

A. G. Kostyaev

Moscou

LA ZONE PÉRIGLACIAIRE DES PLAINES DE L'EUROPE DE L'EST ET DE LA SIBÉRIE DE L'OUEST AU PLÉISTOCÈNE *

La notion de *périglaciale* a été créée au début du 20^e siècle pour désigner des conditions spécifiques qui avaient régné au Pléistocène sur les territoires situés au sud des calottes glaciaires (Łoziński, 1909, 1912). Il faut remarquer que Łoziński, depuis le commencement-même avait attribué aux notions de *périglaciale* ou *faciès périglaciale* un clair et distinct sens climatique — de désintégration des roches due au gel (des affleurements rocheux avant tout) sous des conditions d'un climat continental rude et de transport éolien des débris et leur redéposition dans les montagnes et sur les plaines. Ce point de vue a gagné rapidement des partisans dans de nombreux

* La Rédaction du Biuletyn Peryglacjalny publie l'ouvrage de Kostyaev à cause de son originalité et vu avant tout la discussion possible et attendue qu'il devrait provoquer. Il va sans dire pourtant que les thèses de Kostyaev restent en contradiction frappante aux opinions représentées par les Membres de la Commission de Géomorphologie Périglaciale de l'UGI et par un grand nombre d'autres savants coopérant avec le Biuletyn Peryglacjalny. Les remarques ci-jointes mettent en relief les thèses les plus controversées de Kostyaev et ses conclusions les plus importantes qui, selon nous, ne sont pas suffisamment justifiées.

L'auteur rejette le contenu universellement admis du terme de „zone périglaciale”, entendu comme zone à une morphogénèse déterminée, conditionnée climatiquement et propose de retourner à la compréhension ancienne, spatiale, du terme. Selon Kostyaev, les processus et les événements géologiques, liés au voisinage du glacier, constituent l'élément essentiel, déterminant la zone périglaciale. Dans la formation de la compréhension universelle, actuelle, de la zone périglaciale ont joué un grand rôle, selon lui, des spéculations telles que la probabilité d'un fort refroidissement des régions situées au sud du glacier et la ressemblance des structures à fentes et plissemens aux structures cryogénées, étant donné à la fois le manque d'une autre solution alternative. L'auteur lui-même pourtant, dans son interprétation de la zone périglaciale procéde également à des spéculations (glacioisostasie, existence d'énormes bassins d'eau devant le front glaciaire etc.).

Il est difficile, notamment, d'admettre la thèse de l'auteur que sur la Plaine Russe il y avait eu de grands bassins d'eau stagnante, car elle n'a pas été confirmée par les recherches d'autres savants. Les suggestions de Kostyaev que de pareils bassins avaient existé en Europe Centrale et Occidentale et en Amérique du Nord réveillent des doutes encore plus sérieuses. Les publications concernant ces territoires, notamment, n'ont été que très peu prises en considération par l'auteur. On manque de discussion qui nous inciterait à rejeter les opinions représentées par ces publications-là et à admettre les thèses contradictoires de l'auteur.

pays, développé par eux et formulé en actuelle conception climatique du périglaciaire des plaines de l'Europe Centrale et Orientale d'abord et des plus vastes autres territoires ensuite. Les bases fondamentales de cette conception sont:

1. les conditions climatiques rudes: la présence du pergélisol et une congélation saisonnière intense du sol, ce qui mène à la manifestation de divers phénomènes dus au gel dans les horizons sub-superficiels de la roche (veines de glace, formes de la ségrégation de gel, buttes de gonflement etc);
2. une désintégration mécanique liée à la regelation et la formation de la fraction de poudres (loessique) comme l'effet final du processus;
3. un développement général des processus de versant, de la solifluxion avant tout;
4. activité éolienne intense dans un climat périglaciaire, continental et sec.

Tous ces processus (le dernier peut être mis à part) sont caractéristiques pour les régions actuelles subpolaires, polaires, arctiques et celles de la haute montagne, dépourvues le plus souvent des glaciers plus importants. D'où la tendance à entendre le terme de *périglaciaire* au sens large, c'est-à-dire à lui attribuer une signification morphogénétique avant tout et non pas un sens étroit, spatial. La discussion du contenu du terme de *périglaciaire* tournait pourtant sans cesse à l'intérieur des cadres de la notion climatique.

Il faut souligner que, un accent climatique évident mis à part, la notion possède actuellement un sens géologique concret — désignant les structures (fentes de gel, involutions etc) et les dépôts dans lesquels ces structures se manifestent (loess, solifluxion, etc), élaborés auprès d'un rôle déterminé du climat.

C'est pourquoi il est possible en principe de poser autrement la question — le périglaciaire c'est un complexe des processus et des phénomènes géologiques dans lesquels le climat joué un rôle secondaire ou intermédiaire. Cela concerne l'activité d'une calotte glaciaire épaisse dans la zone voisine à son front qui s'expriment par une saturation plus abondante de vastes territoires en eau, par les processus de diagénèse dans le sol etc. Certains des ces processus, il n'y a pas longtemps, n'ont pas du tout été connus. On ne les énumérait pas dans le rang de phénomènes périglaciaires, les laissant entièrement à la compétence de la géologie glaciaire (lacs de barrage glaciaires etc) ou ne les considérant qu'à une échelle très limitée.

Aux causes principales de l'état des choses dominant actuelle-

ment, où le terme *périglaciaire* est entendu au sens climatique, appartiennent les idées générales de ce domaine, confirmées partiellement par les observations menées dans la zone périglaciaire de grands glaciers actuels, les opinions traditionnelles, représentées par beaucoup d'auteurs (à l'étranger surtout), sur l'origine éolienne (c'est-à-dire géologo-climatique) de typiques formations périglaciaires des plaines — des loess, ou bien sur l'aspect généralement climatique de la déflation de la poussière loessique et de la désintégration de la roche-mère en poussière loessique (tout à fait objectif et juste d'ailleurs). Un rôle particulièrement important a été joué par le traitement climatique de diverses perturbations de la stratification dans les dépôts glaciaires et périglaciaires.

Ces derniers temps cependant de nouveaux courants importants dans la géologie du Quaternaire et géographie, concernant directement le problème du périglaciaire permettent de poser la question d'une révision essentielle des idées. Il s'agit de deux grands problèmes: (1) origine des déformations à fentes et à involutions dans les dépôts pléistocènes meubles et (2) les effets géologiques spécifiques de l'existence d'énormes calottes glaciaires pléistocènes, liée au phénomène de glacioisostasie.

Comme nous avons remarqué tout à l'heure, les involutions et les fentes de gel ont joué le rôle décisif dans l'élaboration de la conception généralement admise actuellement de zone périglaciaire de plaines, liée aux calottes glaciaires continentales.

Les premières descriptions des perturbations chaotiques et des involutions dans la zone périglaciaire ont apparu entre 1920 et 1930. Un grand rôle dans la connaissance de ces phénomènes ont joué les études des sols structurés — connus depuis longtemps aux chercheurs européens — dans la Suède du Nord et au Spitzberg. Une importance particulière ont eu ici les observations de G r i p p (1926) au Spitzberg et la théorie en déduite de „sols bouillants” (*Brodelstheorie*). G r i p p expliquait l'apparition des îlots boueux de toundra et des polygones de pierres par la montée du sol gorgé d'eau provenant de la zone active, située au-dessus du pergelisol. Ces mouvements auraient agi à l'intérieur de cellules polygonales fermées et eu le caractère thermo-convectif.

D'une importance capitale pour l'acceptation générale de ce point de vue (par les chercheurs s'occupant du Pléistocène avant tout) avait été le fait qu'une telle théorie expliquait d'une façon naturelle le mécanisme de l'apparition des déformations dans les dépôts et l'existence des convexités et des concavités de la surface du sol.

Cette interprétation a été admise par beaucoup de chercheurs, de même que le terme de *sols bouillants* proposé par G r i p p.

Au même temps d'autres conceptions ont apparu, selon lesquelles les déformations avaient été causées par la contraction du sol due au gel, inégale par la suite de la vitesse et de l'intensité différentes de la congélation de la zone active (S t e e g e r, 1926; B a h r, 1932). Cette hypothèse a reçu le nom de contraction thermique. À côté de différences entre ces points de vue il y a aussi de visibles ressemblances constituant la base à des conclusions paléogéographiques à grandes conséquences — la reconnaissance par la majorité des auteurs du pergélisol (bien qu'il n'aurait joué qu'un rôle passif), des chutes brusques de température entre l'automne et l'hiver, qui ne sont pas caractéristiques pour le climat actuel de l'Europe Centrale.

Il n'est pas difficile de remarquer que ces remarques sur l'origine des perturbations involutives dans les dépôts pléistocènes des régions périglaciaires reflètent l'état de la discussion d'actuelles structures micropolygonales (cercles de pierres, toundra à flaques de terre etc.) conformément aux hypothèses de convection de L a w et G r i p p et de soulèvement dû au gel — de H ö g b o m, B e s k o w et P o s s e r. Le combat entre ces deux écoles avait exercé une influence directe sur le problème d'origine des déformations en question.

Après une période relativement courte d'une grande popularité, l'hypothèse de convection a subi une critique fondamentale. Le rôle particulier y ont joué les calculs de M o r t e n s e n (1932) et S t e c h e (1933) mettant en doute le principe même de l'hypothèse ayant un rapport tellement direct avec les structures dans les dépôts pléistocènes. De l'autre côté, au fur et à mesure que les observations s'accumulaient, il s'est avéré que la structure des involutions ne reflète pas toujours le principe des „sols bouillants” de G r i p p, c'est-à-dire le soulèvement des couches au centre des cellules réparties aux distances à peu près égales les unes des autres. Très souvent il s'est montré impossible de déterminer si les structures possèdent la disposition polygonale, étant donné la prédominance des perturbations confuses et chaotiques. En d'autres cas on ne notait que des formes extraordinaires, inconnues dans les toundras et déserts arctiques actuels — des pénétrations des unes séries de matériel en d'autres. Il semblait que l'hypothèse de contraction, qui n'est pas basée exclusivement sur les critères morphologiques, permettrait de mieux expliquer la nature des déformations. Bientôt, la majorité des chercheurs a admis ce point de vue, de même que le terme *cryoturbation*, proposé par E d e l m a n, et al. (1936).

Il faut remarquer que les chercheurs isolés seulement, pendant cette période-là, tâchaient de déchiffrer dans la morphologie aussi bien de ces „écrasements de gel” que dans l’actuels sols structurés des traits qui indiquerait la possibilité d’une autre explication de leur origine — comme des phénomènes de gravitation-convection notamment. Malheureusement ni le travail volumineux de D e w e r s (1934) ni l’étude très intéressante de S ø r e n s e n (1935) n’ont trouvé de reconnaissance et d’approbation justifiées.

Le rôle le plus important dans l’interprétation des conditions physico-géographiques et géologiques de la zone périglaciaire appartenait aux fentes de gel fossiles dans les sédiments meubles, c’est-à-dire aux *coins de glace*. Il est caractéristique que si la question de genèse d’involution était considérée de très divers points de vue, le problème de fentes de gel est allé tout de suite au sens de l’interprétation homogène, liée au gel (fentes de gel), car d’autres points de vue étaient peu convaincants (tectonique, pression du glacier, dessèchement et autres). Après K e s s l e r (1925) la nature de filons de glace de fentes de gel décrivaient: S o e r g e l (1936), S e l z e r (1936), G a l w i t z (1937) et M o s k v i t i n (1940) et un peu plus tard — tous les chercheurs du Pléistocène pratiquement. Considérablement plus tard P o p o v (1953) et D a n i l o v a (1956) ont distingué un type nouveau de structures — les fentes de gel à remplissage minéral primitif (*sand wedges*) — comme l’effet de l’éclatement de la zone active, dû au gel intense.

De cette manière, vers le milieu des années 1930-40 la conception de la zone périglaciaire autour des calottes glaciaires continentales s’est constituée, dont l’élément essentiel constituent de diverses cryoturbations des dépôts pléistocènes — coins de glace, cryoturbations, involutions etc. D’où la nécessité d’admission de très rudes conditions climatiques, du pergélisol en particulier, sur des vastes territoires au sud de l’*inlandsis*.

Durant des dernières années on a accumulé un nombre énorme d’observations diverses sur les „phénomènes périglaciaires”. Un nombre de chercheurs, comme D y l i k, P o p o v, D o s t o v a l o v et certains autres, ont attiré attention sur des questions obscures et discutables dans l’interprétation de ces phénomènes, sur la possibilité de la découverte des phénomènes pareils mais pseudo-périglaciaires (D y l i k, 1965). Un rôle particulier dans l’étude critique de ces phénomènes appartient à G u s e v (1958) qui s’est occupé du problème de fentes de gel dites fossiles et à A. P e n c k (1938) qui beaucoup plus tôt soulevait la question d’absence de conditions favorables à la

formation du pergélisol dans la zone périglaciaire européenne. Tout cela pourtant n'a pas ébranlé la conviction des savants que leurs opinions étaient justes, et la conception du périglaciaire dans sa totalité semblait reposer sur des bases solides.

Il y a trois causes de la reconnaissance générale de cette conception:

1. la conviction qu'il y avait eu un fort refroidissement sur de vastes territoires au sud des inlandsis;

2. la grande ressemblance des fentes de gel fossiles aux actuels coins de glace et surtout aux veines de glace dans le pergélisol, aussi bien quant aux détails morphologiques que quant à la disposition polygonale au plan. En plus, la ressemblance des involutions fossiles aux actuels sols structurés;

3. dernier point bien que non pas moins important — l'impossibilité d'une conception alternative et de solution du problème à cause du manque d'une analyse suffisamment précise et profonde des déformations et à cause aussi d'insuffisance de développement de certains domaines de la pédologie qui pourraient constituer la base à des conclusions sûres.

Ce qui avait pesé beaucoup ici c'est l'isolement des chercheurs de l'observation directe des processus dans la zone actuelle du climat froid et du pergélisol (croissance et fusion des veines de glace, processus de congélation de la zone active etc.). Ceci résultait en partie importante du manque de données objectives sur ces questions à l'époque de la formation des notions fondamentales. Enfin, le rôle important avait joué le fait que la recherche s'est concentrée alors principalement sur les territoires périglaciaires actuels et anciens et on ne connaissait pas encore des „fentes en coin” et des „cryoturbations” dans les régions qui certainement n'avaient eu ni pergélisol ni climat froid au Pléistocène, telles que la France du Sud, la côte de la Mer Noire, Proche Orient etc. Le rôle négatif avait joué aussi l'attention insuffisante des périglaciaires et des géologues du Quaternaire à la géologie des formations plus anciennes, dans lesquelles les déformations pareilles, voire identiques avaient été décrites il y a longtemps déjà.

