergélisol en profil vertical (humidité calculée en pourcents du poids sec):

(1) L'eau du sol répartie de la façon relativement égale, l'humidité, elle-même, étant assez élevée (30% environ). Au voisinage immédiat de la limite supérieure du pergélisol il y a un peu plus d'eau. Une telle répartition de l'eau dans la zone active se rencontre aux versants doux ($2-10^\circ$), au dégel moins profond, constitués de matériel fin, principalement de poudres.

(2) L'humidité générale du sol plus faible (10—20%) mais s'accroissant rapidement tout près de la limite du pergélisol — jusqu'à 50% environ. Ce genre de répartition est lié à des versants raides (au-dessus de 20°) formés de matériel plus grossier et à la zone active plus profonde.

Ces deux genres de répartition de l'humidité dans la zone active, aux versants, déterminent deux processus différents de mouvement de masse.

Au cas (1), à l'humidité considérable, répartie de la façon égale dans la zone dégelée, on observe des processus de solifluxion (congélifluxion). Il résulte de la loi de l'écoulement d'une masse plastique, que la vitesse du mouvement de masse au versant s'accroît d'autant plus que l'épaisseur de cette masse est plus grande. Il en résulte que, au fur et à mesure que la profondeur de la zone active devient plus grande, devrait s'accroître aussi la vitesse du mouvement. Dans la nature, pourtant, cette règle ne se confirme pas. Tout au contraire, c'est la zone active peu profonde qui cause une saturation forte de matériel minéral en eau et, par conséquent, favorise le développement de la solifluxion.

Au cas (2), quand l'humidité de la zone active est relativement faible, mais s'accroît rapidement au voisinage de la limite du pergélisol, il arrive à des éboulement aux versants raides. La zone de destruction de la structure primaire du matériel est alors restreinte. Elle est limitée à la couche la plus humide, située juste au-dessus de la limite supérieure du pergélisol et qui forme la base des éboulis. Les couches supérieures de la zone active se déplacent en forme de monolithes stables. Les éboulements peuvent se produire sur de divers plans de glissement à l'intérieur de la zone active. La limite supérieure du pergélisol peut, elle-aussi, jouer ce rôle. Le glissement des blocs dégélés à la surface du pergélisol a été observé, par l'auteur, aux versants de vallée sapés par la rivière. Les deux versants, à la pente pareille, ont été formés de même matériel. La seule différence entre eux consistait en ce que le substrat de l'un d'eux a été constitué par le pergélisol tandis qu'à la base de l'autre il y avait un sol gelé saisonnier. Les éboulement de blocs de matériel rocheux meuble s'observait au cours de tout l'été au versant à pergélisol. Dans l'autre cas, où le sol gelé saisonnier a fondu vers la moitié d'août, le processus s'est arrêté. L'auteur remarque que le plan de glissement de ces éboulements se déplace constamment au fur et à mesure que le sol dégèle. Ceci justement est le fait qui distingue ces éboulements de ceux conditionnés par la structure géologique.

En se référant à Maslov (1955) l'auteur souligne que l'indice d'équilibre d'une masse rocheuse meuble, située sur une surface de glissement plane, est en raison directe à la puissance de la masse glissante. Il en résulte qu'au cas du versant à pergélisol la possibilité de glissement augmente au fur et à mesure que la profondeur du dégel s'accroît. Cela nous mène à une conclusion importante: les versants raides, aux pays de pergélisol, ne sont en état de l'équilibre que dans des conditions climatiques déterminées. Le changement de ces conditions, au sens de l'échauffement, peut facilement mener au passage du sol à l'état de l'équilibre instable. L'équilibre une fois ébranlé il se produit un déséquilibre qui se maintient relativement longtemps, car les couches du pergélisol de plus en plus profondes sont mises à jour et soumises ainsi au dégel.

Le dernier des trois processus discutés par l'auteur c'est le mouvement de masses minérales dû au gonflement par le gel. On sait que le sens de ce gonflement correspond à la direction de la résistance la plus faible. Il est donc perpendiculaire à la surface du versant, tandis qu'au dégel les particules retombent par gravitation, c'est-à-dire au sens vertical ou presque. La valeur de déplacement latéral de la masse minérale peut être exprimée par la formule: $x = ytgL$, où y — la valeur du gonflement; L — la pente en degrées; x — la valeur du déplacement latéral de la masse minérale le long du versant, après le dégel. Ici il faut remarquer que le déplacement réel (x) sera un peu plus faible que celui théorique, résultant de la formule, ce qui est l'effet de la cohésion.

En rappelant les recherches de Schmidt (1955), l'auteur écrit que, sous des conditions climatiques de l'Allemagne moyenne, sur des versants déboisés à la pente de 15 à 20°, la valeur du déplacement annuel des masses minérales par la suite du processus décrit tout à l'heure atteint quelques 15—18 mm. C'est aux versants formés de matériel fin, contenant suffisamment d'eau, où ces processus sont les plus intenses.

L'étude de Kaplina combine d'une façon intéressante les réflexions théoriques avec les observations de terrain. Ce sont surtout les processus d'éboulement dans la zone active, décrits de la façon la plus détaillée, qui méritent une attention toute particulière. Aux environs de Łódź, dans des formations pléistocènes, on peut observer, de temps en temps, des blocs mous, à la structure primaire bien conservée, et qui ont été déplacés, les uns par rapport aux autres, le long des surfaces diverses. Il nous paraît vraisemblable qu'il s'agit des structures formées par la suite de mêmes processus que ceux décrits par l'auteur, à savoir — au cours de glissements des blocs de matériel minéral, grands ou petits, se réalisant sur de certaines surfaces à l'intérieur de la zone active à une saturation en eau considérable. D'après la description des processus d'éboulement actuels, observés en Sibérie par Kaplina, on peut bien admettre que de pareils processus attaquaient activement les versants de vallées dans le milieu de pergélisol pléistocène. Il faut souligner que de très intéressantes structures fossiles représentant les processus du type tout à fait pareil que ceux décrits par Kaplina viennent d'être découvertes par J. Dylik à Walewice près de Łódź.

Traduction de T. Kubiak

Z. Klapnert (Łódź)

Yu. A. Lavruchin — Nekotoryie osobiennosti mekhanizma nakoplenia ritmitchno-sloistykh otlojenii sklonov (Quelques traits caractéristiques du mécanisme d'accumulation des dépôts de versant à litage périodique), en russe. *Tchetvertichnyj period i ego istoria*, p. 91—103, Edition: „Nauka”. Moscou 1965.

En l'URSS les sédiments formés sur le versant en résultat du ruissellement portent le nom des *dépôts déluviaux*. Pavlov (1898) les a distingués comme un type génétique particulier.

On a constaté que les dépôts mentionnés peuvent être formés, à part des régions périglaciaires, dans les conditions du climat tempéré. Lavruchin, sur la base des observations des processus contemporains dans la région de la Volga centrale, tâche d'expliquer les principes de l'accumulation des dépôts déluviaux. Il constate que le caractère de leur accumulation dépend: de l'intensité du ruissellement qui peut être en nappe, en filets ou concentré dans des rigoles, de la pente du terrain, de sa lithologie et du caractère des végétaux sur le versant.

Lavruchin divise le versant en la zone supérieure — de ruissellement, et inférieure — d'accumulation. Ensuite l'auteur parle des trois parties de la zone de ruissellement, distinguées selon la dominante d'un des types du ruissellement mentionnés ci-dessus. Evidemment, la plus haute partie du versant est un domaine du ruissellement en nappe. Egalement la zone d'accumulation peut être partagée en trois parties, selon l'intensité du processus et le caractère du matériel accumulé. Dans la plus haute partie l'accumulation est la plus intense et le matériel est grossier et mal rangé; vers la base du versant il devient de plus en plus fin et mieux classé. Dans la coupe verticale, la diminution des tailles des grains vers le haut est caractéristique pour les sédiments dont la formation est liée avec les processus décrits ci-dessus.

L'auteur définit les dépôts de versant à litage périodique aux environs de Łódź (Pologne) comme les sédiments déluviaux formés à la limite de la partie de dénudation et d'accumulation de versant, composé du matériel argileux et sableux.

D'après Lavruchin, les conditions périglaciaires ont été les plus favorables pour le développement des dépôts déluviaux mais il est possible qu'ils se soient formés également dans les périodes interglaciaires. L'intensité de l'accumulation a dépendu de la situation géographique, donc de l'épaisseur du mollisol. Le dernier est affirmé par le fait qu'en Europe Occidentale et Centrale les dépôts déluviaux ont une plus grande épaisseur qu'en Europe de l'Est.

A la fin de l'article l'auteur constate qu'il faut donner un nom commun *déluvium* à tous les dépôts dans la formation desquels le ruissellement joue un rôle prépondérant. Il joint à ce groupe les dépôts suivants: les éboulis ordonnés, les grèzes litées et les sédiments de versant à litage périodique. En même temps, Lavruchin réclame contre la classification tous les dépôts de versant parmi les sédiments déluviaux. Les dépôts dont la formation n'est pas un résultat du ruissellement, comme par exemple les dépôts de reptation, de solifluxion ou les éboulements, ne peuvent pas être déterminés comme *déluvium*.

Il ne paraît pas que le terme *déluvium* soit réellement si utile comme Lavruchin le prétend. Avant tout il est trop général. Les faciès bien divers de ce type des dépôts de versant existent et pour les définir il faut ajouter au terme *déluvium* d'autres déterminants. D'autre part, dans le temps et dans l'espace les divers processus et les divers types des sédiments s'engrènent et la séparation des dépôts formés exclusivement par le ruissellement est impossible. Sans doute, les faits mentionnés sont-ils la raison de l'apparition dans la littérature soviétique de nouveaux termes qui remplacent ou précisent le terme *déluvium*. Par exemple Dokutchaïev propose le terme *alluvium de ravins*, Nikolaiev appelle les dépôts de solifluxion qu'il place dans ce groupe: *déluvium de solifluxion*.

Selon l'auteur du compte-rendu, considérer le ruissellement, comme le fait Lavruchin, comme le processus principal sinon unique qui soit responsable de la formation des sédiments du genre des grèzes littées, éboulis ordonnés et les dépôts de versant à litage périodique est une erreur. Les divers auteurs qui décrivent ces sédiments trouvent que la congéligfluxion joue dans leur formation un rôle au moins égal, sinon prépondérant, à celui du ruissellement. Dans ce cas, le terme *déluvium* ne serait plus actuel.

Traduction de K. Kuydowiczówna

J. Wieczorkowska (Łódź)

J. E. Mojski — Stratygrafia lessów w dorzeczu dolnej Huczwy na Wyżynie Lubelskiej (summary: Loess stratigraphy in the drainage basin of the lower Huczwa river in the Lublin Upland). *Z Badan Czwartorzędów w Polsce*, t. 11, *Inst. Geol., Biul.* 187, 1965; pp. 145—216, fig. 24, résumé anglais et russe.

