

COUP D'OEIL SUR LA POLOGNE PÉRIGLACIAIRE

Sommaire

On a essayé de présenter les effets de l'activité du milieu périglaciaire pléistocène en Pologne. On a analysé les dépôts et les structures de tjaïe. On a analysé les formes du relief caractéristiques pour le milieu périglaciaire et on a examiné la différenciation de la zone périglaciaire en faciès morphogénétiques particuliers: détritique et celui de la toundra. Sur la base de l'analyse des faits cités et de leur disposition spatiale, on a différencié sur le territoire de la Pologne 6 domaines aux différents effets de la dénudation périglaciaire.

Les dépôts périglaciaires en Pologne sont représentés par: les limons et les sables résiduels et allochtones de couverture accumulés par la congéfluxion, le ruissellement et l'accumulation éolienne; les sables à varves, le loess; les argiles montagneuses et les poussières altérés pour la plupart allochtones; les champs de pierres; les chaos rocheux et les couvertures détritiques.

On a ramené les structures de tjaïe à quelques types principaux, à savoir: de l'involution et de la congéfluxion libre et liée et des fentes en coin. On a divisé les fentes en coin quant à leur forme et à leur grandeur qui sur le territoire de la Pologne oscille de 0,5 à plus de 6 m. On a constaté dans la parution des structures périglaciaires la disposition en étages particulièrement développée dans la région des Plateaux Sud. Une suite de structures périglaciaires s'emboîtant les unes sur les autres proviennent de la même période froide et prouvent l'existence des régions d'interférence définie par le déplacement du faciès du milieu climatique périglaciaire.

Le relief de la Pologne a subi dans diverses régions l'influence de la morphogenèse périglaciaire à un degré différent. C'est pour cette raison qu'on a distingué les domaines suivants: domaine de morphogenèse glaciaire avec traces du milieu périglaciaire (I); domaine glaciaire avec une retouche périglaciaire (II); domaine périglaciaire au relief de dénudation développé dans des formations de l'accumulation glaciaire (III); domaine de la morphogenèse périglaciaire avec le relief prépléistocène de dénudation qui a été dégagé (IV); domaine d'intensif modelage périglaciaire du relief de dénudation prépléistocène développé sur une structure faillée plus jeune. Prépondérance de la morphogenèse spécifique à la zone détritique (V); domaine du modelage périglaciaire prépléistocène fortement développé sur la jeune structure plissée. Participation remarquable de la morphogenèse propre à la zone détritique (VI).

Les cartes présentées ont un caractère général et provisoire. Elles sont générales, car elles montrent la différenciation spatiale prise au point de vue géographique et non topographique. Elles donnent aussi les solutions plus généralisées que cela ne résulterait des nécessités dictées par l'échelle de la carte¹.

Le caractère provisoire des cartes vient non seulement de ce que les études n'ont pas encore été terminées, mais également de ce que tous les matériaux amassés au cours des dernières années n'ont pas encore été étudiés. L'essai cartographique de présenter le tableau de la Pologne périglaciaire n'est qu'une généralisation provisoire de l'analyse partielle des matériaux assemblés.

¹ Les considérations ici présentées et les cartes sont principalement basées sur les recherches personnelles de l'auteur et de ses collaborateurs de l'Institut de Géographie Physique de l'Université de Łódź. Près de 10% de localités proviennent d'autres recherches publiées.

Le caractère des cartes trouve sa répercussion dans le commentaire qui est forcément, lui aussi, général et provisoire. Toutefois il ne se borne pas à la simple explication des signes et des domaines indiqués sur la carte, mais il la complète par le contenu documentaire et les énonciations qui dépassent les signes cartographiques conventionnels. Cela a été fait par exemple pour les conceptions topographiques et la différenciation dans le temps.

Les cartes présentent la différenciation des dépôts périglaciaires (carte no 1) et des structures, ainsi que le relief au point de vue des traits les plus caractéristiques qui définissent l'empreinte morphogénétique dominante des terrains choisis (carte no 2).

DÉPÔTS

La région Nord correspondant à l'extension de la plus jeune phase de la dernière glaciation se distingue par une enveloppe fine et discontinue de dépôts périglaciaires. En général les récentes formations glaciaires arrivent jusqu'à la surface même et habituellement une mince couche de débris holocènes les recouvre directement.

Plus au Sud apparaissent les dépôts périglaciaires sous la forme de dépôts de couverture, principalement sablonneux. Ce manteau recouvre toute la surface de la région dans laquelle ces dépôts apparaissent — exception faite du point culminant et des versants inclinés au-dessus de 8—10°. En dehors des parties supérieures transformées par les processus holocènes de sols, ce manteau est en principe périglaciaire. Les matériaux sablonneux entrant dans la composition de ces formations possèdent une texture hétérogène définie par une fraction variable — allant des gros grains de sable jusqu'aux parcelles pulvérulentes. Dans les matériaux fins apparaissent, comme de règle, les cailloux et les galets pour la plupart sous forme d'éologlyptolithes et le plus souvent de cailloux à facettes.

A cause des traits structuraux on a distingué deux catégories principales de formations de couverture, à savoir: les dépôts résiduels d'altération et les dépôts allochtones qui portent le plus souvent l'empreinte du transport congélifluctif. Les formations résiduelles gisant le plus souvent sur des surfaces peu inclinées, presque horizontales, portent souvent des traces du triage thermique. Quelquefois dans le fond de ces zones d'altération apparaissent des contours en festons qu'on interprète comme des traces des involutions libres du type des sols structuraux.

L'autre grand groupe de formations de couverture est formé de dépôts de congélifluxion. On y voit des matériaux très divers: depuis

les limons et les argiles jusqu'aux sables à gros grains et même aux graviers, galets et détritits. En général ce sont les formations de versants apparaissant aussi bien sur l'interfleuve que dans les vallées. Parmi les cailloux qui paraissent isolément même dans les matériaux les plus fins, les plus caractéristiques sont les éologlyptolithes et surtout les cailloux à facettes. Les traits principaux des dépôts congélifluctifs sont: la situation sur les versants, en général l'accroissement de l'épaisseur vers le bas du versant, les traits structuraux tels que: plications et pseudo-couches, texture hétérogène et souvent la présence d'éologlyptolithes.

Dernièrement on a reconnu les dépôts de versants rythmiquement stratifiés qu'on peut englober dans la catégorie, au sens large du mot, de formations de congélifluxion (21). Dans ces dépôts on a constaté le rôle important du ruissellement paraissant alternativement avec la congélifluxion. Il existe encore d'autres données pour conclure que le ruissellement a joué un rôle important dans le façonnement des formations de couverture. On doit sans doute tenir compte de l'activité du ruissellement diffus et du ruissellement par rigoles. Une grande partie des sables astructuraux paraissant sur le versant peuvent être attribués soit à la congélifluxion provoquée par les aiguilles du pipkrakes, soit par le ruissellement diffus. Dans les niches de corrosion paraissent souvent les limons avec une fine lamination. Ici aussi, à côté du processus de congélifluxion, s'est dessinée l'action du ruissellement, peut-être en nappe, comme on a observé ce fait actuellement sur la marge du Plateau de Łódź.

Les formations résiduelles d'altération, les dépôts de congélifluxion et de ruissellement n'épuisent pas encore toutes les catégories des sables génétiques de couverture. Il est probable qu'une partie de ces formations se lie avec l'activité des vents, comme on l'a constaté en Allemagne (11), en Hollande et en Belgique (25, 47) où l'on a distingué les formations de couverture nivéo-éoliennes. L'intense activité du vent est prouvée par de nombreux éologlyptolithes ainsi qu'un haut pourcentage de grains de sable ronds, mats, propres constaté déjà par A. Cailleux (7) et par nos propres recherches. Les recherches faites dernièrement à Witów, au NE de Łódź, ont également montré l'existence de l'accumulation périglaciaire des sables.

Sables à litage périodique („sables à varvès“)

La formation de couverture bien caractéristique est constituée par les sables à grains moyens ou fins, quelquefois même pulvérulents montrant un rythme bien net dans la sédimentation — rythme qui

rappelle la composition à varves. C'est W. Pożaryski (52) qui a distingué ces sables pour la première fois en les appelant les sables du haut remblaiement. Mais c'est Jahn (37) qui a constaté leur origine périglaciaire. Ils ont remarqué que ces sables étaient stratifiés conformément au versant, ce qui se lie avec le processus du ruissellement de versant. Les sables rythmiquement stratifiés se rattachent à la terrasse pléistocène sablo-loessique et forment sa couverture extérieure. Du caractère périglaciaire de cette formation Jahn, conjecture en se basant sur le rythme de sédimentation constaté ainsi que sur les relations stratigraphiques. Les sables de versants stratifiés se rattachent étroitement aux matériaux détritiques de versants et le loess. Ils apparaissent au-dessus et au-dessous du jeune loess en se liant avec lui facialement.

L'auteur avec ses collaborateurs de l'Institut de Géographie Physique de l'Université de Łódź a étudié les sables à varves dans bien des régions de la Pologne: en Silésie, sur le Plateau de la Petite Pologne, en Masovie, en Podlasie, sur le Plateau de Lublin et à Roztocze. Ces formations se lient partout avec les versants — même peu inclinés — des coteaux et des vallées (photo. 1). Sur les interfleuves on rencontre les sables à varves dans les parties inférieures du versant des coteaux surtout quand ils sont plus étendus — dans les enfoncements et près des rebords de vallées qui se dessinent faiblement. Ils apparaissent aussi dans les vallées où conformément aux observations de Jahn, ils passent à la surface des terrasses. On a obtenu des preuves indubitables du rapport des sables à varves avec les événements périglaciaires et on a trouvé d'autres indications concernant la manière de la sédimentation de cette singulière formation.

On a constaté aussi bien dans la partie supérieure que dans le fond des sables à varves des structures périglaciaires. Les fentes en coin sont très communes dans la partie supérieure. On a découvert justement dans ces formations près de 20 fentes. Dans la partie supérieure on rencontre le plus souvent des dépôts et des structures de congélifluxion. En Podlasie, aux environs de Parzew on a constaté dans un des affleurements (fig. 1) la congélifluxion dans le fond des sables à varves et, plus bas, dans les graviers du soubassement une fente en coin. Tant le dépôt congélifluctif que la partie de fond des sables à varves portent indubitablement les marques de fissures de gel. Ce n'est que plus haut que les traces de ces perturbations disparaissent. On n'a constaté de perturbations périglaciaires en dehors des parties de fond et des parties supérieures dans aucun des postes étudiés près de 60 localités. Dans l'affleurement près de Parzew on voit bien distinc-

tement que la zone active représentée par le dépôt congélifluctif a été surimposée par des sables à varves dont la partie de fond était encore soumise à la congélation. Les fissures situées au-dessus de la fente en coin, à sa droite et à sa gauche, le prouvent.

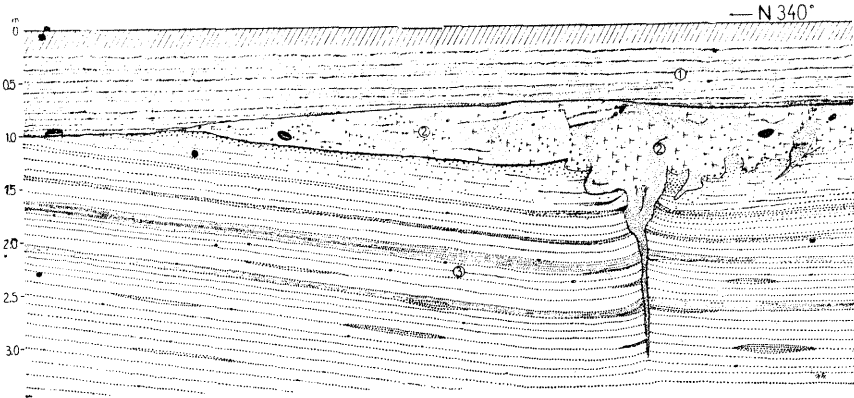


Fig. 1. Królewski Dwór près de Parzew. Structures périglaciaires dans le fond des „sables à varves“

1. sables à varves; 2. formations de congélifluxion sable et argile; 3. graviers et sables fluvioglaciaires avec une fente en coin; cailloux à facettes dans le fond de sables à varves et dans les formations de congélifluxion

Il résulte de la situation des sables à varves et spécialement du fait qu'ils recouvrent de vastes surfaces inclinées — surtout au voisinage des vallées — que ces formations ont été mises en place par les eaux superficielles coulant largement. Les sables à varves remplissaient les anciens enfoncements des vallées et des niches de corrasion et aplanissaient celles qui étaient situées plus bas. Comme ces sables gisent très souvent sur des graviers, des sables et autres dépôts facilement perméables, il faut admettre que leur accumulation s'accomplissait sur un substratum de gel. Les structures des fentes avec les formations de congélifluxion gisant sur elles prouvent directement l'existence de la couche gelée. Un écoulement si étendu des eaux superficielles peut se représenter le mieux comme résultant du dégel prononcé de la couche gelée. De la conservation des structures périglaciaires dans les parties de fond des sables à varves et de leur participation dans la congélifluxion on doit déduire que la fonte de la couche gelée — tout au moins au début — s'accomplissait avec des retours de gel.

Jahn (37) et Pożaryski (52) ont défini l'âge des sables à varves comme correspondant à la période Alleröd. La parution de ces formations montre qu'elles se sont façonnées dans le Pléistocène tardif. Ces opi-

nions sont confirmées par les recherches personnelles de l'auteur. La présence des structures périglaciaires constatée surtout dans la partie supérieure et dans le fond prouve que la principale phase d'accumulation des sables à varves eut lieu entre deux périodes froides séparées par une phase relativement courte et un peu plus chaude. Les sables à varves n'apparaissent pas dans la région de la phase baltique de la dernière glaciation. De là naît un nouvel argument: l'Alleröd commence par une récession des moraines poméranienes; ses dépôts se formaient donc uniquement en dehors de la phase poméranienne. Si donc les sables à varves appartiennent à l'Alleröd, les structures de tjäle inférieures font partie de l'ancien Dryas et celles des parties supérieures au Dryas plus jeune. Les traces périglaciaires observées en Poméranie polonaise et décrites par Lembke (43) seraient l'équivalent climatique du plus jeune Dryas dont les fentes en coin supérieures caractérisant la partie supérieure des sables à varves plus au Sud sont l'expression.

Sur le terrain de la Mazovie et de la Podlasie, les sables à varves paraissent à côté de sables de couverture décrits précédemment et de formations ressemblant au loess. Par contre, plus au Sud, ils constituent des dépôts superficiels coexistant avec le loess. Dans l'une et l'autre région on rencontre leur plus grande accumulation dans de grandes vallées et à leur proximité la plus proche sur l'interfleuve et dans de plus petites vallées. Le plus grand entassement de ces dépôts apparaît sur les versants de plus grands troncs au caractère de résidus de dénudation.

Loess

Le principal domaine de la parution du loess sont, comme on le sait, les Plateaux Sud et les Carpates. Le manteau loessique est discontinu et son épaisseur est proportionnellement très variable—elle oscille entre quelques mètres sur les interfleuves et surtout sur les collines et les coteaux et quelques dizaines de mètres sur les versants des vallées. A Gródek, près de Hrubieszów, sur le Plateau de Lublin l'épaisseur du loess atteint la valeur de 30 m.

De nombreuses recherches faites dans les dernières années (20, 33, 46, 53, 54) prouvent que le loess à la structure qu'on appelle une structure de masse et que l'on considérait comme typique n'existe pas. On a constaté que les dépôts loessiques en Pologne possèdent toujours une lamination visible depuis le fond jusqu'à la partie supérieure où souvent elle est en train de disparaître en conséquence des processus d'altération holocènes. Il n'est pas rare de rencontrer des couches

habituellement discontinues. Elles sont maintes fois recourbées et montrent de petits plis du type de plications. Ce qui est commun et caractéristique parmi d'autres traits structuraux, ce sont les veines et les fentes en coin, les involutions et les structures de congélifluxion de type différent. Il faut donc souligner que la congélifluxion dans le loess n'est pas seulement sous-jacente, mais elle paraît ordinairement dans les loess mêmes et décide souvent de leur structure. Il est facile de ne pas remarquer ce trait caractéristique de la structure du loess contrairement aux zones sous-jacentes de congélifluxion, étant donné que les structures de congélifluxion sont formées des matériaux loessiques et quelquefois seulement des additions des matériaux étrangers tels que: des sables ou de fins détritiques rocheux (photo 2).

Les résultats indiqués des recherches concernant la structure loessique ont dû causer la révision des opinions sur la genèse de cette formation. On a présenté ailleurs (20) ce problème plus amplement, mais on est encore loin des conclusions définitives; néanmoins certaines obtentions ne présentent plus de doute. On sait aujourd'hui que le processus éolien n'était pas le créateur exclusif de l'accumulation du loess. Il est également évident qu'au moins une partie importante de dépôts loessiques s'est accumulée dans les lieux où ils apparaissent actuellement par suite des processus de versant, principalement par la congélifluxion et le ruissellement.