Le début des années 1960 se caractérise par les mouvements décisifs dans les opinions sur les „phénomènes périglaciaires”. Les travaux de Popov, et al. (1962), Kostyaev, et al. (1962), Art'yukhkov (1963a, b et autres), Dżułyński, Walton (1963), Butrym, Szczerba, Dżułyński, Nakonieczny (1964), Jahn, Czerwiński (1965) ont montré que aussi bien la partie

majeure des systèmes polygonaux des veines de sol que des déformations plastiques du type d'„involutions”, „congélifluxion” et de „cryoturbations” dans les formations pléistocènes possède l'origine diagénétique.

L'instabilité convective des sols est un des processus diagénétiques plus importants dont l'étude sous tous les aspects physiques est due à Artyuchkov (1963a, b, 1964). C'est un phénomène extrêmement universel, provoquant des déformations de la position horizontale primitive des couches et l'apparition des structures diverses par la suite de l'instabilité gravitative de la couche à un poids volumique plus grand reposant sur une autre couche plus légère. Cette instabilité, dans un matériel homogène, horizontalement stratifié, mène progressivement à la formation des structures polygonales de déplacement vertical — à des prismes tri-, tétra- ou hexagonaux en coupe horizontale.

Le processus d'équilibre instable se développe en 4 stades successifs dont chacun se caractérise par un groupe déterminé de formes. À la première phase apparaissent des déformations sinusoïdales douces de la limite entre les couches, sans traces distinctes de la forme polygonale en coupe horizontale. À la seconde phase, selon la viscosité des formations concernées, apparaissent de nettes structures polygonales: affaissements périphériques — c'est-à-dire la pénétration de la couche susjacente dans la couche inférieure en forme de coins ou veines de sol (photos 1, 2) et affaissement au centre en forme de gouttes (photos 3, 4, 5). À la troisième phase le processus de l'engrenage du matériel progresse et la formation des polygones se termine. À la quatrième phase il arrive à l'expulsion complète de la couche légère sousjacente vers le haut et le mouvement s'arrête. Dans les formations sédimentaires ce stade-ci se manifeste assez rarement à cause de la perte rapide de la force par le mouvement.

Malgré l'existence des phases de développement la morphologie des structures dépend au plus haut degré de homogénéité ou hétérogénéité du matériel. Au second cas, il arrive à la formation des structures chaotiques à des formes très irrégulières („couches bouillantes” etc) dans lesquelles s'unit l'action des processus de type et d'intensité divers.

Afin que le processus d'équilibre instable convectif se manifeste, nécessaires et suffisantes sont les deux conditions essentielles: (1) $\gamma_1 > \gamma_2$ (γ_1 — poids volumique de la couche susjacente, γ_2 — celui de la couche inférieure); (2) $\Delta\gamma \cdot \Delta h \gtrsim \tau_{0\max}$. (où $\tau_{0\max}$ — valeur relative maximale de la limite de fluidité pour les deux matériaux,

$\Delta\gamma$ — différence entre les poids volumiques des deux couches, Δh — déplacement moyen de la limite entre les deux matériaux. Il devient clair maintenant que les conditions les plus favorables à la manifestation de l'instabilité existent au moment de l'accumulation du dépôt et de la diagnénèse initiale, c'est-à-dire en conditions sous-aqueuses. L'équilibre instable est possible aussi en conditions subaériennes pendant le gonflement des roches meubles par la suite de la montée de la nappe phréatique, de la dilution tixotropique — surtout active dans les régions polaires, arctiques et en haute montagne, pendant le drainage brusque du matériel au cours de sa consolidation. Elle se manifeste aussi bien dans les matériaux colloïdaux que dans les sables purs, voire dans un matériel grossier à la matrice sableuse et limoneuse.

Les dimensions des structures de convection sont en rapport étroit avec la puissance des couches qui y succombent. Elle peut être exprimée par la formule suivante: $1 \propto 3 - 5h$, où 1 — dimension de la structure et h — la puissance des couches. Les dimensions des formes polygonales élémentaires varient de quelques cm (fines rides de minces couches sédimentaires) jusqu'à quelques centaines de mètres (gros blocs polygonaux et coupoles douces). Quand la viscosité du matériel est de 10^9 à 10^{15} poises le temps de développement de l'équilibre instable selon Artyuchkov est de plusieurs jours jusqu'à quelques dizaines de mille ans. Il en découle que dans la majorité des formations pléistocènes les structures de convection ont terminé déjà leur développement.

A côté des structures de tassement plastique il y a de diverses formes de pures fentes diagénétiques (de 0,5 à 10 m et plus au sens vertical) à une zone de déformation extrêmement petite. Le remplissage des fentes est constitué soit par le matériel susjacent, soit par le matériel voisin, des côtés. Parallèlement à celles-ci on observe aussi des fentes et des structures fermées en haut, du type de fissures à couches périphériques cousues. Des formes pareilles constituent l'effet de la synérèse, c'est-à-dire du tassement et de la condensation des formations peu consolidées au moment de la reconstruction de leur structure et du développement des liens internes plus solides entre les particules. Par la suite de la différenciation régulière des tensions dans un massif homogène déterminé du sol les fentes prennent une disposition polygonale aussi bien en coupe qu'en plan horizontal. La taille des polygones varie de plusieurs dm jusqu'à quelques dizaines et même centaines de mètres. Le processus de synérèse se manifeste aussi en conditions subaériennes. Le phéno-

mène commun de dessèchement peut certainement être considéré comme le cas particulier de la synérèse en milieu subaérien.

Un effet morphologique pareil donnent les diaclases dans les roches magmatiques et volcaniques (granites, basaltes, tufs). Quand les diaclases, produisant en règle des systèmes polygonaux (forme polygonale étant conditionnée par les propriétés internes des roches), entrent dans la zone d'activité des processus exogènes, elles se transforment progressivement en des veines de sol particulières.

Une partie considérable des fentes dans les formations meubles pléistocènes est liée au phénomène de dilatation, c'est-à-dire d'ameublissemement du matériel détritique, ce qui mène au changement de la forme et inversement. Ce processus est caractéristique surtout pour les formations détritiques grossières (sables, graviers etc), parce qu'elles exigent une augmentation du volume beaucoup plus grande afin de produire des déformations plastiques, qu'au cas du déchirement le long d'un plan de tension. Une impulsion à la dilatation peuvent donner fréquemment les structures de convection. Dans ces cas-là les horizons entiers de fissures typiques accompagnent en bas les formes de convection. L'effet de la dilatation peuvent constituer également des fissures non pas liées à la convection.

L'analyse d'un riche matériel objectif prouve que, étant donné une prédominance indubitable des déformations diagénétiques dans la zone périglaciaire, une des premières places parmi elles appartient aux structures d'équilibre instable. Cet état des choses témoigne nettement de l'état hydroplastique des formations renfermant ces structures, et de leur origine principalement aqueuse. Les considérations ultérieures démontreront clairement la justesse de cette constatation.

Les vastes plaines glaciaires et périglaciaires sont actuellement considérées comme les terrains d'accumulation exclusive des faciès continentaux. Ceci s'est reflété avant tout en ce que de telles formations que les argiles à blocs sont généralement traitées comme des moraines continentales, pendant que les loess sont unanimement interprétés comme des dépôts climatiques subaériens (sur la majorité des terrains éoliens). Étant donné une telle approche au problème, tous les dépôts d'origine aqueuse proches au glaciers, attribués d'habitude à l'accumulation fluvioglaciaire, deviennent en tout un phénomène local, limité avant tout à des dépressions sur d'anciens interfluves et dans les vallées. On a l'habitude de croire que le rôle d'anciennes calottes glaciaires se limitait à l'exaration du substrat, pendant la transgression, et à l'accumulation du matériel libéré lors de la fusion, pendant le recul, les conditions morphologiques du sub-

strat étant soit analogues, soit proches aux actuelles. De cette façon, les hauteurs relatives des terrains glaciés resteraient inchangées. La seule altitude absolue du continent change (augmente), ce qui est lié à l'abaissement glacio-eustatique général du niveau de l'Océan Mondial. Autrement dit, les grands changements des altitudes absolues et des hauteurs relatives sur les territoires des plaines glaciaires et périglaciaires, provoqués par la pression de puissantes calottes glaciaires, de même que les conséquences géologiques et paléogéographiques en découlant, s'échappent complètement à l'attention des chercheurs. La nécessité d'une propre appréciation du rôle de la glacioisostasie dans la solution des problèmes essentiels de la géologie et la paléogéographie du Pléistocène des terrains glaciaires et périglaciaires, les données proprement géologiques mises à part (voir plus bas) découle de nouvelles, très importantes recherches géophysiques de E. V. Artyukhov (1966, 1967).

Artyukhov a constaté qu'étant donné l'existence de l'asthénosphère, en partie supérieure du manteau, caractérisée par une viscosité diminuée, l'écorce terrestre devrait assez facilement réagir à de tels phénomènes que la charge d'une énorme masse de glace accumulée sur les continents. Les effets de la glacioisostasie devraient être surtout importants, au Pléistocène, sur les territoires de l'Europe Occidentale et de l'Amérique du Nord, car le temps de l'établissement de l'équilibre isostatique y était soit égal soit plus court que l'existence des inlandsis pléistocènes (les glaciers de l'Antarctide et du Groenland, préservés presque sans aucun changement depuis le début du Pléistocène sont compensés isostatiquement).

Le fléchissement glacioisostatique qui sous le centre de la calotte glaciaire atteignait quelques centaines de mètres, comprend non seulement le terrain couvert directement par le glacier, mais aussi une vaste zone voisine — périglaciaire. Étant donné qu'à la périphérie extérieure de cette dépression, loin au sud du glacier, il se forme par compensation un doux rempart de 100 à 200 m de haut, la zone périglaciaire devient par conséquent inévitablement inondée. Devant ce front glaciaire se forme donc un vaste bassin d'eau douce suffisamment profond. La largeur de la zone périglaciaire correspond en principe à celle de cette dépression dans laquelle a lieu l'accumulation. La limite de ce bassin se déplacera de pair avec le changement de la position du front glaciaire. A l'étape postérieure de la glaciation, pendant la fusion du glacier, une profonde dépression libérée au-dessous de lui peut entraîner une transgression marine qui est à supposer surtout dans les régions septentrionales, proches de

l'Océan. La limite du glacier s'y trouvera en contact avec un bassin d'eau marine, parfois adoucie, qui provoquera sa fusion et son recul plus rapides.

De cette manière, la zone périglaciaire de l'inlandsis pléistocène constitue essentiellement une zone où l'accumulation du matériel glaciaire a lieu dans un bassin aqueux, non seulement tout près du front glaciaire, mais aussi dans les parties éloignées du bassin. Les limites du bassin se déplacent en espace, suivant le front glaciaire qui recule.

Le raisonnement que nous venons de présenter, appuyé par les données géologiques concrètes, constitue la base à une conception et à une solution nouvelles du problème de périglaciaire, surtout s'il s'agit des formations tellement caractéristiques pour les plaines que l'argile à blocs et les loess. La conception d'une origine aqueuse de ces formations avait déjà été discutée par nous à la base d'une analyse de déformations structurales à l'intérieur d'elles et d'autres phénomènes (Kostyayev, 1965a, b). Mais maintenant le temps est arrivé afin de l'étudier plus en détail.

Le problème d'origine des argiles à blocs est devenu un des plus discutés en géologie du Pléistocène. Ceci résulte du fait qu'après le temps où dominait la conception de leur genèse exclusivement continentale, morainique, l'hypothèse glacio-marine ou de glaces flottantes (drift), trouve de plus en plus de partisans, selon laquelle les argiles à blocs ont été formées dans les bassins marins où le rôle accumulatif, actif, a été joué par les glaciers de montagne entourant les plaines qui produisaient des icebergs et des glaces littorales. Ce point de vue a trouvé de nombreux partisans parmi les chercheurs travaillant dans la partie NE de la Plaine Russe (Popov, et al., 1961; Afanasyev, 1961; Danilov, et al., 1962; Bylinskiy, 1962; Kaleckaya, 1965; Krapivner, 1964 Vollosovitch, et al., 1966) et dans la partie nord de la Sibérie Occidentale (Popov, et al., 1949; Lazukov, et al., 1960; Zagoskaya, et al., 1965; Markov, Lazukov, Nikolaev, 1965; Arkhipov, 1965; Zubakov, et al., 1966) dont la majorité développait l'idée de Popov et de certains auteurs plus anciens sur le synchronisme de la glaciation maximale et de la transgression marine¹.

¹ À l'opposé d'un nombre d'auteurs bien connus qui interprétaient la majorité des argiles à blocs, contenant une faune et microfaune marines riches, comme les dépôts interglaciaires, marins ou morainiques, continen-

Les bases d'une révision de la question d'origine de l'argile à blocs sont tout à fait sérieuses. La grande puissance des dépôts, leur composition mécanique relativement homogène et fine en profil vertical, surtout dans les horizons dépourvus entièrement de matériel détritique, une nette stratification en paquets particuliers, la faune des mollusques marins et des foraminifères, les concrétions authigènes (pyriteuses, manganeuses et limoniteuses) et les déformations diagénétiques de la stratification (photo 2) et autres.

Au même temps l'admission de l'existence des conditions marines et, par conséquent, de l'absence des glaciers (de la glaciation maximale du Pléistocène moyen avant tout) sur de vastes territoires directement voisins, aux centres supposés des glaciations (Nouvelle Zembla, Oural Arctique, Taïmyr, Putoran) fait problématique, d'une façon inévitable, toute hypothèse de glaciations continentales. Cela découle évidemment de l'improbabilité absolue, du point de vue des lois de la coulée plastique de la glace avant tout, des contours de la glaciation qui auraient resté après la découpe des surfaces des bassins marins (bassins du fleuve Mezen et de la plaine de la Petchora et tout le nord de la Sibérie Occidentale) d'une calotte homogène, comme on avait pensé jusqu'ici. Il faut encore ajouter que plusieurs des caractères susmentionnés des argiles à blocs comme d'un dépôt aqueux peuvent être observés, par exemple, aussi dans les dépôts de la partie sud de la Plaine Russe, surtout sur les territoires des „langues glaciaires du Don et du Dniepr” et au sud de la zone glaciaire de la Sibérie Occidentale, à la périphérie de la zone méridienne au sud des *ouvales* sibériennes. Il s'agit de la stratification relativement fréquente, visible ou dissimulée, composition mécanique fine, un triage considérable des fractions fines, le passage facial aux dépôts certainement aqueux — sables, limons, loess sous-morainiques, la faune des mollusques et ostracodes marins et la faible netteté des formes d'accumulation morainique marginale.