L'auteur fait part de la continuation de ses recherches sur la stratigraphie des loess du plateau de Lublin. Ces recherches ont été menées depuis 15 ans et ont été concentrées surtout aux environs de Hrubieszów. Ces derniers temps il a étudié 5 localités: Nieledwia, Trzeszczany, Lipice, Hrubieszów et Michałówka. Elles ont été déjà toutes l'objet des études de Jahn, Mojski et Prószyński. Comme on peut en juger d'après des croquis, les localités en question sont situées aux versants. En outre de recherches sur le terrain on a fait des analyses granulométriques et celles du contenu en CaCO_3 , ayant pour but la différenciation verticale des loess.

Comme le critère principal des subdivisions stratigraphiques l'auteur adopte les paléosols, considérés ces jours-ci par tous les chercheurs comme les niveaux-repères dans la couverture de loess. A leur aide il a distingué quatre horizons de loess mis en place au cours des phases froides et séparés par trois paléosols — équivalents des phases climatiques plus chaudes — interglaciaires ou interstadiaires — au cours desquelles l'accumulation des poudres éoliennes n'avait pas lieu.

Un autre critère des subdivisions stratigraphiques des loess a été leur différenciation lithologique permettant de distinguer trois faciès: 1. loess subaérien; 2. loess de solifluxion; 3. loess alluvial. Le loess subaérien, caractérisé par la texture confuse, visible à l'oeil nu, est un dépôt éolien. Le faciès de solifluxion possède une texture rubannée irrégulière ou en lentilles avec de fréquentes involutions. Il s'agit d'un dépôt à la granulométrie variable, mis en place à la suite du remaniement, aux versants, du limon éolien syngénétique et du loess „plus ancien”, provenant du haut des versants. Au faciès de solifluxion appartiennent, selon l'auteur, aussi bien les dépôts du climat froid que ceux du milieu tempéré; des déluvions holocènes entre autres. Le troisième faciès, alluvial, se caractérise d'une stratification horizontale régulière et d'un classement parfait. Les involutions y sont beaucoup plus rares et ne comprennent qu'une zone limitée. Le loess de ce faciès est une formation déposée dans l'eau, dans des bassins fermés et dans des eaux courantes lentes.

Ce sont les dépôts fluviatiles de l'interglaciaire Masovien, dont la position stratigraphique a été déterminée à l'aide de la faune fossile des Mollusques d'eau douce (Jahn, Prószyński), qui constituent la limite chronologique inférieure des loess. Tous les quatre horizons de loess ne peuvent donc être que les équivalents géologiques des deux jeunes périodes froides, c'est-à-dire des glaciations de la Pologne Centrale et Baltique. Ce sont les caractères typologiques des sols fossiles qui déterminent la position des horizons de loess successifs par rapport aux périodes froides particulières. Sur l'horizon de loess le plus bas (I), trouvé dans trois localités il y a un podzol à gley à trois horizons: 1. horizon d'accumulation; 2. horizon éluvial; 3. horizon illuvial. C'est celui-ci qui est le mieux développé. Sa puissance atteint 3,2 m, la couleur est variable — brun-ocre, brun-jaune, grise et gris-vertâtre. Il est décalcifié, lehmifié et sa structure primaire loessique est entièrement effacée. Les deux horizons supérieurs du paléosol, dont la puissance d'ensemble ne dépasse nulle part 0,3 m, sont cryoturbés. L'horizon éluvial, gris ou jaune-clair, est dans la plupart des cas compact et lehmifié. L'horizon d'accumulation, également lehmifié, est soit noir, soit gris-foncé ou gris-violacé. Le paléosol correspond aux actions pédogénétiques au cours de l'interglaciaire éemien.

Le second paléosol (à partir du bas) s'est développé sur le loess II. Il s'agit d'un tchernoziom podzolisé à un profil composé de l'horizon d'accumulation de 0,15 à 0,9 m d'épaisseur, compact, brun-foncé, de l'horizon éluvial de 0,15 m d'épaisseur au maximum (par-

fois conservé en lambeaux seulement) gris-jaunâtre, compact, et de l'horizon illuvial de 2,1 m d'épaisseur tout au plus, jaune-ocre ou brun, lehmifié. La puissance du profil entier est de 1,4 à 3,0 m. Le paléosol est considéré comme aurignacién, représente donc la période qui selon la majorité des chercheurs est une oscillation climatique de l'ordre d'interstade. L'auteur, à la base du caractère du paléosol, est porté à lui attribuer le rang supérieur, c'est-à-dire d'un interglaciaire.

Le sol fossile le plus jeune, développé sur le loess III et couvert de loess IV, est un sol brun du type de ranker. Ce n'est que dans une seule localité, dans un puits à Nieledwia, qu'il est conservé *in situ*. Le profil complet du sol ne s'y compose que d'un horizon de loess bruni de 1,2 m d'épaisseur, au sommet duquel il y a de petites traînées d'humus. Le sol correspond à une oscillation climatique chaude si courte que l'interstade Paudorf.

Le loess I, déposé au cours de la Glaciation de la Pologne Centrale présente, en bas, le faciès alluvial. En haut probablement il est aussi bien alluvial que subaérien. Le loess II, provenant de la phase plus ancienne de la Glaciation Baltique ou, peut-être, d'une autre période glaciaire — est développé en tous les trois faciès. En bas, on observe le plus souvent du loess alluvial ou celui de solifluxion. En haut il y a du loess subaérien. Dans certains profils il n'y a qu'un seul faciès, soit alluvial, soit subaérien. Le loess II se rencontre dans toutes les localités étudiées. Le loess III formant une couverture discontinue n'a été trouvé que dans trois coupes et déterminé avant tout à la base de la séquence de faciès. Il a été mis en place pendant la phase ancienne du stade principal (le pléniglaciaire A) de la Glaciation Baltique. Il y prédomine le faciès de solifluxion, au sommet duquel il y a des lambeaux de loess subaérien. Le loess IV — un dépôt de la phase plus jeune (le pléniglaciaire B) du stade principal de la dernière période froide forme une couverture continue de faciès surtout subaérien, bien que la série débute toujours en bas par le faciès de solifluxion (sur la première terrasse de la Huczwa — par le loess alluvial).

L'ouvrage composé d'une façon claire et logique, documenté par un grand nombre de dessins des coupes géologiques et par des courbes et diagrammes montrant la variabilité de la granulométrie et du contenu en CaCO_3 en sens vertical, éveille quand même chez le lecteur de certaines objections qui peuvent être groupées en deux catégories concernant: 1. la terminologie; 2. le sujet-même.

Ad 1. Le fait que l'auteur introduit de telles notions que le loess subaérien, le loess de solifluxion et le loess alluvial ne nous semble pas heureux, en ce sens au moins que l'auteur les entend. Sous des conditions subaériennes a lieu non seulement le processus de l'accumulation éolienne des poudres mais il y en a d'autres, tels que les processus de pente produisant le faciès du loess de solifluxion. Plus délicates encore, nous semble-t-il, sont les notions de loess de solifluxion et loess alluvial. Le loess de solifluxion comme l'auteur l'entend comprend tous les dépôts de pente dus principalement, comme il paraît, au ruissellement. La notion de solifluxion a été introduite dans la littérature mondiale en 1906 par Andersson. Il désignait ainsi le déplacement gravitatif des particules du sol vers le bas du versant sous des conditions arctiques. Actuellement la majorité des chercheurs lui accorde plutôt un sens différent — le transport du matériel fortement imbibé d'eau le long du versant à pergélisol et non pas tout transport de versant ayant lieu aussi bien sous le climat froid que tempéré. La notion de dépôts alluviaux ou alluvions est depuis longtemps reconnue et possède un sens bien défini — elle désigne les sédiments des eaux courantes, organisées. L'auteur appelle ainsi les loess mis en place en des dépressions fermées aussi.

Ad 2. D'après les traits caractéristiques du paléosol II l'auteur propose l'hypothèse d'une période interglaciaire de plus. Elle aurait lieu après l'Eemien et diviserait la Glaciation Baltique jusqu'alors considérée comme une période froide. L'idée plutôt osée

ne semble pourtant pas être suffisamment documentée. Il lui manque des recherches plus étendues, sur un terrain plus vaste et dans de diverses situations morphologiques. L'ouvrage ne comporte non plus assez d'analyses de laboratoire, telles que les mesures du contenu en carbone organique ou oxydes de fer libres et d'autres. Les analyses granulométriques et celles du contenu en CaCO_3 que l'on trouve dans l'ouvrage ne sont pas complètes, exception faite pour une seule localité. Elles ne comprennent ni le profil entier du loess II sur lequel le paléosol II s'est développé ni d'ailleurs le profil complet de celui-ci. Ce n'est qu'à la base du caractère de l'horizon profond du paléosol II, atteignant 3 m au maximum, et à celle de la profondeur de la zone décalcifiée de cet horizon que l'auteur parle de l'importance de l'oscillation climatique de „l'interstade Aurignac". La puissance aussi considérable de ce sol n'est pourtant observée par l'auteur que là où il n'y a pas de paléosol plus ancien au-dessous, par exemple aux puits 2 et 7 à Nieledwia. Dans d'autres points par contre il est sans doute d'une puissance considérablement plus faible (puits 1, 3 et 4 à Nieledwia). Dans le reste de localités il n'y a qu'un paléosol en position *in situ*. On peut se demander donc s'il n'y a pas eu de possibilité de la confusion entre de divers paléosols et, par conséquent, des erreurs chronologiques.

Le paléosol II est classé par l'auteur parmi les tchernozioms podzolisés. C'est-à-dire l'auteur le considère comme l'effet de deux processus. Le processus préliminaire a dû avoir lieu sous la végétation de steppe et a donné naissance au tchernoziom. Ensuite, sous la forêt, il y a eu des processus de podzolisation. On sait que la podzolisation commence toujours d'en haut en causant d'abord le blanchissement de l'horizon A₁. Il devient gris, plus fin — sablo-limoneux et friable. La granulométrie du sol change aussi. Les particules fines <0,01 mm partent de l'horizon lessivé. De cette façon, relativement, augmente le nombre de grains grossiers. Au contraire, l'horizon illuvial s'enrichit en des fractions fines <0,01 mm. D'après les courbes présentées par l'auteur de telles transformations au profil vertical ne sont guère évidentes. Il nous semble bien improbable qu'un tchernoziom sur lequel agissaient les processus de podzolisation tellement puissants et produisaient la zone lessivée aussi puissante atteignant, même dépassant parfois, 0,5 m (à partir de la surface du sol) se soit conservé jusqu'à nos jours. C'est pourquoi les opinions de J. Fink, V. Ložek, H. Lieberoth et K. Brunnacker émises au cours de la discussion sur le terrain pendant le Symposium sur les Loess du VI^e Congrès de l'INQUA, suggérant qu'on a affaire à un complexe de sols, nous paraissent plus convaincants. Et ainsi, la partie inférieure de ce „sol", avec des horizons éluvial et illuvial, serait un reste d'un podzol ancien représentant une longue période chaude, l'interglaciaire Eemien probablement (de cette époque provient probablement aussi le podzol fossile I). La partie supérieure serait un tchernoziom. Celui-ci serait à notre avis un sol interstadiaire, peut-être aurignacien (Brørup). En ce contexte le paléosol III, déterminé comme un sol brun et ne conservé que dans un seul puits à Nieledwia nous semble aussi être discutable. D'après l'auteur ce serait un loess faiblement transformé, bruni et décalcifié. Ici on ne peut que regretter que les mesures du contenu en CaCO_3 ne soient exécutées que sur les échantillons provenant de la proximité du puits 2 (Nieledwia) où le paléosol III ne peut en aucun cas être considéré comme conservé *in situ*. Ici il s'agit évidemment d'un loess en traînées distinctes, parmi lesquelles il y a, entre autres, des bandes brunes de matériel argileux et foncées, probablement humifères. Les loess brunis sont un fait fréquent en coupes géologiques et ne nous paraissent pas forcément témoigner de l'arrêt de l'accumulation loessique et de l'activité des processus pédologiques prolongés, agissant sur une surface déterminée.