Jahn (37) dans son dernier ouvrage sur le Plateau de Lublin se place sur le point de vue de la théorie éolienne modifiée dans laquelle se rapportant aux études de Malicki (46), il considère comme décisif le transport local des courants d'air. La sédimentation du loess sur le Plateau de Lublin s'accomplissait en conséquence de l'activité des vents d'Est. Le même auteur, de même que le soussigné, admet le grand rôle des processus de versant dans l'accumulation loessique. Jahn croit aussi que les escarpements loessiques connus sont des formes de sédimentation parues à cause de ce que les courants d'air bas s'avançaient le long des vallées parallèles et des décroissances du Plateau. En ce qui concerne la stratigraphie et la chronologie du loess en Pologne, il est le plus facile et le plus sûr d'émettre des idées concernant le jeune Pléistocène. Sur le Plateau de Lublin et dans les environs de Sandomierz les couvertures loessiques sont nettement différenciées en deux parties séparées, par la zone d'altération et le sol fossile. La zone d'altération, de couleur rougeâtre, atteint une épaisseur de 2 m. A Opatów l'ancienne surface du loess inférieur est accentuée par la présence de puissantes involutions du type de buttes gazonnées atteignant d'importantes dimensions de 1,5 m. Dans les structures que

ces formes ont laissées se trouvent aussi bien le loess inférieur altéré que le sol fossile. On connaît de même dans bien d'autres endroits de nombreuses traces des perturbations causées par le gel, principalement sous forme de fentes en coin, paraissant dans le loess inférieur et supérieur. Il faut rattacher cette profonde zone d'altération dans la partie supérieure du loess inférieur à la période chaude du rang de l'interglaciaire. En outre, le fin sol fossile paraissant dans le loess supérieur correspond à l'interstadiaire, peut-être à l'Aurignacien, comme l'admet Jahn pour le Plateau de Lublin. Enfin, le plus haut, on distingue souvent sur des sables à varves une fine couverture de loess ou bien d'une formation ressemblant au loess. Il est probable que cette formation, de même que les formations loessiques qui paraissent sur les terrains de plaine basse, se soit déjà constituée dans la période du Dryas supérieur.

Les énonciations admettant des horizons loessiques plus nombreux en Pologne résultent probablement d'un malentendu. Toute traînée du sol fossile n'indique pas une situation in situ. On peut admettre comme base de la différenciation stratigraphique uniquement les sols fossiles indubitables qui possèdent non seulement un horizon d'humus, mais également un sous-sol différencié.

Argiles altérées des montagnes

Communément dans toute la région des Carpates polonaises apparaissent les argiles altérées, pour la plupart au caractère allochtone. Ce sont d'ordinaire des argiles sablonneuses de couleur grise, jaunâtre ou brune. Elles renferment toujours du détritit rocheux depuis le plus fin, d'un centimètre de diamètre environ, aux plus gros blocs. Le détritit a des arêtes aiguës et dans bien des cas on peut constater qu'il provient d'endroits éloignés, situés plus haut. Ces dépôts ont des épaisseurs différentes; la plus grande épaisseur constatée est de 13 m. L'épaisseur du manteau d'altération croît vers le bas des versants. Halicki qui a décrit les couvertures de congélifluxion de Podhale et des Beskides de la Silésie, fixe leur épaisseur moyenne à quelques mètres (31). Les argiles d'altération allochtones apparaissent ordinairement sur les versants, dans leurs parties inférieures, et sortent à la surface des terrasses de vallées. D'après Klimaszewski (39) on ne les trouve pas au-dessous de 300 m. D'après les observations faites dans le bassin de la Jasiołka et du Wisłok, les argiles allochtones d'altération se sont le mieux développées sur les versants à l'exposition froide, donc, sur les versants Ouest et Nord.

Ces argiles sont indéniablement d'origine périglaciaire et ont été

déplacées principalement par la congélifluxion. Grâce aux beaux travaux de Szafer, l'âge et le caractère du climat dans lequel s'accomplissait le processus de congélifluxion, ont été définis avec précision (40). Se basant sur les études de la teneur floristique des dépôts congélifluctifs à Krościenko sur le Dunajec, Szafer a constaté que le processus de congélifluxion a commencé dans la période correspondante au stade posnanien (de Francfort) de la dernière glaciation. Plus tard ce processus s'est répété deux fois, notamment pendant le stade poméranien et dans la période du Dryas supérieur. Les périodes de stagnation des processus de versant se rattachaient à l'interstadaire de la Masurie et à Alleröd. Dans ces périodes sur la surface fixée des dépôts congélifluctifs la végétation se développait.

La plus grande partie de dépôts de versant des Carpates correspond aux périodes périglaciaires qui avaient lieu pendant la dernière glaciation. Il existe pourtant aussi des traces de plus vieilles formations congélifluctives de versants. Se basant sur les recherches géomorphologiques et floristiques faites à Łęki Dolne, près de Tarnów, on a reconnu des dépôts congélifluctifs plus anciens et on les a rapportés à la glaciation Varsovien I (41).

On n'a pas fait jusqu'à présent de recherches ayant pour but la différenciation des dépôts congélifluctifs des Carpates. Les premiers travaux accomplis dans ce but par les collaborateurs de la Chaire de Géographie Physique de l'Université de Łódź dans le bassin à l'amont de la Jasiołka, du Wisłok, dans les Carpates de Dukla, à Gorce, dans la région de la Babia Góra et dans le Bassin de Żywiec ont prouvé l'existence dans les Carpates des dépôts du type d'éboulis ordonnés tellement connus et bien décrits en France (8, 29, 30).

Dans la vallée de la Panna, affluent de la Jasiołka, les jeunes sapelements de la rivière près de Barwinek et de Zydranowa découvrent les formations de versants paraissant dans la partie périphérique de l'aplanissement de versant. Cet aplanissement observé sur la rive gauche de la Panna, donc en général avec l'exposition SW, est formé de schistes ménilitiques du substratum. Seulement dans la partie marginale qui est actuellement sapée par la rivière, paraissent les dépôts de versants à l'épaisseur de 4—5 m environ. La structure de cette formation est présentée sur le dessin (fig. 2). Ce qui est caractéristique c'est la succession des couches argileuses et de détritits rocheux dont les particules respectives oscillent dans les limites de 10 cm et les débris de 5 cm sont les plus fréquents. Le détritit a des arêtes aiguës et il est légèrement arrondi. La disposition des cailloux montre la conformité avec le sens de l'inclinaison du versant, mais elle se distingue

par une plus grande valeur d'inclinaison par rapport à la surface actuelle.

Les formations de versants observées à Oczków, dans le bassin de Żywiec, à Lipnica sur les versants de la Babia Góra et près d'Oleksówka sur les versants des monts de Turbacz, à Gorce possèdent une

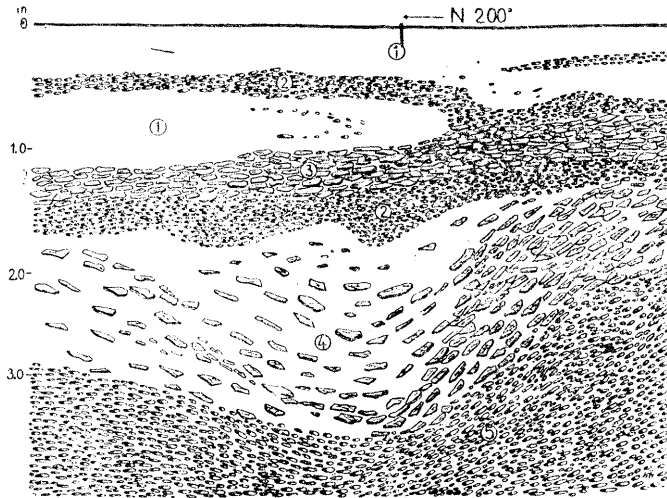


Fig. 2. Zydranowa près de Dukla, Dépôts de versant rythmiquement stratifiés
1. matériaux argileux; 2. menus débris de schistes de ménilite; 3. fragments angulaires de plus grandes dimensions; 4. grands fragments angulaires dans les matériaux argileux; 5. débris de schiste légèrement arrondis

situation et une structure semblables. La photographie 3 montre les traits structuraux de la formation étudiée. Dans la série à stratification rythmée paraissent alternativement des limons gris-bleu et des matériaux plus gros, des graviers couleur de rouille. L'inclinaison des couches, conforme à l'inclinaison du versant, s'élève à 10° . Les perturbations de la disposition stratifiée ont un caractère de plications fréquentes dans cette formation.

On rencontre des dépôts de versants stratifiés rythmiquement dans le bassin de la Jasiołka à l'altitude d'environ de 400 m. On les a constatés dans le bassin de Żywiec à l'altitude d'environ 470 m, sur les monts de Turbacz et de la Babia Góra à l'altitude d'environ 700 m. Néanmoins il est impossible à l'heure actuelle de se prononcer au sujet de leur position dans la disposition verticale sur le terrain de toutes les Carpates.

D'autres observations faites dans la vallée de la Mleczka et près de Błażowa, dans la vallée de la rivière Ryjak montrent d'autres postes de ce genre de dépôts de versants. Drzewicka a trouvé de sembla-

bles formations aux environs de Tarnów, de Krosno et de Sanok² Il semble donc que le genre de dépôts de versants du type d'éboulis ordonnés, qui jusqu'à présent ont passé inaperçus, est fréquent dans les Carpates.

Comme il résulte des recherches faites jusqu'à présent, ce qui est digne d'être souligné, c'est le fait que les dépôts de versants stratifiés rythmiquement sont caractéristiques pour les parties périphériques des aplanissements de dénudation de versants — tout comme dans la situation constatée aux environs de Łódź, dans la vallée de la rivière Mrożyca (21).

Champs de pierres et chaos rocheux

Les champs de pierres représentent le premier type de dépôts reconnu comme formé dans les conditions climatiques périglaciaires. Or, comme on le sait, c'est justement sur les résultats de l'analyse de ces formations que Łoziński a basé sa conception de la zone périglaciaire pléistocène en Europe.

Les champs de pierres apparaissent généralement sur les versants raides dans les parties du faite, sur les sommets en forme de dôme et les crêtes des Carpates, dans les Sudètes et à leur avant-pays ainsi que dans les monts de la Ste Croix. Ils se rattachent, comme Łoziński (44, 45) l'a déjà constaté, aux roches résistantes. Conformément à l'opinion de Schott (55, p. 58—60), c'est l'ordonnance de la surface des roches de faible compacité ainsi que les surfaces des couches, les fissures tectoniques et les fissures de contraction qui déterminent les conditions favorables à la formation des champs de pierres.

En Pologne, les chaos rocheux apparaissent dans les roches basaltiques de l'avant-pays des Sudètes, dans le gabbro du mont Sobótka, dans les keratophyres comme par exemple sur la Młynica dans les montagnes Kaczawskie, dans les quartzites cambriens des monts de la Ste Croix, dans les granites de Karkonosze, dans la vallée de la Pańszczyca dans les Tatras et dans maintes roches de dépôts siliceux et carbonatés. Nous les distinguons donc dans le flysch des Carpates, dans les grès de Godula dans le groupe de la Barania Góra, dans les grès de Lgota près de Wisła, dans des gros bancs de grès de Magura sur la Babia Góra et le Luboń, ainsi que dans les dolomites de Trias dans les Tatras.

Le plus souvent on rencontre les champs de pierres sur les versants Nord. Cela est ainsi dans les monts de Ste Croix et dans bien des endroits dans les Carpates.

² Information orale

La plupart des chaos rocheux sont aujourd'hui morts et ne sont pas soumis au transport de versant. Néanmoins une partie des champs de pierres formés dans les conditions périglaciaires pléistocènes sont encore sujets au mouvement. Les champs de pierres actifs qu'on rencontre sur les versants raides de la Babia Góra et ailleurs, comme par exemple sur le mont Śnieżka et sur Ostrzyca se sont également formés dans le Pléistocène, toutefois ils gardent leur état de migration par suite d'une forte inclinaison et de conditions climatiques rappelant à certaines saisons le milieu périglaciaire.

Les champs de pierres actifs se composent ordinairement de blocs et de détritiques à arêtes aiguës; par contre, dans les champs de pierres inertes les cailloux et les blocs rocheux sont plongés dans des débris plus fins (photo 4, 5).

Il existe une opinion (39) que les éboulis rocheux des Carpates se sont formés pendant la dernière glaciation. Il en est probablement de même de ceux qui apparaissent dans d'autres régions de la surface. Certains matériaux cependant montrent que probablement il existe de plus anciens éboulis rocheux enterrés sous des dépôts postérieurs. Gołąb démontre la présence d'éboulis plus anciens que la dernière glaciation à Gubałówka (27), près de Mogilnica, aux environs de Dzianisz et de Ciche³.

Éologlyptolithes

Les cailloux façonnés par le vent apparaissent presque sur tout le territoire de la Pologne. Cependant de sérieuses différences se signalent dans la manière dont ils paraissent et dont ils sont façonnés. On peut rencontrer les éologlyptolithes dans différents horizons du Pléistocène polonais. Toutefois dans l'aperçu présenté nous nous limitons en principe aux plus hautes séries pléistocènes, éventuellement même à la surface. Les considérations générales concernant le problème des cailloux façonnés par le vent se trouvent ailleurs (12, 16). Actuellement le problème qui se met au premier plan est celui de la répartition des éologlyptolithes en Pologne.

Sur le territoire de la Pologne du Nord, à la portée de la plus jeune phase de la dernière glaciation dominant les formes qui n'appartiennent pas à la catégorie de cailloux à facettes. Sur ces terrains on n'a trouvé que quelques cailloux à facettes. Vu la rareté de leur parution et avant tout le mauvais état de conservation dans lequel se trouvent ces cailloux à facettes, il est impossible de les rattacher aux plus récents événements

³ Information orale

produits dans le milieu périglaciaire. Il faut plutôt admettre qu'ils proviennent des périodes plus anciennes et qu'ils ont été transportés par le glacier ou les eaux fluvioglaciaires. Les éologlyptolithes à côtes sont caractéristiques pour cette région. On les distinguait particulièrement souvent sur les moraines du Pays des Lacs poméranien et masurien. Ce sont des formes constituées principalement par suite de l'altération selective avec la collaboration de l'érosion éolienne. Le manque de cailloux à facettes et d'autres cailloux avec de plus petites marques du façonnement éolien, tels que les cupules et les cannelures, montre que l'activité du vent dans cette région était relativement faible et de courte durée (photo 7).

Les premiers nouveaux cailloux à facettes apparaissent au Sud de la Pradolina de Toruń-Eberswald, donc sur les terrains du stade de Poznań (Francfort). Les cailloux à facettes sont ici bien façonnés, mais en général peu nombreux. Ce n'est que plus au Sud qu'ils deviennent toujours plus fréquents et même communs. Ils deviennent très fréquents dans la région du stade de la Warta, donc déjà en dehors de la portée de la dernière glaciation. Dans la région des Collines de Trzebnica et sur le Plateau de Łódź les éologlyptolithes deviennent particulièrement fréquents au point que presque chaque pierre rencontrée est façonnée par le vent.

Plus au Sud les cailloux à facettes et les autres formes de cailloux façonnés par le vent deviennent de nouveau plus rares et s'enfoncent sous la couverture loessique où ils apparaissent très souvent dans les dépôts congélifluctifs sur lesquels reposent les loess. Cependant même sur ces terrains ils apparaissent sur des surfaces dénudées généralement haut placées. On peut conclure que sur les terrains des Plateaux du Sud l'érosion éolienne a amené des effets considérables uniquement dans les périodes périglaciaires liées aux anciennes glaciations probablement surtout pendant l'avant-dernière glaciation. Dans les dernières phases périglaciaires apparaissant alternativement dans la période de la glaciation Varsovien II la faible activité éolienne du vent sur ces terrains n'amenait la formation d'éologlyptolithes que sur les points culminants. Jahn remarque que sur les points culminants de Roztocze seules les pierres provenant de roches tendres du Tertiaire, de calcaires tortoniens à lithotamnia et de grès, ainsi que de calcaires sarmatiens Bryozaires et sapropélites ont été façonnés par le vent. Par contre, les roches plus dures ne présentent pas de traces de l'action éolienne (37).

Dans les Bassins Subcarpatiques les cailloux façonnés par le vent, principalement sous forme de cailloux à facettes, apparaissent sporadiquement. Vu que sur les Plateaux du Sud on a constaté de faibles

traces de l'action éolienne, il est probable que les éologlyptolithes des Bassins Subcarpatiques proviennent plutôt de plus anciennes périodes périglaciaires. Cependant dans l'état actuel des recherches il est impossible de se prononcer à ce sujet d'une façon décisive.