Le fait surtout caractéristique sous cet égard constitue l'absence des argiles à blocs sur les hauteurs centrales de la Plaine Russe, étant donné leur présence sur les plaines qui les entourent — celles du Dniepr et du Don. Il faut souligner ici que sur la plaine éloignée de quelque mille km du terrain d'alimentation le glacier ne pourra avancer que s'il possède une grande puissance et une pente en partie frontale. Pendant que le front glaciaire se trouvait à Dniepropo-

taux (Sachs, 1948; Lavrova, Troickoy, 1960; Devyatova, 1961; Strelkov, 1965, et autres).

trovsk, la puissance du glacier près de Koursk et plus au sud a dû dépasser quelques centaines de mètres. Les hauteurs de la Russie Centrale, qui ne s'élèvent que quelque 200 à 250 m au-dessus de la plaine, devraient donc inévitablement être recouvertes par le glacier et les dépôts glaciaires.

Les régions centrales de la Plaine Russe et de la Sibérie Occidentale ne constituent ici aucune exception. Les argiles à blocs y possèdent des caractères tout à fait analogues aux mêmes dépôts sur les territoires situés plus au sud et au nord. Ce sont: une couleur rouge-brun ou grise, un triage considérable, la stratification par endroits (dans la coupe connue de Likhvin par exemple, photo 3), le caractère de la distribution du matériel détritique etc. En de nombreux cas l'auteur a pu trouver dans ces argiles des concrétions manganéuses, ferro-manganéuses, limoniteuses, sidérolimoniteuses — coupe de Likhvin, carrières en partie sud et ouest de la région de Moscou. Leur composition minéralogique et chimique correspond pleinement à la composition fondamentale des roches dans lesquelles elles se trouvent. Par leur structure, les concrétions appartiennent aux types d'oolithes, plus rarement aux sphérolithes, qui se forment normalement dans les argiles à consistance fluide-plastique, pendant l'accumulation et la diagénèse initiale.

Tous les traits caractéristiques mentionnés du milieu aqueux de la formation des argiles à blocs ne s'opposent pas quand même à leur nature générale glaciaire, c'est-à-dire à leur rapport avec les inlandsis. Ce sont les dépôts glacio-marins du nord du continent euro-asiatique qui en témoignent d'une manière frappante.

La puissance totale des dépôts glaciaires dépassant 300 m et la durée du Pléistocène étant de 0,5 mln. ans ou moins (Emiliiani, 1961; Frechen, Lippolt, 1965; et autres) la vitesse moyenne de la sédimentation est au-dessus de 0,6 m en 1000 ans, ce qui dépasse de 4 à 6 fois la vitesse de l'accumulation dans les Mers actuelles de Barents et de Kara et celle sur les plates-formes pendant les époques géologiques plus anciennes (pas plus que 10 à 15 cm en 1000 ans). La vitesse de la déposition des argiles à blocs des séries de Rogov et de Salekhard (Santchugov) dont la puissance dépasse 100 m, attribuées à l'époque de la glaciation maximale de la Plaine Russe (il y a 200 à 100 mille ans environ) est presque deux fois plus grande — 1 m en 1000 ans.

Les conclusions surtout intéressantes découlent de l'analyse de mouvements tectoniques. Comme on sait, les altitudes maximales sur lesquelles on a constaté le sommet d'argiles à blocs de la série de

Rogov sur la plaine de la Petchora et de la série de Salekhard (Santchugov) de la Sibérie Occidentale, dont la déposition s'est terminée vers la fin du Pléistocène moyen (il y a 100 000 ans ou un peu plus), atteignent 200 m. Le niveau de l'Océan Mondial vers la fin du Pléistocène moyen a été donc 100 à 150 m plus bas qu'à présent. Il en résulte que les vastes territoires des plaines de la Petchora et de la Sibérie Occidentale ont subi un soulèvement de 100 m environ pendant 100 mille ans. Plus tôt, ce territoire avait dû subir un abaissement correspondant, mais durant un temps considérablement plus court, car la majeure partie du Pléistocène moyen est la période de sédimentation d'épaisses séries de dépôts marins, accumulés avec cette vitesse anormalement grande. Il faut remarquer que la ligne de rivage du début du Pléistocène moyen a eu la position pareille qu'à présent. De cette manière, la vitesse des mouvements était de quelques mm à quelques cm pendant une année, ce qui dépasse 100 fois et plus la vitesse moyenne des mouvements verticaux des plates-formes du type basculé au cours des époques géologiques passées (dizaines de mètres au cours des millions d'ans selon V. E. Khaïn et autres). Cet aspect du problème a été relevé pour la première fois par Artყuchkov (1967). En effet, les transgressions du Jurassique supérieur et de Crétacé inférieur et moyen sur la Plaine Russe que l'on compare à la transgression pléistocène de ces territoires durait des dizaines de millions ans. Remarquons que les transgressions n'ont pu avoir la nature eustatique (Markov, Suetova, 1965).

Il est extrêmement important de souligner les points suivants:

1. Le Pléistocène total est l'époque de soulèvement général de vastes territoires, la majeure partie des Plaines de la Russie et de la Sibérie Occidentale y comprise. Leurs périphéries septentrionales où le faciès pléistocène marin prédomine ne diffèrent pas sous cet égard du reste, car les formations plus jeunes, les horizons d'argiles à blocaux surtout y possèdent partout la même façon de stratification, la même puissance et les mêmes traits lithologiques.

2. Pendant les périodes glaciaires le niveau de l'Océan baissait de 100 à 150 m. Les traces de cet abaissement s'observent surtout au voisinage direct des terrains envahis par la transgression — dans la Yakoutie du Nord où, au Pléistocène moyen existait un large continent à la place d'actuelle plate-forme continentale. De grandes transgressions marines ont eu lieu donc en travers de grandes régressions glacio-eustatiques. La position de celles-là était strictement localisée, liée aux territoires d'ancienne glaciation. Enfin, les dépôts aux traits

pareils aux moraines contiennent d'énormes lambeaux de roches du substratum surtout nombreux aux périphéries des plaines.

Les contradictions mentionnées ne peuvent être résolues qu'admettant le caractère glacioisostatique des mouvements sur le territoire de l'Eurasie Occidentale et l'existence d'épaisses calottes glaciaires sur les plaines autour desquelles il y a eu des bassins aqueux glaciaires. Étant donné que les glaciers prennent directement part à la formation des dépôts (accumulation sousglaciaire, lambeaux arrachés au substratum etc.) le complexe entier des dépôts accumulés doit être considéré comme glacio-périglaciaire. Le problème s'il y a des variétés continentales des argiles à blocaux reste pourtant ouvert.

Sous le même point de vue il faut considérer les formations loessiques.

Le problème d'origine des loess est un des plus compliqués dans la géologie et la paléogéographie du Pléistocène. Comme Berg avait déjà démontré, dans sa solution il faut prendre en considération deux aspects: l'origine des roches-mères et l'acquisition par elles des traits caractéristiques du loess. Dans notre ouvrage, seul le premier aspect sera étudié.

La majorité des chercheurs russes représente l'idée que les roches-mères du loess constituent des formations d'origine aqueuse qu'il y a sur de vastes interfluves de la zone périglaciaire de la Plaine Russe (Berg, et al., 1916; Gerasimov, 1939; Gerasimov, Markov, 1939; Bondartchuk, et al., 1939; Krasnov, 1944; Spiridonov, et al., 1948; Mazarovitch, 1950; Yakovlev, 1954; Sokolovskij, et al., 1958; Polyakov, 1960; Veklitch, et al., 1961; Lukachev, et al., 1961, Lukachev, Sologub, 1963; Chulc, et al., 1963; Markov, Lazukov, Nikolaev, 1965; Lukachev, Dobrovolskaya, Lukachev, 1966; Kovda, Samojlova, 1966; et autres). Les faits principaux confirmant ce point de vue sont les suivants:

1. Le passage progressif de l'argile à blocaux — du dépôt de cette ou autre manière donc lié à l'eau — aux loess, aussi bien au sens horizontal (du nord vers le sud) que vertical (en coupes).

2. La présence des cailloux, galets ou du sable, de nettes traces de stratification, c'est-à-dire l'existence des variétés intermédiaires entre les argiles à blocaux et les dépôts sableux d'une part et les loess de l'autre („loess à cailloux”, „loess stratifié”, „loess sableux”) que l'on rencontre entre les loess normaux (typiques).

Il s'agit donc, dans les deux points, des passages faciaux entre les loess et les argiles à blocaux et d'autres dépôts.

3. Une grande ressemblance des loess supra-morainiques, d'habitude amorphes et dépourvus de faune d'eau douce aux loess amorphes contenant de la faune d'une part et aux loess sousmorainiques, stratifiés, c'est-à-dire clairement aqueux, de l'autre.

4. Une composition minéralogique analogue des loess et des argiles à blocs.

5. Un fort aplatissement du relief des régions constituées de loess, surtout dans la partie sud de la zone périglaciaire où leur puissance est très grande.

6. La présence de la malacofaune d'eau douce (jusqu'à 40 à 60% de leur nombre total dans la roche).

7. Déformations de convection dans les formations loessiques et sur leurs contacts avec d'autres séries (argiles à blocs, sables etc. — photos 1, 5).

Il est certain qu'un groupe génétique important, à côté des loess, constituent les formations purement éluviales et éluvio-delluviales, loessiques, dont la source constituaient de fins dépôts d'origine aqueuse.

Parmi les partisans de l'origine aqueuse des loess il n'y a pas d'accord quant à la manière de leur accumulation. La plus populaire est l'hypothèse de K. D. Glinka — des torrents et de l'écoulement en nappe aux interfluves, dirigés vers le sud à partir du front glaciaire. Proche à elle est l'idée des crues glaciaires, c'est-à-dire de l'origine à vrai dire alluviale des loess périglaciaires. Les conditions stratigraphiques des loess pourtant et leur homogénéité lithologique sur de vastes espaces ne peuvent pas être suffisamment expliquées par ces hypothèses, ce qui constitue un des principaux arguments dans la critique de l'hypothèse aqueuse formulée par les représentants d'autres points de vue, éolien surtout.

En effet, comme on l'avait souligné plusieurs fois déjà, il est impossible d'expliquer de cette manière l'accumulation des formations de couverture sur les sommets des collines, sur leurs versants et sur les plaines. Il est difficile de lier les loess interfluviaux avec des alluvions (faciès de lit majeur) parce que ceux-là reposent non pas sur les alluvions mais sur des argiles à blocs et sur des formations génétiquement liées avec celles-ci ayant en plus, le plus souvent, les passages progressifs à ce substrat. Les vastes couvertures, reposant sur de grands territoires de dépôts aqueux que, selon toute probabilité, constituent les loess périglaciaires, étant donné leurs traits lithologiques homogènes en général, ne peuvent signifier qu'une accumulation dans un bassin d'eau.

De cette manière, il y a des affinités considérables entre les argiles à blocs et les loess, lesquelles mènent à la conclusion qu'il y avait eu un rapport entre la déposition des argiles à blocs et l'accumulation des formations de couverture, exprimé par la différenciation gravitative du matériel fourni par le glacier fondant². A côté d'une disposition superficielle, en couverture, il y a une homogénéité de la composition minéralogique, une ressemblance considérable de la granulométrie (les médianes par exemple) et le parallélisme de son changement en espace et surtout les passages faciaux entre ces formations mentionnées tout à l'heure (le remplacement des argiles à blocs par le loess si l'on va vers le sud y compris). C'est le dernier fait qui constitue la base sur laquelle s'appuie l'hypothèse de synchronisme en formation des argiles à blocs et des formations loessiques périglaciaires. Au même temps, et ceci doit être souligné, il constitue le fondement à la reconnaissance de leur unité génétique comme des formations aqueuses, strictement parlant — formations périglaciaires des bassins d'eau, élaborées par la différenciation verticale et horizontale.

Par analogie avec le type d'accumulation en conditions glaciaires marines on peut supposer que la formation des dépôts au triage faible du type d'argiles à blocs, dans un bassin périglaciaire d'eau douce dans la partie sud de la zone périglaciaire, plus au sud que la limite maximale de la glaciation, parcourant par les régions centrales de la Plaine Russe (vraisemblablement au sud de Moscou — fig. 1) a été liée avec une action énergique des glaces flottantes littorales et surtout des icebergs. Les conditions au transport par icebergs étaient variables dans de diverses parties du bassin. Étant donné que les profondeurs maximales se trouvaient en partie nord, adhérant au glacier. C'est bien là où il y a eu des conditions les plus favorables à la formation des argiles morainiques à blocs. En partie méridionale du bassin, moins profonde, où les icebergs avaient un accès plus difficile les séries d'argiles à blocs devenaient plus minces et terminaient en coin, laissant place aux faciès du type lacstro-lagunaire qui constituent les roches-mères du loess. Le processus était particulièrement distinct dans les lagunes allongées d'eau

² Un pareil point de vue a été énoncé par I. P. Gerasimov et M. M. Chukhevitch (1939). K. K. Markov parlait justement de la déposition, dans un bassin aqueux, du loess sousmorainique de la coupe de Likhvin et de son synchronisme général avec les argiles à blocs en conditions du contact direct du front glaciaire avec un bassin aqueux (Gerasimov, Markov, 1939, p. 120).

