

*Jan Stanislaw Goździk*

*Lódz*

## FAUCHAGE DES FENTES EN COIN DÙ AUX MOUVEMENTS DE MASSES SUR DES PENTES DOUCES

### Abstract

On sloping surfaces (more than  $1^\circ$ ) in the Łódz region some frost wedges often show a distinct inclination down-slope. In these structures two parts may be readily discerned: the lower one almost vertical and the upper one bent due to the congelifluxion down-movement. Deflection line in lower limit of the zone involved displaced the material whose thickness is in general 1.5 m. The gradient of the frost fissure inclination indicates value of the material movement down the slope. On the slope of  $1^\circ$  the maximal value of the material downcreep (1.7 m) was recorded. This small, though well pronounced displacement, did not obliterate the original structure of the deposit.

Les études de la répartition topographique des structures périglaciaires, menées par l'auteur dans la région de Łódz (Goździk 1964) ont permis de constater que les fentes de gel sont rares aux versants de pente supérieure à  $5^\circ$ . Celles qu'on y rencontre révèlent des traces distinctes de tronquement par les processus de dénudation. En plus, ces fentes réduites sont, le plus souvent, penchées au sens de la pente, ce qui est dû à l'action de la solifluxion. Le phénomène de l'inclinaison s'observait alors même aux versants de pente plus douce que  $5^\circ$ . Les faits observés ont été pourtant insuffisants afin qu'ils rendent possible la définition de la nature de ces déformations. Il a fallu des observations nouvelles pour l'éclaircir. C'est qui a été un des buts des recherches menées en 1964—65.

Ces nouvelles observations proviennent avant tout du nouveau quartier Łódz—Teofilów, où les travaux de l'aménagement du terrain ont mis à jour la structure du sol dans de nombreuses tranchées, et partiellement aussi de la tranchée de la conduite d'eau Tomaszów—Łódz.

### LES TRACES DE MOUVEMENT DE MASSE AUX VERSANTS DE PENTE DOUCE

Aux interfluves plans de la région de Łódz et, en premier lieu, aux terrasses planes de la Miazga à Zielona Góra et Bedoń des fentes de gel ont été observées dont les plans de symétrie moyenne<sup>1</sup> sont soit verticaux,

<sup>1</sup> Par la notion du *plan de symétrie moyenne* l'auteur entend le plan abstrait qui divise la fente de gel en deux parties égales et se trouve à la même distance de deux parois de la fente à peu près.

soit très proches de la verticale. Au contraire, aux surfaces faiblement inclinées, de pente douce, ils s'écartent considérablement de la verticale au sens de la pente. C'est la coupe de Bedoń, située dans la tranchée de la conduite d'eau Tomaszów—Łódź (fig. 1), qui nous illustre la relation nette entre la pente du terrain et l'écart du plan de symétrie moyenne des fentes de gel de la verticale. La tranchée y parcourt la deuxième (au-dessus du fond de vallée) terrasse plane et son talus descendant vers la première terrasse. Les fentes de gel liées à la surface horizontale de la deuxième terrasse ont des plans de symétrie moyenne presque verticaux, tandis que celles situées sur le talus à pente de  $3,5^\circ$  environ s'écartent nettement de la verticale au sens de la pente.

Le caractère du phénomène de l'inclinaison des fentes de gel a pu être examiné plus en détail à Łódź—Teofilów le long de deux tranchées presque parallèles, près de la rue Aleksandrowska (fig. 2). La tranchée de la conduite d'eau de 240 m de long a mis à découvert 8 fentes de gel et plusieurs fissures étroites. Les plans de symétrie moyenne des fentes (tabl. I) se sont orientées presque perpendiculairement à la pente maximale du terrain qui est ici presque de  $1^\circ$ . Aux parois de la tranchée toutes ces structures de gel sont sensiblement inclinées vers le bas du versant. Pourtant ce ne sont pas les structures entières qui sont inclinées mais leurs parties supérieures seulement. Les parties basses sont toujours presque exactement verticales. Les exemples de telles structures sont présentés sur la fig. 3 et les photos 1 et 2.