Sur le terrain des Carpates on n'a pas trouvé jusqu'à présent de cailloux façonnés par le vent. Le plus probablement s'il y a eu des éologlyptolithes dans les Carpates, ils ont dû être évacués par des mouvements périglaciaires de masses particulièrement actifs sur ce terrain. Il suffit de rappeler la puissante couverture congélifluctive à Krościenko (40). Elle provient du plus jeune Dryas lorsqu'il n'y avait plus dans les Carpates de conditions favorables à une action éolienne plus intense.

Dans la Pologne Centrale, entre les Plateaux du Sud et la dernière phase de la plus jeune glaciation, les cailloux façonnés par le vent apparaissent dans différentes situations topographique et stratigraphique. On les rencontre habituellement dans les sables de couverture. Sur les points culminants des élévations ou sur d'autres surfaces fortement dénudées, les éologlyptolithes apparaissent comme un résidu des matériaux de couverture à la surface actuelle. Leur parution est caractéristique dans les involutions à triage thermique, sur les surfaces faiblement inclinées ainsi que dans les dépôts congélifluctifs sur les versants et à leur pied, où on les rencontre à une profondeur de quelques mètres. Les éologlyptolithes sont reconnus par l'auteur comme formes types des dépôts congélifluctifs (18). Les éologlyptolithes apparaissent donc dans les formations gisant sur les sables à varves, dans les dépôts congélifluctifs, dans les zones résiduelles d'altération participant aux involutions et dans le pavage de déflation et de dénudation. On les rencontre aussi directement dans la partie supérieure des sables à varves. Un autre horizon, plus ancien, de cailloux façonnés par le vent apparaît dans le fond de ces sables. Il faut donc souligner que les éologlyptolithes apparaissent parallèlement aux structures périglaciaires constatées dans la partie supérieure et dans le fond des sables à varves.

STRUCTURES

Involutions libres

Sous le nom d'involutions nous entendons en Pologne toutes les perturbations dans la disposition primitive des matériaux, — perturbations produites dans le mollisol in situ. Cette définition n'englobe donc ni les structures congélifluctives ni les fentes en coin. Cette opinion a été déjà exprimée autrefois (15, 16, 23). Dernièrement Jahn l'a précisée⁴.

⁴ A. Jahn — Some periglacial problems in Poland. v. p. 169.

Le trait caractéristique des involutions libres est qu'elles apparaissent à la suite du mouvement des particules respectives déplacées isolément, en même temps s'opère le triage des matériaux, conditionné par les variations thermiques. Les cristaux de glace dans le sol en cours de développement jouent un rôle décisif dans la formation de ce type d'involution. Vu leur aspect et le mécanisme de leur formation, il faut mettre les involutions libres au nombre des sols structuraux. Ces formes ont été déjà décrites précédemment. Dans les régions se trouvant à la portée de la zone pléistocène périglaciaire, elles sont connues également en dehors de la Pologne, en Angleterre (49), en Belgique et en Allemagne (14).

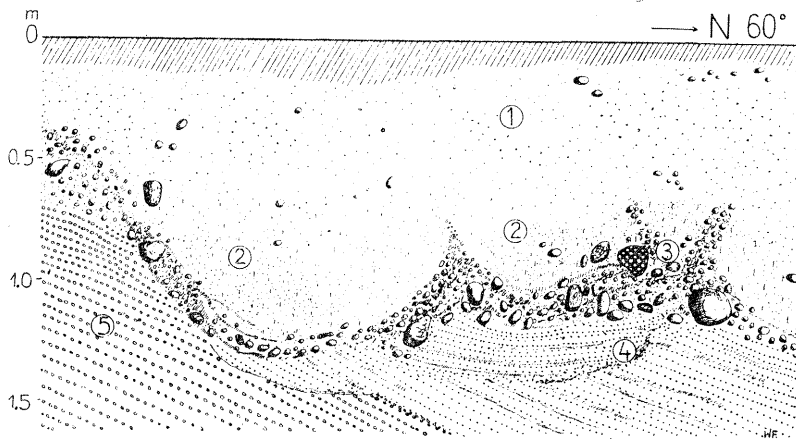


Fig. 3. Ogródniczki, environs de Białystok. Involutions libres au triage thermique
1. sable; 2. matériaux pulvérulents; 3. cailloux, souvent fissurés par le gel; 4. sable stratifié ferrugineux;
5. gravier

Les involutions libres pléistocènes sont connues en Pologne en plusieurs endroits, particulièrement dans la Pologne Centrale. Les involutions les plus fréquentes et le mieux façonnées se trouvent sur le Plateau de Łódź et sur les collines de Trzebnica. Les régions situées entre les Plateaux Sud et la limite de la dernière glaciation sont le terrain principal de leur parution. A la portée de la dernière glaciation elles apparaissent également, mais plus rares et moins développées. Les plans culminants des collines et des coteaux, ainsi que les surfaces plates des terrasses de vallées et des aplanissements de dénudation constituent pour ces involutions une situation caractéristique. Les formations fluvioglaciaires et celles des sandres fournissent les matériaux les plus convenables à leur développement (fig. 3; photo. 8).

Les structures du type étudié en tant que formes se développant à la surface et dans son voisinage immédiat étaient très exposées à la destruction. C'est pourquoi rarement elles ont été conservées en bon état. Très souvent seules les courbures en festons dans les parties inférieures des zones résiduelles d'altération ou les vestiges des poches contenant des matériaux plus fins que ceux du voisinage prouvent leur existence. Il est donc difficile que ces structures datant des périodes plus anciennes ou même des phases périglaciaires se maintiennent. La situation visible à Ściborów, près de Koluszki, à l'est de Łódź, est exceptionnelle à ce point de vue (photo. 9).

Involutions liées

Contrairement aux involutions libres, les involutions de ce type se sont constituées à la suite des mouvements englobant des masses liées. Différentes formes de ces involutions sont connues, mais dans l'état actuel des études sur les matériaux réunis on n'a pas pu les marquer sur la carte.

Parmi celles que cite Jahn (34) les plus nombreuses sont certainement les structures amorphes. Cependant il semble particulièrement difficile de dégager cette catégorie, car elles ressemblent beaucoup à certaines structures congéfluctives. Parmi les autres on rencontre le plus souvent celles que Jahn appelle à plis. Elles sont particulièrement caractéristiques pour les argiles surtout à varves. D'après l'auteur ce type d'involutions liées est très apparenté au type des structures de buttes gazonnées. Ceci résulte de la disposition de ces structures dans le plan. Par exemple à Karsznice, près de Zduńska Wola, à l'ouest de Łódź, on voit sur le plan les tracés circulaires de ces structures. Ils marquent sans doute le tronquement d'anciennes collines à coupole. La troisième catégorie est formée par les structures des buttes gazonnées typiques. Les buttes gazonnées fossiles se rencontrent en général assez rarement. Il en faut voir la raison dans le fait que ces formes étaient facilement dégradées encore au temps de leur existence subaérale. Elles subissaient une déformation considérable et une destruction partielle déjà dans la phase finale de leur développement quand avait lieu l'inversion de la butte gazonnée. Dans la suite elles ont été exposées à une vive dénudation périglaciaire (photo. 10—13).

Les involutions liées apparaissent avant tout dans la région des Plateaux du Sud particulièrement sur les terrains loessiques. Plus au Nord les involutions de ce groupe se rencontrent plus profondément et elles y proviennent de plus anciennes phases périglaciaires. Elles se sont développées partiellement dans la période de l'ancien Dryas.

Certaines pourtant sont encore plus anciennes. Une série d'involutions dans les argiles à varves se rencontre sous l'argile morainique. L'explication d'une telle situation conduit aux alternatives suivantes: soit les involutions précèdent la transgression marquée par l'argile

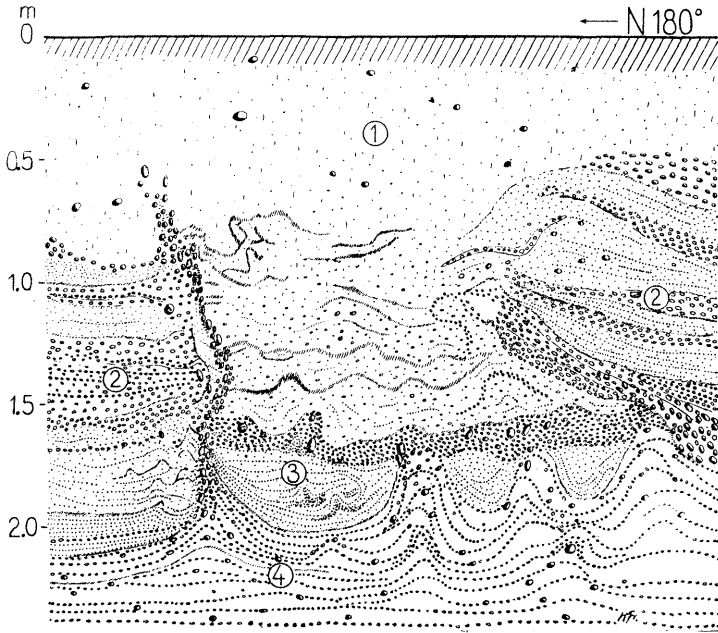


Fig. 4. Wierzbie près de Lubliniec. Zone résiduelle d'altération avec des involutions liées

1. sable à fraction diverse; 2. gravier et sable, stratification partiellement détruite; 3. sable fin perturbé par la cryoturbation; 4. gravier

morainique, soit l'argile est congélifluctive et, dans ce cas, aussi bien l'argile que les structures sont synchroniques dans les limites de la même période froide. Dans la première alternative il faudrait admettre l'existence du sol gelé dans la période de la transgression du glacier. Nous manquons jusqu'à présent de données suffisantes sur lesquelles nous pourrions nous baser dans le choix des alternatives indiquées. En tout cas il faut constater que les involutions liées dans la région du stade de la Warta et des phases plus anciennes de la dernière glaciation reposent sous la zone contenant des involutions libres et une congélifluxion libre.

Structures congélifluctives

C'est surtout la texture hétérogène des matériaux qui caractérise la congélifluxion libre. Dans certains cas cependant apparaissent des traits structuraux caractéristiques. Ce sont de plus grands blocs de maté-

riaux étrangers par exemple des restes d'argile dans le sable. D'autres fois, — et ceci est le plus frappant — on rencontre des paquets de sables stratifiés plantés dans la masse d'un autre matériau. Ces paquets ont l'aspect de blocs de forme irrégulière. Souvent les sables dans les paquets sont stratifiés, ce qui les distingue nettement de la masse environnante non stratifiée.

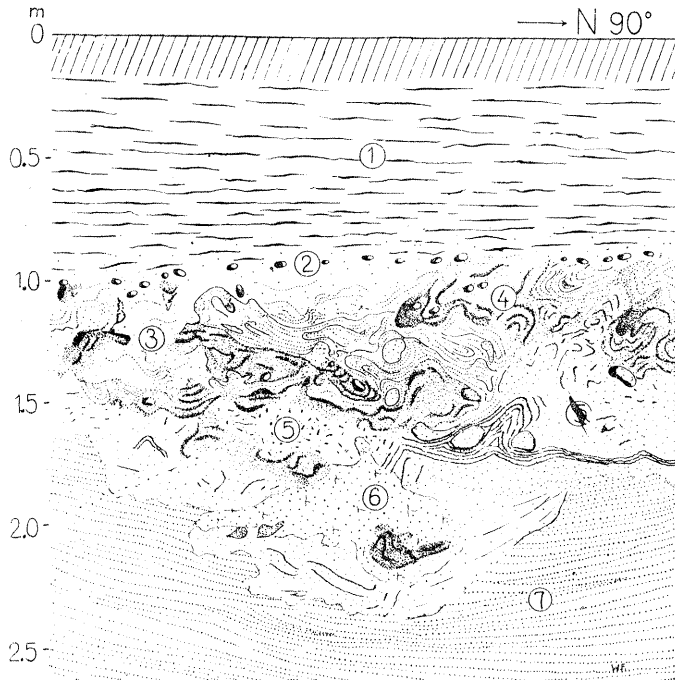


Fig. 5. Zemborzyce, près de Lublin. Congéifluxion liée

1. loess; 2. pierres disposées horizontalement; 3. sable fin multicolore; 4. sable roux à fraction diverse avec galets; 5. sable jaune fin; 6. sable argileux, compact; 7. sable quartzeux très fin

La congéifluxion liée possède des structures très caractéristiques qu'on a décrites largement ailleurs (15, 34, 38, 48, 50). Ce qu'il y a pour elles de plus typique, ce sont les plications dans les couches continues et discontinues, ainsi que la pseudo-stratification parallèle à l'inclinaison du versant (photo. 14).

Il existe une nette conformité dans la disposition des deux types de congéifluxion. La congéifluxion liée apparaît avec les involutions liées et la congéifluxion libre — avec les involutions libres. De même, sur les terrains Nord les structures de congéifluxion liée s'enfoncent aussi sous les formations de congéifluxion libre.

Fentes en coin

Ces structures des plus typiques apparaissent communément sur tout le territoire de la Pologne et elles sont les plus jolies et les plus fréquentes dans les régions situées en dehors de la dernière glaciation. On rencontre les fentes dans différents matériaux. Elles apparaissent communément dans les calcaires et les marnes crayeuses. La grande majorité des fentes se trouve dans les roches meubles, les argiles à varves, les limons et les loess, les sables de toute fraction, les graviers et les galets et même dans les cailloutis entrant dans la composition des moraines terminales. Enfin, on peut indiquer toute une série de fentes en coin dans l'argile morainique.

Il existe des différences notables entre les fentes. Elles s'affirment avant tout dans la forme et les dimensions. D'autres différences se rapportent aux matériaux voisinant directement avec la fente, si ces matériaux sont stratifiés.

Jusqu'à présent il n'y a pas d'analyse détaillée au sujet des fentes en coin en Pologne. A l'heure actuelle il manque encore une étude complète de toutes les fentes en coin découvertes en Pologne. Nous nous bornons ici aux données obtenues par le tableau de 120 fentes représentant toutes les régions de la Pologne, où l'on a constaté l'existence de ces structures. Ceci constitue à peu près la moitié de toutes les fentes sur lesquelles nous possédons des renseignements dans nos matériaux qui n'ont encore été ni publiés ni même étudiés. Il faut souligner que dans ce tableau on a pris en considération exclusivement ces fentes que, vu leur situation stratigraphique on peut définir comme provenant de la période de la dernière glaciation. Ceci ne veut pas dire cependant que ces fentes aient été absolument synchroniques par rapport aux phases périglaciaires respectives répondant aux variations du climat pendant la dernière glaciation.

La longueur de ces fentes dans cette représentation répond à la longueur réelle de ces formes dans leur état actuel sans que nulle déduction l'ait complétée. Comme on le sait H. Poser (51) ajoutait à la longueur réelle prise dans le terrain la valeur supposée des parties dénudées de la fente se basant sur l'épaisseur de la couche active. Le principe de ce procédé est incontestablement juste. Cependant on peut avoir des doutes sur l'appréciation exacte de la partie dénudée de la fente. Ce que nous pouvons dire sur l'épaisseur de la zone active ne concerne donc que la dernière étape. Dans les conditions données du climat périglaciaire une certaine épaisseur stable de la zone active se maintenait sans doute. Elle se régénérait compensant les pertes

de dénudation aux dépens du pergélisol. Dans ces conditions il semble plus juste d'opérer avec la valeur objective représentée par les dimensions réelles des fentes à l'heure actuelle. Une telle façon d'agir est plus sûre, et, en tout cas, suffit parfaitement pour les comparaisons régionales.