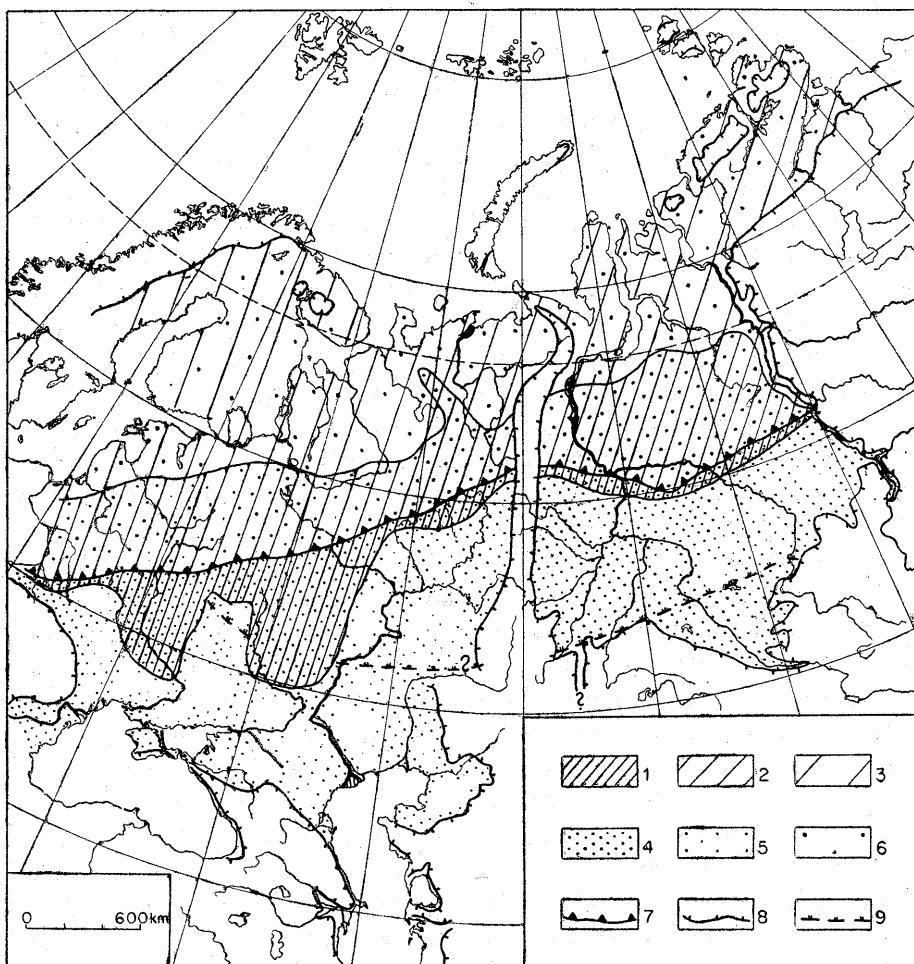


Fig. 1. Carte schématique de l'extension déterminée et supposée des faciès périglaciaire et glacio-périglaciaire sur la Plaine Russe et en Sibérie Occidentale (dressée par A. G. Kostyaev selon les données fournies par de nombreux auteurs)

I. argiles à blocs (des sables et graviers également): 1. proprement périglaciaires — de bassin d'eau douce, partiellement fluvioglaciaries; 2. glacio-périglaciaires, déposées dans un bassin d'eau douce et fluvioglaciaries; 3. glacio-périglaciario-marines déposées dans l'eau salée, partiellement fluvioglaciaries

II. formations loessiques périglaciaires: 4. déposées dans les bassins d'eau douce, lagunaires et supra-aqueuses, en général puissantes, à grande répartition; 5. déposées dans les bassins d'eau douce et lacustro-lagunaires, peu puissantes, réparties en nappes isolées; 6. déposées en bassins d'eau douce, marins et lagunaires, peu puissantes, réparties en nappes isolées; 7. limite supposée de la glaciation maximale sur la Plaine Russe et en Sibérie Occidentale; 8. limite supposée des territoires non pas inondés par les eaux des bassins et lagunes périglaciaries; 9. limite hypothétique de l'extension maximale du pergélisol

douce, situées en place d'actuelles plaines du Dniepr et du Don, entourées par des terrains plus élevés, et ouvertes vers le nord. La puissance des argiles et des limons à blocs n'y atteint que 0,5 m et même moins. La composition des fractions fines de ces dépôts est souvent en réalité analogue aux loess (50 à 60% de poudres, Doroфеев, 1961; Veklitch, 1961). Il est caractéristique que par endroits ils contiennent de la faune de mollusques d'eau douce, identique à celle des loess (Pidoplichko, 1946; Veklitch, 1961; Veklitch, Kunica, 1961; et autres). En direction des bords de la dépression les argiles et limons à blocs deviennent remplacés progressivement par les loess et les sables. Par conséquent les argiles et les limons à blocs constituent évidemment des faciès plus profonds, pour ainsi dire transgressifs, du bassin périglaciaire, tandis que les formations sablo-graveleuses et surtout poussiéreuses, de couverture (loessiques), qui les recouvrent — des dépôts régressifs, d'eau peu profonde. La vitesse de l'accumulation nettement augmentée par rapport à la normale, dont témoigne l'enrichissement des fractions de poudres du dépôt en minéraux lourds, de même qu'une distribution égale du matériel en espace, avaient rendu possible l'apparition des dépôts pareils aux moraines („moraines aqueuses") amorphes ou à stratification dissimulée. Les territoires où ils sont répartis se caractérisent par le manque de grands lambeaux détachés du substrat et de déformations du type de dislocations glaciaires dans les formations sousjacentes.

Le tableau est différent s'il s'agit des loess. La puissance des formations loessiques dans les régions centrales de la Plaine Russe présentes ici sous forme de limons de couverture est tout à fait faible par rapport aux argiles à blocs. Vers le sud pourtant, elle augmente jusqu'à des dizaines de mètres, dans les dépressions surtout (sur les plaines du Dniepr et du Don par exemple). Au même sens aussi leur granulométrie devient régulièrement plus fine (Berg, et al., 1947). Ceci reflète la différenciation spatiale de l'accumulation par rapport à la source du matériel que constituait le glacier. Les loess nordiques peu puissants se déposaient dans un milieu plus dynamique, conditionné par le voisinage du glacier, c'est pourquoi ils sont plus riches en fractions sablouses et renferment des intercalations de débris. Par endroits ils révèlent une nette stratification horizontale, en lentilles ou oblique (Spiridonov, et al., 1948; Lavrov, 1962; Lukachey, Dobrovolskaya, Lukachev, 1966; et autres). Souvent ils possèdent une limite distincte avec les formations sousjacentes, avec les argiles à blocs surtout

(Trutnev, 1930; Polyakov, 1960; et autres). Les loess méridionaux („typiques” possèdent un bon triage (les variétés argileuses prédominent), sont composés de matériel homogène. C'est pourquoi ils sont en règle amorphes et ne renferment par d'intercalations grossières.

Sur cette loi du changement de la composition mécanique des formations loessiques au sens horizontal se superpose une régularité observée en direction verticale, exprimée par l'augmentation de la taille des grains (enrichissement en sables) du loess vers le haut (Velitchko, 1961). Ceci peut être expliqué par la diminution progressive de la profondeur du bassin qui se déplaçait du sud vers le nord et la fonte plus intense du glacier en phase terminale de l'accumulation du dépôt. L'enrichissement du loess en fractions sableuses, si l'on va des lignes de partage des eaux vers les vallées, est probablement à lier aussi avec l'évolution du bassin d'eau. Le premier stade de cette évolution se caractérise par le niveau plus haut et l'extension plus grande des bassins, formant de bonnes conditions à la sédimentation du matériel. La localisation ultérieure des eaux dans d'anciennes vallées, causée par l'abaissement du niveau par la suite de la disparition de la barrière, est liée avec l'accentuation du dynamisme des masses d'eau, l'apparition de l'écoulement organisé etc.

Comme faciès, les loess présentent une argile limoneuse d'eau peu profonde dont la source principale (de même qu'au cas des argiles à blocs) constitue le matériel renfermé dans le glacier. La vitesse de l'accumulation des loess était considérablement moindre que celle des argiles à blocs sousjacentes, car beaucoup de particules fines et de minéraux légers, en lesquels le loess est riche, restaient en suspension. On peut supposer que l'eau était très trouble — le facteur défavorable au développement des animaux, des mollusques par exemple. De pair avec la basse température de l'eau ce facteur constituait certainement la cause de ce que les mollusques aquatiques dans les loess portent des traces du développement entravé (Bondartchuk, 1937; Berg, 1946; Kunicza, 1961).

Comme le faciès d'eau peu profonde les formations loessiques de la partie méridionale de la zone périglaciaire possèdent une plus large répartition que les argiles à blocs d'eau plus profonde. Les loess tapissent les plateaux de la Russie Centrale, une partie des hauteurs de la Volga, et de Volhynie et Podolie sur lesquels les argiles à blocs ne se déposaient pas.

A la périphérie sud de la zone périglaciaire, où le bassin était peu profond et son fond égal, même de faibles changements du niveau

d'eau dus aux causes diverses (avancée du front glaciaire, mouvements tectoniques régionaux etc.) se reflétaient nettement en sédimentation. Quand le niveau baissait, de grands espaces desséchaient. De telles ruptures en sédimentation sont enregistrées par le développement du sol, correspondant aux caractères climatiques zonaux et aux traits géomorphologiques locaux d'une ou autre région périglaciaire. De fréquents dessèchements et inondations sont la cause de ce que la subdivision des séries de loess par des sols fossiles est compréhensible. Ceci est indiqué également par la superposition ou le voisinage proche des mollusques d'eau douce et continentaux dans les loess.

Il faut souligner qu'en étapes déterminées de leur évolution les bassins périglaciaires ont dû être liés avec les Mers Noire et Caspienne, ce qui causait leur transformation en des bassins fortement adoucis et appauvris en faune, transgressant au nord et formant ainsi le soutien en parties centrales de la Plaine Russe. C'est pourquoi la parallélisation des transgressions des mers méridionales avec les périodes glaciaires est tout à fait naturelle. C'est bien avec le temps du bassin de la glaciation maximale (le stade de transgression khasiarienne certainement) qu'il faut lier la formation des limons et argiles de couverture jaune-brun, dits de syrts, de la Basse Volga. L'origine aqueuse de la partie essentielle de leurs couches a été reconnue par la majorité des chercheurs, commençant par S. S. Nestrueva. Une telle corrélation est rendue possible par les pareilles conditions stratigraphiques des dépôts de syrts et des loess des territoires plus occidentaux (Gerasimov, 1935) et par le passage progressif des unes formations aux autres en espace (Savarenskiy, 1927). Les argiles à blocs et les sables sousjacents, rouge-brun correspondent, quant à leur composition et répartition spatiale, aux formations de couverture des syrts et des loess. Au SE de la Plaine Russe ils possèdent une nette stratification et une faune de mollusques et ostracodes d'eau douce, euryhalins et d'eau salée (Vostryakov, et al., 1964; Svitotch, 1966). C'est pourquoi on peut les attribuer chronologiquement au bassin périglaciaire du Pléistocène inférieur (Bakou).

Les effets géologiques analogues ont dû être provoqués par les mouvements glaciaisostatiques en autres régions aussi, en Europe surtout. Comme on sait, les formations d'argiles à blocs y portent aussi des traces de la sédimentation aqueuse dans un bassin, montrent des différences du nord au sud et sont remplacées progressivement par les formations loessiques à faible puissance qui passent en-

suite, plus loin vers le sud, aux couvertures de loess de plus en plus puissantes (G r a h m a n n, 1932; W o l d s t e d t, 1958; et autres). Les conditions pareilles ont régné en partie sud de la zone glacio-périglaciaire de la Sibérie Occidentale où des argiles à blocs contenant une nombreuse faune de mollusques d'eau douce (A r k h i p o v, 1964; V o l k o v a, 1966; et autres) passent au sud aux dépôts de couverture sablo-limoneux et loessiques avec de la malacofaune sub-aérienne et d'eau douce et avec des horizons de sols fossiles (Z a r i n a, *et al.*, 1961; V o l k o v a, 1966, F e n i k s o v a, 1966; et autres).

Le niveau de l'inondation est difficile à déterminer plus en détail à l'époque actuelle. Pour les régions méridionales et centrales de la Plaine Russe et de la Sibérie Occidentale pourtant il atteignait certainement pas moins que de 150 à 250 m d'altitude actuelle, peut-être même davantage.

De cette manière les conditions de la sédimentation périglaciaire dans le bassin d'eau dans la partie sud de la zone périglaciaire représentent le dynamisme de la formation de deux types essentiels de dépôts pléistocènes de plaine — des argiles à blocs (leur partie majeure) et des loess — comme un processus dans son ensemble unique, dont résulte leur unité génétique confirmée par les faits géologiques fondamentaux. Il faut remarquer que la reconnaissance de l'origine lagunaire des argiles à blocs et des formations liées avec elles (sables, graviers) et des loess ne signifie aucunement la négation du rôle de puissants torrents fluvioglaciaires à la périphérie du glacier au premier cas et de l'écoulement tranquille et des lagunes dans certaines régions au second. Leur rôle général pourtant était vraisemblablement plus important.

Vers le nord de la limite de l'extension maximale du glacier, au fur et à mesure de son recul, les conditions de la sédimentation dans un bassin d'eau douce se maintenaient encore longtemps (fig. 1). La puissance des dépôts est ici plus importante à cause de la plus grande profondeur de la dépression glacio-isostatique. Le second caractère des dépôts de cette zone constitue la présence probable, en parties inférieures des coupes, des dépôts liés à l'action du glacier lui-même. Prenant en considération les conditions particulières du recul glaciaire et de sa fusion les moraines „continentales” peu puissantes devraient être constituées principalement par le matériel argileux à blocs, sousglaciaire, suffisamment classé et portant, en plusieurs cas, les traces de stratification. À cause de cela ces dépôts seront difficiles à distinguer en coupe constituée essentiellement de faciès périglaciaires lagunaires, analogues. En ces conditions le seul trait

sûr de la présence du glacier continental sur le territoire donné constituera la présence de grands lambeaux détachés du substratum et de grandes déformations là où le substratum avait affleuré — la glacio-dislocation.

La partie du bassin adhérente directement au glacier se distinguait par les conditions particulières de la sédimentation à cause de l'action de puissants torrents d'eau de fonte coulant de la surface du glacier. Là où ils débouchaient, se déposaient des sédiments grossiers et hétérogènes, formant un réseau ramifié de courants sous-aqueux, des deltas, des remparts etc. À la période de la stabilisation temporaire du front glaciaire il arrivait à la mise en place, devant lui, des formations morainiques terminales — des remparts de la moraine frontale. Il est symptomatique que selon les opinions admises à présent (R u k h i n, 1960; et autres) elles se formaient principalement en conditions aqueuses. Une nouvelle explication peuvent trouver donc les complexes de collines diverses, composées de formations classées, stratifiées avant tout, enveloppées d'un mince manteau de dépôts de couverture pareils aux moraines.

Plus loin vers le nord il y a eu un passage progressif des faciès glacio-périglaciaires d'eau douce aux faciès marins (photo 1), provoqué par la grande profondeur du fléchissement glacioisostatique du substratum à cause d'un long séjour du glacier sur ces territoires de sa grande puissance au voisinage de l'Océan. Dans la plaine de la Petchora y correspond vraisemblablement le complexe puissant d'argiles et sables ressemblant aux moraines, constituant la partie principale des dépôts meubles cénozoïques. Par sa structure il est divisé nettement en deux parties correspondant à deux grands rythmes d'accumulation, un desquels constituent les dépôts des séries de Kolvin et Padimej, tandis que le second — celles de Rogov et Vachutkin (V o l l o s o v i t c h, 1966). Chacun des rythmes commence par le faciès relativement profond, ingressif et transgressif (séries de Kolvin et Rogov) et termine par des dépôts régressifs d'eau moins profonde (séries de Padimej et de Vachutkin) qui reflètent certainement les phases du développement de la dépression glacioisostatique — à sa profondeur maximale tout de suite après le recul du glacier et à sa réduction progressive plus tard.

Les dépôts correspondant au cycle glacioisostatique de la période de glaciation maximale sur la plaine de la Petchora, sont représentés par la série transgressive d'eau profonde de Rogov et par la série régressive d'eau moins profonde de Vachutkin. Les conditions périglaciaires du bassin de Rogov sont reflétées en général par des

dépôts grossiers pareils aux moraines. Ceci est particulièrement distinct à la périphérie du bassin, dans la zone de passage aux faciès lagunaires moins profonds, contenant déjà une faune d'eau douce et passant plus loin aux argiles à blocs et sables de Dniepr-Moscou des régions centrales de la Plaine Russe. Le caractère de la faune marine est aussi particulier — la prédominance des espèces arctiques, le nombre d'espèces pauvre et la distribution homogène sur un très grand territoire. Au fur et à mesure du recul glaciaire vers le nord les faciès ressemblant aux moraines changent progressivement en dépôts aux traits plus nets de la sédimentation marine. La série de Vachutkin correspond à l'étape de régression du bassin périglaciaire, accompagnée par l'amélioration des conditions climatiques. La régression a été accompagnée de complications en forme de la montée temporaire du niveau de la mer par la suite de l'influence du facteur glacioisostatique — c'est-à-dire de la vitesse rapidement diminuante du soulèvement glacioisostatique. Après la fusion complète du glacier la transgression a pris le caractère chaud (éventuellement interglaciaire).