La définition du paléosol III comme un sol brun ne nous semble non plus heureuse. Malgré l'intention de l'auteur le terme pourrait suggérer qu'on a affaire à un sol formé sous la forêt à arbres feuillus dans des conditions climatiques tempérées au cours d'un

court interstade. La notion — sol de la phase initiale de développement (ranker) ne serait-elle pas plus justifiée ?

La question de l'âge des paléosols a ses répercussions sur l'interprétation stratigraphique des horizons de loess et vice versa. D'après l'auteur le loess III, au contraire des II et IV, présente une nappe discontinue et relativement peu épaisse. L'état actuel aussi bien des études du loess que des recherches générales sur la paléogéographie de la dernière glaciation suggéreraient plutôt une puissance plus faible du loess II correspondant au stade plus ancien de la Glaciation Baltique (ou bien de la Glaciation de Szczecin selon l'interprétation de l'auteur) qui précède l'interstade (interglaciaire ?) Aurignac, donc correspondant à la phase de refroidissement climatique relativement peu importante. Le loess III, provenant de la phase plus ancienne de stade principal de la Glaciation Baltique (pléniglaciaire A), nettement froide, est en général beaucoup plus commun en Europe Centrale que le loess II et forme une nappe continue atteignant quelques mètres de profondeur.

L'hypothèse de deux niveaux de fentes de gel nous paraît aussi être faiblement documentée. D'après les dessins de l'ouvrage on ne se peut former que l'idée suivante: toutes les fentes percent le sol aurignacien et sont remplies du loess plus jeune. On ne voit nulle part des situations telles où deux horizons de fentes d'âge différent percent deux sols d'âge divers conservés *in situ*. Baser les conclusions chronologiques sur les faits de la différentiation faciale des loess seulement est peu convaincant. Le loess comme tout autre dépôt peut avoir des faciès différents au sens vertical et peut-être encore davantage horizontalement. Par conséquent, l'examen de cette différentiation en un contexte chronologique sans avoir pris en considération, dans chaque cas particulier, la différentiation spatiale ne nous paraît pas une juste façon de procéder.

Traduction de T. Kubiak

J. Jersak (Łódź)

Podzemny led (Glace souterraine), en russe. Recueil rédigé par A. I. Popov. Presse Universitaire de Moscou, 1965, t. I; 215 p., 58 illustrations.

Le livre, rédigé par le prof. A. I. Popov, présente des travaux qui s'occupent de divers problèmes de la glace souterraine. Il commence par un article de fond par A. I. Popov: Glace souterraine. Après l'explication du terme *la glace souterraine* et des brèves données sur sa répartition en l'URSS, l'auteur fait la revue des principes de la classification de la glace souterraine selon divers chercheurs, comme par exemple d'après E. K. Lef-fingwell, M. I. Sumgin, V. J. Tolstikhin, A. P. Chumskij. Sur la base de ces classifications A. I. Popov a distingué 5 types génétiques de la glace souterraine: la glace de ségrégation, la glace d'injection, les veines de glace, la glace des polygones des fentes de gel, la glace-ciment.

L'article de fond est suivi par 16 autres travaux étant, en général, les résultats des recherches de terrain. On a choisi les travaux traitant de deux types principaux de la glace souterraine (A. I. Popov), c'est à dire de la glace des polygones des fentes de gel et de la glace de ségrégation.

La glace des polygones des fentes de gel

Les articles cités ci-dessous ont complètement, ou en grande partie, trait à ce problème:

- (1) A. I. Popov — Glace souterraine
- (2) L. I. Veisman — Glace des polygones des fentes d'Alaska et des régions voisines de Canada

- (3) V. S. Kudriakov — Glace des polygones des fentes dans le bassin de la rivière Amguema (la partie nord de la presqu'île de Tchoukches)
- (4) G. S. Konstantinov — Question des glaces des fentes dans la plaine d'Anuy-Kolyma
- (5) L. L. Berman — Glaces souterraines de la partie nord de la basse-contrée de Kolyma
- (6) T. P. Kuzniecov — Problème des dépôts quaternaires avec la glace dans la basse-contrée de Iana-Indighirka et sur l'île Bolchoy-Lakhovsky
- (7) A. G. Kostiaev — Veines de glace et l'instabilité de convection du sol
- (8) A. I. Popov — Glace des polygones de Bolchezemelskaya Toundra
- (9) V. I. Solomatin — Congélation syngénétique et épigénétique des dépôts marins au littoral de la mer de Petchora
- (10) G. S. Perchtein et N. N. Romanovsky — Trouvailles des veines de glace polygonales dans la région du plateau de Patom

L'article de L. I. Veisman (2) résume les résultats des travaux concernants la glace souterraine, effectués par les chercheurs américains et canadiens en Amérique du Nord et publiés, en général, en anglais donc difficilement accessibles en l'URSS. Le but de L. I. Veisman a été mettre ces résultats à la portée des chercheurs soviétiques. Il paraît que l'article ne présente pas un grand intérêt pour les lecteurs qui ont un accès aux travaux originaux. A la suite, l'auteur du compte-rendu le laisse à part et ne s'occupe que des travaux présentant les recherches de terrain et leurs résultats, effectués et obtenus par les chercheurs soviétiques.

Les recherches présentées dans le recueil ont été effectuées de 1952 à 1963 en Europe du Nord-Est: à l'embouchure de la Petchora (9), en Sibérie du Nord: sur la presqu'île de Tchoukches (3), dans la plaine de Kolyma (4,5), dans la basse-contrée de Iana-Indighirka (6), et le terrain autour de Vorkuta (7), et en Asie Centrale, dans la région du plateau de Patom (10).

Les articles cités ci-dessus traitent d'un ensemble bien complexe des problèmes liés avec la glace des polygones. A la suite, on va en annoncer aux lecteurs les principaux.

Répartition topographique des polygones des fentes de glace: Les plus nombreux et les plus grands polygones sont liés avec les surfaces plates ou peu accidentées où l'accumulation a été (les polygones fossiles) ou est toujours considérable. Les conditions bien favorables pour le développement des veines de glace de grandes dimensions sont créées par l'existence des mouvements tectoniques abaisseurs qui rendent possible le rapide accroissement des sédiments (A. I. Popov). Les polygones des fentes de gel évoluent avant tout aux fonds et sur les basses terrasses des vallées fluviatiles (1, 3, 6, 7, 8, 10). Le microrelief polygonal est également fréquent dans les cuvettes des anciens lacs de divers origine, comme par exemple maritime (5, 9) ou thermokarstique (4) et au littoral, sur les terrasses maritimes peu élevées (5, 6, 9).

Espèces de sédiments avec la glace polygonale: Les polygones des fentes de glace sont les plus répandues dans les sédiments fins: limons, sables limoneux, sables fins et sables, d'origine fluviatile, lacustre ou maritime. Également les sédiments organiques, par exemple la tourbe, offrent les conditions favorables pour leur évolution (8, 9). La quantité de glace de ségrégation dans les sédiments où les veines de glace se développent ne joue pas un rôle prépondérant et, en général, elle n'est pas trop élevée.

V. S. Kudriakov (3), au Nord de la presqu'île de Tchoukches, a trouvé la glace des polygones fossiles dans les galets d'origine fluviatile. Il paraît que c'est la première trouvaille des polygones de gel dans les sédiments grossiers en l'URSS, en tout cas mentionné dans la littérature.

Contours des polygones et leurs dimensions: Les plus fréquents sont les polygones tétragonaux, plus aux moins réguliers. On observe souvent plusieurs générations de polygones (9). La longueur des côtés varie, dans les cas décrits dans le recueil, de 1,5—2,0 m (3) à 100 m et plus (1, 10), selon la nature des sédiments et les conditions climatiques pendant lesquelles les polygones se développent.

Les dimensions les plus courantes des veines de glace décrites sont: la largeur de plusieurs dizaines de centimètres jusqu'à deux mètres et l'épaisseur 1,5—3,0 m. C'est dans la vallée de Iana qu'on a trouvé les plus grandes veines de glace mentionnées dans le livre (A. I. Popov). L'épaisseur en atteint 40—60 m. Les essais de définir les conditions qui rendent possible l'évolution des veines de glace des dimensions aussi considérables sont nombreux dans le livre (1, 4, 8).

Traits physiques de la glace polygonale: Tous les chercheurs y accordent beaucoup d'importance. V. I. Solomatin (9) décrit les fentes avec la glace homogène dans toute sa masse. Il les considère comme les polygones épigénétiques.

À part du cas mentionné ci-dessus, le trait commun de tous les polygones décrits dans le recueil est l'hétérogénéité de la glace. La plus part des chercheurs parle de la stratification verticale ou subverticale de la glace. Elle est soulignée par les bulles d'air et les restes minéraux ou organiques, allongés le long des veines. En général, on explique cette stratification comme due aux veines élémentaires et on la considère comme la preuve de l'évolution syngénétique des polygones dont le mécanisme essentiel est la contraction par le gel (3, 4, 5, 6, 7, 9). L. L. Berman (5) cite la largeur des veines élémentaires qui varie, dans le bassin de Kolyma, de plusieurs millimètres à 1 centimètre.

A. I. Popov (1, 8) et V. S. Kudriakov (3) mentionnent, à part de la stratification verticale, la présence des couches horizontales ou concaves dans la glace polygonale. L'épaisseur de ces couches varie de plusieurs à plusieurs dizaines de centimètres. D'après A. I. Popov elle peut atteindre plusieurs mètres. V. S. Kudriakov souligne que la stratification horizontale est indépendante de la verticale. A. I. Popov (8) va plus loin: il la considère comme primaire par rapport aux veines élémentaires et liée directement avec l'accroissement frontal de la glace, dont le mécanisme sera expliqué plus loin.

Contact longitudinal des veines de glace avec les sédiments avoisinants. Les descriptions détaillées des contacts longitudinaux sont nombreuses dans le recueil. Tous les chercheurs sont d'accord que leur caractère dépend directement du mécanisme de l'évolution des polygones, alors que les études soigneuses des contacts peuvent apporter beaucoup à l'explication de ce mécanisme.