Les dimensions des fentes sont diverses dans des limites allant de moins d'un demi mètre à 6,5 m⁵. Il existe un certain ordre régional dans la différenciation de la grandeur des fentes. Les formes les plus longues apparaissent au Sud sur les plaines basses en dehors de la limite de la dernière glaciation ainsi que dans la région des Plateaux du Sud. Par contre, les formes courtes qui constituent un trait caracté-

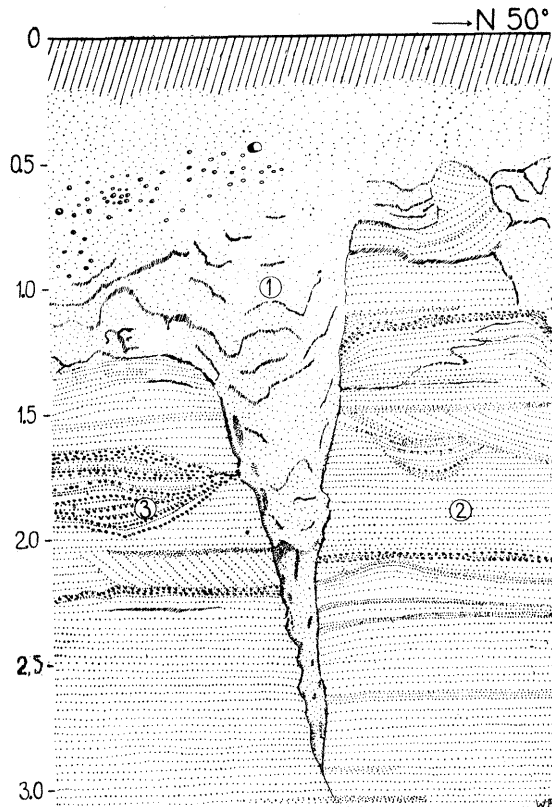


Fig. 6. Słowik, environs de Łódź. Fente en coin

1. sable ferrugineux avec pierres; 2. sable fluvioglacière stratifié; 3. gravier stratifié

⁵ Les fentes profondes se terminent en général par une veine très étroite et même par une fissure. Dans bien des cas on n'est pas arrivé à les découvrir jusqu'au bout. C'est pourquoi en réalité le chiffre donné de 6,5 m n'exprime pas la longueur maxima de nos fentes.

téristique des régions du Nord apparaissent également au Sud accompagnées de grandes formes. Sur les terrains du Sud les fentes peu profondes sont particulièrement caractéristiques pour les dépôts périglaciaires les plus récents, comme par exemple les sables à varves.

La forme des fentes est très diverse. Le plus généralement on peut distinguer deux types de formes. L'une d'elles se remarque par la sveltesse de son dessin, elle est relativement étroite et nettement effilée vers le bout — celui-ci passe souvent en veine étroite ou en fissure (fig. 6). L'autre type est représenté par des fentes larges et relativement courtes. Elles ont le fond arrondi et leur forme ressemble à celle

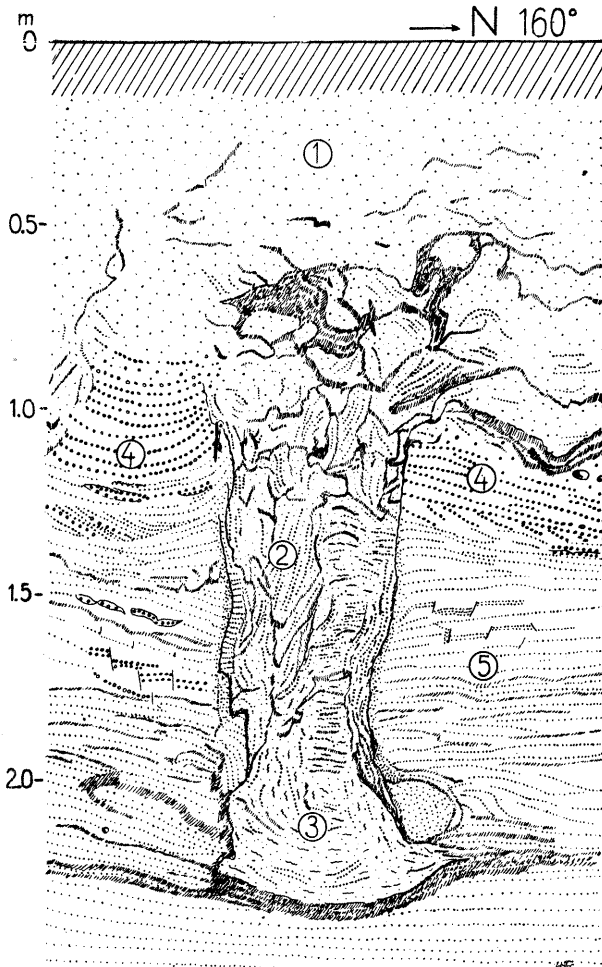


Fig. 7. Augustowo, près de Bielsk Podlaski. Fente en coin

1. sable clair à grains divers avec pierres et orstein dans le fond; 2. sable à grains moyens; 3. sable limoneux; 4. gravier; 5. sable, petites stries de gravier, fortement ferrugineux dans le fond

d'un tonneau (fig. 7). Les formes courtes — jusqu'à 1,5 m — constituent la majorité des fentes en coin du second type (photo. 17). Il n'y a que peu de formes de cette catégorie qui ont une longueur plus considérable. Les fentes de la moraine terminale près de Sławęcın à SW de Kutno (24) constituent l'une des rares exceptions.

La majorité des fentes courtes caractéristiques pour les régions du Nord se trouvant à la portée de la dernière glaciation possède une forme du second type. Il existe donc une certaine convergence régionale. Sur les terrains où apparaissent exclusivement les fentes courtes prédominent également les formes à fond arrondi démesurément larges en comparaison de leur longueur.

Le caractère des matériaux dans lesquels apparaissent les fentes ne peut pas fournir d'explication aux causes de leur différenciation quant à la longueur et quant à la forme. Comme dans des matériaux semblables on rencontre les formes des deux types et de longueur différente, il ne reste donc que la possibilité d'expliquer la différenciation des fentes par des conditions climatiques différentes. Ceci est prouvé par ce fait que les différences dans le façonnement des fentes se signalent géographiquement et non pas topographiquement. Nous trouvons une autre preuve de la justesse de l'explication par le climat en ce que, à la différenciation des fentes dans l'espace, correspond également la différenciation d'autres structures périglaciaires et la parution des cailloux façonnés par le vent. Les plus longues fentes aux bouts toujours aigus donc appartenant au premier type, se rencontrent dans les régions de la parution exclusive d'involutions et de congélifluxion liées.

Il en résulte que les fentes longues à bout aigu, quelquefois „à queue” sont le mieux développées. Les fissures sont caractéristiques pour les terrains où dans le climat périglaciaire dominant des traits continentaux. Cette conclusion s'accorde avec les opinions de Troll (62), de Jahn (34) et Chumskij (9, p. 202—204). On peut donc parler de la zone périglaciaire de la toundra distinguée par Grigorev (28) et Büdel (5) par opposition à la zone détritique dans laquelle régnaient de moins bonnes conditions pour le développement des fentes en coin. La parution des fentes courtes et typiques se lie le plus probablement avec la zone détritique. Toutefois la présence des fentes peu profondes dans presque toute la région, donc là aussi où les fentes les plus profondes sont caractéristiques, montre l'importance du temps et la variabilité des phases du climat périglaciaire. Les fentes à bout aigu et peu profondes se trouvant en Podlasie et ailleurs dans la partie supérieure des sables à varves sont le plus probablement synchroniques avec les fentes distinguées sur les terrains des plus jeunes stades de la

dernière glaciation. La brièveté de la période de Dryas plus jeune, quand probablement ces formes se façonnaient, est la cause principale de leurs petites dimensions. La différenciation spatiale des conditions climatiques dans cette période a trouvé son expression dans la diversité des formes du Nord et de celles du Sud.

Dans les considérations présentées on a tenu compte uniquement des fentes en coin affleurant à la surface et c'est dans de telles conditions qu'on peut les prendre pour des formes provenant de la dernière glaciation. En outre on connaît également dans un nombre plus restreint, les fentes ensevelies qui se rattachent aux périodes glaciaires plus anciennes, surtout à l'avant-dernière période. Elles constituent des matériaux précieux pour les conclusions stratigraphiques et morphoclimatiques. On rencontre des formes particulièrement jolies sous les loess, comme par exemple la fente de Topola près de Skalbmierz, à l'Est de Cracovie ou celles de Czechowice en Haute Silésie. La fente de Topola se trouve sous le loess et sous une couche d'humus d'une épaisseur de plus d'un mètre. Malheureusement, nous ne connaissons pas jusqu'à présent l'âge de cet humus. On distingue d'autres fentes fossiles dans le fond des dépôts de terrasse. Un autre bel exemple de ces formes a été présenté ailleurs (22). Selon l'opinion de l'auteur, les fentes de Tarzymiechy dans le fond des formations de terrasse de la vallée du Wieprz près de Krasnystaw parurent dans la phase plus ancienne de l'avant-dernière glaciation (photo. 19).

ÉLÉMENTS DU RELIEF ET ZONES MORPHOGÉNÉTIQUES

Éléments du relief

Les vallées sèches, souvent asymétriques, constituent l'une des formes les plus caractéristiques du relief périglaciaire. Sur le terrain de la Pologne ces formes se différencient assez nettement dans la disposition spatiale.

En Poméranie les vallées sèches sont rares et ne montrent pas d'asymétrie. Conformément à l'opinion de Tricart (58), on peut les prendre pour des vallées périglaciaires si peu avancées dans leur développement que l'asymétrie des versants n'eut pas le temps de se former.

Plus bas dans le Sud, jusqu'à la ligne de Zielona Góra, Konin, Wyszogród, Białystok, les vallées sèches deviennent assez communes. Elles montrent l'asymétrie du type froid, car leurs versants à l'exposition chaude, regardant donc vers W et S, sont plus doux. Cependant encore plus bas au Sud, donc sur la plus grande partie de la Pologne règnent les vallées au type contraire d'asymétrie. En règle générale

dans ces régions les versants adrets sont raides et les versants ubacs — plus doux.

Les niches de corrasion n'apparaissent que dans la région de la Pologne Centrale, à partir de là elles constituent des formes de relief extrêmement communes et caractéristiques. Malgré ses petites dimensions c'est une forme très importante, surtout à cause des fonctions morphogénétiques qu'elle remplit. Sa parution dans la région de la toundra pléistocène, surtout sur les terrains loessiques, est très caractéristique. On rencontre souvent des niches fossiles de corrasion dans les loess et même quelquefois aussi dans les limons. Il semble qu'elles remplissent un rôle important dans le transport de versants auquel en tout cas une grande partie de loess était soumise.

Les éperons marquant les traces de l'ancienne extension des terrains d'interfleuve dévastés par la dénudation périglaciaire sont l'inverse des niches de corrasion. Les éperons de dénudation bien modelés n'apparaissent qu'à la portée du stade de la Warta et, plus au Sud, dans la région des Plateaux du Sud. Conformément au degré de leur développement apparaissent aussi de petits îlots d'éperons. Les résidus de dénudation plus grands, troncs des anciennes formes d'accumulation glaciaire, sont le mieux façonnés dans la région de la Pologne Centrale. Ils n'ont pas pu se développer dans le Nord. Au Sud ils disparaissent graduellement par suite d'une dénudation plus avancée et cèdent leur place aux unités plus grandes liées génétiquement à la morphogenèse prépléistocène. C'est principalement la morphogenèse périglaciaire qui, se répétant maintes fois dans le Pléistocène, a dégagé en partie ou en entier ces formes du dessous de la couverture des formations glaciogéniques et quelquefois même plus anciennes.

Il semble que sur les terrains montagneux c'étaient les ravins de gélivation qui remplissaient les fonctions pareilles à celles des niches de dénudation dans la plaine basse et sur les plateaux. On a distingué dernièrement ces ravins de gélivation dans les Monts, Stołowe, dans les Tatra et dans les Monts Kaczawskie. Ils possèdent beaucoup de traits communs avec des formes actuelles du Groenland et des Pyrénées (2, 3) décrites par M. Boyé. Ils sont pourtant plus étendus et l'auteur les considère comme formes pléistocènes (photo. 23).

Les aplanissements du type d'équiplanation sont très communs en Pologne. Presque la majorité des terrasses de vallées, surtout dans la région des Plateaux du Sud et des Carpates a ce caractère. Il y a aussi des aplanissements de dénudation au caractère d'aplanissements de versants. On les a remarqués sur le Plateau de Łódź et sur le Plateau de Lublin. Selon l'auteur les aplanissements de ce type se rapprochent

des terrasses d'altiplanation et par là de la catégorie généralement comprise des pédiments (21). On sait très peu au sujet de la disposition des formes de ce type en Pologne.

Zones morphogénétiques

Se basant sur l'analyse de la disposition des dépôts, des structures, des cailloux façonnés par le vent et des formes caractéristiques du relief périglaciaire, on a tenté de faire la différenciation de la région périglaciaire pendant la dernière glaciation. Il faut ajouter que cette reconstruction de la limite entre la zone détritique et la zone de la toundra concerne la glaciation tardive. Il est le plus probable que la région des Plateaux du Sud pendant tout le cours de la dernière glaciation se trouvait dans l'extension de la zone de la toundra. Par contre, plus au Nord la limite entre les deux zones était soumise aux oscillations qui dépendaient des changements climatiques périglaciaires.

A la zone détritique correspond l'extension des sables résiduels et allochtones de couverture. Dans son extension se déplaçaient les terrains où paraissaient en grand nombre des cailloux façonnés par le vent illustrant la forte activité de l'érosion éolienne. Les zones d'involution dénotant un triage thermique ainsi que les dépôts de congéfluxion libre y sont caractéristiques. Les fentes en coin se trouvant à la portée de cette zone sont plus plates, mais bien façonnées et ont souvent des bouts arrondi et en forme de sac. Les vallées y possèdent des versants à exposition plus chaude, plus doux représentant le type de l'asymétrie froide et propre aux régions qui ont des traits plus durs du climat périglaciaire.

Par contre la zone de la toundra définit la présence des structures d'involution liées et le même type des structures congéfluxives. Très caractéristiques pour ce domaine sont les fentes en coin bien développées qui en règle générale sont longues et très longues, sveltes et souvent terminées en queue par de très étroites fissures. Les vallées périglaciaires montrent l'asymétrie du type „chaud” s'exprimant par une inclinaison plus douce des versants à exposition plus froide, donc — celle du Nord ou de l'Est.

Dans la partie sud de la zone détritique sous les dépôts et les structures caractéristiques pour cette zone apparaissent les structures du type de la toundra. C'est la preuve de l'oscillation de la limite des zones et l'exemple de la variabilité du milieu périglaciaire dans l'espace et dans le temps. Ces variations dépendent des oscillations climatiques dans le cadre d'une seule oscillation climatique d'un rang supérieur à laquelle correspond une seule période de glaciation.

Au Nord, à la portée du plus jeune stade de la dernière glaciation on peut remarquer la zone de la glaciation en déclin incombant au Dryas supérieur. Vu le nombre restreint de traces de l'influence du milieu périglaciaire dans cette région, il est difficile de mieux définir son caractère. Se basant sur la présence d'un certain nombre de fentes du type représenté plus au Sud dans la zone détritique, on peut supposer que cette région, elle aussi, possédait les traits de la zone détritique. Il se peut que la brièveté de l'influence du milieu périglaciaire dans cette région soit cause que les traces du milieu périglaciaire y sont infimes.

DOMAINES DE LA DÉNUDATION PÉRIGLACIAIRE

Dans le paysage différencié du relief de la Pologne, la participation de la morphogenèse périglaciaire était différente. Les différences qui existaient dans son efficacité géomorphologique provenaient de bien des causes, à la tête desquelles se placent: le nombre de périodes périglaciaires, et leur durée et le caractère de la zone morphogénétique dans le domaine du règne du milieu périglaciaire. On a montré sur la carte 6 domaines dont chacun présente un caractère particulier de la morphogenèse périglaciaire (carte no 2).

Domaine de la morphogenèse glaciaire avec des traces du milieu périglaciaire (I)

C'est une région où les traces du milieu périglaciaire qui y existait uniquement dans la période du Dryas supérieur sont les plus infimes. Le relief a gardé les traits dominants de la morphogenèse glaciaire qui a créé un ensemble de formes d'accumulation glaciogénique. Cet ensemble s'est conservé dans un état si peu changé que la liaison des formes convexes, tellement caractéristique pour le relief glaciaire, et l'isolation de nombreuses formes concaves s'y sont maintenues. En conséquence, tout le domaine étudié abonde en lacs.

Ni la morphogenèse périglaciaire, ni la morphogenèse plus tardive, holocène, n'ont pu changer les traits essentiels du relief glaciaire primitif. Cela apparaît bien nettement non seulement dans l'aspect général du façonnement de la surface, ci-dessus signalé, mais également dans la nature du versant qui, comme on le sait, est l'élément le plus sensible aux changements des ensembles morphogénétiques. Les versants des coteaux, des collines et des vallées qu'on rencontre dans le domaine Nord sont raides — donc, relativement courts et pour la plupart convexes. Ceci montre d'une façon plus directe que la dénudation périglaciaire était peu avancée. Ce qui s'est maintenu ce sont

les principales lignes primitives qui n'ont pas changé non plus dans la morphogenèse actuelle.