Il est un fait connu que les fentes de contraction dues au gel parcourent, en règle, perpendiculairement aux surfaces izothermiques, donc perpendiculairement ou presque à la surface du sol. C'est pourquoi la position verticale des fentes formées sur des surfaces horizontales du terrain est bien naturelle. Cela concerne aussi les fentes développées aux versants doux qui, à leurs débuts, ont dû être pratiquement verticales. A présent ce sont les parties inférieures des fentes qui en témoignent en ne s'écartant de la verticale que de  $5^\circ$  tout au plus. Les parties supérieures, observées en coupe, s'écartent de la verticale même de  $28^\circ$  à  $50^\circ$ . D'où la conclusion que leur position primitive, presque verticale, a été changée plus tard. Le fait que cette inclinaison est toujours conforme à la pente prouve qu'elle est due au déplacement du matériel rocheux le long de la pente. Les fentes de gel y ont joué le rôle des appareils-enregistreurs de l'importance du déplacement.

Les fentes de gel comme les appareils-enregistreurs du mouvement jouent un second rôle important dans l'estimation de la profondeur atteinte par ce mouvement. Comme la longueur de la grande majorité des fentes déformées par le mouvement de masse dépassait les limites de la

zone du mouvement, on peut observer aussi bien des sections des fentes inclinées grâce aux mouvements de masse, que ceux conservant leur position initiale. Par la jonction des bases des sections inclinées dans la coupe 2 on a pu évaluer la profondeur de la zone de mouvements de masse. Les valeurs de cette profondeur pour les fentes particulières ont été présentées en détail dans le tabl. I. Comme la surface de repère pour les mesures de la profondeur du mouvement a servi non pas la surface actuelle du terrain mais celle marquée par l'horizon de cailloux — c'est-à-dire celle à partir de laquelle, au Würm, les fentes de gel se formaient. Les mesures ont donné une profondeur de 1,1 à 1,6 m. Les valeurs pareilles ont été trouvées aussi dans d'autres coupes de Łódź—Teofilów, comme d'ailleurs à Cieśzanowice près de Gorzkowice et dans les coupes le long de la conduite d'eau Tomaszów—Łódź.

Tableau I

Les valeurs numériques caractérisant les fentes de gel observées au versant le long de la rue Aleksandrowska à Łódź (la pente est ici de  $1^\circ$ ; l'azimuth du versant —  $250^\circ$ )

azimuth des fentes	écart des fentes de la verticale vers W	profondeur atteinte par la partie penchée de la fente	la valeur du vecteur maximal du déplacement de la fente
345°	50°	1,2 m	1,5 m
330°	45°	1,2 m	1,2 m
345°	40°	1,5 m	1,4 m
350°	40°	1,3 m	1,2 m
345°	53°	1,6 m	1,7 m
350°	32°	1,4 m	1,2 m
345°	35°	1,1 m	1,0 m
350°	32°	1,5 m	1,2 m

La fonction des fentes de gel comme des enregistreurs du mouvement de masse ne se limite pas à nous indiquer la profondeur de la zone atteinte par le mouvement. En plus, elle nous permet d'évaluer l'importance du déplacement du matériel le long du versant. En tous ces points où le bas des fentes conserve sa position primitive verticale ou presque on peut reconstituer la position primitive des fentes tout en prolongeant cette direction vers la surface du sol. Les écarts des parties supérieures de la fente de la ligne ainsi tracée nous démontrent la valeur du déplacement du matériel rocheux. Il est évident que plus la fente inclinée, plus grande est la valeur du déplacement. Les valeurs du tabl. I indiquent que l'inclinaison des plans de symétrie moyenne n'est pas toujours la même, bien que les différences entre les valeurs citées soient faibles. On n'a pas réussi à expli-

quer les causes des différences en inclinaison de diverses fentes au même versant. Si l'on considère les valeurs moyennes des écarts des plans de symétrie moyenne de la verticale dans les fentes situées aux différents versants, on peut remarquer que ces valeurs diminuent au fur et à mesure que la pente du terrain faiblit (tabl. I, II).