Le cycle glacio-isostatique précédent (Pléistocène inférieur) est représenté, sur la plaine de la Petchora, par les dépôts des séries de Kolvin et Padimej, correspondant en principe aux couches de Rogov et Vachutkin et passant aussi vers le sud aux argiles à blocs („moraine” d’Oka) et sables.

Au nord de la Sibérie Occidentale au cycle glacioisostatique du Pléistocène moyen correspondent: à l'ouest — la série transgressive de Salekhandr (selon G. I. Lazukov) et les dépôts susjacent sablo-graveleux, régressifs, de la série de Kazan; à l'est — les graviers de Samarov et la série tripartite susjacente de dépôts fluvioglaciaires et marins (la série d'eau relativement peu profonde de Messov, la série d'eau profonde de Santchugov et la série d'eau de nouveau peu profonde de Kazancev). De même qu'en Europe du Nord, tous ces dépôts passent au sud aux formations continentalo-lagunaires, glacio-périglaciaires d'argiles à blocs et argilo-sableuses („morainiques” et „intermorainiques”).

Les dépôts glacio-marins et marins du Pléistocène inférieur au nord de la Sibérie Occidentale sont représentés par les séries de Polny et Kazymsk (selon G. I. Lazukov) à une large répartition régionale. Les dépôts qui les remplacent au sud sont représentés par les faciès argileux ressemblant aux moraines, sables stratifiés des séries de Demyan et Tobolsk sur l'Ob et des séries de Biélogorsk, Turukhansk et autres sur l'Ienisséi qui ne sont connues jusqu'à pré-

sent que dans les vallées de ces fleuves. Ceci nous oblige à supposer l'existence de la différence en superficie et en configuration du glacier ouest-sibérien et en dimensions de la dépression glacioisostatique par rapport aux conditions européennes.

Les coupes des interfluves sont couronnées par des limons dits de couverture qui répètent en principe les conditions stratigraphiques des formations sousjacentes et avec celles-ci correspondent à la phase terminale de la régression du bassin marin, considérablement adouci déjà à cette époque-là. L'homogénéité granulométrique, étant donné la prédominance des fractions de poudres, nous décide à les interpréter comme des argiles limoneuses d'eau peu profonde, sédimentées dans des lacs et lagunes. Pendant l'étape suivante, subaérienne, sous des conditions du climat sévère, les dépôts en question ont acquiert des caractères granulométriques et chimiques particuliers et pris la teinte gris-jaune et l'allure loessique générale.

De cette manière donc le trait caractéristique essentiel d'ancienne zone périglaciaire, plus précisément — glacio-périglaciaire, constitue le cycle d'accumulation glacio-périglaciaire, lié à la formation de grands bassins dans les zones comprimées, glacioisostatiques, et les dépressions orographiques au sud du front glaciaire. Le type principal de dépôts constituent les argiles à blocs d'eau profonde et les formations loessiques d'eau peu profonde avec toute une suite de variétés intermédiaires. La largeur de la zone glacio-périglaciaire à l'époque donnée est reflétée par l'extension de l'accumulation glacio-périglaciaire qui accompagnera strictement le recul des glaciers. La largeur générale de la zone glacio-périglaciaire de plaine de l'Europe du Nord et de la Sibérie Occidentale (et probablement de l'Amérique du Nord aussi) pendant des périodes glaciaires particulières peut être assez strictement déterminée à l'aide de l'étude de la distribution des dépôts périglaciaires les plus répandus et à la fois les plus typiques — des formations loessiques de couverture.

Une extraordinaire fréquence des fentes de gel et des involutions dans les zones glacio-périglaciaires de l'Europe et de la Sibérie Occidentale est liée pour la plupart des cas non pas avec le pergélisol mais avec des conditions particulièrement favorables au développement de la convection et d'autres processus de diagénèse — avec les changements brusques des conditions dans les dépôts à la composition lithologique variable, en conditions d'une humidité stable, parfois surabondante, du sol de grands territoires. Ces déformations, de pair avec les dépôts dans lesquels elles se manifestent, constituent le complexe dynamique-sédimentaire, glacio-périglaciaire, du

type de bassins et de lagunes. Un des éléments essentiels de ce complexe constitue le relief macro- et micropolygonal (à cellules polygonales et à buttes de gonflement développées et affaissées), convectif dans sa nature, repandu sur les vastes plaines de l'Europe Orientale et de la Sibérie Occidentale, passant progressivement vers le sud aux formes polygonales des territoires extraglaciaires et extra-périglaciaires.

Toutes les lois mentionnées sont caractéristiques aussi pour l'Amérique du Nord, comme les faits observés en témoignent.

Et ainsi, le caractère de la zone glacio-périglaciaire, à cause des traits texturaux spécifiques des dépôts qui la composent, est déterminé essentiellement par les déformations diagénétiques. L'analyse ne confirme pas la présence de remplissages (pseudomorphoses) des fentes de glace pleinement convaincants. Les formes des fentes auxquelles on attribue une origine liée au pergélisol appartiennent au type de fissures de sol (saisonnières).

Etant donné que l'absence des fentes de glace fossiles (pseudomorphoses) ne signifie pas qu'il n'y avait pas eu de pergélisol, la détermination de sa limite sud au Pléistocène reste problématique. A notre avis, la méthode la plus promettante est l'utilisation, pour ce but, de l'abaissement de la température moyenne annuelle, déterminé d'après la position de la limite climatique des neiges. A. Penck (1938) a calculé que l'abaissement maximum de la température moyenne annuelle en Europe atteignait 8°C. Il en résulte que toute l'Europe périglaciaire (les montagnes au-dessus de 800 à 1000 m y comprises) et la majeure partie du Sud-Est et Sud voisin de la Plaine Russe n'ont pas subi de glaciation souterraine au Pléistocène moyen. La limite du pergélisol aux espaces libres de glace correspondait approximativement à la position d'actuelle isotherme annuelle de 5°C et passait par Kursk—Saratov—Orenburg.

En Sibérie Occidentale, étant donné l'abaissement maximum de 6 à 7°C, cette limite passait au sud des plaines, vers le parallèle 53-54°³. La position de cette limite était analogue aussi au Pléistocène supérieur (la limite du pergélisol parcourait: au sud d'Iaroslavl, par l'embouchure de la rivière Viatka, l'Oural supérieur et les plaines des rivières Tobol, Ichima et Ob, près de l'embouchure de la rivière Tchulym—Krasnoïarsk) avec cette différence pourtant, qu'étant don-

³ Il ne peut s'agir ici essentiellement que des espaces non pas recouverts par des bassins d'eau à profondeur considérable. Vu la prédominance de ceux-ci, la limite du pergélisol, au Pléistocène moyen tout au moins, possède le caractère particulièrement hypothétique.

né une superficie considérablement moindre du glacier et des bassins qui l'entouraient, les conditions au développement du pergélisol étaient beaucoup plus favorables. Depuis le Pléistocène supérieur en effet commence une nouvelle étape de la glaciation souterraine sur la plaine de la Sibérie Occidentale qui dure sans interruption jusqu'à l'ère actuelle.

En absence du pergélisol la zone climatique périglaciaire peut être déterminée comme un espace peu large où régnait des vents secs et froids descendant du glacier (voir note 1 au bas de la p. 269). Prenant en considération pourtant l'influence indirecte du glacier on peu y joindre un territoire considérablement plus important.

Il faut souligner que l'accumulation rapide des dépôts à composition lithologique variable, gorgés d'eau, constituait la condition principale, mais de loin pas seule, du développement des fentes et des involutions. Une grande importance possédaient aussi les processus de congélation saisonnière qui se manifestaient en forme des impulsions dynamiques renforçant, voire déchaînant ces déformations.

Les conditions du développement de ces déformations dans la zone périglaciaire étaient assez variables. Très souvent elles se manifestaient aux fonds des parties profondes des bassins etc. C'est-à-dire elles possédaient alors une origine proprement subaqueuse. Au fur et à mesure que la profondeur du bassin diminuait, les formations du fond commençaient à subir l'influence de la congélation saisonnière. Là où la convection se manifestait déjà, les impulsions provoquées par le gel la renforçaient. Là où l'état des choses était quasi-stable, le mouvement commençait à peine dans les sédiments.

Les processus diagénétiques dans les sols ne se terminaient pas au moment du dessèchement d'une telle ou autre partie du terrain. Il est évident que l'influence des oscillations thermiques dans ces cas-ci était la plus forte. Aux interfluves, recouverts en majeure partie par les loess et dans les vallées les interruptions en sédimentation ont été fixées par le développement des sols, accompagnés souvent par des systèmes de minces fissures de dessiccation ou de gel. Au fur et à mesure d'une nouvelle inondation, les horizons de sol (humus — matériel colloïdal typique) passaient rapidement à l'état mobile et participaient aux mouvements de convection. C'est une telle nature de déformations justement qui s'observe dans les loess et autres dépôts et dans lesquelles les sols fossiles ont pris une part active.

Ainsi donc, les horizons nombreux des déformations à fentes et

involutions dans les dépôts périglaciaires possèdent une nature diagénétique et cryo-diagénétique et sont en entier syngénétiques avec l'accumulation. Par conséquent, leur partie importante porte des traces des conditions climatiques périglaciaires assez sévères.

Il est évident que dans la zone périglaciaire il y eu aussi un développement intense des fentes dues dès leur commencement au gel.

Le développement de certaines déformations diagénétiques en conditions subaériennes mis à part il n'y a pas de bases qui permettraient de les lier directement avec la zone active des régions périglaciaires. De même, rien ne justifie la liaison des involutions et des structures chaotiques dans de fines couches avec les structures micropolygonales contemporaines des pays polaires et arctiques — avec les polygones de pierres et les flaques de terre — qui dans de nombreux cas possèdent aussi une nature cryo-convective. La justesse de cette dernière constatation est facilement confirmée par les nettes différences morphologiques entre les deux variétés — la nette stratification dans les déformations périglaciaires et l'absence de la stratification dans les sols structurés actuels. Malgré les différences essentielles entre les formations dans lesquelles les unes et les autres formes se manifestaient (stratifiées en un cas et amorphes en autre) la chose s'explique aussi par ce que la première variété constitue toujours des structures de l'instabilité convective dans ses divers stades de développement, pendant que la seconde — les formes de convection stationnaire. Il y a deux causes essentielles pour lesquelles les déformations cryo-convectives dans les formations quaternaires n'ont pas passé à la forme de convection stationnaire: (1) la vitesse augmentée de l'accumulation qui favorise le passage rapide des déformations à l'état fossile et (2) l'intensité moindre des impulsions cryogènes par rapport aux actuelles régions polaires et arctiques et aussi l'absence du pergélisol.

Tout cela ensemble témoigne d'une grande particularité des événements géologiques et climatiques au Pléistocène de l'Europe, impossibles à répéter et ne possédant pas d'analogies en conditions actuelles et trouvant un reflet tellement distinct en dépôts et structures de la zone glacio-périglaciaire.

Sortant du démontré tout à l'heure l'auteur propose de retourner au sens originel (droit et étroit) du terme traditionnel de périglaciaire, désignant le complexe de processus et d'événements naturels dans la région de la répartition de grandes calottes glaciaires anciennes, les processus spécifiques de sédimentation surtout dans la zone *périglaciaire* (proche au glacier) et de divers phénomènes dia-

génétiques et cryo-diagénétiques dans les sols. Périglaciaires seront aussi le climat (dans la zone des vents descendants du glacier avant tout), les formes du sol gelé, la végétation etc. Les processus et les phénomènes dans la zone du continent adhérente aux inlandsis actuels du Groenland et de l'Antarctide doivent aussi être appelés périglaciaires (actuels), bien que par tout un complexe de traits la zone périglaciaire récente diffère beaucoup d'ancien périglaciaire européen, ouest-sibérien et américain. A la base de ces différences il y a des facteurs géologiques et climatiques — la continuité de l'existence et une équilibre isostatique durable, de pair avec une position géographique et hautes latitudes d'une part et un dynamisme extraordinaire des glaciers au temps et en espace et des mouvements de l'écorce terrestre les accompagnant, de pair avec l'anomalie des conditions climatiques de la majeure partie de leur extension — de l'autre.

Un tel emploi du terme souligne mieux le caractère spécifique du territoire voisin au glacier (*périglaciaire*) étant ainsi irreprochable du point de vue de l'étymologie du mot.