Cela ne signifie cependant pas que dans la région décrite toute trace du milieu périglaciaire pléistocène manque. Ces traces existent, mais à une échelle qui confirme la petite efficacité des événements morphogénétiques et en même temps en explique la cause. On y rencontre des involutions libres avec le triage thermique signalé. Ce sont pourtant de petites formes (environ 50 cm), de même que les zones résiduelles d'altération y sont minces. On voit également des traces de désintégration qui sont principalement représentées par la fissure des pierres. Les dépôts de congélifluxion libre paraissent, mais n'atteignent pas une épaisseur plus importante. Les formations parues à la suite du ruissellement jouent un rôle plus important dans les maigres dépôts de couverture. Parmi les structures périglaciaires les fentes en coin constituent les formes les plus considérables. Les fentes sont courtes et souvent ont un fond arrondi. Les cailloux façonnés par le vent sont peu nombreux et principalement modelés en forme d'éologlyptolithes à côtes. Ceci prouve avant tout que la période de l'érosion éolienne était de courte durée puisqu'elle n'est pas arrivée à former des surfaces de facettes lisses si caractéristiques pour les éologlyptolithes.

Il n'y a pas dans cette région de niches de dénudation ni de vallées asymétriques. On n'y rencontre que des vallées sèches symétriques qui constituent probablement les uniques formes de relief caractéristiques pour la morphogenèse périglaciaire.

Domaine glaciaire avec une retouche périglaciaire (II)

Dans cette région la dénudation périglaciaire était plus avancée — pas assez pourtant pour que l'ancien relief glaciaire d'accumulation devienne illisible. C'est les formes respectives de ce relief qui ont gardé les traits le plus caractéristiques. Ceci concerne non seulement les formes les plus étendues et les plus puissantes, telles que: les moraines terminales, mais se rapporte aussi aux formes plus petites, telles que: les drumlins et les oesar. Elles ont généralement gardé leur forme si caractéristique qu'il est souvent possible de définir leur caractère génétique d'après leurs traits morphographiques.

Néanmoins les traces de l'usure périglaciaire sont très nettes. La dénudation périglaciaire se signale dans la forme des versants, dans ses propres formes de relief, dans les matériaux de couverture ainsi que dans les structures secondaires, propres à l'ancien mollisol et à la zone qui n'est pas soumise au regel.

Contrairement à la région précédemment décrite, dans ce domaine les versants ont le plus souvent la forme concavo-convexe. Les segments concaves situés au bas des versants sont bien formés et, en règle générale, sont plus longs que ceux d'en haut, qui sont convexes. Les vallées asymétriques sèches y sont caractéristiques. L'asymétrie est du type „froid”, car les versants à exposition chaude sont plus doux. Les niches de dénudation sont rares et on ne rencontre presque pas de formes courtes, si typiques pour les régions situées plus au Sud. Comme il convient, on n'y voit pas non plus d'éperons de dénudation bien développés. Il est probable que la dénudation s'accomplissait d'une manière plus ou moins régulière à la surface du versant et la concentration des masses le long de quelque axe n'avait lieu ici qu'exceptionnellement. Ceci se lie probablement avec ce fait que sur ces terrains la congélifluxion représentait le type libre. Les dépôts de congélifluxion enveloppant en lames les surfaces des versants en témoignent.

Les involutions appartiennent de même à la catégorie d'involutions libres. Les involutions liées qu'on rencontre dans ce domaine n'appartiennent pas à la même époque que les involutions et la congélifluxion du type libre. La formation des involutions liées se fit dans le tjàle qui existait déjà avant la transgression du glacier sur les dépôts duquel les structures du type libre se sont développées.

Les fentes en coin ressemblent à celles qu'on rencontre dans le domaine Nord; en général elles sont moins profondes que celles-ci, mais mieux formées.

Domaine périglaciaire au relief de dénudation développé dans des formations de l'accumulation glaciaire (III)

Dans cette région également le relief est formé dans les matériaux de l'accumulation glaciaire dont les formes constituent aussi le tronc de la formation actuelle de la surface. Contrairement aux régions décrites précédemment l'aspect général du relief n'est plus défini par le caractère des formes d'accumulation. Les anciennes formes d'accumulation glaciaire ont été détruites à un haut degré et effacées à tel point qu'on ne peut généralement déchiffrer leur caractère génétique. Ceci concerne presque toutes les formes et particulièrement les plus petites. On n'y voit pas de drumlins ni d'oesar. Seules, les grandes formes des moraines terminales qui, comme de règle, sont usées et divisées en de menus groupes d'élévations, se laissent encore reconnaître.

Le relief y a un caractère de dénudation et la morphogenèse périglaciaire a joué le rôle principal dans son façonnement. Le caractère

périglaciaire du relief de la Pologne Centrale n'est pas seulement bien distinct, mais en premier lieu il est spécialement frappant par ce fait qu'il s'est développé sur un relief d'accumulation. C'est la surface formée par l'accumulation glaciénique, peu changée sur les interfleuves par les processus se développant dans l'interglaciaire, qui a servi de base à l'action de la morphogenèse périglaciaire. Le style de dénudation du relief périglaciaire s'est formé sur le relief glaciaire d'accumulation. C'est la particularité du relief de la Pologne Centrale qui ressort sur le fond des autres régions de notre pays. On ne rencontre pas ailleurs ce contraste entre le style du relief d'accumulation et celui de dénudation. Au Nord l'ordre accumulatif du relief s'est en principe maintenu. Par contre au Sud toutes les étapes du modelage pléistocène s'imposaient sur l'ancien relief de dénudation. Les morphogénèses périglaciaires successives déterraient l'ancien relief de dénudation de la couverture de l'accumulation glaciaire. C'est pour cela que sur ces terrains se maintient la convergence du style ancien et du périglaciaire de modelage — en revanche, le contraste caractéristique pour le relief de la Pologne Centrale fait défaut.

Le rôle susdit de la morphogenèse ou de toute une série d'ensembles morphogénétiques interglaciaires consistait surtout dans l'approfondissement des bases de dénudation et dans le développement du réseau des vallées — ce qui menait entre autres à la liquidation des lacs. Evidemment cette activité a influé sur la transformation du relief glaciaire d'accumulation. Néanmoins les principaux changements de l'aspect du relief d'interfleuve étaient l'oeuvre de la morphogenèse périglaciaire.

On a décrit ailleurs (17) plus en détail les traits du relief du domaine étudié. Il faut seulement rappeler les traits principaux et souligner les différences paraissant localement dans cette région.

De puissants processus de désintégration et des mouvements congéfluctifs de masses s'accomplissaient sur ce terrain. De plus une vive activité du vent et des eaux s'écoulant superficiellement et par rigoles y apparaissait sur une base de tjäle. En conséquence de ces événements les nouveaux matériaux de l'ancienne accumulation glaciaire sont recouverts presque généralement par un manteau de dépôts de couverture, justement correspondants aux processus morphogénétiques.

Ce sont principalement les niches de dénudation et les vallées sèches qui sont les propres formes périglaciaires, communes dans ce domaine. Les plus grandes masses d'interfleuve des formes d'accumulation apparaissent sous forme de troncs résidus. Les traces des processus causant la consommation des terrains hauts et la récession des versants sont

indiquées par les niches de dénudation et les vallées sèches disséquant les versants. Entre elles, et surtout entre les niches apparaissent les éperons qui dépassent quelquefois la masse principale du tronc. Dans le prolongement des éperons on rencontre maintes fois des collines isolées de la nature des „buttes témoins”. Sur l'avant-terrain des bords des masses d'interfleuves, entre les éperons et les „buttes témoins” s'étendent les aplanissements de dénudation. Ils sont légèrement recouverts de dépôts de la congélifluxion ou de formations résultant du ruissellement. A ces aplanissements nous donnons le nom d'aplanissements de versants. D'après King ils correspondent aux versants qui dépérissent et ils peuvent être mis, comme il semble, dans la catégorie du pédiment. On rencontre dans les vallées ce genre d'aplanissement avec tout l'inventaire des formes adjointes, telles que: niches et éperons situés plus haut et collines isolées sur les aplanissements. Dans les vallées apparaît également un autre type d'aplanissement au caractère d'accumulation. C'est le type des terrasses d'équiplanation (photo. 20, 21, 22).

En connexion avec le problème des aplanissements, la question de la forme du versant dans cette région vient à l'esprit. Ce qui en moyenne y est caractéristique, c'est un versant concave, doux et assez long. Ce long versant concave tend souvent à la forme d'un versant droit très doux. De cette forme commune se détachent les particularités qui se dessinent topographiquement dans la nature du versant. On rencontre dans certaines conditions des versants plus raides et, par conséquent, relativement plus courts. La différenciation se lie avec les matériaux, les propriétés des formes du relief et de leur type ainsi qu'avec l'étape de l'évolution. Les gros graviers et les galets et, à un moindre degré, l'argile morainique ont fonctionné dans les conditions périglaciaires comme des roches plus résistantes. Souvent les résidus formés de ces matériaux ont le caractère de monadnocks et possèdent une plus grande inclinaison de versants. Les aplanissements de dénudation sont séparés de l'interfleuve par des versants plus raides que les aplanissements de l'accumulation. Une différenciation plus détaillée des valeurs d'inclinaisons de versants et, par suite, également de leur forme est conditionnée par la différence de leur exposition. Ceci se rapporte aussi bien aux versants des coteaux, des collines que des vallées, mais cette différenciation trouve sa plus vive expression dans les vallées asymétriques. L'asymétrie des vallées n'est pas du même type dans toute la région. Ceci provient de ce fait que le domaine étudié n'est pas uniforme vu la succession variable d'événements morphogénétiques périglaciaires.

Dans ce domaine la limite entre la zone détritique et la zone de la toundra subissait des déplacements même au cours d'une seule glaciation — en ce cas de la glaciation Varsovien II. Dans la partie Nord de cette région désignée comme III a, prédominent les traits de la zone détritique. Ceci trouve son expression dans l'existence de l'involution libre (fig. 3) avec un net triage thermique, une congélifluxion de ce même type ainsi que dans la nature des fentes en coin moins profondes et dont la forme est semblable à celle des domaines nordiques (photo. 17, 18).

Les niches de corrasion y sont moins fréquentes; les éperons moins développés et les vallées montrent une asymétrie du type froid, c'est-à-dire que les versants à l'exposition plus chaude sont plus doux. Les plus grandes formes d'accumulation glaciaire y sont très lisibles. Le cordon de la moraine terminale, située à SW de Kutno, peut servir d'exemple. Néanmoins contrairement aux régions situées plus au Nord on y voit partout apparaître une vive discordance entre le plan de la structure d'accumulation et la surface morphologique. Celle-ci repose, surtout au-dessous du point culminant, sur un épais manteau de couverture aux traits indéniables de l'origine périglaciaire.

La partie III b s'étendant à l'extérieur de la partie précédemment décrite, possède des traits de la zone de toundra — traits qui s'accroissent vers le Sud. La nature des dépôts et le type des structures d'involution et de congélifluxion changent ici par étages. Car c'est le domaine de l'interférence de deux types de zones périglaciaires au cours de la dernière glaciation. Il semble que les traces de la zone détritique y apparaissent le plus près de la surface — ce qui trouve la plus vive expression dans la position de nombreux cailloux à facettes. Cependant les structures périglaciaires surtout celles qui sont plus profondes ont plutôt les traits prédominants de la toundra. Ceci est prouvé par les fentes en coin effilées, profondes et aux bouts aigus ainsi que par les structures de buttes gazonnées qui ne représentent pourtant pas dans cette région les formes de la dernière surface périglaciaire (fig. 8; photo. 11).

Néanmoins dans l'inventaire des formes périglaciaires du relief de cette région, à la première place viennent ces formes qu'il faut plutôt lier à la morphogenèse de la zone de toundra. L'asymétrie des vallées dénonce le type „chaud” et les niches de dénudation y sont extrêmement communes. Dans certains cas on y a constaté une importante participation de corrasion congélifluctive.

La parution générale de cailloux à facettes parfaitement façonnés et d'involutions libres à côté des structures du genre de buttes gazon-

nées, de fentes en coin de toundra et de congélifluxion liée produit l'impression de contradiction dans le caractère de l'ancien milieu périglaciaire dans cette région. On peut indiquer de semblables contradictions dans la coexistence de formes et d'éléments du relief, différents par leur caractère et le degré de leur développement. Ce qui est le plus frappant, c'est le fait que quelquefois même sur une petite étendue on rencontre des versants concaves à côté des versants presque entièrement droits et longs. Sur les terrains de plus vastes élévations, comme

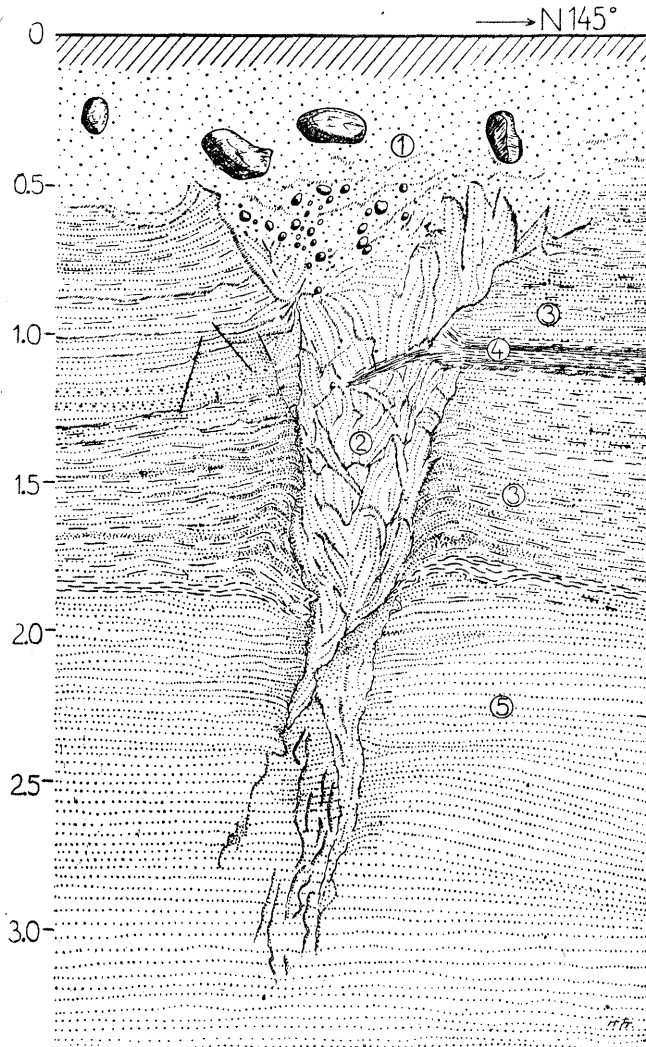


Fig. 8. Niesułków, environs de Łódź. Fente en coin

1. sable pulvéulent avec pierres, cailloux à facettes; 2. sable clair fin; 3. sable limoneux; 4. limon gris argileux et marne; 5. sable fin, sec

par exemple sur le Plateau de Łódź, les aplanissements de versants paraissant par étages sont frappants (photo. 22).

Il est difficile et très compliqué d'expliquer ces variétés du caractère du relief et du façonnement des structures périglaciaires. Il faut en tout cas prendre en considération le fait de la parution successive d'une suite de périodes morphogénétiques périglaciaires. En même temps il faut ajouter qu'il y avait des phases périglaciaires successives qui ne se répétaient pas dans le même faciès que la précédente. C'est justement sur ce terrain que s'accomplissait le déplacement de la limite existant entre la zone détritique et celle de la toundra.

Domaine de la morphogenèse périglaciaire avec le relief prépléistocène de dénudation qui a été dégagé (IV)

Les traits principaux de cette région ont été déjà donnés au moment de l'analyse du domaine précédent. Les couvertures d'accumulation glaciaire ont été presque complètement détruites surtout sur les interfleuves. La morphogenèse périglaciaire qui y agissait à maintes reprises a joué le principal rôle dans cette dénudation. Les structures ensevelies et les dépôts périglaciaires rencontrés directement coup sur coup prouvent que le milieu périglaciaire revenait à plusieurs reprises. Ainsi par exemple Czarnocki (10) montre dans les profils des montagnes de la Ste Croix au moins trois étages de dépôts congéfluctifs. Dans bien des endroits les structures ensevelies de tjäle ont été découvertes. A Tarzymiechy on les a constatées dans trois horizons sur une étendue de 20 m de profondeur (fig. 9). On a découvert une série de structures fossiles à Topola, à Opatów, à Czechowice, à Żółkiewka et dans beaucoup d'autres endroits (photo 13, 19).

L'étagement des traces de tjäle, qu'on connaît déjà du domaine précédent, se multiplie prouvant directement le fonctionnement répété de la morphogenèse périglaciaire. C'est un des traits principaux du domaine étudié qui justement par suite de la morphogenèse périglaciaire répétée possède un très petit nombre de dépôts glaciéniques. A leur place se sont accumulés les dépôts périglaciaires sous forme de loess, de sables à varves et des dépôts de terrasse. Ceux-ci très souvent gisent directement sur des roches plus vieilles, généralement saines.