Tableau II

Les valeurs de l'écarts des fentes de gel de la verticale provenant des coupes situées le long de la rue Traktorowa (coupe I) et de la rue Parcelacyjna (coupe II) à Łódź.  
(L'inclinaison du terrain vers le Sud est de 0,5°)

coupe I	6°, 8°, 15°, 4°, 12°, 0°, 17°, 13°, -3°, 0°
coupe II	7°, 8°, 15°, 0°, 21°

L'écart de chaque partie de la fente de gel inclinée par rapport à la ligne indiquant sa position primitive définit les vecteurs de déplacement de la masse rocheuse en un point donné. La valeur des vecteurs, étant égale à zéro en bas de la fente conservé *in situ*, grandit progressivement vers le haut. On n'observe pas de passages brusques entre les valeurs successives de ces vecteurs, ce qui reste en rapport avec la continuité de la déformation des fentes. Cela nous prouve qu'au cours du mouvement du matériel il n'y avait pas de surfaces de discordance fonctionnant à la fois comme les surfaces de glissement.

Les vecteurs du déplacement du matériel au voisinage de la surface fossile marquée par l'horizon de cailloux atteignent, dans le profil 2, les valeurs de 1,0 à 1,7 m. Ce sont à la fois les valeurs maximales, car plus bas elles diminuent afin de tomber à 0 à la profondeur de 1,5 m environ. Mais l'accroissement des vecteurs ne se fait pas de la façon uniforme. Au contraire, on observe de certaines bandes où l'accroissement des vecteurs du déplacement est plus grand qu'aux bandes voisines. En règle générale c'est en bas de la zone soumise au mouvement en masse où il y a des bandes au plus grand l'accroissement des vecteurs (fig. 3).

Il faut remarquer que dans les matériaux rocheux déplacés vers le bas du versant aussi loin que 1,7 m il n'y a pas d'effacement plus important de la structure primaire. En coupe (fig. 2) on voit que les fentes de gel entament les sables glacifluviaux moyens et grossiers (fig. 5) à la stratification soit entrecroisée, soit oblique (fig. 3 et 4). A l'oeil nu on n'a pu remarquer aucune différence de structure entre la zone soumise au mouvement et le matériel situé plus bas. Mais la contradiction entre la valeur du déplacement considérable et le fait de la conservation de la structure pratiquement primaire n'est qu'apparente.

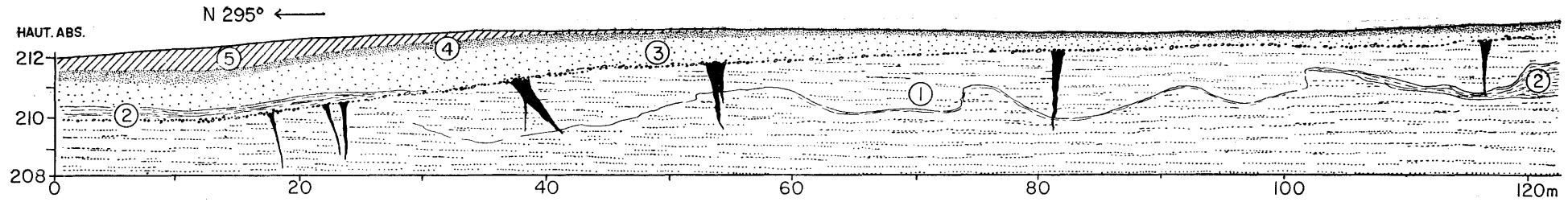


Fig. 1. Bedon. Profil d'un fragment de la deuxième terrasse de la Miazga et du talus la séparant de la première dont la pente est ici de  $5,5^\circ$