Les contacts longitudinaux décrits dans le recueil, pour simplifier la question, peuvent être divisés en deux groupes: les contacts qui forment des lignes droites, simples, bien nettes (3) et les autres — des lignes inégales, raboteuses, avec une quantité de petites dents qui pénètrent dans les sédiments. Le deuxième cas est bien plus courant dans les polygones des fentes de glace décrits dans le livre. Tous les auteurs le considèrent comme une des plus importants preuves de l'accroissement syngénétique de la glace.

Déformations des sédiments autour des veines de glace: Les couches des sédiments autour des veines de glace peuvent rester horizontales, non changées, être

plus au moins redressées ou abaissées, ce qui est plus rare. En général, le redressement des couches n'est pas pareil dans toute la longueur de la veine (1, 3, 4, 5, 8). D'après A. I. Popov (1) ces changements sont cycliques.

Les auteurs des articles mentionnés décrivent les déformations mais la plupart d'eux ne s'occupent pas spécialement de leur genèse: ils acceptent la théorie de la déformation du matériel gelé pendant la contraction par le gel et comme le résultat de la pression par l'accroissement de la glace de fente. A. I. Popov n'est pas d'accord avec cette théorie. D'après lui les déformations ont lieu dans le mollisol, quand la masse minéral refroidit mais elle est encore dans un état demi-liquide, donc plastique. Son volume augmente et cet accroissement est freiné par l'existence de la glace de fente. Alors, la théorie de mécanisme du redressement des couches de A. I. Popov est liée directement avec son hypothèse de l'accroissement frontal de la glace (voir la suite).

Les déformations bien intéressantes de la stratification au voisinage des fentes de glace mentionne A. G. Kostiaiev (7) qui a examiné les veines fossiles dans le bassin de Iana. Les déformations y sont situées au-dessous des veines de glace. Ce sont les structures anticlinales bien nettes, leurs sommets se trouvent justement sur la même ligne que le bout de la veine. Dans l'axe de l'anticlinal les sédiments sont soulévés d'une dizaine à cinquante centimètres. La déformation ne peut pas être un résultat d'une action dynamique de la glace — la veine à ce niveau n'existe plus. L'auteur ne croit non plus que se soit un résultat du gonfllement des sédiments: la quantité de la glace de ségrégation dans les formations décrites est trop petite et d'autre part, dans ce cas là, la position des sommets des anticlinaux sur la même ligne que les axes des veines serait inexplicable. A. G. Kostiaiev suppose qu'il y a des rapports génétiques parmi ces deux types de structures. Les polygones des fentes de gel se sont formés sur les polygones de convection qui ont créé „les endroits faibles“ présentant la prédisposition pour le développement de la contraction par le gel. Il paraît que la trouvaille des structures décrites ci-dessus prouve la possibilité d'un grand rôle des processus de convection également dans l'accroissement syngénétique de la glace polygonale, ce qui est un des moments essentiels de la théorie frontale de A. I. Popov.

Deux types des polygones des fentes de glace: les polygones épigénétique et syngénétiques. Tous les auteurs, dont les travaux se trouvent dans le recueil, joignent les polygones examinés dans un de deux groupes mentionnés. Ils le font en général sur la base des traits caractéristiques des polygones mêmes et de la glace décrits ci-dessus. Les polygones des fentes de gel épigénétiques sont décrits par V. S. Kudriakov (3) et V. I. Solomatin (9). Les descriptions des polygones syngénétiques occupent beaucoup plus de place dans le recueil. Tous les chercheurs y donnent de nouveaux exemples. A. I. Popov, dans l'article de fond (1), fait la revue des théories du mécanisme de l'accroissement syngénétique de la glace. A la théorie, si on peut le dire, traditionnelle de Dostovalov (1952) de l'évolution des veines de glace par la contraction de gel et les veines élémentaires A. I. Popov oppose son hypothèse de l'évolution frontale (1955). D'après lui, la veine une fois formée accroît sur toute sa surface — la masse de glace qui existe attire les eaux du mollisol pendant la congélation du fond. Les eaux se réunissent et gèlent dans un espace vide au dessus de la veine, formé par les processus de convection. La contraction par le gel et le plombage des petites fentes par la glace existent mais il ne jouent qu'un rôle secondaire, en tout cas du moment quand la largeur de la veine dépasse 0,5—0,7 m. Le mécanisme de l'accroissement frontal présenté ci-dessus n'est qu'une hypothèse (1, 9) et il y a des points qui ne sont pas clairs et qui exigent des recherches ultérieures.

Les aspects différents du relief polygonal selon les étapes d'évolution des polygones des fentes de glace. Les travaux cités (1—10) contiennent de nombreuses descriptions du microrelief polygonal. Il est bien différent selon les dimensions des polygones, leur situation géographique et topographique etc. mais avant tout selon leurs étapes du développement. Les polygones jeunes qui sont en train de l'accroissement, ont en général la partie centrale concave, entourée par les bourrelets qui correspondent au redressement des couches dans le bloc polygonal. Les bourrelets sont accompagnés par les fossés situés au-dessus des veines de glace A. L. Popov (1, 8), V. S. Kudriakov (3). D'après A. I. Popov, dans les conditions climatiques stables, l'évolution des polygones est cyclique. Ces cycles sont responsables de l'existence de plusieurs générations des polygones situées sur les différents niveaux, dans les sédiments de même terrasse, ce qui est le fait bien commun en Sibérie (3, 5, 6, 8).

Les intéressants reliefs polygonaux se forment pendant l'évolution de dégradation des polygones des fentes de glace. Selon la situation topographique des polygones, l'élargissement réciproque des veines de glace, la priorité de la fonte des veines de glace ou de la glace de ségrégation des blocs polygonaux, la vitesse de ce processus etc., le relief polygonal est bien différent. Par exemple, V.S. Kudriakov (3) et A. I. Popov (8) décrivent le relief polygonal dans un stade avancé d'érosion composé de monticules polygonaux séparés par les ravins. G. Z. Perchtein et N. N. Romanovsky (10) décrivent les lacs de thémokarst, les *alas*. Le plus intéressant est l'exemple de L. L. Berman (5). Dans la plaine de Kolyma les lacs du type d'*alas* atteignent parfois la profondeur de 20—25 m. D'après L. L. Berman cette profondeur est un résultat des fontes successives de plusieurs générations sous-jacentes de la glace souterraine. G. Z. Perchtein et N. N. Romanovskiy mentionnent que le trait bien caractéristique des *alas* sont les arbres „soûles” à leurs bordures. En général, les forêts „soûles” sont bien communes dans les régions où le karst thémique se développe. Sur le plateau de Patom (10) on a trouvé également les fentes en coins à remplissage minéral. Les auteurs donnent une description détaillée d'une de ces fentes (10). La trouvaille est une preuve de la liaison génétique des fentes en coin et des polygones des fentes de glace.

Sur la base des reliefs décrits dans le recueil une classification génétique des polygones à glace de fente est impossible. On voit quand même que les alternatives possibles du microrelief polygonal sont bien nombreuses, avant tout pendant l'évolution de dégradation des polygones des fentes de glace. Ce qui est important et intéressant c'est que cette évolution, ainsi que les processus du karst thémique peuvent exister sur le pergélisol qui n'a qu'une tendance décroissante très locale.

Conclusions paléogéographiques sur la base des études des polygones fossilisés. La connaissance des conditions et du mécanisme de l'évolution des polygones des fentes de glace contemporaines rende possibles les conclusions paléogéographiques. Elles sont basées sur les études des polygones fossiles avec la glace conservée ou non et l'analyse détaillée du matériel dans lequel les structures se sont développées.

La répartition des structures fossiles, stade d'évolution conservé, dimensions des polygones, quantité des générations, leur situation réciproque etc. relèvent des possibilités de la définition du climat et de ses changements. Dans le recueil, les exemples de ces définitions sont nombreux (1, 3, 8, 9, 10). Certains auteurs, comme par exemple A. I. Popov (1) et V. S. Kudriakov (4), selon l'épaisseur des veines de glace et la quantité des générations des polygones, font une reproduction des mouvements tectoniques de Pléistocène dans les régions étudiées. Ils ont révélé la différence intéressante parmi les mouvements abaisseurs de même période au bord de l'océan et au fond du continent. Au littoral

le mouvement est continu, sa vitesse est stable — il y a un horizon des fentes de glace dont l'épaisseur atteint plusieurs dizaines de mètres (1, 4); plus loin du bord l'abaissement est périodique, son intensité est différente — il y a plusieurs générations des fentes aux différentes dimensions et l'épaisseur des couches des sédimentes qui les séparent.

On espère que cette brève revue permettra aux lecteurs de s'orienter dans le caractère général et dans les problèmes principaux du livre. D'après les auteurs du compte-rendu la grande valeur des articles cités consiste en leur caractère original, car ils présentent les résultats des recherches de terrain. La documentation présentée dans le recueil est bien riche. Elle se compose de descriptions détaillées des sédiments et de la glace dans les coupes géologiques dont la situation géographique et topographique, les dimensions etc. sont toujours bien définies. À part des descriptions détaillées le livre contient de nombreuses photos, illustrations, schémas et tableaux chronologiques. La documentation mentionnée permet aux lecteurs de profiter directement des résultats des recherches et de réfléchir sur l'interprétation faite par les chercheurs.

Certainement, les hypothèses et théories qu'on trouve dans le recueil, comme la théorie de l'accroissement frontal des veines de glace, l'explication du mécanisme de la déformation des couches au contact avec la glace, les étapes d'évolution des polygones syngénétique etc. ont une grande valeur, d'autant plus qu'en général elles sont basées sur les études beaucoup plus nombreuses que celles présentées dans le livre.

Tous les auteurs cités ci-dessus présentent une bibliographie ce qui permet aux lecteurs de faire la connaissance avec les travaux principaux traitant des problèmes des polygones des fentes de glace. Hélas, se ne sont que A. I. Popov (1, 8) et L. I. Veisman (2) qui citent, avec les positions soviétiques, les auteurs étrangers.

La glace de ségrégation

Les articles suivants du recueil traitent des problèmes de la glace de ségrégation:

- (1) A. I. Popov — Glace souterraine
- (2) V. A. Sudiakov — Lamelles de glace dans les sédiments quaternaires dans la région de Salekhard
- (3) I. D. Danilov — Structures de gel des sédiments loessoïdes à galets et les argiles à varves dans la région de Vorkuta
- (4) N. V. Konichtchev — Traits caractéristique de la répartition de la glace de ségrégation dans le mollisol et la morphologie des limons de couverture dans la région de Vorkuta
- (5) Yu. V. Mudrov — Structures des sédiments gélés du Quaternaire dans la région de Transbaïkal Central
- (6) A. P. Gorbunov — Certains types des glaces souterraines de Tian-Chan

Voici les traits principaux de la glace de ségrégation d'après A. I. Popov (1):

— on ne trouve la glace de ségrégation que dans les sédiments meubles et fins: limons, sables limoneux, sables fins, argiles etc.;

— la formation et le développement de la glace de ségrégation sont liés avec les migrations des eaux de mollisol vers les fronts de congélation qui résultent de l'existence des gradients thermiques dans les sédiments;

— la glace de ségrégation paraît le plus souvent dans les couches horizontales ou dans les veines verticales. Elle forme des structures stratifiées ou des quadrillages;

— dans l'Arctique et Subarctique la glace de ségrégation est bien commune car les sédiments qui rendent possible son évolution y sont très répandus;

- on trouve la glace de ségrégation jusqu'à la profondeur où les influences des processus de gel existent;
- l'existence de la glace de ségrégation fait changer la texture des sédiments — d'où son importance géologique.