De même que les dépôts, les formes du relief périglaciaire se surimposent directement sur le relief plus ancien, prépléistocène. Et c'est le second trait important morphogénétique du domaine étudié. Le style du relief dans les deux cas est semblable — la dénudation périgla-

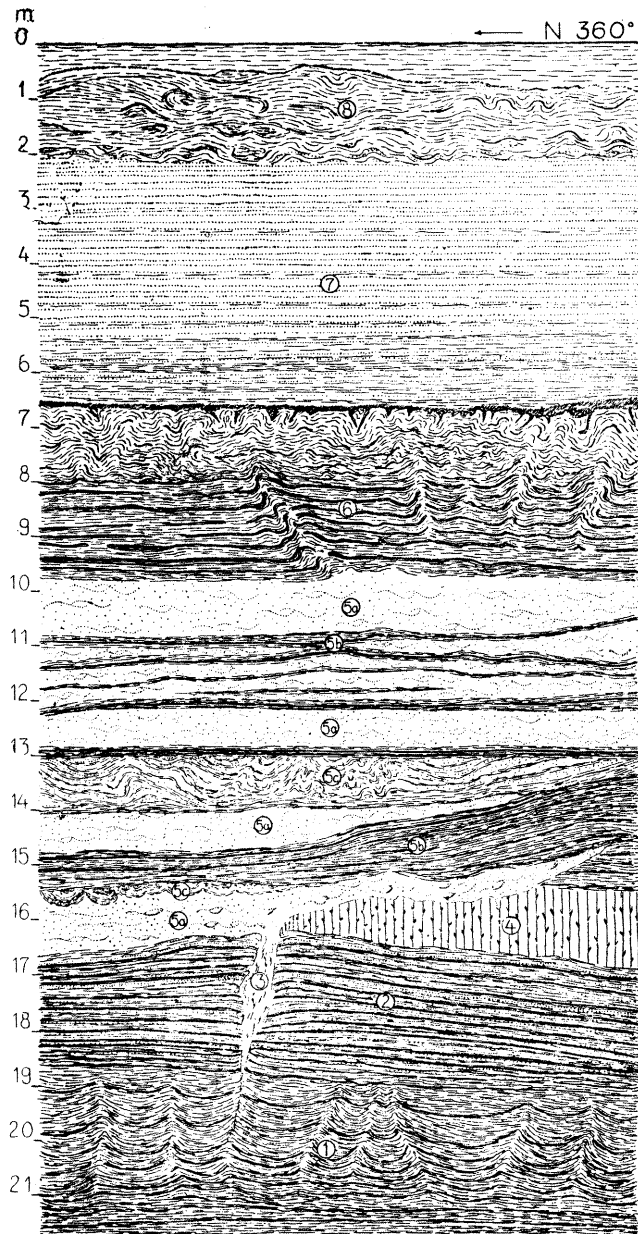


Fig. 9. Tarzymiechy, environs de Krasnystaw. Profil synthétique des dépôts de terrasse dans la vallée du Wieprz (d'après Dylik, 21)

1. limons triassiques; 2. limons à varves argileux et sableux; 3. fente en coin comblée de matériaux loessiques, de limon et de sable fin; 4. loess; 5. série de limons de terrasse et de sables; 6. zone supérieure d'involutions, matériaux limono-argileux; 7. sable et limons rythmiquement stratifiés; 8. dépôts de congélation

ciaire exhumait aussi le relief préquaternaire de dénudation. C'est principalement dans la partie Nord du domaine étudié que s'avère souvent la ressemblance des deux types de relief se surimposant et ceci d'une manière convaincante et directe.

Dans bien des régions de la partie Nord du Plateau Silésien — Petite Pologne, du rebord des montagnes de la Ste Croix et du Plateau de Lublin où la couverture glaciaire n'a pas encore été complètement détruite, existent à côté l'un de l'autre, les collines et les coteaux résiduels prépléistocènes formés de roches plus anciennes et les buttes résiduelles composées des matériaux glaciogéniques. Nous trouvons un bel exemple très caractéristique sur la carte du prof. Jahn (fig. 10) présentant la morphologie des environs de Chełm et de Rejowiec.

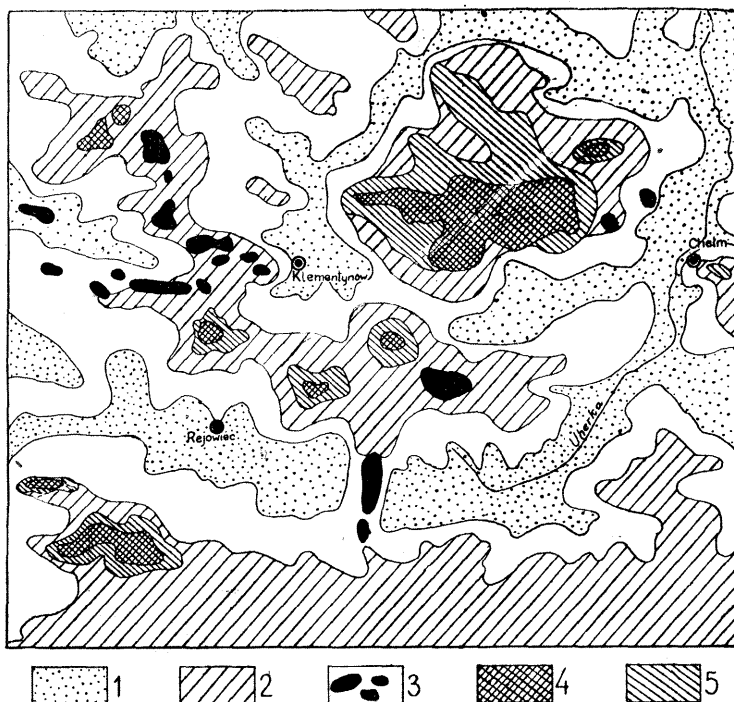


Fig. 10. Exemple du relief du Plateau de Lublin aux environs de Chełm (d'après A. Jahn, 37)

1. fonds de vallées et de bassins; 2. horizon moyen (pédiment), collines de dénudation et buttes témoins; 3. pléistocènes, 4. sarmatiques, 5. crétaées

Sur le fond de grands aplanissements interprétés par cet auteur comme des pédiplains, se dessinent, l'un à côté de l'autre, les coteaux pléistocènes et, plus anciens — les coteaux sarmatiques et crétaées. La même chose a lieu dans la région du Jura Cracovien—Częstochovien

où coexistent les résidus quaternaires et les petites roches calcaires résiduelles.

Sur toute la région étudiée dominent les structures de tjaie du type de la toundra sous forme de buttes gazonnées, de grandes fentes en coin effilées et aiguës et de congélifluxions avec des plications bien caractéristiques. Les niches de dénudation sont communes ainsi que les vallées à l'asymétrie stable du type chaud.

Les vallées sèches sont souvent de grandes formes étroitement liées avec de larges baies qui marquent la récession des versants d'interfleuves. Un grand nombre de ces formes se montrent communément sur les surfaces des aplanissements en qualité d'aplanissements de versants bien développés. La présence de ces vallées et de niches sur les versants de tous les groupes d'interfleuves prouve la vitalité du développement du relief dénudé dans les périodes de la morphogénèse périglaciaire (37).

Les vallées plus étendues étaient des terrains d'accumulation périglaciaire accrue qui se manifeste dans l'aspect actuel du relief sous forme de terrasses aux traits d'équiplanation.

Domaine d'intensif modelage périglaciaire du relief de dénudation prépléistocène développé sur une structure faillée jeune. Prépondérance de la morphogénèse spécifique à la zone détritique (V)

A certains égards, ce domaine rappelle le domaine décrit précédemment. Les ressemblances se rapportent avant tout au style général du relief périglaciaire qui se développait sur la base du plus ancien relief prépléistocène de dénudation. Les différences résultaient en premier lieu des hauteurs absolues plus importantes ici ainsi que d'une grande diversité pétrographique et tectonique.

Les Sudètes vu leur grande altitude, possédaient dans le Pléistocène des zones climatiques différenciées auxquelles correspondait la différenciation de la morphogénèse. Les régions les plus hautes, au-dessus de 1200 m ont été le terrain où paraissaient des glaciers de petite dimension et où s'exerçait l'action de la nivation. Les autres terrains se trouvaient à la portée du milieu périglaciaire.

En dehors des plus basses parties, principalement de l'avant-pays, tous les Sudètes étaient embrassés par la zone détritique. Ce que prouvent les formations sous l'aspect des champs de pierres et de gros détritits altérés, fréquents dans toute la région. Sur les surfaces plates de la crête des monts de Karkonosze, les sols structuraux se sont développés. Cependant les versants étaient le domaine des mouvements

des masses libres sous forme de coulées de pierres, de champs de pierres et de couvertures détritiques. Dans les conditions de ce changement plus fort du climat périglaciaire, s'accomplissait une intense altération dont témoignent les blocs de roches, les petits chicots pittoresques et probablement les formes singulières à l'aspect de „marmites” connues dans la littérature sous le nom populaire de „marmites d'offrande” (35).

D'après Büdel (4) les champs de pierres de Karkonosze sont vivaces au-dessus de 1300 mètres, au dessous ils sont fossiles. Au sujet des terres structurales il existe également des opinions contradictoires. Büdel (4), Dücker (13) et Walczak (64), les considèrent comme actuelles. Cependant selon Gellert et Schüller (26) et dernièrement Kunský et Záruba (42) la formation des sols structuraux a eu lieu dans le Pléistocène.

Les formes de coteaux nettement dessinées à versants raides sont caractéristiques pour la région des Sudètes. A ce qu'il semble c'est avant tout la conséquence des traits morphogénétiques de la zone détritique. Les blocs et les gros détritits rocheux fournis en abondance par une intense gélivation étaient en grande partie évacués par des mouvements de gravitation. En connexion avec les traits essentiels de la zone détritique, ce terrain était le domaine d'un ruissellement intense qui évacuait les menus matériaux altérés. Le manque de ces matériaux, particulièrement à fraction pulvérulente a empêché la congélifluxion liée. Il manquait donc l'élément qui influait d'une manière décisive sur l'adoucissement des formes du versant.

Il semble que dans ce domaine un rôle important ait été joué par les petites formes du type de ravin de gélivation qui sont l'illustration évidente des conséquences géomorphologiques résultant de la coopération de l'altération et de la congélifluxion. Ces formes expliquent directement la subsistance des versants raides dans la masse rocheuse au cours de la destruction. Elles jouent aussi probablement dans les roches coherantes et dans les conditions de la zone détritique un rôle semblable à celui que remplissent les niches de corrasion dans la zone de toundra. Elles sont notamment la cause directe de la récession du versant et de la destruction des terrains d'interfleuves coupés en groupes et en petites roches résiduelles isolées. On ne les a remarquées que dernièrement dans les Monts Stołowe et les Monts Kaczawskie.

Déjà Büdel (4) a pris en considération les aplanissements formés par suite de la dénudation périglaciaire dans la vallée de Łomnica près de Karpacz. Les aplanissements de versants du type d'altiplanation appartiennent à la catégorie des formes propres à cette espèce

de milieu périglaciaire dans lequel a été modelé le relief des Sudètes. Sur l'avant-pays des Sudètes apparaissent déjà les formations qui indiquent la seconde zone périglaciaire. La morphogenèse propre à cette zone façonnait le relief des terrains situés plus bas. On rencontre ici des dépôts avec la prépondérance des matériaux pulvérulents. Ce sont souvent des formations stratifiées apparaissant rythmiquement. L'inclinaison des couches conforme à la direction d'inclinaison des versants montre l'activité des processus de versants. Le caractère des structures rencontrées prouve une participation remarquable de la congélifluxion liée. La limite supérieure de ces formations trace la limite inférieure de la zone détritique. Les opinions concernant le sens climatique de la limite de ce genre de dépôts (6) sont connues. Le type des structures périglaciaires et de l'asymétrie des vallées qu'on y rencontre présente de nouvelles preuves de la zone de toundra.

Il en résulte que la nature du relief de l'avant-pays des Sudètes est pareille à la nature du relief du domaine qu'on a décrit précédemment. Les îlots des coteaux ayant des traits propres à la zone détritique et parsemés dans cette région présentent une extrême variété. Par exemple Sobótka, Ostrzyca et Grodziec en font partie. Dans cette même région apparaissent aussi les résidus du relief glaciaire d'accumulation. On peut en désigner des exemples aux environs de Złotorya, Otmuchów et Paczków.

Domaine du modelage périglaciaire du relief prépléistocène fortement développé sur la jeune structure plissée. Participation remarquable de la morphogenèse propre à la zone détritique (VI)

Les chaos rocheux, les champs de pierres et les couvertures de débris d'argiles, de poussières et les loess sont les faits périglaciaires les plus caractéristiques sur le terrain des Carpates. Ici, comme dans les Sudètes, on peut constater sur ces données la différenciation du milieu périglaciaire pléistocène en zone détritique dans le haut et en zone de la toundra — dans le bas.

Ce qui est caractéristique pour les Carpates, c'est le manque de structures périglaciaires — les structures de congélifluxion exceptées. Ceci résulte d'un très intense mouvement des masses qui, dans la zone supérieure, était représenté par la migration des cailloux et le ruisellement. Cependant, sur les terrains situés plus bas, dominait la congélifluxion liée et les éboulis ordonnés. Le lessivage des matériaux les plus fins des parties supérieures augmentait les mouvements liés des masses.

Comme il résulte des études préliminaires des dépôts de versants, stratifiés rythmiquement, la limite supérieure de ces dépôts possède d'intéressants traits géomorphologiques. Ces formations apparaissent habituellement sur les périphéries des aplanissements de versants (fig. 2). Par contre, souvent les dépôts de versants passent vers le bas sans fléchissement en terrasses ou en fonds de vallées. Il se peut que ces deux différents types d'aplanissements indiquent une régulière convergence avec la disposition dans les zones différenciées de la morphogénèse périglaciaire des dépôts caractéristiques.

On connaît très peu jusqu'à présent le relief des terrains d'interfleuves des Carpates. Pourtant tout le monde sait que cette région était le domaine de la dénudation avancée du Miocène tardif et du Pliocène. Le climat mi-aride du Pliocène tardif, constaté par Szafer (57) permettrait de croire que dans cette période un puissant processus de pédiplanation s'y est accompli. Jahn a démontré la même chose en ce qui concerne le Plateau de Lublin et Roztocze (37).

En tout cas, ici aussi, les morphogénèses périglaciaires successives tendant à la formation du relief de dénudation se surimposaient sur le relief du même type formé avant le Pléistocène. On peut considérer les petites roches résiduelles, communes dans les Carpates, comme de petites illustrations du style du modelage périglaciaire (photo. 24). Cela concerne en tout cas la zone détritique. Plus bas, surtout dans des plus grandes vallées les versants devenaient plus doux à la suite de l'accumulation périglaciaire de versants du type d'équiplanation.

Les morphogénèses périglaciaires qui se répétaient à maintes reprises, agissaient avec une intensité différente. Vu le caractère des phases périglaciaires respectives la limite entre la zone détritique et celle de la toundra se trouvait à des hauteurs différentes. C'est là qu'il faut chercher l'explication de la disposition compliquée des dépôts périglaciaires d'âge différent et du désordre apparent se manifestant par le voisinage d'éléments du relief qui prouvent le style différent du modelage périglaciaire.

On a spécialement souligné dans l'esquisse présentée de la Pologne périglaciaire les plus jeunes éléments qui se lient avec la période de la dernière glaciation et même avec la partie finale de cette période. Il en faut voir la cause d'une part dans le désir de donner une présentation autant que possible synchronique. De plus, pour la dernière période et ses phases les plus jeunes, les matériaux réels sont les plus nombreux. Sur cette base on peut le plus sûrement tenter de se former une vue spatiale chronologiquement homogène.

Néanmoins dans cette présentation il avait fallu souligner bien des fois l'existence de périodes plus anciennes et de phases périglaciaires. Ces soulignements étaient particulièrement nécessaires pour définir le caractère du relief des régions Sud. Les dépôts et les structures fossiles qu'on connaît des affleurements, ainsi que les formations discernées dans les forages ont fourni certaines données pour pouvoir pousser les considérations dans un passé plus ou moins éloigné. Néanmoins ce n'étaient que des excursions occasionnelles qui faisaient voir l'importance des événements périglaciaires dans le temps plutôt que des conclusions sûres et systématiquement édifiées. Les données se rapportant aux anciens événements périglaciaires sont encore par trop restreintes. Il est très difficile d'enchaîner ces données chronologiquement tant à cause du petit nombre de ces matériaux qu'à cause d'importantes lacunes qui existent dans la paléogéographie de notre Pléistocène.