Traduction de T. Kubiak

Bibliographie

- Afanasev, B. L., 1961 — Neotektonika Petchorskogo ugolnogo bassejna i prilegayuchikh rayonov Severnogo Priurala (Néotectonique du bassin houiller de la Petchora et des régions voisins de l'Oural du Nord). En: Materialy po geologii i poleznyim iskopaemym severo-vostoka Evropejskoj tchasti SSSR, Moskva.
- Arkhipov, S. A., 1964 — Problema korrelacii alluvialnykh i lednikovykh otlozhenii Zapadno-Sibirskoj nizmennosti (Problème de corrélation des dépôts alluviaux et glaciaires de la Plaine de la Sibérie Occidentale). *Trudy Inst. Geol. Geofiz.*, vyp. 44.
- Arkhipov, S. A., 1965 — Paleogeografia Zapadno-Sibirskoj nizmennosti v antropogenovom periode. Opyt sostavleniya serii paleogeograficheskikh kart (Paléogéographie de la Plaine de la Sibérie Occidentale en Période Antropogène. Essai de correlation d'une série de cartes paléogéographiques). Dans: Osnovnye problemy izucheniya tchetvertichnogo perioda; Moskva.
- Artyushkov, E. V., 1966a — On the isostatic equilibrium of the Earth's crust. *Ann. Acad. Sci. Fenn.*, A. III, 90.
- Artyuchkov, E. V., 1966b — O kharaktere izmeneniya vyazkosti verkhnej

- mantii s glubinoj (Sur le caractère de la variabilité de la viscosité du manteau avec la profondeur). *Izv. Akad. Nauk SSSR, Fizika Zemli*, no. 8.
- Artyuchkov, E. V., 1967 — Ob ustanovlenii izostaticheskogo ravnovesa zemnoj kory (Sur l'établissement de l'équilibre isostatique de l'écorce terrestre). *Izv. Akad. Nauk SSSR, Fizika Zemli*, no. 1.
- Bahr, A., 1932 — Frostgestauchte Böden im westlichen Schleswig-Holstein. *Ztschr. D. Geol. Ges.*, Bd. 84.
- Berg, L. S., 1916 — O proiskhozhdenii lessa (Sur l'origine du loess). *Izv. Rus. Geogr. Obchth.*, t. 52.
- Berg, L. S., 1946 — Fauna lessa (La faune du loess). *Trudy Inst. Geogr. Akad. Nauk SSSR*, vyp. 37.
- Berg, L. S., 1947 — Less kak produkt vyvetrivanija i potchvoobrazovaniya (Le loess comme produit de l'altération et de la formation du sol). *Dans: Klimat i zhizn*; Moskva.
- Beskow, G., 1930 — Erdfliessen und Strukturböden der Hochgebirge im Licht der Frosthebung. *Geol. Fören. Stockholm Förhandl.*, Bd. 52.
- Bondartchuk, V. G., 1937 — Ob iskopaemykh molluskakh iz tchetvertichnykh otlozhenij USSR (Les mollusques fossiles des dépôts quaternaires de l'URSS). *Trudy Sovet. Sekcii Mezhd. Assoc. po izutch. tchetvert. perioda (INQUA)*, vyp. 1.
- Bondartchuk, V. G., 1965 — Zakonomernosti rasprostraneniya lessovoj formacii i principy ee stratigraficheskogo podrazdeleniya (Lois de la distribution des formations loessiques et principes de sa subdivision stratigraphique). *Dans: Materialy po tchetvertitchnomu periodu Ukrayny*; Kiev.
- Butrym, J., Cegla, J., Dzulynski, S., Nakonieczny, S., 1964 — New interpretation of periglacial structures. *Folia Quaternaria*, 17.
- Büdel, J., 1944 — Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. *Geol. Rundschau*, Bd. 34.
- Bylinskij, E. N., 1962 — Novye dannye po stratigrafii tchetvertichnykh otlozhenij i paleogeografii bassejna r. Mezeni (Données nouvelles sur la stratigraphie des dépôts quaternaires et la paléogéographie de la rivière Mezen). *Doklady Akad. Nauk SSSR*, t. 147.
- Cailleux, A., 1942 — Les actions éoliennes périglaciaires quaternaires en Europe. *Mém. Soc. Géol. France*, N.S., t. 21.
- Cailleux, A., 1948 — Carte des actions périglaciaires quaternaires en France. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, t. 47.
- Chrok, P., 1950 — Posledovatelnost v svitakh sloistykh porod (La succession des séries de dépôts stratifiés). Moskva.
- Chulc, S. S., Mozhaev, B. I., Mozhaeva, V. G., Rukoyatkin, A. A., Dolivo-Dobrovolskij, A. V., Palicyn, N. D., Ponomarev, E. V., 1963 — Sudomskaya vozvychennost, geologo-geomorfoliticheskij otcherk (Le Plateau de Sudomsk, esquisse géologique et géomorphologique). Moskva—Leningrad.
- Danilov, I. D., 1962 — Pleistocenovye otlozheniya vostoka Bolchezemel-

- skoj tundry i usloviya ikh osadkonakopleniya (Les dépôts pléistocènes de la toundra Bolchemelskaya et les conditions de leur sédimentation). *Izv. Akad. Nauk SSSR, sér. géogr.*, no. 6.
- Danilov, I. D., 1966 — K voprosu o proiskhozhdenii valunnykh suglinkov Bolchemelskoj tundry (Sur la question d'origine des argiles à blocs de la toundra Bolchemelskaya). *Dans: Geologiya kajnozoja severa evropejskoj tchasti SSSR*, Moskva.
- Danilova, N. S., 1956 — Gruntovye zhily i ikh proiskhozhdenie (Veines de sol et leur origine). *Materiały k osnowam utcheniya o merzlykh zonakh zemnoj kory*, vyp. 3.
- Dewers, F., 1934 — Kritische Betrachtungen zur Frage der Beschaffenheit und Entstehung der Taschenboden. *Abhandl. u. Vorträge Bremer Wiss. Ges.*, Bd. 8/9.
- Devyatova, E. I., 1961 — Stratigrafiya tchetvertitchnykh otlozhenij i paleogeografiya tchetvertitchnogo perioda v bassejne r. Onegi (Stratigraphie des dépôts quaternaires et paléogéographie du Quaternaire dans le bassin du fleuve Onega). Moskva—Leningrad.
- Dorofeev, L. I., 1961 — Mineralogicheskiy sostav i usloviya formirovaniya moreny maksimalnogo oledeneniya v sredнем Pridneprove (Composition minéralogique et conditions de la formation des moraines de la glaciation maximale dans le bassin du Dniepr moyen). *Tchetvertitchnyj period*, vyp. 13-15.
- Dostovalov, B. N., 1961 — Poligonalnye sistemy ledyanykh i grunto-vykh zhil (Systèmes polygonaux des veines de glace et de sol). *Dans: Polevye geokriologitcheskie (merzlotnye) issledovaniya*; Moskva.
- Dylik, J., 1956 — Coup d'oeil sur la Pologne périglaciaire. *Biuletyn Peryglacjalny*, no. 4.
- Dylik, J., 1962 — Introduction à la discussion sur la notion et sur le terme du „périglaciaire”. *Biuletyn Peryglacjalny*, no. 11.
- Dylik, J., 1964a — Les recherches périglaciaires, leur sujet et leur signification paléogéographique. *Revue Acad. Sci. Polonaise*.
- Dylik, J., 1964b — Elements essentiels de la notion de „périglaciaire”. *Biuletyn Peryglacjalny*, no. 14.
- Dylik, J., 1965 — Right and wrong in sceptical views on the problem of periglacial phenomena revealed in Pleistocene deposits. *Bull. Soc. Sci. Lettr. de Łódź*, vol. 16, no. 8.
- Dżułyński, S., 1963 — Polygonal structures in experiments and their bearing upon some periglacial phenomena. *Bull. Acad. Polon. Sci., sér. géol. géogr.*, vol. 11.
- Dżułyński, S., 1965 — New data on experimental production of sedimentary structures. *Jour. Sediment. Petrol.*, vol. 35.
- Dżułyński, S., Walton, E. K., 1963 — Experimental production of sole markings. *Trans. Edinburgh Geol. Soc.*, vol. 19.
- Edelman, C. H., Florschütz, F., Jeswiet, J., 1936 — Über spätpleistozäne und frühholozäne kryoturbate Ablagerungen in den öst-

- lichen Niederlanden. *Ver. Geol. Mijn. Gen. Nederland en Kolonien, Geol. Ser.*, D. 11.
- Emiliani, C., 1961 — Cenozoic climatic changes as indicated by the stratigraphy and chronology of deep-sea cores of Globigerina-Ooze Facies. Solar variations, climatic change and related geophysical problems. *Ann. New York Acad. Sci.*, vol. 95.
- Fedorovitch, B. A., 1962 — Merzlotnye obrazovaniya v stepyakh i pustynyakh Evrazii (Phénomènes dus au gel sur les steppes et déserts de l'Eurasie). *Trudy Komm. po izutcheniyu tchetvertichnogo perioda Akad. Nauk SSSR*, t. 19.
- Feniksova, V. V., 1966 — Otlozheniya podrobnykh bassejnov vo vnelednikovykh zonakh na yuge Zapadno-Sibirskoj nizmennosti (Sédiments des bassins de barrage dans les zones intraglaciaires au sud de la Plaine de la Sibérie Occidentale). *Biul. Mosk. Obch. Ispyt. Prirody*, otd. geol., t. 41.
- Frechen, J., Lippolt, H. J., 1965 — Kalium-Argon-Daten zum Alter des Laacher Vulcanismus der Rheinterrassen und der Eiszeiten. *Eiszeit-alter u. Gegenwart*, Bd. 16.
- Gallwitz, H., 1937 — Fliesserde und Frostspalten als Zeitmarken im Löss bei Dresden. *Geol. Rundschau*, Bd. 28.
- Gallwitz, H., 1949 — Eiskeile und glaziale Sedimentation. *Geologica*, Bd. 2.
- Gerasimov, I. P., 1935 — O genezise i vozraste syrtovykh otlozhenij N. Zavolzhya (Sur l'origine et l'âge des dépôts de syrts sur la Basse Volga). *Trudy Komm. po izutcheniyu tchetvert. perioda Akad. Nauk SSSR*, t. 4.
- Gerasimov, I. P., 1939 — Relef i poverkhnostnye otlozheniya Evropejskoj tchasti SSSR (Relief et dépôts superficiels de la partie européenne de l'URSS). *Dans: Potchvy SSSR*, t. I. Moskva—Leningrad.
- Gerasimov, I. P., 1946 — Vystuplenie v preniyakh po dokladu I. G. Pidoplitchko „Otcherk tchetvertichnoj paleogeografii Ukrayiny” na Konferencii po paleogeografii tchetvertichnogo perioda, fevral 1941 (Voix dans la discussion du rapport de I. G. Pidoplitchko: „Esquisse de la paléogéographie quaternaire de l'Ukraine” présenté à la Réunion consacrée à la paléogéographie de la période quaternaire, février 1941). *Trudy Inst. Geogr. Akad. Nauk SSSR*, t. 37.
- Gerasimov, I. P., Markov, K. K., 1939 — Lednikovyj period na teritorii SSSR (Période glaciaire sur le territoire de l'URSS). *Trudy Inst. Geogr. Akad. Nauk SSSR*, t. 33.
- Gerasimov, I. P., Chukевич, M. M., 1939 — Petrografitcheskij sostav nekotorykh tipov relefoobrazuyuchchikh nanosov SSSR (Composition pétrographique de certains types de sédiments formant le relief de l'URSS). *Problemy sovetskogo potchvovedeniya*, no. 8.
- Glinka, K. D., 1901-1902 — Posletretitchnye obrazovaniya i potchvy Pskovskoj, Novgorodskoj i Smolenskoj gubernij (Formations post-tertiaires et sols des Gouvernements de Pskov, Novgorod et Smolensk). *Ezhegodnik po geologii i mineralogii Rossii*, t. 5.

- G r a h a m a n n, R., 1932 — Der Löss in Europa. *Mit. Ges. Erdkunde Leipzig*, Bd. 51.
- G r i p p, K., 1926 — Über Frost- und Strukturböden in Spitzbergen. *Ztschr. Ges. Erdkunde zu Berlin*.
- G u s e v, A. I., 1958 — Ob iskopaemykh „sledakh” merzloty i „ledyanykh” klinyakh v tchetvertitchnykh otlozheniyakh (Sur le „traces” fossiles du sol gelé et les coins de „glace” dans les dépôts quaternaires). *Geol. Sbornik Lvov. Geol. Obchth.*, no. 5.
- H ö g b o m, B., 1914 — Über die geologische Bedeutung des Frostes. *Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala*, Bd. 12.
- J a h n, A., 1951 — Zjawiska krioturbacyjne współczesnej i plejstoceńskiej strefy peryglacialnej (summary: Cryoturbate phenomena of the contemporary and of the Pleistocene periglacial zone). *Acta Geol. Polonica*, vol. 2.
- J a h n, A., 1956 — Some periglacial problems in Poland. *Biuletyn Peryglacialny*, no. 4.
- J a h n, A., C z e r w i n s k i, J., 1965 — The role of impulses in the process of periglacial soil structure formation. *Acta Univ. Vratislaviensis*, no. 44.
- K a i s e r, K., 1960 — Klimazeugen des periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, Bd. 11.
- K a l e c k a y a, M. S., 1965 — Stratigrafiya kajnojskikh otlozhenij Urala i severo-vostotchnoj tchasti Petchorskoy nizmennosti (Stratigraphie des formations cénozoïques de l'Oural et de la partie NE de la Plaine de la Petchora). *Dans: Stratigrafiya tchetvertitchnykh (antropogenovykh) otlozhenij Urala*; Moskva.
- K a p l i n a, T. N., R o m a n o v s k i j, N. N., 1960 — O psevdomorfozakh po poligonalno-zhilnomu ldu (Sur les pseudomorphoses après la glace des fentes polygonales). *Dans: Perygl. Yavleniya na territorii SSSR*. Moskva.
- K a t a s o n o v, E. M., 1962 — Kriogennye tekstury, ledyanye i zemlyanye zhily kak geneticheskie priznaki mnogoletnemerzlykh tchetvertitchnykh otlozhenij (Structures cryogènes, veines de glace et de sol comme des traces génétiques des formations du pergélisol quaternaire). *Dans: Voprosy kriologii pri izuchenii tchetvertitchnykh otlozhenij*; Moskva.
- K h a i n, V. E., 1964 — Obchchaya geotektonika (Géotectonique générale). Moskva.
- K n e c h t e l, M. M., 1952 — Pimpled plains of eastern Oklahoma. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 63.
- K o s t y a e v, A. G., 1962 — K voprosu o proiskhozdenii klinovidnykh tel v tchetvertitchnykh otlozheniyakh (Question d'origine des coins dans les dépôts quaternaires). *Vestnik Mosk. Univ., ser. geol.*, no. 4.
- K o s t y a e v, A. G., 1963 — Otlozheniya pokrovnogo kompleksa i blotchnyj relief vostotchnoj tchasti Bolchezemelskoj tundra (Dépôts du complexe superficiel et relief cellulaire de la partie est de la toundra Bolchezemelskaya). *Dans: Kajnojskij pokrov Bolchezemelskoj tundra*; Moskva.

Kostyaev, A. G., 1965a — Problema genezisa periglacialnykh lessov v svete proiskhozdeniya gruntovykh klinev (Problème de genèse des loess périglaciaires à la lumière de l'origine des coins de sol). *Vestnik Mosk. Univ., ser. geol.*, no. 5.

Kostyaev, A. G., 1965b — O yuzhnoj granice podzemnogo oledeneniya i periglacialnoj zone v tchetvertitchyj period (Sur la limite sud de la glaciation souterraine et la zone périglaciaire au Quaternaire). *Podzemnyj led*, vyp. 2.

Kostyaev, A. G. 1966 — O nekotorykh obchitckikh voprosakh razvitiya konvektivnykh struktur v tchetvertitchnykh otlozheniyakh (Certaines questions générales de développement des structures de convection dans les dépôts quaternaires). *Dans: Geologiya kajnozoya severa evropejskoy tchasti SSSR*. Moskva.

Kovda, V. A., Samojlova, E. I., 1966 — O vozmozhnosti novogo ponimaniya istorii potchv Russkoj ravniny (Sur la possibilité de l'interprétation nouvelle de l'histoire des sols de la Plaine Russe). *Potchvovedenie*, no. 9.

Krapivner, F. B., 1964 — O novejchej tektonike Timano—Petchorskogo rajona (Sur la néotectonique de la région de Timan—Petchora). *Dans: Problemy neotektoniki. Tezisy dokladov sovechchaniya 19-23 u 1964. Moskva*.