Dans les argiles A. I. Popov (1) distingue deux types de structures de la glace: (1) la glace de ségrégation répète la structure primaire des argiles: les eaux pendant leurs migrations vers le haut profitent des surfaces et des espaces libres qui existent dans les sédiments; (2) dans les sédiments homogènes la structure de la glace ne dépend que de l'humidité des argiles, de la dimensions des particules et des conditions de la congélation.

Dans le pergélisol A. I. Popov (1) distingue la glace de ségrégation épigénétique et syngénétique. La glace épigénétique est développée sous une forme des veines horizontales et verticales qui composent un quadrillage. On la trouve le plus souvent sur la profondeur de 15—20 m; dans certains cas jusqu'à 30—40 m. Près de la surface l'épaisseur des veines de glace ne dépasse pas plusieurs centimètres. Elle accroît avec la profondeur jusqu'à 10—20 cm. En même temps les dimensions des quadrillages deviennent plus en plus grandes. D'après A. I. Popov les veines horizontales se forment grâce aux divers caractères de congélation qui résultent de la stagnation du front de congélation sur le niveau de l'accroissement de la glace. L'accroissement de l'épaisseur des veines de glace vers la profondeur est lié avec la diminution des gradients thermiques dans cette direction. Les veines de glace verticales se forment par le remplissage par les eaux de migration des fissures de dessication qui se développent au-dessous du front de congélation.

Dans les sédiments qui ont gélé syngénétiquement on voit de petites veines de glace dans toute la coupe. Elles forment un réseau aux petites mailles, où les horizons particuliers peuvent être distingués. Le fait prouve que ces horizons se sont formés dans les couches près de la surface du sol, dans les conditions des gradients thermiques considérables. L'épaisseur des horizons particuliers oscille de plusieurs à plusieurs dizaines de centimètres pendant que l'accroissement des dépôts au fond des vallées ne dépasse pas 1—2 cm par an. Ce fait A. I. Popov explique comme un résultat de différentes profondeurs du mollisol au courant des années. Après un dégel maximum un nouvel horizon de la glace de ségrégation se forme. Sa partie la plus profonde est conservée pendant que les cycles gel—dégel sont moins profonds. Quand le maximum climatique suivant a lieu, la base du mollisol n'atteint pas le niveau précédent — son altitude est plus élevée à cause de l'accroissement des sédiments au courant de plusieurs ou plusieurs dizaines d'années.

Les traits généraux de la glace de ségrégation cités ont été décrits par A. I. Popov sur la base des articles régionaux réunis dans le recueil. Ci-dessous on va mentionner les plus intéressants résultats des recherches cités.

Yu. V. Mudrov (5) parle dans son article du développement des structures de la glace de ségrégation dans les trois types des sédiments dans la région de Transbaikal Central. Ce sont les sédiments éluviaux et colluviaux des interfluves et des versants, les dépôts alluviaux de la rivière Krutchina et alluviaux et colluviaux de fonds des vallées. Yu. V. Mudrov souligne la grande importance des tailles et de l'humidité des dépôts pour le genre de la structure de la glace de ségrégation, son épaisseur et son répartition parmi les veines de glace particulières.

N. V. Konichtchev (4) a décrit les trois horizons dans le mollisol dans lesquels la glace de ségrégation est différente. Les parties: la plus proche de la surface du sol et la plus profonde sont beaucoup plus humides alors la quantité de la glace est ici plus grande. La couche centrale est sèche et on n'a pas trouvé ici même la glace-ciment. D'après l'auteur ces différences sont liées avec l'existence de deux fronts de congélation: de la surface et

du fond. Les différents processus de gel causent des changements lithologiques, dans la couleur et la taille des grains, selon le profil vertical du mollisol.

I. D. Danilov (3) a effectué les recherches détaillées sur les traits physiques de la glace de ségrégation. En outre, il a prouvé que l'opinion que les surfaces des couches de glace sont plates, est fausse. La glace de ségrégation a le plus souvent la forme d'une lentille séparée par les parties plus étroites. La glace examinée est transparente mais on y trouve le matériel minéral en faible quantité. Les cristaux de glace sont polyédriques.

V. A. Sudiakov (2) caractérise les cristaux de glace et l'orientation de ses axes. Il mentionne une régularité: avec l'accroissement de l'épaisseur des couches de glace les cristaux deviennent de plus en plus grands et de moins en moins rangés. À part de cela le caractère des cristaux dépend de leur position dans la couche de glace: au contact avec les sédiments les cristaux sont plus petits et situés perpendiculairement, au centre de la couche ils sont grands et parallèles à la surface du contact.

Les articles cités sont des résultats des travaux de terrain intéressants et détaillés. Certains d'eux abordent des questions nouvelles de la glace de ségrégation. Ils contiennent des photos, dessins, schémas etc. qui illustrent bien les problèmes de la glace en question.

K. Kuydowiczówna et J. Wieczorkowska (Łódź)

I. N. Remizov — Iskopaiemye sledy mnogoletniej merzloty na Ukrainie (Traces fossiles du pergélisol en Ukraine), en russe. *Vestnik Kharkovskogo Universiteta N° 2, Seria Geograficheskaiia*, 1964, vyp. 1; p. 70—80, 7 illustrations.

I. N. Remizov souligne l'importance des traces fossiles du pergélisol qui témoignent des changement climatiques généraux et locaux et peuvent aider les chercheurs dans leurs études de la stratigraphie du Quaternaire. Selon l'auteur les études des traces fossiles du pergélisol sont efficaces et exigent relativement peu de travail.

Dans le mollisol au-dessus duquel les couches gelées donc imperméables, se trouvent, l'accroissement du volume de l'eau pendant sa congélation a pour conséquence divers phénomènes que l'auteur appelle la cryodislocation. On trouve les traces fossiles des phénomènes suivants: (1) fissures de la contraction de gel des sols structuraux et fentes de glace, (2) traces des bugors, bugor-mogilniks, hydrolaccolithes et bulguniakhs, (3) pierres soulevées, rangées sur la surface de sol, (4) masses de mollisol déplacées sur le versant par la solifluxion. Chacun de phénomènes cités dépend de multiples facteurs locaux, en particulier du climat, de la vigueur du relief et de son exposition, de la couverture de l'humus et des végétaux, de la géologie du terrain, de la composition granulométrique et de la perméabilité des dépôts, de l'épaisseur du mollisol et du relief de la surface du pergélisol. D'autre part les phénomènes de „cryodislocation” ont une grande influence sur le relief, le sol végétal, le régime des eaux souterraines etc.

Remizov cite les faits qui prouvent l'existence du pergélisol dans la région de Kharakov en Ukraine. Il y distingue les structures suivantes: les fissures de gel des sols structuraux, les fentes de glace et les traces des bugors.

On trouve „les fissures de gel des sols structuraux” à la base de chacune des cinq couches de loess. Ils forment un système de veines étroites à la forme des fentes, remplies de limons loessoïdes et entaillant les loess sous-jacents à la profondeur de plusieurs centimètres à 2—3 mètres. Souvent on trouve les sols structuraux se développant sur les versants fossiles aux pentes douces.

En Ukraine il y a des fentes de gel de deux types:

(1) les fentes à remplissage minéral primitif. Le matériel qui remplit les fentes forme de petites couches verticales, parallèles aux parois des fentes. Les fentes dans leur partie supérieure s'élargissent nettement. La base de cet élargissement correspond à la base du mollisol. Souvent, les fentes décrites joignent „aux fissures de gel des sols structuraux” mentionnées ci-dessus. On n'a pas réussi jusqu'à présent de trouver des structures contemporaines, pareilles aux décrites;

(2) les fentes à remplissage primitif par la glace. Le matériel remplissant les fentes est mal rangé, chaotique. On trouve les fentes décrites dans les régions qui ont été couvertes par les inlandsis ou ont été situées non loin de leurs fronts. Elles sont remplies de matériel morainique, de limons sableux ou de limons loessoïdes. Probablement, les fentes de glace se sont développées dans le climat plus humide que les fentes à remplissage minéral primitif. Le premier type des structures mentionnées est moins fréquent. On trouve les fentes de glace contemporaines sur la presqu'île de Tchouktches et en Alaska du Nord. Les fentes sont remplies de glace, leur largeur atteint plusieurs mètres, dans la coupe verticale le redressement des couches au contact avec la glace est visible. Sur la surface, les fissures polygonales sont accompagnées des bourrelets.

Remizov constate que les fentes de glace servent de preuve du climat très rude. C'est pourquoi, en Ukraine, les fentes de glace fossiles, remplies de limons et de limons éoliens, prouvent que les loess ont été formés dans le climat sec et rude correspondant aux glaciations.

Les fentes de gel à remplissage minéral primitif et „les sols structuraux” existent souvent dans plusieurs horizons. Dans la même profil vertical on a constaté au maximum l'existence de quatre horizons de fentes.

Ensuite, l'auteur mentionne des déformations du matériel causées par le développement des structures du type de „bugor”. A la base du mollisol la haute pression des eaux existe causant souvent la formation des bugors. Vers un bugor, les eaux des couches gelant s'approchent. Elles forment un bassin souterrain, nommé par l'auteur l'hydrolaccolithe qui peut, si la pression est suffisamment forte, sortir à la surface en perçant et déformant les couches des sédiments. En Ukraine, dans les sédiments des terrasses fluviatiles du Pléistocène et dans les fins sédiments du Jurassique sous-jacents, on a trouvé des effets de ces processus.

L'auteur, se fondant sur les études des traces fossiles du pergélisol, caractérise les conditions climatiques en Ukraine pendant les glaciations de l'Europe Nord-Ouest. D'après Remizov, le climat dans la période en question a été froid, au début relativement humide et ensuite sec. Sur les versants à pentes douces les sols ont été détruits, les polygones des sols structuraux ont couvert les surfaces argileuses des interfluves et des terrasses, les larges fissures des fentes de glace se sont formées sur les surfaces plates. Dans les vallées fluviatiles, sur les terrasses basses, les *naliods* (en anglais: icing) ont été formés. Au fur et à mesure que le climat devenait plus rude, l'accumulation des loess sur les terrasses a été plus efficace. L'Ukraine a été couverte par une steppe froide avec les sols gris qui, au Nord, a confiné à la toundra.