Comme le système du temps et de l'espace est la base principale des considérations qui viennent d'être émises, la connaissance des périodes périglaciaires respectives est spécialement difficile. Tout dépôt et toute structure ainsi que les événements qu'on peut définir à leur aide, doivent être projetés dans l'espace sur quelque surface définie. Une grande variabilité des événements périglaciaires dans le temps complique la tâche de cette projection dans l'espace. Cette variabilité résulte tant des matériaux géomorphologiques et géologiques que des données paléoclimatiques. Il suffit en ce cas de prendre en considération d'une part l'étagement des dépôts et des structures périglaciaires de la période d'une glaciation (21, 22, 34), d'autre part se rappeler les oscillations climatiques constatées par Szafer (40, 56) sur des bases floristiques même dans la glaciation tardive.

Les faits indiqués prouvent la justesse des opinions exprimées (59, 60) d'après lesquelles les données périglaciaires sont des déterminants beaucoup plus sensibles des changements climatiques que les formes et les dépôts glacigéniques. Cependant on voit que même dans une seule période froide du rang de la glaciation il est quelquefois impossible de présenter dans l'espace les situations synchroniques du milieu périglaciaire. Ceci concerne en premier lieu les limites des extensions. Il est par exemple impossible, comme le fait Büdel (6), de déterminer les limites entre les différentes zones périglaciaires pour toute la période de la glaciation. Durant tout ce temps, comme on le voit d'après l'analyse des matériaux de couverture, de si notables déplacements d'extension avaient lieu que l'on ne peut tenter de les déterminer que pour certaines phases bien définies. La généralisation — pour toute la période glaciaire — permet d'indiquer plutôt la zone

de déplacements ou bien la zone d'interférences des différents domaines climatiques et morphogénétiques.

Si donc même dans le domaine de la plus jeune période froide apparaissent de sérieuses difficultés dans la construction d'un tableau synchronique spatial, que dire des périodes plus anciennes? Les problèmes périglaciaires en Pologne, comme d'ailleurs dans d'autres pays, exigent encore beaucoup d'études, un nombre plus considérable de matériaux et le développement des méthodes de recherches.

Traduction de S. Lazarowa

Bibliographie

1. Baraniecki, L. — Goloborza Ostrzycy i Sobótki (Champs de pierres d'Ostrzyca et de Sobótka). *Czas. Geogr.*, t. 21/22, 1950/51.
2. Boyé, M. — Glaciaire et périglaciaire de l'Ata Sund Nord-oriental, Groenland. *Expéd. Polaires Franç.*, 1, Paris 1950.
3. Boyé, M. — Gélivation et cryoturbation dans le Massif du Mont-Perdu (Pyrénées Centrales). *Pirenaos*, nr 23, vol. 8, Inst. Est. Pirenaicos, Zaragoza 1952.
4. Büdel, J. — Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropas. *Pet. Geogr. Mitt.*, Ergzh. 229, 1937.
5. Büdel, J. — Die klima-morphologischen Zonen der Polarländer. Beiträge zur Geomorphologie der Klimazonen und Vorzeitklimata. *Erdkunde*, Bd. 2, 1948.
6. Büdel, J. — Die Klimazonen des Eiszeitalter. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, Bd. 1, 1951.
7. Cailleux, A. — Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. *Mém. Soc. Géol. France*, N. Sér., t. 21, mém. 46, 1942.
8. Cailleux, A. — Etude de cryopédologie. *Centre Doc. Univ. Sorbonne*, Paris 1948.
9. Chumskij, P. A. — Osnovy strukturnogo ledovedeniya (Principes de l'étude structurale de gel). Moskva 1955.
10. Czarnocki, J. — Geologia regionu łysogórskiego w związku z zagadnieniem złoża rud żelaza w Rudkach (summary: Geology of the Łysa Góra region, Święty Krzyż Mountains, in connection with the problem of iron ores at Rudki). *Prace Państw. Inst. Geol.*, nr 1, 1950.
11. Dewers, F. — Probleme der Flugsandbildung in Nordwestdeutschland. *Naturw. Verein Bremen*, Abh. 29, Bremen 1934—35.
12. Drzewicka, I. — Zagadnienie form i klasyfikacji graniaków wiatrowych (Problème des formes et de la classification des cailloux à facettes éoliens). *Czas. Geogr.*, t. 21/22, 1950/51.
13. Dücker, A. — Über Strukturböden im Riesengebirge. Ein Beitrag zum Bodenfrost- und Lössproblem. *Ztschr. D. Geol. Ges.*, Bd. 89, 1937.
14. Dücker, A. — Die Periglazial-Erscheinungen im holsteinischen Pleistozän. *Gött. Geogr. Abhandl.*, H. 16, 1953.
15. Dylik, J. — Some periglacial structures in Pleistocene deposits of Middle Poland. *Bull. Soc. Sci. et Lettr. de Łódź*, vol. 3, nr 2, Łódź 1951.
16. Dylik, J. — The loess-like formations and wind-worn stones in Middle Poland. *Bull. Soc. Sci. et Lettr. de Łódź*, vol. 3, nr 3, Łódź 1951.

17. Dylik, J. — The concept of the periglacial cycle in Middle Poland. *Bull. Soc. Sci. et Lettr. de Łódź*, vol. 3, nr 5, Łódź 1952.
18. Dylik, J. — Premières notions sur les formations de couverture dans la Pologne Centrale. *Bull. Soc. Sci. et Lettr. de Łódź*, vol. 4, nr 1, Łódź 1953.
19. Dylik, J. — Zagadnienie powierzchni zrównań i prawa rozwoju rzeźby subaeralnej (résumé: Le problème des surfaces d'aplanissement et les lois de développement du relief subaéral). *Czas. Geogr.*, t. 25, 1954.
20. Dylik, J. — The problem of the origin of loess in Poland. *Biuletyn Peryglacialny*, nr 1, 1954.
21. Dylik, J. — Rhythmically stratified periglacial slope deposits. *Biuletyn Peryglacialny*, nr 2, 1955.
22. Dylik, J. — The periglacial structures at Tarzymiechy and their significance for the morphogeny and stratigraphy of the Quaternary. *Biuletyn Peryglacialny*, nr 3, 1956.
23. Dylik, J., Klatka, T. — Recherches microscopiques sur la désintégration périglaciaire. *Bull. Soc. Sci. et Lettr. de Łódź*, vol. 3, nr 4, Łódź 1952.
24. Dylikowa, A. — Kliny zmarzlinowe w Sławęcinie (summary: The ice-wedges at Sławęcin). *Biuletyn Peryglacialny*, nr 3, 1956.
25. Edelman, C. H. — Les limons et sables de couverture des Pays-Bas. En: La géologie des terrains récents dans l'ouest de l'Europe. *Ses. Extr. Soc. Belges Géol.*, 1947.
26. Gellert, I., Schüller, A. — Eiszeitböden im Riesengebirge. *Ztschr. D. Geol. Ges.*, Bd. 81, 1929.
27. Gołąb, J. — Rockslides and flows and their meaning for the tectonics of the flysch of Podhale. *Bull. Soc. Sci. et Lettr. de Łódź*, vol. 5, nr 1, Łódź 1954.
28. Grigorev, A. — Subarctica. Opyt kharakteristiki osnovnykh tipov fiziko-geograficheskoy sredy (Subarctique. Essai d'une caractéristique des types fondamentaux du milieu physico-géographique). Akad. Nauk SSSR, Moskva—Leningrad 1946.
29. Guillien, Y. — Les grèzes litées de Charente. *Rev. Géogr. Pyrénées et S-O.*, t. 22, 1951.
30. Guilcher, A., Tricart, J. — La XXXVI^e Excursion Géographique Interuniversitaire, Champagne et Lorraine. *Ann. Géogr.*, no 335, 1954.
31. Halicki, B. — Remarques sur l'importance des processus périglaciaires pour les études de la morphogenèse des Carpathes. *Biuletyn Peryglacialny*, nr 2, 1955.
32. Jahn, A. — Gleby strukturalne w polskiej części Tatr (Polygonal soils in the Tatra Mts.). *Przeł. Geogr.*, t. 22, 1948.
33. Jahn, A. — Less, jego pochodzenie i związek z klimatem epoki lodowej (summary: Loess, its origin and connection with climate of the glacial epoch). *Acta Geol. Polonica*, vol. 1, 1950.
34. Jahn, A. — Zjawiska krioturbacyjne współczesnej i plejstoceńskiej strefy peryglacialnej (summary: Cryoturbate phenomena of the contemporary and of the Pleistocene periglacial zone). *Acta Geol. Polonica*, vol. 2, 1951.
35. Jahn, A. — Karkonosze — rys morfologiczny (The Karkonosze Mts. — a morphologic study). *Czas. Geogr.* t. 23—24, 1952.
36. Jahn, A. — Materiały do geologii czwartorzędu północnej części arkusza 1 : 300 000 Zamość (summary: Materials to the Quaternary geology of the northern part of the map sheet 1 : 300 000 Zamość). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 66, 1952.
37. Jahn, A. — Wyżyna Lubelska (summary: The Lublin Plateau). *Prace Inst. Geogr. PAN*, 1956.
38. Klatkowa, H. — Utwory stokowe na terasie Kamiennej pod Wąchockiem (résumé:

- Les formations des versants sur la terrasse de Kamienna près de Wąchock). *Biuletyn Peryglacjalny*, nr 2, 1955.
39. Klimaszewski, M. — Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym (Les Carpathes Polonaises d'Ouest au Pléistocène). *Prace Wrocl. Tow. Nauk.*, ser. B nr 7, 1948.
 40. Klimaszewski, M., Szafer, W., Szafran, B., Urbański, J. — Flora dryasowa w Krościenku nad Dunajcem (summary: The dryas flora of Krościenko on the river Dunajec). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 24, 1939.
 41. Klimaszewski, M., Szafer, W. — Plejstocen w Łękach Dolnych koło Tarnowa (summary: The Pleistocen in Łęki Dolne near Tarnów). *Starunia*, nr 19, Kraków 1946.
 42. Kunský, J., Záruba, Q. — Periglaciální strukturní půdy v Krkonoších (summary: The periglacial structural soils in the Giant Mountains). *Sb. Čs. Spol. Zeměp.*, Praha 1950.
 43. Lembke, H. — Die Periglazialerscheinungen im Jungmoränengebiet westlich des Oder-Bruchs bei Freienwalde. *Gött. Geogr. Abhandl.*, H. 16, 1954.
 44. Łoziński, W. — Über die mechanische Verwitterung der Sandsteine im gemässigten Klima. *Bull. Int. Acad. Sci. de Cracovie*, Cl. Sci. Mathem. et Nat., nr 1, Kraków 1909.
 45. Łoziński, W. — Die periglaziale Fazies der mechanischen Verwitterung. *C. R. XI Int. Géol. Congr. Stockholm 1910*, Stockholm 1912.
 46. Malicki, A. — Geneza i rozmieszczenie loessów w środkowej i wschodniej Polsce (summary: The origin and distribution of loess in central and eastern Poland). *Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska*, sectio B, vol. 4, 1950.
 47. Maréchal, R., Maarleveld, G. — L'extension des phénomènes périglaciaires en Belgique et aux Pays-Bas. *Medd. Geol. Sticht.*, N. ser., no 8, Haarlem 1955.
 48. Olchowik-Kolasińska, J. — Struktury kongeliflukcyjne w okolicach Łodzi (summary: Congeliflual structures in the region of Łódź). *Biuletyn Peryglacjalny*, nr 2, 1955.
 49. Paterson, T. T. — The effects of frost action and solifluction around Baffin Bay and in the Cambridge district. *Quat. Jour. Geol. Soc. London*, vol. 96, 1940.
 50. Pierzchałko, Ł. — Gleby kopalne w lessie okolic Bodzechowa (summary: Fossil soils in the region of Bodzechów). *Biuletyn Peryglacjalny*, nr 1, 1954.
 51. Poser, H. — Boden- und Klimaverhältnisse in Mittel- und Westeuropa während der Würmeiszeit. *Erdkunde*, Bd. 2, 1948.
 52. Pożaryski, W. — Plejstocen w przełomie Wisły przez Wyżyny Południowe (summary: The Pleistocene in the Vistula gap across the Southern Uplands). *Prace Inst. Geol.*, t. 9, 1953.
 53. Rokicki, J. — Lessy i utwory pyłowe Wzgórz Trzebnickich (summary: Loess and pelitic deposits of Trzebnica Hills). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 65, 1952.
 54. Sawicki, L. — Warunki klimatyczne akumulacji lessu młodszego w świetle wyników badań stratygraficznych stanowiska paleolitycznego lessowego na Zwierzyńcu w Krakowie (résumé: Les conditions climatiques de la période de l'accumulation du loess supérieur aux environs de Cracovie). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 66, 1952.
 55. Schott, C. — Die Blockmeere in den deutschen Mittelgebirgen. *Forsch. z. dtisch. Landes- u. Volkskunde*, 29, Stuttgart 1931.
 56. Szafer, W. — Schyłek plejstocenu w Polsce (summary: Decline of the Pleistocene in Poland). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 65, 1952.

57. Szafer, W. — Pliocenińska flora okolic Czorsztyna i jej stosunek do plejstocenu (summary: Pliocene of the environment of Czorsztyn and its relation to Pleistocene). *Prace Inst. Geol.*, t. 11, 1954.
58. Tricart, J. — La partie Orientale du Bassin de Paris. Etude morphologique, t. 2 — L'évolution morphologique Quaternaire. Paris 1952.
59. Tricart, J. — Accumulation glaciaire, fluvioglaciaire et périglaciaire l'exemple de la Durance. *Actes du IV Congrès de l'Assoc. Intern. pour l'Etude du Quaternaire (INQUA)*, Rome-Pise 1953.
60. Tricart, J. — Les actions périglaciaires du Quaternaire récent dans les Alpes du Sud. *Actes du IV Congrès de l'Assoc. Intern. pour l'Etude du Quaternaire (INQUA)*, Rome-Pise 1953.
61. Tricart, J. — Le modelé des pays froids, fasc. 1: Le modelé périglaciaire. *Cours de géomorphologie*, 2^e partie, fasc. I, CDU, Paris.
62. Troll, C. — Strukturboden, Solifluktion und Frostklima der Erde. *Geol. Rundschau* (Dil. — Geol. u. Klimaheft), Bd. 34, 1944.
63. Walczak, W. — Wietrzenie piaskowców w Gorgańskich rumowiskach skalnych (summary: Weathering of sandstone in the rock debris of Gorgany). *Czas. Geogr.*, t. 18, 1947.
64. Walczak, W. — Gleby strukturalne w Karkonoszach (summary: Structural soils in the Karkonosze). *Przegl. Geogr.*, t. 21, 1948.