Krasnov, I. I., 1944 — Tchetvertitchnye otlozheniya Molotovskoj i Sverdlovskoj oblastej (Dépôts quaternaires des régions de Molotov et Sverdlovsk). *Dans: Geologiya SSSR, Ural, t. 12. Moskva—Leningrad*.

Kuennen, Ph., H., 1958 — Experiments in geology. *Trans. Geol. Soc. Glasgow*, vol. 23.

Kunica, N. A., 1961 — Ispolzovanie fauny molluskov dla vysneniya uslovij i sposobov obrazovaniya lessovykh porod Srednego Pridneprovya (Usage de la faune de mollusques pour l'élucidation des conditions et de la manière de formation des loess dans le bassin du Dniepr moyen). *Dans: Materialy sovechchaniya po izucheniyu tchetvert. otlozhenij*, t. 1; Moskva.

Lavrov, A. S., 1962 — O pokrovnykh otlozheniyakh bassejnov rek Vytchegdy i Petchory (Formations superficielles des bassins des rivières Vytchegda et Petchora). *Dans: Sbornik statej po geologii i inzhenernoj geologii*, vyp. 2; Moskva.

Lavrova, M. A., Troickij, S. L., 1960 — Mezhlednikovye transgressii na severe Evropy i Sibiri (Transgressions interglaciaires au nord de l'Europe et de la Sibérie). *Dans: Khronologiya i klimaty tchetvertichnogo perioda, Doklady sov. geologov na XXI sessii Mezhdunar. Geol. Kongr.*; Moskva.

Lazukov, G. I., 1960 — Tchetvertichnye otlozheniya severo-zapada Zapadno-Sibirskoj nizmennosti (Dépôts quaternaires du Nord-Ouest de la Plaine de la Sibérie Occidentale). *Trudy VHIGRI*, t. 158.

Lazukov, G. I., 1965a — O svyazi mezhdu tchetvertitchnymi oledeneniya-mi i transgressiyami na severe Evrazii (Le rapport entre les glaciations

- quaternaires et les transgressions au nord de l'Eurasie). *Dans: Antropogenovyj period v Arktike i Subarktike; Leningrad.*
- Lazukov, G. I., 1965b — Vozrast morskikh tchetvertitchnykh otlozhenij i osnovnye etapy razvitiya severa Zapadnoj Sibiri (L'âge des sédiments quaternaires marins et étapes principales du développement du Nord de la Sibérie Occidentale). *Dans: Osnovnye problemy izutcheniya tchetvert. perioda; Moskva.*
- Łoziński, W., 1909 — Über die mechanische Vervitterung der Sandsteine im gemässigten Klima. *Bull. Intern. Acad. Sci. Cracovie.*
- Łoziński, W., 1912 — Die periglaziale Fazies der mechanischen Verwitterung. *C.R. XI Intern. Géol. Congr. Stockholm 1910.*
- Lukachev, K. I., 1961 — Problema lessov v svete sovremennykh predstavlenij (Problème de loess à la lumière des opinions actuelles). Minsk.
- Lukachev, K. I., Dobrovolskaya, I. A., Lukachev, V. K., 1966 — Obrazovanie lessovykh porod na territorii Belorussii (Formation des loess sur le territoire de la Biélorussie). *Dans: Sovremennyj i tchetvert. kontinentalnyj litogenez; Moskva.*
- Lukachev, V. K., Sologub, V. M., 1963 — O nakoplenii loessovogo materiala v processe osazhdeniya konetchnoj moreny — na primere Mozyrskoj gryady (Sur la sédimentation du matériel loessique dans le processus d'accumulation de la moraine terminale — sur l'exemple de l'escarpement de Mozyr). *Doklady Akad. Nauk Bel. SSR*, t. 7.
- Markov, K. K., Lazukov, G. I., Nikolaev, V. A., 1965 — Tchettvertitchnyj period: lednikovyj period — antropogenovyj period (Période quaternaire: période glaciaire — période antropogène). T. 1-2; Moskva.
- Markov, K. K., Velitchko, A. A., 1967 — Tchettvertitchnyj period: lednikovyj period — antropogenovyj period (Période quaternaire: période glaciaire — période antropogène). T. 3; Moskva.
- Markov, K. K., Suetova, I. A., 1965 — Eustatitcheskie kolebaniya urovnya okeana (Oscillations eustatiques du niveau de l'Océan). *Dans: Osnovnye problemy izutcheniya tchetvertichnogo perioda; Moskva.*
- Mazarovitch, A. N., 1950 — Principy stratigrafii tchetvertitchnykh otlozhenij (Principes de stratigraphie des dépôts quaternaires). *Materialy po tchetvert. periodu*, vyp. 2.
- Mechtcheriakov, Yu. A., 1965 — Strukturnaya geomorfologiya ravninnykh stran (Géomorphologie structurale des plaines). Moskva.
- Mied, W. I., 1925 — The geologic role of dilatancy. *Jour. Geol.*, vol. 33.
- Mojski, J. E., 1961 — Hrubieszów—Nielelew. Stratigraphy of the loesses. Cryogenic structures within loesses. Amount of fossil soils within loesses. *Guide-book of Excursion E: The Lublin Upland, VIth INQUA Congress, Warsaw 1961.*
- Mortensen, H., 1932 — Über die physikalische Möglichkeit der „Brodel“ Hypothese. *Centralbl. Min., Geol. u. Paläont.*, Abt. B: *Geol. u. Paläont.*
- Moskvitin, A. I., 1940 — „Ledyanye“ klinya — klinovidnye trechtchiny i ikh stratigraficheskoe znatchenie (Coins de „glace“ — fissures à forme

- des coins et leur importance stratigraphique). *Biul. Moskovskogo Obchetch. Ispyt. Prirody, otdel. geol.*, t. 18.
- Moskвитин, А. И., 1965 — Pleistocen Evropejskoj tchasti SSSR (Pléistocène de la partie européenne de l'URSS). *Trudy Geol. Inst. Akad. Nauk SSSR*, vyp. 156.
- Neustruev, S. S., Bessonov, A. I., 1909 — Novouzenskij uezd. Geologicheskij i potchvennyj otcherk (District de Novouzensk. Esquisse géologique et pédologique). Dans: *Materialy dlya ocenki zemel Samarskoj gubernii*, t. 3; Samara.
- Nikolaev, N. I., 1962 — Neotektonika i ee vyrazhenie v strukture i reliefie territorii SSSR (Néotectonique et son expression en structure et en relief du territoire de l'URSS). Moskva.
- Nikonov, A. A., 1966 — O bassejnovoj morene na Kolskom poluostrove i v Severnoj Karelji (Sur la moraine aqueuse sur la presqu'île de Kola et en Carélie du Nord). *Doklady Akad. Nauk SSSR*, t. 170.
- Penck, A., 1938 — Das Klima der Eiszeit. *Verhandl. III Int. Quartär-Konferenz*, Wien, 1936.
- Pidoplichko, I. G., 1946 — Otcherk tchetvertitchnoj paleogeografii Ukrayny (Esquisse de la paléogéographie quaternaire de l'Ukraine). *Trudy Inst. Geogr. Akad. Nauk SSSR*, t. 37.
- Polyakov, S. S., 1960 — Sostav i svojstva pokrovnykh suglinkov i glin Moskovskoj oblasti, Podmoskovya (Composition et caractères des limons de couverture et des argiles à blocs de la région de Moscou). *Zemlevedenie*, t. 5, N.S.: 45.
- Popov, A. I., 1949 — Nekotorye voprosy paleogeografii tchetvertitchnogo perioda v Zapadnoj Sibiri (Certains problèmes de paléogéographie du Quaternaire en Sibérie Occidentale). *Voprosy Geogr.*, t. 12.
- Popov, A. I., 1953 — O proiskhozhdenii pokrovnykh suglinkov Russkoj ravniny (Sur l'origine des limons de couverture de la Plaine Russe). *Izvest. Akad. Nauk SSSR, ser. geogr.*, no. 5.
- Popov, A. I., 1959 — Tchetvertitchnyj period v Zapadnoj Sibiri (Le Quaternaire de la Sibérie Occidentale). Dans: *Le Quaternaire de la Sibérie Occidentale*. *Trudy Geol. Inst. Akad. Nauk SSSR i Sibiri*; Moskva.
- Popov, A. I., 1961 — Paleogeografiya pleistocena Bolchezemelskoj tundry (Paléogéographie du Pléistocène de la toundra Bolchezemelskaya). *Vestnik Moskovsk. Univ.*, ser. geogr., no. 6.
- Popov, A. I., 1962 — O pseudomerzlotnykh obrazovaniyakh (Sur les phénomènes pseudo-cryogènes). *Vestnik Moskovsk. Univ.*, ser. geogr., no. 3.
- Popov, A. I., 1963 — Pleistocenovye otlozheniya v nizhnem tetchenii r. Petchory (Dépôts pléistocènes sur la basse Petchora). Dans: *Kainozojskij pokrov Bolchezemelskoj tundry*; Moskva.
- Popov, A. I., 1965 — Sopostavlenie opornykh razrezov tchetvertitchnykh otlozhenij severa Zapadnoj Sibiri i Bolchezemelskoj tundry (Corrélation des coupes-repères des dépôts quaternaires du Nord de la Sibérie Occidentale et de la toundra Bolchezemelskaya). Dans: *Osnovnye problemy tchetvertitchnogo perioda*; Moskva.

- Popov, A. I., 1967 — Merzlotnye yavleniya v zemnoj kore — kriolitologiya (Phénomènes dus au gel dans l'écorce terrestre — cryolithologie). Moskva.
- Poser, H., 1931 — Beiträge zur Kenntnis der arktischen Bodenformen. *Geol. Rundschau*, Bd. 22.
- Poser, H., 1948 — Boden- und Klimaverhältnisse in Mitteleuropa während der Würmeiszeit. *Erdkunde*, Bd. 2.
- Rózycki, S. Z., 1958 — Próba odtworzenia procesu formowania się rzeźby polodowcowej. Eksperyment geomorfologiczny (summary: An experiment in geomorphology reconstructing the formation of glacial relief). *Acta Geol. Polonica*, vol. 8.
- Rukhina, E. V., 1960 — Litologiya morennnykh otlozhenij (Lithologie des dépôts morainiques). Leningrad.
- Saks, V. N., 1948 — Tchetvertitchnyj period v Sovetskoy Arktike (Le Quaternaire en Arctique Soviéтиque). *Biul. Moskovsk. Obchth. Ispyt. Prirody*, otdel. geol., t. 41.
- Saks, V. N., 1953 — Tchetvertitchnyj period v Sovetskoy Arktike (Le Quaternaire en Arctique Soviéтиque). *Trudy NIIGA*, t. 77.
- Savarenskij, F. P., 1927 — „Syrtovye” gliny v bassejne rek B. i M. Uzenej (Argiles de „syrts” dans le bassin des rivières Grand et Petit Uzen). *Biul. Moskovsk. Obchth. Ispyt. Prirody*, otdel. geol., t. 5.
- Selzer, J., 1936 — Diluviale Lössiskeile und Lösskeilnetze aus der Umgebung Göttingens. *Geol. Rundschau*, Bd. 27.
- Sokolovskij, I. L., 1958 — Lessovye porody zapadnoj tchasti SSSR (Les loess de la partie Est de l'URSS). *Trudy Inst. Geol. Nauk USSR, ser. geomorfologii i tchetvertitchnykh otlozhenij*, vyp. 2.
- Soergel, W., 1936 — Diluviale Eiskeile. *Ztschr. Deutsch. Geol. Ges.*, Bd. 88.
- Sørensen, T., 1935 — Bodenformen und Pflanzendecke in Nordostgrönland. *Medd. om Grönland*, Bd. 93.
- Spiridonov, A. I., 1948 — K voprosu o proiskhozhdeni pokrovnykh suglinkov Podmoskovya (Sur la question d'origine des limons de couverture de la région de Moscou). *Vestnik Moskovsk. Univ.*, ser. biol. potchv. geol. i geogr., no. 4.
- Spiridonov, A. I., 1957 — O proiskhozhdeni pokrovnykh suglinkov (Sur l'origine des limons de couverture). *Zemlevedenie*, N.S., t. 4 (44).
- Steche, H., 1933 — Beiträge zur Frage der Strukturböden. *Ber. Verhandl. Sächs. Akad. Wiss.*, Bd. 85.
- Steeger, A., 1925 — Zur Frage einer Grundmoräne und der linksrheinischen Mittelterrasse. *Ber. Niederrhein. Geol. Verhandl.*
- Strelkov, S. A., 1965 — Sever Sibiri (Le Nord de la Sibérie). Moskva.
- Strelkov, S. A., Saks, V. N., Arkhipov, S. A., Volkova, V. S., 1965 — Problemy tchetvertitchnykh oledenenij Sibiri (Problèmes de glaciations quaternaires de la Sibérie). *Dans: Osnovnye problemy izuchenija tchetvertitchnogo perioda*; Moskva.

- Svitotch, A. A., 1966 — K stratigrafiu verkhnej tchasti pokrovnykh otlozhenij Volgo-Uralskogo mezhduretchya Severnogo Prikaspiya (Sur la stratigraphie de la partie supérieure des dépôts de couverture entre les fleuves Volga et Oural au nord de la Mer Caspienne). *Voprosy geologii Yuzhnogo Urala i Povolzhya*, vyp. 3.
- Tricart, J., 1956 — Cartes des phénomènes périglaciaires quaternaires en France. *Mém. Cartes Géol. France*.
- Troll, C., 1948 — Der subnivale oder periglaziale Zyklus der Denudation. *Erdkunde*, Bd. 2.
- Trutnev, A. G., 1936 — K prirode lessovidnogo suglinka Severnogo kraja (Sur la nature du limon loessoïde du Pays du Nord). *Izvest. Gos. Russ. Geogr. Obchth.*, t. 68.
- Vaumas, E. de, 1964 — Phénomènes cryogéniques et systèmes morphogénétiques en Méditerranée orientale (Chypre, Galilée). *Rev. Géogr. Phys., Géol. Dyn.*, vol. 6.
- Veklitch, M. F., 1961 — Geneticheskie tipy i litologitcheskij sostav tchetvertitchnykh otlozhenij pravoberezhyia srednego Dnepra (Types génétiques et composition lithologique des dépôts quaternaires de la rive droite du Dniepr moyen). *Dans: Materialy sovechtchaniya po izutcheniyu tchetvertitchnogo perioda*, t. 2; Moskva.
- Velitchko, A. A., 1961 — Stratigrafiya lessovykh otlozhenij v periglacialnoj zone valdajskogo i moskovskogo oledenenij (Stratigraphie des loess dans la zone périglaciaire des glaciations de Valdai et de Moscou). *Dans: Paleogeografiya tchetvertitchnogo perioda SSSR*; Moskva.
- Volkov, I. A., Volkova, V. S., 1964 — O pozdneplejstocenovom ozere-more na yuge Zapadno-Sibirskoj nizmennosti (Sur le lac-mer du Pléistocène tardif au sud de la Plaine de la Sibérie Occidentale). *Trudy Inst. Geol. i Geogr. Sibirs. Otd. Akad. Nauk SSSR*, vyp. 44.
- Volkova, V. S., 1966 — Tchetvertitchnye otlozheniya nizovev Irticha i ikh biostratigraficheskaya kharakteristika (Dépôts quaternaires du Bas Irtych et leur caractéristique biostratigraphique). Novosibirsk.
- Vollosovitch, K. K., 1961 — O stratigrafiu tchetvertitchnykh otlozhenij Evropejskogo Severa (Sur la stratigraphie des dépôts quaternaires du Nord Européen). *Dans: Materialy po geologii i poleznyim iskopаемым severo-vostoka Evropejskoj tchasti SSSR*; Moskva.
- Vollosovitch, K. K., 1966 — Materialy dla poznaniya osnovnykh etapov geologitcheskoj istorii evropejskogo severo-vostoka v pliocene—srednem plejtocene (Matériaux pour la connaissance des étapes principales d'histoire géologique du Nord-Est de l'Europe depuis le Pliocène jusqu'au Pléistocène moyen). *Dans: Geologiya kainozoya severa Evropejskoj tchasti SSSR*; Moskva.
- Vostryakov, A. V., Korzhenevskij, A. A., Morozov, V. A., Sedajkin, V. M., 1964 — Verkhnepliocenovye otlozheniya Nizhnego Zavolzhya (Dépôts du Pliocène supérieur de la Basse Volga). *Dans: Pliocenovye otlozheniya Prikaspijskoj vpadiny*; Saratov.
- Woldstedt, P., 1955—1958 — Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs, Bd. I, II.