1. sables stratifiés fins, moyens et grossiers; 2. limons; 3. sables moyens sans structure; 4. sol; 5. remblai

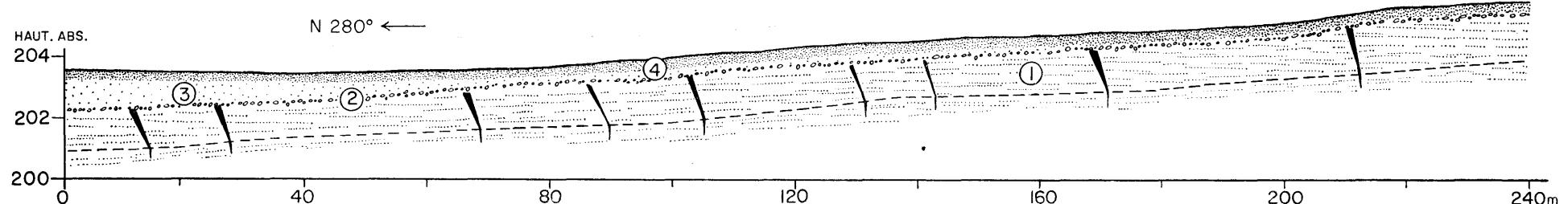


Fig. 2. Łódź, rue Aleksandrowska. Profil du versant de pente de  $1^\circ$

1. sables moyens et grossiers, fluvioglaciaires; 2. cailloutis; 3. sables moyens éoliens du Würm tardif; 4. sol. Les fentes de gel sont marquées en noir. Traits marquent la profondeur de la zone du mouvement en masse

L'effacement de la structure primaire n'est qu'en petit degré la fonction de la valeur absolue du déplacement du matériel vers le bas du versant. L'état de l'effacement dépend principalement de la différence entre les valeurs du déplacement des particules voisines l'une de l'autre.

Prenons en considération le cas où la valeur moyenne de l'écart entre le plan de la symétrie moyenne de la fente et la verticale est de  $45^\circ$  (la coupe 2 n'est qu'un cas exceptionnel où cette chiffre est dépassée, voir tabl. I). Dans ce cas-là on peut établir le triangle rectangle isocèle ABC, dont l'hypoténuse AC correspond à la ligne de la symétrie moyenne de la partie inclinée de la fente et le côté CB marque l'emplacement primitif de la fente et le côté AB est le vecteur du déplacement maximal du matériel. Plaçons maintenant le triangle sur les coordonnées rectilignes (fig. 3c). Les valeurs de l'abscisse correspondent alors aux profondeurs des parties particulières de la fente et les ordonnées — aux valeurs des déplacements horizontaux. A la fois, on peut écrire l'équation suivante pour la droite AC:

$$y=f(x)=x-1,5$$

Par conséquent:

$$\Delta y = f(x + \Delta x) - f(x) = [(x + \Delta x) - 1,5] - (x - 1,5) = \Delta x$$

Il en résulte que, si par exemple la distance entre les centres des deux particules situées l'une au-dessus de l'autre est égale à  $\Delta x = 0,5$  mm, le déplacement relatif de la particule située plus haut  $\Delta y$  sera aussi égal à 0,5 mm donc faible, trop faible pour qu'elle puisse effacer la structure littée primitive du matériel en mouvement. La structure littée a pu se conserver autant mieux que les couches sont à peu près horizontales, c'est-à-dire orientées presque conformément au sens du mouvement.

Le fait de la conservation fidèle des structures stratifiées primitives dans les formations qui, comme il paraît, ont été soumises à un déplacement le long du versant, un déplacement net bien que faible, nous semble avoir de l'importance. Car, il signifie que les dépôts sableux que l'on peut considérer comme des dépôts de congélifluxion (la congélifluxion y était bien le dernier processus affectant ces sables), ont en principe conservé à l'état intact les traits structuraux du milieu sédimentaire précédent, c'est-à-dire glaci-fluvial. Et il faut remarquer qu'à présent on ne connaît aucune autre possibilité de déchiffrement de la genèse congélifluctive de ces formations à part des traces de déformation des structures périglaciaires.