phot. de L. Pierzchalko, 1955

Phot. 1. Żółkiewka à l'Est de Krasnystaw. Sables à litage périodique visibles dans le versant de la vallée sèche



phot. de J. Dylík, 1953

Phot. 2. Koprzywnica au Sud de Sandomierz. Affleurement dans le loess



phot. de A. Dylkowa, 1955

Phot. 3. Bassin de Żywiec (Carpates). Dépôts de versant rythmiquement stratifiés



phot. de J. Dylík, 1953

Phot. 4. Monts de la Ste Crois. Champ de pierres de Szczytniak



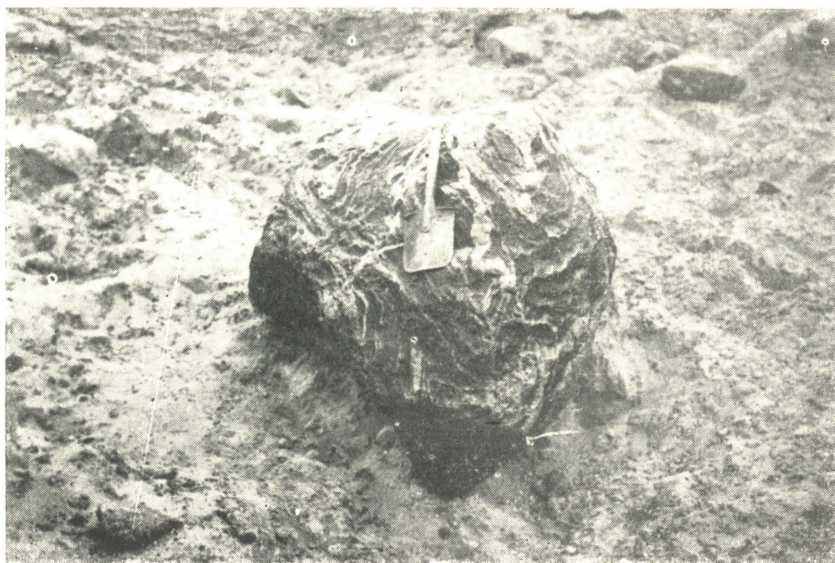
phot. de L. Pierzchałko, 1955

Phot. 5. Wojcieszów. Champ de pierres mort dans les monts Kaczawskie (Sudètes)



phot. de L. Pierzchałko, 1953

Phot. 6. Coteaux de Końskie, environs de Szydłowiec. Exemple de l'éolisation des cailloux dans le champ de pierres



phot. de J. Dylík, 1951

Phot. 7. Coteaux de Dylewo, Poméranie. Eologlyptolithe



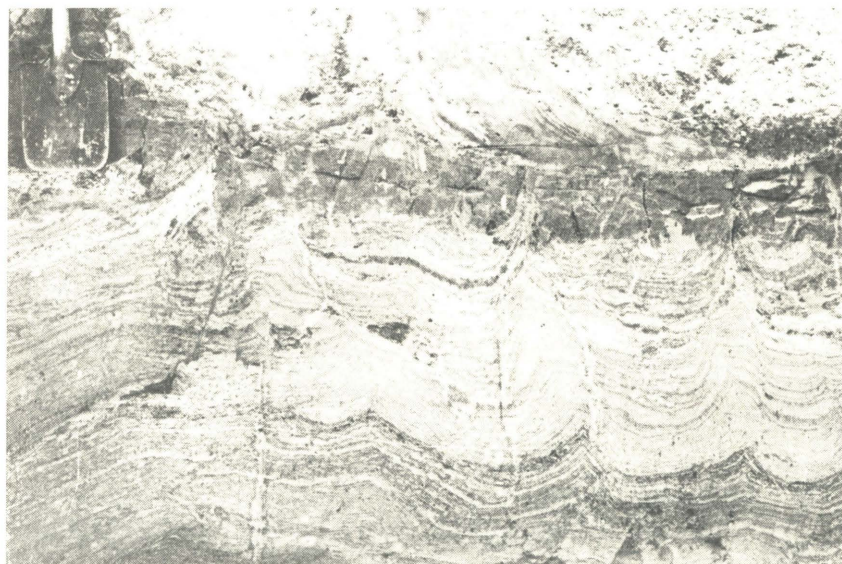
phot. de J. Dylík, 1953

Phot. 8. Cydzyń près de Łomża. Involutions libres dans le plan



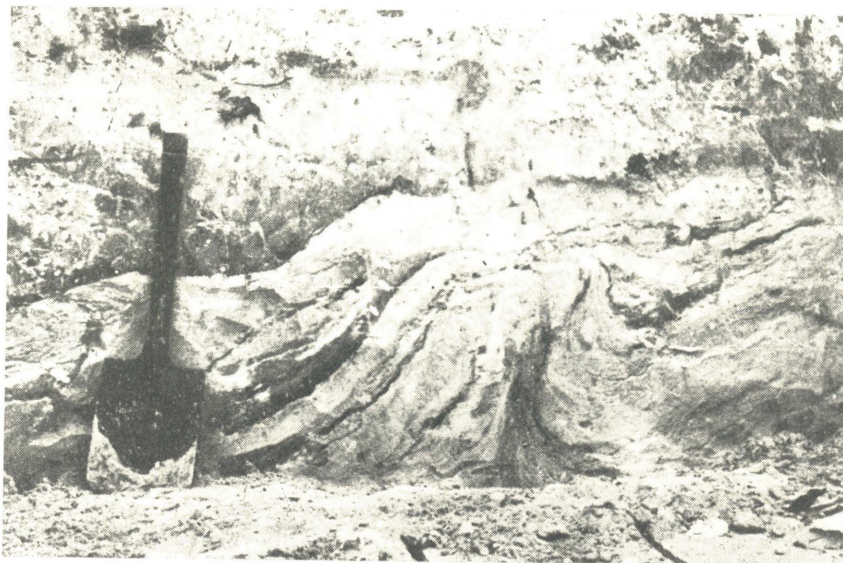
phot. de J. Dylak, 1949

Phot. 9. Ściborów près de Łódź. Involutions libres



phot. de J. Dylak, 1950

Phot. 10. Karsznice près de Łódź. Involutions liées dans les argiles à varves



phot. de L. Pierzchalco, 1955

Phot. 11. Anielin près de Łódź. Butte gazonnée



phot. de J. Dylak, 1949

Phot. 12. Kurzeszyn près de Rawa Mazowiecka. Butte gazonnée



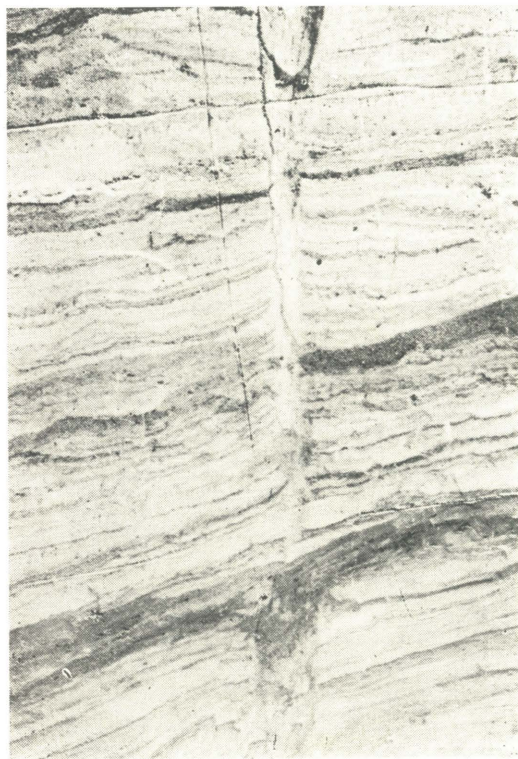
phot. de J. Dylak, 1955

Phot. 13. Opatów près de Sandomierz. Butte gazonnée fossile



phot. de L. Pierzchałko, 1954

Phot. 14. Stryków près de Łódź. Fragment de la structure de congéfluxion



phot. de J. Dylík 1955

Phot. 15 — 16. Krężnica au SW de Lublin. Sables à litage périodique



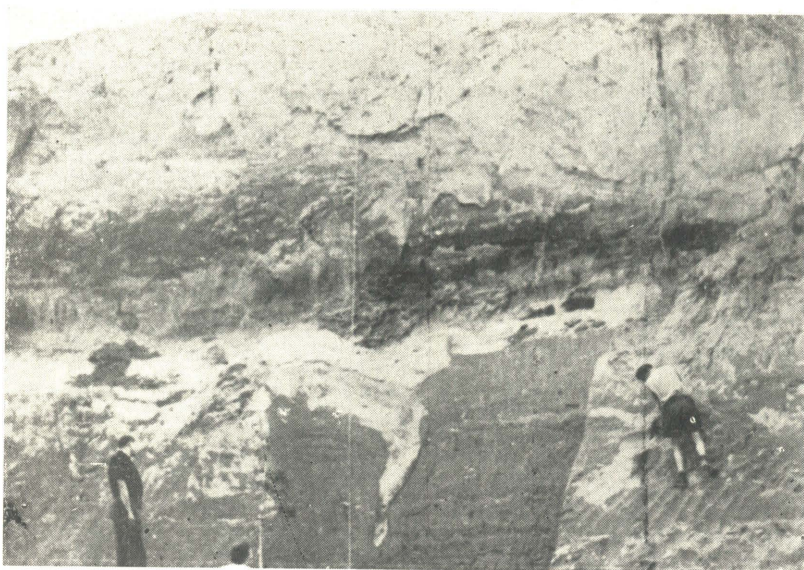
phot. de L. Pierzchalko, 1953

Phot. 17. Gostchorza au Sud de Siedice. Fente en coin



phot. de J. Dylak 1953

Phot. 18. Bialystok. Fente en coin



phot. de J. Dylak, 1952

Phot. 19. Topola au NE de Cracovie. Fente en coin fossile



phot. de J. Dylak, 1953

Phot. 20. Pogorzel, environs de Mińsk Mazowiecki. Fentes en coin dans la butte résiduelle



phot. de L. Pierzchalke, 1949

Phot. 21. Swoboda, au NE de Kalisz. Butte résiduelle



phot. de J. Dylak, 1953

Phot. 22. Brzeziny, environs de Łódź. Relief de dénudation



phot. de J. Dylík, 1955

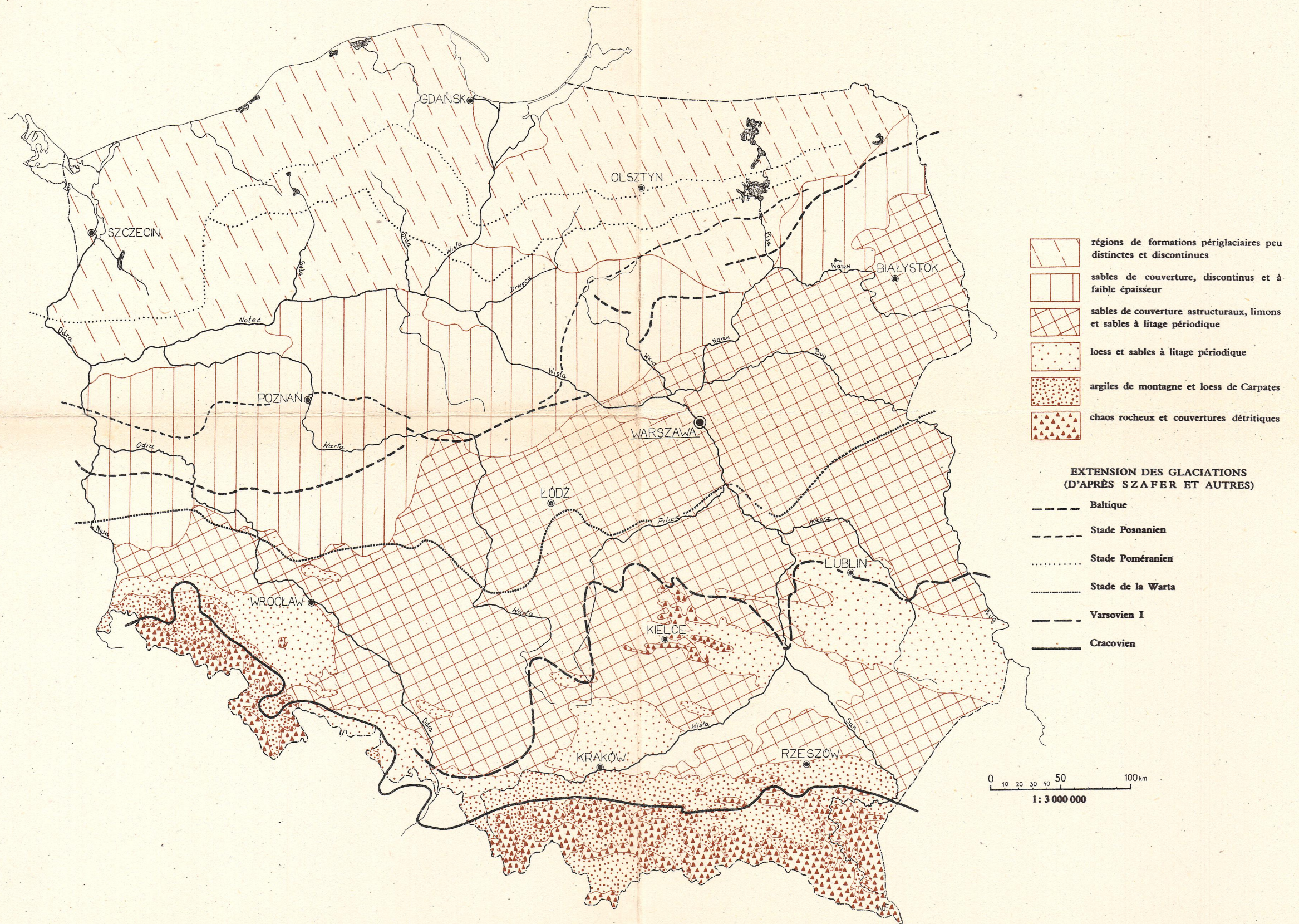
Phot. 23. Monts Stolowe (Sudètes). Forme pléistocène du type de ravin de gélivation

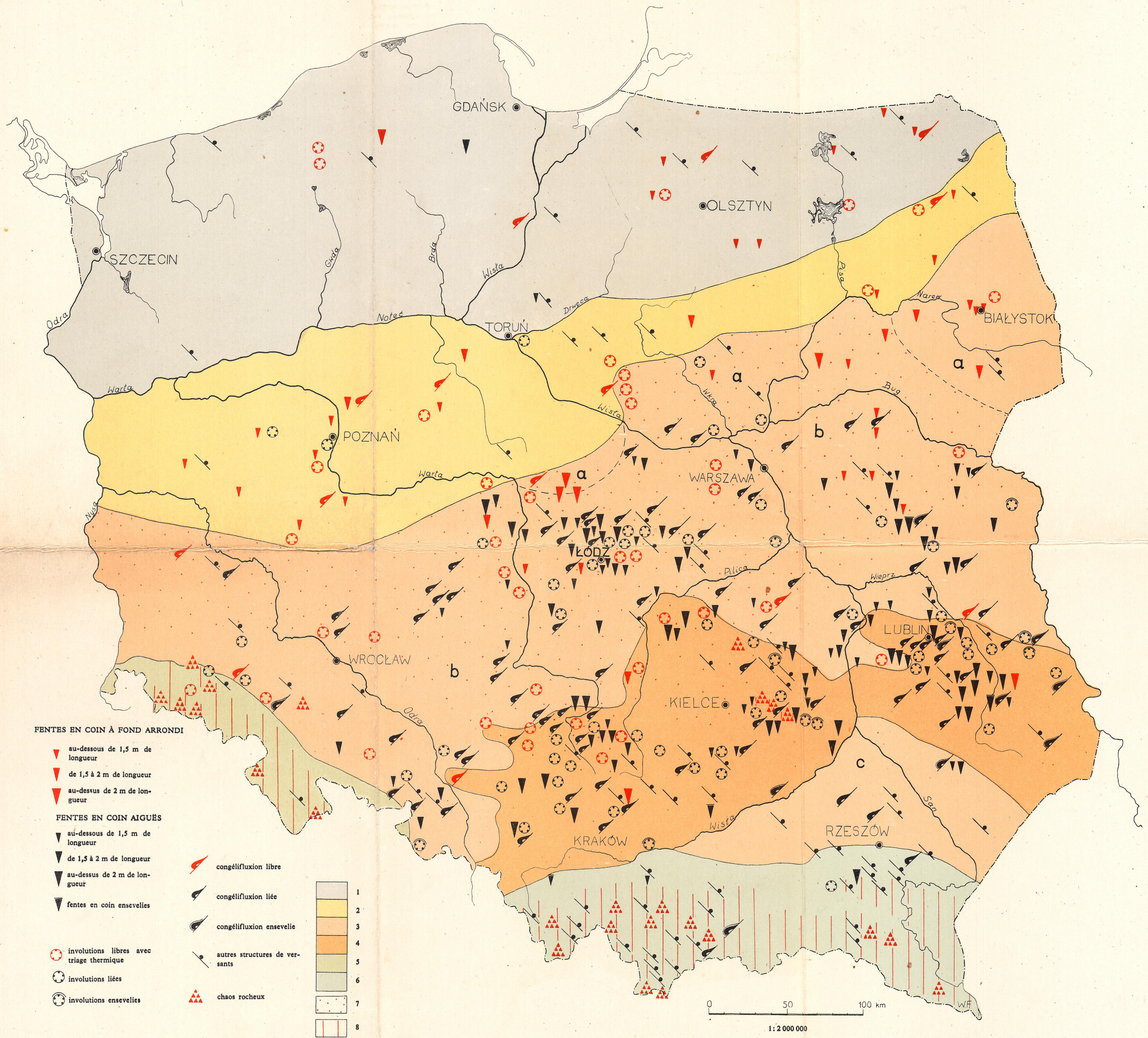


phot. de L. Pierzchałko, 1954

Phot. 24. Odrzywól près de Krosno. Rochers résiduels d'altération

Carte 1. DÉPÔTS PÉRIGLACIAIRES DU PLÉISTOCÈNE EN POLOGNE





1. domaine de la morphogénèse glaciaire avec traces du milieu périglaciaire (I); 2. domaine glaciaire avec une retouche périglaciaire (II); 3. domaine périglaciaire au relief de dénudation développé dans des formations de l'accumulation glaciaire (III); 4. domaine de la morphogénèse périglaciaire avec le relief prépléistocène de dénudation qui a été dégagé (IV); 5. domaine d'intensif modelage périglaciaire du relief de dénudation prépléistocène développé sur une structure faillée plus jeune (V); 6. domaine du modelage périglaciaire du relief prépléistocène fortement développé sur la jeune structure plissée (VI); 7. région de l'interférence de la zone de gélivation et de la zone de la toundra; 8. zone de gélivation dans les montagnes