- Yakovlev, S. A., 1954 — Metoditcheskoe rukovodstvo po izutcheniyu i geologitcheskoj semke tchetvertitchnykh otlozhenij (Guide méthodique pour l'étude et levés géologiques des dépôts quaternaires). Moskva.
- Zagorskaya, N. G., Yachina, V. I., Slobodin, V. Ya., Levina, F. M., Belevitch, A. M., 1965 — Morskie neogen(?)tchetvertitchnye otlozheniya nizhnego tetcheniya reki Eniseya (Dépôts marins néogéno(?)quaternaires du Bas Ienisséi). *Trudy NIIGA*, t. 144.
- Zarina, E. P., Kaplyanskaya, F. A., Krasnov, I. I., Mikhankov, Yu. M., Tarnogradskij, V. D., 1961 — Periglacialnaja formaciya Zapadno-Sibirsкоj nizmennosti (Le complexe périglaciaire de la Plaine de la Sibérie Occidentale). *Trudy VSEGEI*, N. S., vyp. 4.
- Zubakov, V. A., 1966 — Osnovnye diskussionnye voprosy stratigrafii i paleogeografii Zapadnoj Sibiri (Les principales questions de discussion concernant la stratigraphie et la paléogéographie de la Sibérie Occidentale). Dans: *Tchetvertitchnyj period Sibiri*; Moskva.
- Zubakov, V. A., 1957 — O lednikovo-morskikh otlozheniyakh Zapadnoj Sibiri i granicakh rasprostraneniya santchugovskoj transgressii po Eniseyu (Sur les dépôts glacio-marins de la Sibérie Occidentale dans les limites de l'extension de la transgression de Santchugov le long du Bas Ienisséi). *Doklady Akad. Nauk SSSR*, t. 115.

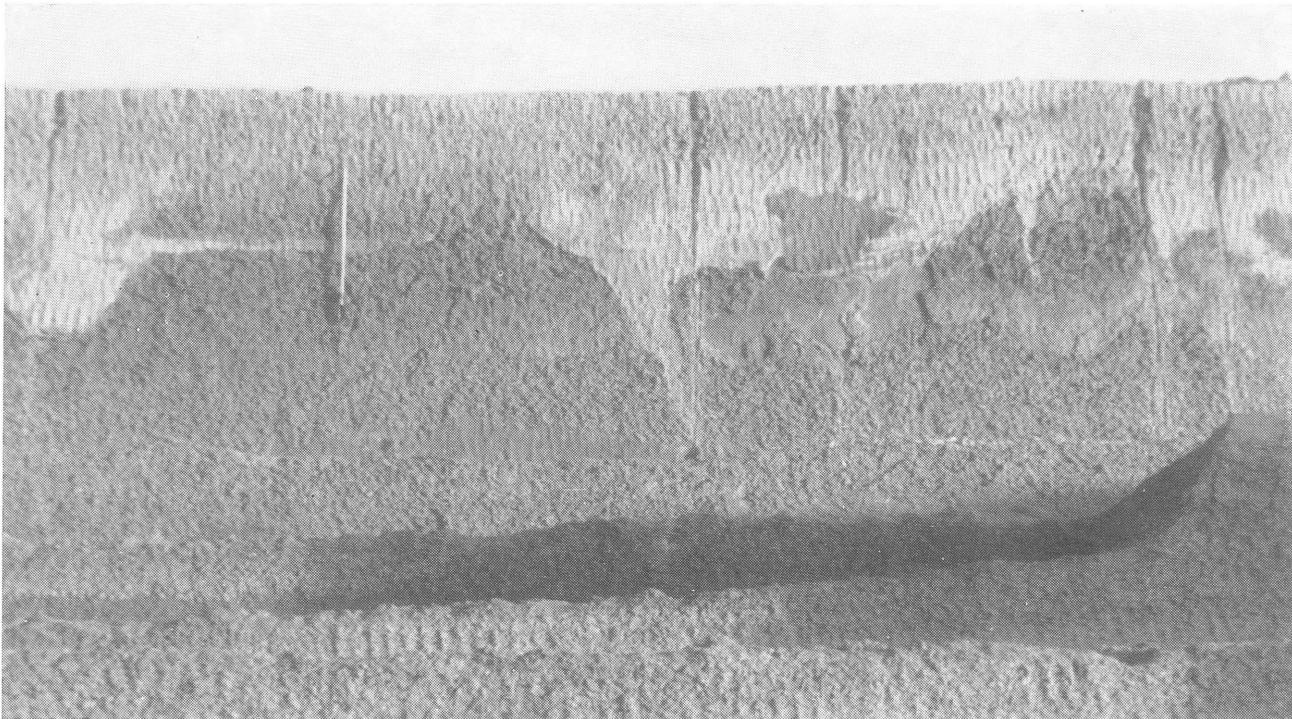


Photo de l'auteur

Photo 1. Briqueterie de Sidorovsk au SSE de Moscou. Fentes de sol — structures de convection du type marginal (II^e stade d'équilibre instable)

Formation claire — loess, formation foncée — argile à blocs. Interfluve,
altitude de 175 à 180 m



Photo de l'auteur

Photo 2. Intrusion à forme de coin (affaissement marginal) de l'argile à blocs gris-foncé, contenant une faune marine de foraminifères, dans les sables fins sousjacents

Profil d'un bas interfluve sur le littoral (altitude de 30 m) dans le bassin de la rivière Chapkina, affluent de la Basse Petchora. La profondeur de la coupe 4,5 m environ



Photo de l'auteur

Photo 3. Structures de convection du type central (II^e stade de l'équilibre instable): un grand diapir de l'horizon morainique sousjacent (argiles et limons amorphes à blocaux) s'enfonçant entre les cuvettes douces — affaissements des argiles et limons à blocaux nettement stratifiés de l'horizon supérieur

Aux périphéries du diapir il y a de nombreux plis couchés de coulée plastique sousaqueuse. Coupe de Likhvin à la rive gauche de la rivière Oka. Altitude 150 m. La profondeur de la coupe — 15 m environ à partir de la surface



Photo de l'auteur

Photo 4. Une grande goutte, bien formée, d'argile à blocs — l'effet de l'intrusion convective dans les sables grossiers, argileux avec galets structure du type central au III^e stade d'équilibre instable). Coupe de Bolchevo, au NE de Moscou. Interfluve, altitude de 150 m, profondeur de la coupe — 3 m à partir de la surface

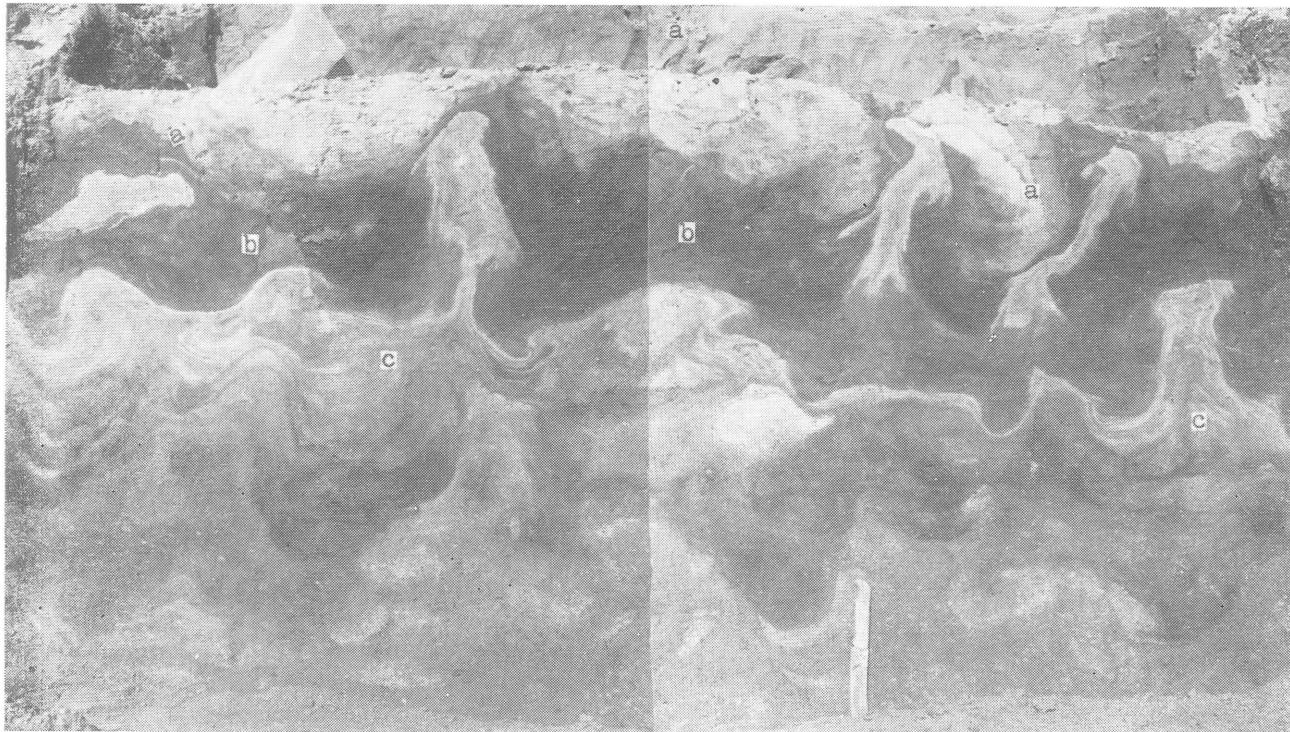


Photo de l'auteur

Photo 5. Coupe de Likhvin, profondeur de 4,5 m. Un exemple typique de déformations convectives

En haut — affaissements centraux aux stades II^e et III^e d'équilibre instable. Les déformations apparaissent à la limite entre les limons loessoïdes supramorainiques gris-pâle (loess „a”) et les limons fortement humifères (horizon d'humus boueux du sol fossile de l'interglaciaire Dniepr-Valdaï — „b”). Aux intervalles entre les gouttes de loess et les gouttes correspondantes sousjacentes de limon humifère il y a des injections (diapirs) de matériel podzolique de l'horizon „c” (III^e stade développé) détachées par endroits de la couche-mère et transformées en des gouttes isolées „nageant” librement (IV^e stade). Au-dessous du profil du sol les perturbations acquièrent un caractère chaotique

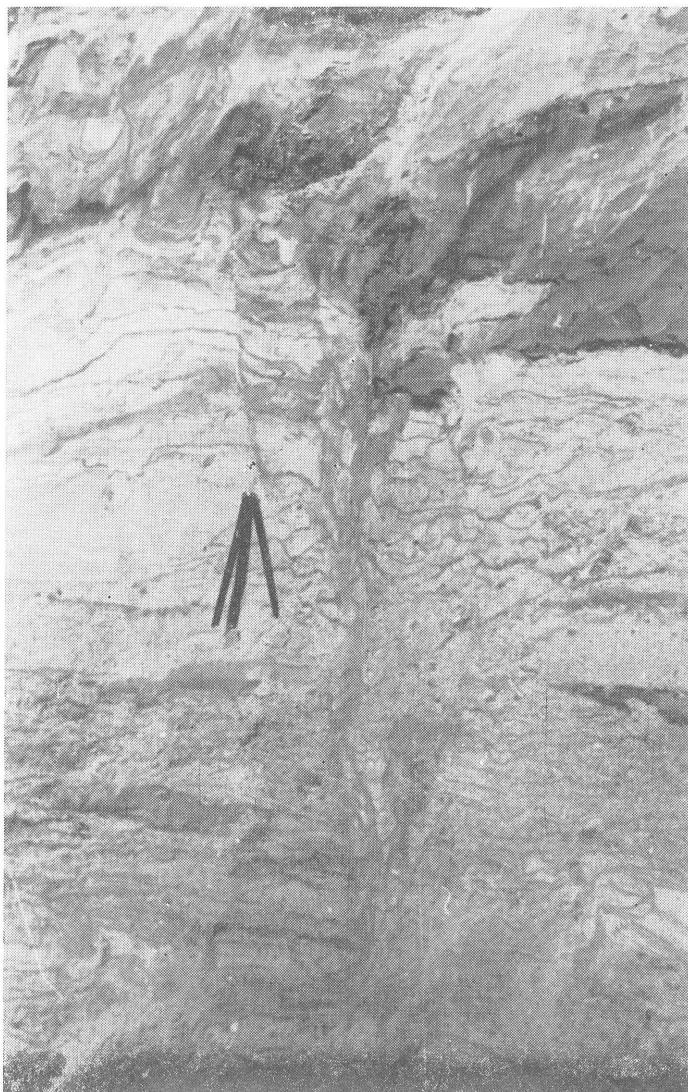


Photo de l'auteur

Photo 6. Fissure de dilatation dans les sables moyens et fins au-dessous d'un horizon de déplacements intenses de convection (limons, sablons, sables pulvérulents, intercalations de matériel organique)

La structure est remplie par du matériel provenant du haut et des côtés et traverse les couches conservant encore des traces des mouvements de convection et est entourée par une zone de déformations du type de failles de tassement en général. Carrière de la briqueterie de Tutchkovsko à l'ouest de Moscou. La surface interfluviale s'élève 30 m à peu près au-dessus du niveau de la rivière Moskva. La profondeur de la coupe — 4,5 m à partir de la surface