On a constaté „les fissures de gel des sols structuraux” à la base de chacun des cinq horizons de loess et, dans les sédiments des terrasses pléistocènes, les traces des déformations congélistatiques. En se fondant sur les faits mentionnés, on a constaté qu'en Ukraine le pergélisol a existé cinq fois. Les périodes de son existence correspondent aux glaciations de la partie nord-ouest de la Plaine Russe, c'est à dire à la glaciation de l'Oka, du Don, du Dniepr, de l'Orcha et de l'Ostachkhou. En Ukraine de l'Est, pendant la durée de qua-

tres dernières glaciations, le pergélisol a atteint au maximum les bords de la Mer d'Azov et de la Mer Noire.

Remizov joint à son article un tableau présentant une comparaison des dépôts quaternaires de l'Ukraine et de la Plaine Russe.

La terminologie employée dans l'article n'est pas tout à fait claire. On ne sait pas, par exemple, ce que l'auteur entend par la notion „les sols structuraux” qu'il divise en „fissures de gel des sols structuraux” et en „fentes de glace”. Du contenu de l'article on peut se douter que dans le premier cas il s'agit de petits polygones de gel qui dans la coupe verticale n'ont pas encore atteint des dimensions des fentes de glace décrites par A. I. Remizov. La genèse de deux types de structures mentionnées est la-même. Pourtant, puisque les termes: „fissures de gel des sols structuraux” et „les fentes de glace” font une partie de la notion „les sols structuraux”, la classification de A. I. Remizov paraît un malentendu.

La différenciation des termes: *bugor*, *bugor-mogilnik* et *bulguniakh* n'est pas précise non plus. En russe, le terme *bugor* n'indique qu'une butte donc il exige des explications génétiques ultérieures. Dans la littérature soviétique on emploie le terme *bugor-putchenia* aussi bien pour définir les buttes formées par le développement de la glace de ségrégation que les hydrolaccolithes. *Bulguniakh* est un nom du hydrolaccolithe d'origine de Yakoutie qui est bien commun en l'URSS. *Bugor-mogilnik* indique la butte formée pendant la dégradation des polygones des fentes de gel donc sa genèse est différente de celle des formes décrites ci-dessus.

Traduction de K. Kuydowiczówna

J. Wieczorkowska (Łódź)

H. Richter, G. Haase, H. Barthel — Die Goletzterrassen. *Pet. Geogr. Mitt.*, 1963; pp. 183—192, 6 figures, 12 photographs.

The authors deal with the problem of the origin of altiplanation (goletz) terraces and their role in the relief of the entire alpine debris zone of Central Asia. Materials collected in the Changay and Chentey Mountains in Mongolia served as the basis for theoretical considerations.

Altiplanation terraces have their form of fairly narrow and long denudation replats. They are cut in mountain sides and ridge summits as well as in intervalley spurs.

The authors reviewed the present knowledge of the described problem and undertook an attempt to verify the actual opinions on the origin of goletz terraces. Materials obtained from the area of recently originated forms were of great help in their task and enabled them to deduce that altiplanation terraces of the alpine debris zone in Mongolia are the denudation features. Goletz terraces develop contemporaneously as a result of frost weathering, congelifluction, cryoturbation as well as downwash. The processes cause the slopes to retreat and modify the new planation surface. The morphogenetic type of altiplanation terraces and their evolution are determined by the preponderance of the main process, i. e. congelifluction or cryoturbation. Both of the processes may overlap in space and time.

The goletz terrace surface develops as the slope retreats. A sharp break of slope is a place where snow accumulates and persists throughout the greater part of summer time. Intensive frost weathering occurring in the contact zone of snow and rock facilitates a quick mass movement and slope retreat. Congelifluction successively removes the waste and thus maintains the break of slope. Simultaneously the planation of the new-formed flat surfaces advances because of the activity of the melting waters from snow and permafrost. The intensity of this process is attested by the striped arrangement of the rock debris.

In the central part of the terrace surfaces cryoturbation plays the most important role. It is evidenced by waste sorting and development of stone circles. The authors consider cryoturbation to be — in a smaller degree than congelifluction — responsible for further planation of the terrace surfaces.

Congelifluction becomes again more active in the outer edge, especially in the prolongation of the axis of ravines which undercut the flattenings.

The two main denudation processes are well pronounced only in those goletz terraces which occur in the intervalley spurs and on the summit surfaces. Planation surfaces develop much slower on mountain-sides because congelifluction and cryoturbation activity is reduced by other processes.

Goletz terraces are the important climatic indices. They develop contemporaneously only in continental climate of arctic and subarctic zone, in the alpine debris storey, within permafrost extent. Frequent regelation cycles and small precipitation (200—800 mm per year) promote their formation.

In the authors' opinion such conditions might exist in the European block-mountains in the phases of continental climate during the cold Pleistocene stages. It particularly pertains to the summit flats commonly considered as the Tertiary peneplains. The occurrence of stone circles and stone stripes may indicate a further development of these forms due to congelifluction and cryoturbation activity in the Pleistocene. Having in mind that congelifluction played the most important role in planation of such Tertiary summit flattenings, the authors suggest to treat these surfaces as an oceanic variety of goletz terraces.

The paper is of great value and interest. The recognition of genetic variety of the goletz terraces according to their topographic situation is one of the most significant results of these investigations. However, some of the authors' opinions rise some doubts, as for instance the hypothesis that frost weathering is intensive not only round the snow patches but also under them (page 186); or the concept that ice-filled fissures — probably fissures of contraction origin — may develop under the snow patches (Fig. 4 — Frostspalten). These statements disagree with generally accepted opinions. In arctic and subarctic climate, freezing of the ground persists under the snow patches; it diminishes together with the progressing melting and disappearing of snow. Under the snow patches there are no conditions promoting either frequent temperature oscillation at about 0°C or frost ground contraction.

The genetic conclusions probably would have been more precise if the authors had described those frost processes which they treat as cryoturbation, in a more detailed way. However it is only vaguely described and given different meanings, and does not define the nature of the process, hence, it is difficult to evaluate the authors' determination of cryoplanation variety of the periglacial planation.

As to the opinion suggesting that planation surfaces in the European block-mountains are the fossil goletz terraces, it seems to be rather premature. The determination of the oceanic variety of goletz terraces has been made only on the speculative basis. The sporadic occurrence of stone stripes and stone circles on these surfaces cannot serve as evidence supporting the authors' opinion, because the structures are not characteristic of the goletz terraces exclusively. On the contrary, they are common to all geomorphologic units in the oceanic province of the debris zone, providing that inclinations, grain-size composition of the waste, and humidity are adequate.

The paper undoubtfully throws light upon the development of goletz terraces and the part which they play in the mountain relief in the continental arctic and subarctic regions of Asia and America.

V. S. Shevcov — Opyt redakcionnykh rabot pri sozdani topograficheskikh kart na rayony lesotundry i gornoj tundry (Experimental editorial work of making topographical maps of forest- and mountain tundra). *Gieodezia i kartografija*, 11, Moscow, 1965; pp. 51—55.

Large scale topographical maps containing some geomorphologic data have been recently made in the tundra area of the USSR. Shevcov in this paper deals with the problem of geomorphology of the forest- and mountain tundra areas of the Siberian Plateau and the method of using the symbols for individual landscape elements on the maps.

The relief of the terrains mapped is controlled both by the geologic structure and permafrost. Land-forms such as depressions and thermokarst hollows, erosional small valleys, altiplanation (goletz) terraces 1—10 m in height, solifluction terraces, polygonal soils, mounds and small frost-heaving structures (*mogilniki*) 0.3—0.5 m in height and 0.7—1.0 m in diameter originate as a result of cryogenic processes. Surficial water regime is also controlled by the existence of permafrost. This is evidenced by abundance of water in the rivers and streams, not only during snow melting in spring time, but also in summer and autumn, when permafrost thaws and the ground becomes oversaturated with water. Gravitation movements of the water saturated material facilitate the development of the solifluction terraces and the erosional small valleys.

Mountain tundra stretches on higher parts of mountains above the tree-line in the region of steep rocky peaks and tors with debris cones at their foot, and in deeply cut canyon-like valleys with slumps. On the sloping surfaces in watershed areas the forest tundra vegetation is represented by deciduous trees as high as 6—8 m, and 0.08—0.12 m thick, growing some 3—6 m apart. In the valleys a moss-lichen vegetation with a small quantity of *Betula nana* prevails. In the mountain tundra zone occur dwarf cedres, shrubs, mosses and lichens.

From the data collected in the terrain, a map is drawn up in the headquarters of the expedition. A rough field-map 1 : 25 000 as well as the illustration materials such as aerial photographs, photographs taken in field, cross profiles, inclination measurements etc. are used as the base for elaboration of the topographical maps in scale 1:50 000 and 1:100 000.

To present the content of the maps, a special legend is proposed:

- well developed closed thermokarst depressions are marked with a contour sign according to the real extent of the depression;
- initial thermokarst depressions are marked with the symbol of swamped terrains;
- thermokarst hollows, the same as the karst hollows but with an inscription „thermokarst”;
- large mounds *bulguniakhi* are marked by contours;
- small frost-heaving elongated hummocks *mogilniki* are marked with conventional symbols used for hillocks, with relative heights;
- solifluction terraces are marked by means of supplementary contour lines;
- head parts of small erosional valleys are marked like the swampy terrains; mouths of valleys by contour lines;
- polygonal soils are marked with a contoured polygonal net;
- oversaturated grounds resulting from thawing of permafrost are marked like the swampy terrains;
- bogs — with a sign of a lake bank overgrown with vegetation. Various types of vegetation are also marked on the maps in question.

The author informs that the new topographical maps of the tundra areas are done according to the instructions adopted in 1962, which, as compared with the symbols of

1946 and 1951, show a distinct progress. Aerial photographs which are very helpful in making maps, should be interpreted by specialists who are familiar with geomorphological problems of the present-day periglacial areas.

The author states that land-forms whose relative height exceeds 2.5 m should be marked by contour lines (every 2.5 m). Only low land-forms, are, when necessary, marked by conventional signs. In such cases are used these signs which long since have been employed for marking the land-forms of similar morphometric features, but which are of different origin. This method is very reasonable, because so far the knowledge of the relief of tundra areas has been inadequate. However, together with a better recognition of the tundra zone, the signs used on the maps nowadays will not be satisfactory in future, because the problem of the origin of the relief-forms will play more and more important role. Even now there are attempts to define the origin of some features presented on topographic maps. As an example may serve the sign of thermokarst hollows with the inscription „thermokarst” mentioned above. In the future, in addition to the contour lines, some coloured signs may be widely used. Already it was suggested to denote the terrains of water saturated grounds overgrown with moss by a „cold” — violet colour; on the other hand, the places covered with lichens should have a „warm” — orange colour, which reminds of the dry environment¹.

Soviet topographers are not alone in their attempts to make the modern topographic maps of the tundra region. A foretoken of the new method is the prototype of an experimental topographical map 1 : 50 000 issued in 1964 by the Canadian Army. The symbols designed for marking such landscape elements as eskers, pingos, and polygonal soils are found in the legend of this map.

Translated by Z. Apaňska

H. Gawlik (Łódź)

A. Steinmüller — Die Fazies und Herkunft des Lösses und die Lösswinde im Buntsandsteingebiet des südöstlichen Thüringer Beckens. *Geologie*, Jhg. 11, H. 10, 1965; p. 1133—1148, 7 dessins, 2 tabl.