Les traces du mouvement en masse aux versants doux (au-dessous de  $4^\circ$ ) décrites tout à l'heure ne concernent que les versants constitués de sables moyens et grossiers. On possède peu d'observations provenant des versants à argile morainique au sous-sol. Les structures à fentes de

gel y visibles sont aussi penchées au sens de la pente, mais le plus souvent ce ne sont que des fentes trop peu profondes, situées en entier à l'intérieur de la zone de mouvement. Il est donc difficile d'en profiter si l'on veut déterminer l'ampleur horizontale et la profondeur des déplacements du matériel aux versants.

Pour terminer, il faut remarquer que ce n'est pas sur tous les versants de pente de 1—2° environ où ont pris place des déplacements des parties sommitales des formations meubles. A Nowostawy, par exemple, dans des dépôts à litage périodique, la fente de gel parcourant perpendiculairement au sens de la pente maximale ne s'écarte que très peu de la verticale (Pierzchałko-Dutkiewiczowa 1961). Les observations recueillies jusqu'à présent semblent pourtant vouloir dire que de tels cas sont rares.

#### L'ÂGE DU MOUVEMENT EN MASSE DÉFORMANT LES FENTES DE GEL

Les recherches faites jusqu'ici nous mènent à la conclusion suivante: dans la région de Łódź, en principe, un seul horizon de fentes de gel s'est formé (Goździk 1964; Kłatkowa 1965). Plus précisément, leur genèse date de l'apogée du Würm, c'est-à-dire de la phase du maximum de sévérité du climat (Dylik, (sous presse)). Ce n'est que depuis ces temps-là que les fentes de gel commencent à jouer le rôle des enregistreurs du mouvement en masse.

Presque toutes les fentes de gel de la région de Łódź ont terminé leur formation avant que les mouvements de déformation ne commencent. Les cas où le processus de la contraction de gel agissait durant ou après les mouvements inclinant les fentes sont tout exceptionnels. Une telle fente inclinée, traversée plus tard par une mince fissure presque verticale, a été trouvée à Bedoń (photo 3). Au même versant, un peu plus bas que la fente décrite tout à l'heure, on peut voir deux fentes de gel toutes proches l'une de l'autre. L'une d'elles est recourbée au sens de la pente, tandis, que l'autre, reste presque verticale. Les faits mentionnés ne doivent pas forcément signifier que les fentes inclinées et celles formées après la fin du mouvement proviennent de la même période de formation. Tout au contraire, il nous semble que les fentes verticales se sont formées considérablement plus tard que l'apogée de la glaciation würmienne. Leur largeur faible indique que le processus de contraction qui les a formées était de courte durée. En plus, le fait que les fentes verticales traversant celles recourbées est un phénomène sporadique, nous suggère qu'il s'agit des processus plutôt restreints, locaux. On peut donc conclure que les mou-

vements en masse déformant les fentes de gel ont pris place après la formation des fentes de gel, donc après l'apogée de la période würmienne. Il s'agit, par conséquent, de la phase de déclin de cette période froide.

Dès le début de la phase de déclin du Würm on connaît de nombreuses traces des processus de congélifluxion en forme de leurs dépôts correlatifs (Klatkowa 1965; Dylik, sous presse). Ce qui nous intéresse c'est le fait si ces processus ont eu lieu aussi aux versants doux.

Aux versants doux de la région de Łódź la surface de départ des fentes de gel est marquée par l'horizon de cailloux. La première série sédimentaire susjacente est constituée par les sables dits „sables supérieurs à litage fin” (Klatkowa 1965). On n'y observe pas de structures qui puissent témoigner de faibles déplacements du matériel en bas du versant. Ce n'est que dans les limons, le niveau stratigraphique directement supérieur, qu'il y a des poches et des plis penchés nettement vers le bas du versant doux. De telles structures fossiles ont été observées à Łódź—Teofilów au voisinage des rues Duńska et Rojna. Leur présence constitue la preuve que les mouvements en masse en question se maintenaient au moins jusqu'à la période d'accumulation des limons.