La majorité de problèmes d'ordre général concernant les dépôts de loess de l'Europe Centrale étant pratiquement résolue, il nous reste pourtant un nombre de questions de caractère régional qui peuvent apporter des précisions nouvelles à nos connaissances. Il s'agit surtout de l'étude des faciès, de l'origine du dépôt et des vents responsables de leur déposition.

La note de Steinmüller s'occupe des dépôts de loess tapissant le fond de la partie Sud-Est du bassin de Thuringe, c'est-à-dire du bassin de la Saale.

Comme veut la règle pour l'Europe Centrale, le loess de la Thuringe comporte deux faciès différents — le loess primaire, éolien, et le loess remanié par le ruissellement et stratifié, contenant de fines alternances isolées de sable grossier. En Thuringe, le loess remanié répose en général sur le loess primaire. Le profil entier du Würm est, d'habitude d'en bas: dépôts de congéfluxion — loess éolien — loess remanié, le tout reposant sur les graviers fluviatiles datant du début de la dernière glaciation.

¹ L. A. Bogomolov — Kameralnyie deshifrovaniye povierkhnostnogo pokrova tundry (Laboratory interpretation of surface cover of tundra regions). *Vopr. Geogr., Kartografija*, Moskva 1958.

Comme nulle part il n'y a de paléosols le loess a dû se déposer au cours d'une seule phase froide de la dernière glaciation. Comme le Würm supérieur est exclu (J. Büdel 1950) et les graviers de base correspondent au Würm inférieur, le loess a dû se déposer au pléni-Würm. Le loess remanié correspondrait à un épisode plus humide au début du pléni-Würm qui, ensuite, est passé à la phase climatique du maximum de froid et de sécheresse.

En espace, le loess est réparti de la façon inégale. La plus grande puissance (5 m) et la plus large répartition s'observe près de Rudolstadt, au centre du bassin. Le loess tapisse ici les versants de la vallée de la Saale et les vallées de ses affluents. Il s'agit du loess primaire, surtout en haut des versants. Vers le Sud on passe d'abord au faciès de loess remanié, les placages de loess devenant progressivement plus rares, et, enfin, aux dépôts de congéfluxion. Nulle part le loess ne monte au-dessus de 300 m d'altitude.

Dans les autres directions les loess sont plus rares et on rencontre surtout le faciès de loess remanié.

On observe une relation nette entre la présence du loess et l'exposition et l'inclinaison de versants. Les loess sont présents avant tout aux versants exposés au Nord, Nord-Est et Est et à pente relativement faible.

Les conclusions concernant l'origine du matériel sont basées avant tout sur l'analyse granulométrique, le contenu en CaCO_3 et l'analyse de minéraux lourds. Au centre du bassin les loess sont les plus grossiers et nettement sableux. Vers l'extérieur ils deviennent assez vite plus fins. Cela, et aussi un classement peu avancé de tous les loess de la région, parlerait en faveur de l'origine locale. Le matériel a dû dériver de vastes champs de gravier et sable déposés au Würm par de nombreuses rivières. Si le matériel était venu de loin, des moraines du Nord par exemple, un transport tellement long aurait causé un classement beaucoup plus avancé. En plus, les différences de granulométrie en espace si restreint que le bassin de la Saale auraient été considérablement moindres. Il s'agit donc du loess typiquement local.

L'hypothèse de l'origine locale est confirmée par les mesures de la teneur en CaCO_3 qui sont ici assez faibles et s'accordent bien avec le caractère des roches dont les rivières prenaient du matériel.

Les résultats des analyses de minéraux lourds parlent aussi très nettement en faveur de l'hypothèse de l'origine locale. Selon la situation locale on trouve des cortèges typiques soit pour le grès bigarré (côté Nord du bassin) soit pour les roches paléozoïques (côté Sud).

La répartition inégale des loess aux versants est, pour l'auteur, la seule base pratiquement pour les conclusions concernant les directions des vents au pléni-Würm. Une analyse de distribution des plaques de loess par rapport à des situations topographiques différentes incite l'auteur à avancer l'hypothèse des vents venant du WSW, W et NW. Pour cela il adopte le mode de déposition à l'ombre des reliefs, tout à fait analogue à la déposition de la neige. C'est un point de vue qui est actuellement partagé par un grand nombre d'auteurs, mais pas par tous. Il y en a d'autres qui s'y opposent. En tout cas il est, pour le moment, difficile de décider à qui la raison, peut-être à tous. C'est pourquoi la distribution des loess aux versants à l'exposition variable ne nous semble pas être une base solide pour les conclusions quant aux directions de vents prédominants. On regrette un peu qu'on n'ait mieux tiré profit de nombreuses analyses granulométriques et celles de minéraux lourds, car ce sont elles qui auraient pu apporter des indications plus certaines et permis de tracer les voies du transport éolien. Une telle enquête, pourtant, aurait exigé un très grand nombre d'analyses, donc un travail fastidieux et pas toujours réalisable.

Il reste un point qui nous paraît délicat dans cette très intéressante monographie.

On est quelque peu surpris de voir qu'un dépôt contenant 40% de grains de sable et même plus peut être appelé *loess*. Bien qu'en Allemagne, après Woldstedt, on parle des *loess sableux*, plus fins quand même que ceux de Thuringe, les dépôts pareils sont aux autres pays considérés comme *limons éoliens* (France, Pologne). Un „vrai loess“ devrait, selon de nombreux auteurs, contenir au moins 30—35% de fraction de base (0,02—0,06 mm), d'après d'autres même 50—70%. Le reste c'est quelque 10—15% de particules argileuses, d'habitude en forme d'agrégats, et 10—30% de sable fin (0,06—0,1 mm). S'il y a plus de sable, surtout moyen et grossier, au-dessus de 0,1 mm, on parle plutôt de limon éolian plus ou moins sableux.

Bien sûr, le critère granulométrique n'est pas seul mais c'est bien ici où les points de vue de divers chercheurs semblent être les plus rapprochés.

T. Kubiak (Łódź)

A. A. Velichko, T. D. Morozova — Mikulinskaya iskopaiemaya pochva, ee osobennosti i stratigraficheskoye znachenie (The Mikulino fossil soil, its particularities and stratigraphical significance). *Antropogen Russkoy ravniny i yego stratigraficheskiye komponenty* (Antropogene (Quaternary) of the Russian Plain and its stratigraphic components). Moscow 1963, pp. 100—146, 6 figures, 14 plates.

T. D. Morozova — Stroyenie drevnikh pochv i zakonomiernosti ikh geograficheskogo rasprostraneniya v razlichnye epokhi pochvoobrazovaniya verkhniego pleistocena. Po materialam izucheniya pogrebiennykh pochv v lessakh sredniey chasti Russkoy ravniny (Ancient soil profiles and their geographical extension in different epochs of soil formation in the Upper Pleistocene. A study of fossil soils in loess of the central part of the Russian Plain). *Pochvoviedenie*, 1963, No 12; pp. 26—39, 1 figure, 2 plates. English summary.

The two papers deal with the same subject and are partly based on the same materials. Fossil soils which originated during the Mikulino interglacial and in the first interstadial of the Valday glaciation were examined in the loess areas of the middle part of the Russian Plain. The terrain lies within the extent of the Dniepr- and partly of the Moscow glaciation. Velichko assigns this interglacial to the Eem and considers this interstadial as a relatively short period of warm climate in the initial phase of the Valday (Würm) glaciation, a counterpart to Göttweig interstadial in Europe. In the southern part of the area, the Mikulino soil developed on a clayey series, 2—3 m in thickness, overlying deposits of the Dniepr glaciation (Riss I), whereas northwards it developed on deposits of the Moscow glaciation (Riss II — the Warta stage).

In the upper stratigraphic part three beds of loess were distinguished. They are interbedded by the Valday fossil soil (loess I/loess II) and by the horizon of gleyzation (loess II/loess III). The soils were examined in numerous sections situated along a meridional line of about 7 km in length, between Smolensk and Kremenchuk on the river Dniepr.

Soil profiles were investigated according to pedological methods, i. e. morphological analyses, analyses of physical and chemical properties of the individual soil horizons as well as micromorphological analyses with the help of thin sections. Thorough studies of fossil soil profiles and individual soil covers gave a detailed typological characteristic of

¹ A. A. Velichko — Opyt korrelacji lessovykh otlojenii v periglacialnoy zonie Evropy (Attempt to correlate loess sediments in the periglacial zone of Europe). *Antropogen Russkoy Ravniny i yego stratigraficheskiye komponenty* (Antropogene, Quaternary, of the Russian Plain and its stratigraphic components). Moscow 1963,

the soils, revealed their zonal distribution, and permitted to draw very interesting paleogeographic and stratigraphic conclusions.

Four genetic soil types were recognized in the soil cover of the Mikulino interglacial:

(a) turf-podzolic soils in the humus horizon, 15—20 cm thick. A small content of the organic matter, humus of forest type, and slightly differentiated grain-size and chemical composition of these soils are the most characteristic features;

(b) deep turf soils strongly podsolized, with a fairly large amount of humus of the turf type, presenting a distinct podzolic and illuvial horizon were noted in the humus bed, up to 70—80 cm in thickness. Lack of any traces of the substance displacement as well as numerous microinfusions of the optically oriented clays in the illuvial horizon give evidence for the existence of two phases in the soil development, i. e. podzolic and turf one;

(c) chernozem of two humus horizons: one, structural, 90—100 cm in thickness, is made lighter in its lower part by the silica flocculates and contains the humus of chernozem type; the other horizon B is enriched by clay and iron- and aluminium oxides. Such a structure of the profile proves that before the development of chernozem there was a phase of podsolization;

(d) grey forest soils with the secondary humus horizon. This type of soils was found in one section only.

All the interglacial soils exhibit great thickness (on the average 2—2.5 m), intensive colour, and strong leaking of carbonates. In their distribution some zonality may be noticed, which permits to distinguish three parallel paleozones stretching E—W: (1) zone of turf-podzolic soils; (2) zone of deep turf soils, strongly podsolized; (3) zone of chernozem with patches of grey forest soils. This zonality is well pronounced in the soil profiles, in chemical composition, and in micromorphology of the soils. The content of organic substances and ratio of the C of the fulvic acid to the C of humic acid increases southwards, and the soils become more structural whereas the traces of podsolization decrease (the number of infusions of optically oriented clays is smaller). All this proves that the role of turf processes in the formation of the Mikulino soil cover increases southwards.

Formation of the Mikulino soil was controlled by the podsolization, turf, and hydro-morphic processes, which also gave rise to the recent soil cover in this area. The Mikulino soils resemble the present day soils in their morphology and distribution, but the former are much deeper and defined by two phases of the development. These differences result from the particular physico-geographical conditions of the Mikulino period and are connected with a full cycle of the Mikulino soil cover development which occurred between two glaciations. Recent soils are one of the stages of such a cycle.

The evolution of the Mikulino soil gives evidence of changes in the soil formation environment which is visible in the structure of profiles. Podsolization was connected with the forest vegetation, consisting of coniferous and mixed trees in the first part of the interglacial; turf period dealt with the meadow and steppe vegetation of the climatic Optimum. From the paleobotanic data one can infer that in the northern part of the area in question there were deciduous forests in the Optimum, but they did not contribute to any essential change in the soil cover which already existed here in the first part of the interstadial. At the same time the steppe vegetation appeared in the southern part and as a result the turf accumulation horizon arose in the soil profiles. Remarkable thickness of this horizon in the deep, strongly podsolized turf soils as well as other facts prove that the climate was more humid in the Optimum than it is in the present day forest-steppe zone. Studies on the extent of the soil paleozones revealed that the forest-steppe during the Mikulino period reached farther northward than it does today.

The Valday soil which was investigated in the same exposures as the Mikulino soil, does not exhibit any typological variation, and it presents the same structure in all places examined. Its profile consists of the greyish-brown humus horizon and the illuvial-carbonate cream-coloured horizon, with traces of gley. The soils of that period have remarkable content of clay, and aluminium- and iron oxides, particularly in the humus horizon. They do not show any traces of the intense illuvial processes; thickness of the soils varies from 1.5 to 2 m. The quantity of humus decreases gradually downwards, and in the composition of the humus the fluvic acids prevail over the humic acids. Aggregation micromorphology of the humus horizon is a striking feature common for all the soils of this period. The soil mass is concentrated in the roundish aggregations as large as 0.1—0.5 mm and is mainly composed of organic-mineral substances coated with coarser mineral particles or, sometimes, with optically oriented clays.

The Valday fossil soil is an extraordinary formation which has no counterpart in the recent soil cover, therefore it cannot be classified. Physical and geographical conditions under which the soils developed, differed essentially from the interglacial or recent ones, which is most clearly indicated by the soil structure. The latitude zonality, weakly pronounced, points to a strong factor which induced a particular uniformity of bioclimatic environment. Most probably such conditions prevailed during the interstadial.

Detailed studies of the Mikulino soil cover permitted to reconstruct the interglacial relief, which, as compared with the recent one, had smaller relative heights between valley bottom and the culminating surface of interfluves. The erosion base levels were situated higher and the areas close to valleys were dissected poorly.

In the area examined the fossil soils bear witness of transformations which they underwent under periglacial conditions. Permafrost deformations often render the typological soil identification quite impossible. The Mikulino soil was greatly changed during the cold Valday period what is easily recognized both in macromorphology (cryoturbations, frost-wedges, cellular structure of some horizons, traces of solifluction displacements) and the micromorphology of the soils as well as in their chemical properties. Fine particles of humus and iron were transported by migrating waters towards the cooling front and then accumulated in layers and infusions in the top parts of soil profiles. Dissections of the lighter soils show a particular differentiation of the soil mass according to the grain size: the sand- and coarse silt particles from the rings which surround some aggregations of clayey particles. Such a net-like pattern of microscopic size seems to reflect the micro-relief of the contemporaneous arctic areas. This microstructure is most probably due to cryogenic coagulation.

Intensity of frost-caused processes decreases distinctly southwards. The differentiation of quality of periglacial phenomena in space was also stated.

Secondary deformations took place when the Mikulino soil was not covered yet and continued to develop during the initial stage of sedimentation of the loess I. Loess was accumulated in the continental climate when permafrost controlled frost- and gleying processes whose intensity increased northwards. The soil profiles, most of which are well preserved, support the hypothesis, which maintains that the loess overlying the Mikulino soil was deposited by wind.

Completely different character of the two investigated soil covers as well as the genetic relationship of the soils of the same age give them significance of important stratigraphic horizons.

In such a short review it is impossible to present the entire contents of these two papers. The authors investigated the soils regarding the natural environment in a wide area, applying various pedological methods. It should be emphasized that so far there are but

a few authors who, like Velichko and Morozova, carried out the pedological studies on the background of detailed soil analyses both in the field and laboratory. The micro-morphologic analysis is one of the most important laboratory methods for investigations of fossil soils. The treatment of pedologic phenomena by Russian and Soviet geographers, amply reflected in the discussed papers, proved to be very helpful in paleopedology as well.

Presented publications are the result of a cooperation between a pedologist and a geographer specializing in Quaternary geology. They may serve as an example of eminent paleopedological studies and as a proof for the paleogeographic and stratigraphic significance of fossil soils. This importance of fossil soils, though not denied any more, require a wider interest and a proper application in the research works.

Translated by Z. Apanańska

B. Manikowska (Łódź)

A. A. Velichko — *Kriogennyj relief pozdniepleistocenovoj periglacialnoj zony (kryolitozony) Vostochnoj Evropy* (résumé: Le relief cryogénique formé dans la zone périglaciaire (la zone du permafrost ancien) de l'Europe Orientale à la fin du Pléistocène). *Chetvertichnyj period i yego istoriya*. Kommissya po izucheniyu chetvertichnogo perioda, Akad. Nauk. SSSR, Moskva 1965, p. 104—120, 5 figures, 5 plates.

The important role of the morphogenetic periglacial processes played in modelling of the relief of vast areas of the Earth in the Pleistocene is well known. In the investigations of this type of processes the fossil structures are always taken into consideration because of their paleogeographic significance, but it is not believed that they have any direct influence upon the relief formation, except for cryolaccolith structures which in many cases show a close association with small closed depressions. Slope processes such as congelifluxion and downwash as well as river activity occurring under peculiar conditions created by permafrost and the intensity of slope processes, played the main part in shaping of the periglacial relief. The secondary importance of periglacial structures is remarkable because they are very helpful indicators of the morphogenetic, especially climatic, conditions.

Velichko's paper is of great value, because he has directly stated the Pleistocene traces of the influence which the ground ice and correlate structures exerted upon the present relief of the central and southern parts of the Russian Plain and in northern areas which lie within the extent of the Valday glaciation.

The author's attention was attracted by some white patches on the newly ploughed fields. Such patches were usually assumed to be the result of soil erosion. Velichko undertook detailed investigations which revealed that the ground block separated by the old polygonal system of contraction fissures formerly filled with ground ice appear today as the white patches. On the contrary, the depressions stretching along the ancient fissures contain more humus. The cross-sections through the fissures at a depth of 0.3—0.5 m show a well pronounced frost-wedge forms reaching down to 5 m. In the upper parts, 2—3 m deep, the wedges widen remarkably and this zone corresponds with the depth of the Pleistocene active layer of permafrost in the area investigated.

Further studies carried on by the author, based on the aerial photographs and on field work, revealed the existence of numerous landforms of the relict periglacial relief

inherited directly from the structures which originated as a result of the ground ice formation.

In the central part of the Russian Plain the fossil system of polygons, 50—80 m in size, prevails. This can be seen in the relief as numerous hillocks, which so far were regarded moraines, swampy depressions, peat-bogs and lake basins. Within the large polygons there are smaller ones, 10—20 m in size.

Loess terrains neighbouring from the south do not show, as it is believed, any uniform continuous surface. They are divided into regular blocks of mounds separated by the depressions up to 10—15 m wide. There were also found some small depressions 2—5 m in diameter occurring at the intersections of the polygon fissures.

The relict relief of the southern part of the Russian Plain shows a striking similarity to the one appearing on the margin areas of the Syberian permafrost. Small, gentle mounds and depressions are characteristic of this relief. Velichko associates the origin of these small land-forms with the segregation ice which constitutes the prevailing category of ground ice in this area.

The author also stated that the gullies developed mainly along the polygon fissures which formerly contained the fissure ice. Sometimes, on the field roads occur some puddles which stretch along the polygonal fissures. On the wide valley terraces the vast closed depressions, 100—200 m in diameter, appear. These are relict forms of the *alas*-type. The net of small valleys distinctly controlled by ancient systems of large polygons testifies to the significance of the relict relief resulted from the development of periglacial structures. The author found such a valley pattern on the north of Moscow, in the area of the last glaciation.

Velichko, encouraged by the results of his work, suggests the necessity to reconsider the investigations and opinions pertaining to the areas of the young relief of glacial accumulation. Up to now all the works might have been influenced by the theory that all land-forms, except valleys, originated due to the glacial morphogenesis. The author wonders whether some of these forms are not of the periglacial origin and not the relict forms conditioned by the ground ice formation. He believes that some hills considered to be kames may represent the fragments of block relief formed on the system of frost fissure polygons. He also suggests the existence of lake basins which were formed by melting of the ground ice rather than the dead ice, as it is commonly believed.

Velichko argues that above stated opinion is correct because it is confirmed by the investigations conducted by Uvarkin¹ which provided evidence to the existence of depressions originated as the result of thermokarst processes and filled with varved clays.

Velichko's paper is very interesting and conclusive. The author proves that a number of fossil periglacial structures is manifested in the land-forms. This fact permits to draw important conclusions pertaining to the extent of permafrost as well as little efficiency of the morphogenetic processes after the melting of ground ice and degradation of permafrost. This relevant work will undoubtedly be carried on. Velichko emphasizes the importance of aerial photographs without which even the most detailed contour maps could not show those relief features on which he based his concept.

The significance of aerial photographs for this type of investigations is incontestable, but, on the other hand, they should not serve as sufficient evidence for genetic conclusions. The author being aware of this took the geologic data into consideration as it can be seen on a remarkable profile averaging 100 m in length from a brick-kiln at Roslavek (Fig. 1).

¹ J. T. Uvarkin — Some data on the thermokarst formations in the territory of the Bolshezemelskaya Tundra (in Russian). *Trudy SO Instituta merzlotovedeniya AN SSSR*, 1962, no. 18.

However, such a vast area displaying a large number of various types of structures and forms as described in this paper requires considerable quantity of geologic data.

Some doubts are raised by the author's views concerning the age of periglacial structures which appear in the present day relief of the Russian Plain as well as the conditions of permafrost formation in this area during the last Pleistocene cold stage.

Velichko argues that the structures in question originated at the end of the last glaciation. This opinion does not agree with that accepted in Western Europe, which states that frost fissure polygons were formed in the climax phase of the Würm which began a long time before the maximal extension of the last ice-sheet and ended in the beginning of ice-recession. During the waning phase cracks originated but not the well developed frost fissures with ground ice.

The antinomy of climatic conditions of glacier- and permafrost formation is well known. In both cases the climate was very cold. Increase of year temperature, i. e. general amelioration of climate, results in deglaciation and in degradation of permafrost. Last deglaciation was caused by a remarkable rise of temperature in postglacial time within the Atlantic Optimum.

The author's suggestion that deglaciation resulted from those climatic conditions which promoted a wide development of deep seasonal permafrost in Eastern Europe is inconsistent with the facts mentioned above.

Velichko's work throws a new light upon the knowledge of the Russian Plain relief. The general significance of his work should be emphasized because of the methods applied and new problems. It will certainly contribute to a greater interest for further investigations in the Soviet Union as well as in other countries.

Translated by Z. Apanahska

Jan Dylík (Łódź)