Il est difficile de situer précisément le temps où le mouvement a cessé d'agir. Le fait suivant nous fournit l'indication importante. Dans la coupe située près de la rue Alexandrowska (fig. 2) l'extension de la zone de mouvements vers le bas du versant enregistrés par les fentes de gel recourbées, mesurée à partir de la surface du sol est à peu près partout la même, sauf là où apparaît la couverture de sables du Würm tardif plus épaisse<sup>2</sup>. Du côté ouest de la coupe cette couverture de dépôts du Würm tardif atteint 1 m d'épaisseur à peu près. C'est là précisément où la distance entre la limite de la profondeur maximale des déplacements et la surface actuelle du sol grandit nettement où la différence est presque exactement égale à la puissance de la couverture. Par contre, on y peut remarquer que la limite en question est relativement parallèle au niveau de cailloux. Cela nous suggère que le mouvement a eu lieu à l'époque où la surface du terrain correspondait à la surface marquée par la base des sables de couverture. Sinon, au fur et à mesure de l'accumulation du sable, le mouvement en masse qui embrassait partout la zone à peu près de même profondeur n'aurait déformé que les parties de plus en plus hautes des fentes de gel. C'est bien là où l'accroissement des vecteurs du déplacement le plus grand aurait dû être observé. En réalité cet accroissement le plus important s'observe dans les parties basales des fentes (fig. 4). Le fait renforce la

<sup>2</sup> Les sables de couverture supérieurs constituent l'horizon le plus récent des formations würmiennes. Ils reposent sur deux séries plus anciennes de dépôts du Würm décroissant: „les sables supérieurs à litage fin” et les limons.

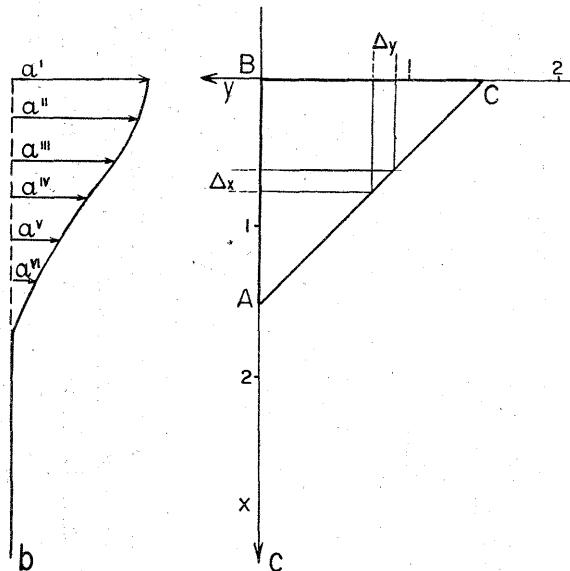
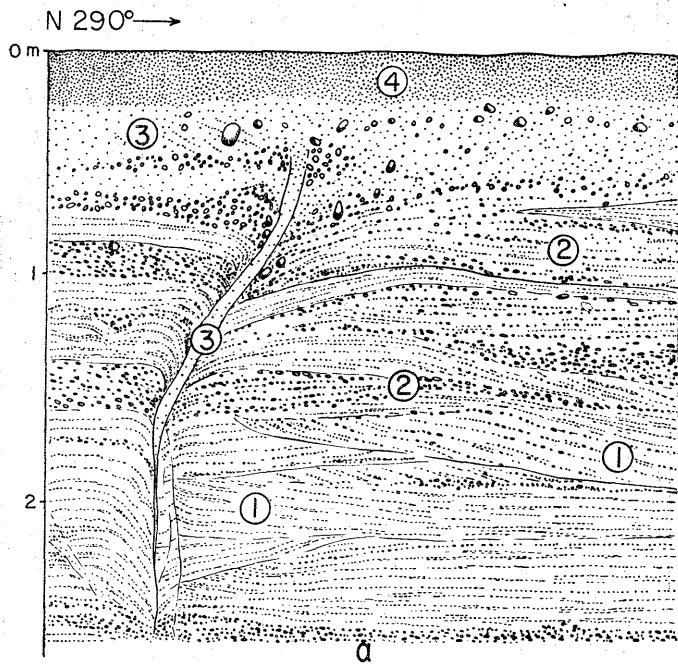


Fig. 3. Łódź, rue Aleksandrowska. Fente de gel penchée par la congéfluxion  
 a — 1. sable moyen stratifié; 2. sable grossier et moyen avec des granules, stratifié; 3. sable moyen sans stucture; 4. sol. b — Les lettres a', a'', a''' etc. correspondent aux vecteurs du déplacement des parties particulières de la fente. c — L'explication du dessin dans le texte

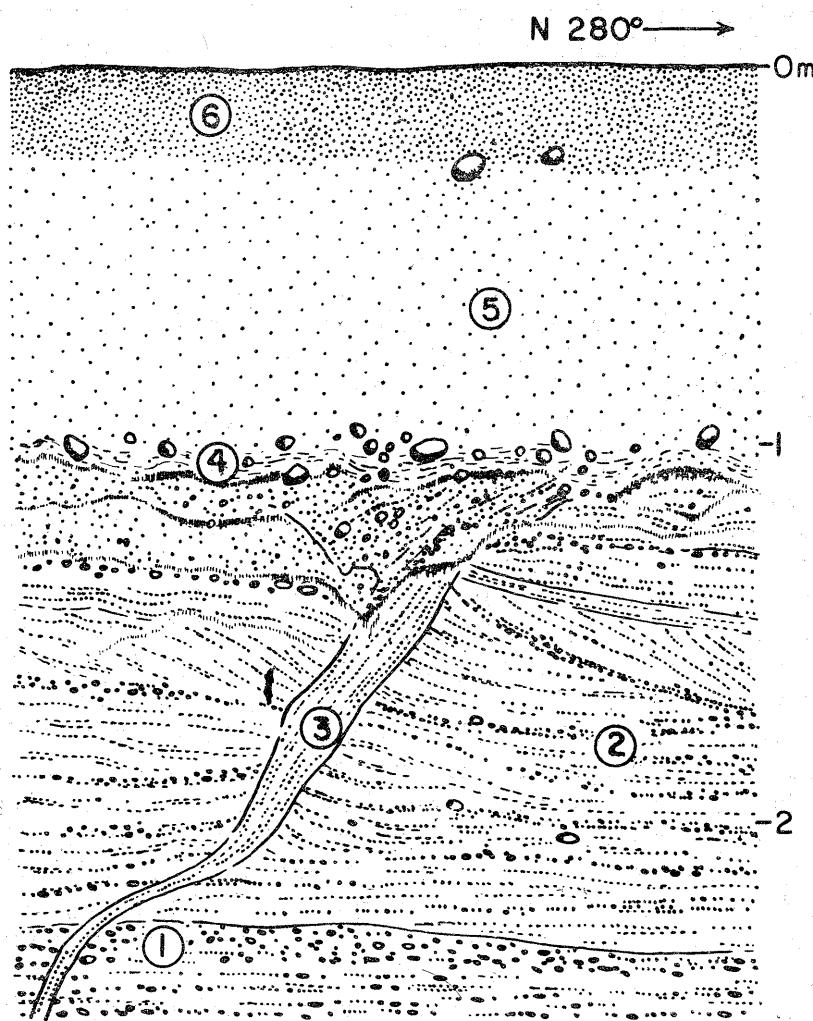


Fig. 4. Łódź, rue Aleksandrowska. Fente de gel recourbée par la congélifluxion

1. sables grossiers et moyens, fluvioglaciaires; 2. sables moyens remplissant la fente; 3. cailloutis; 4. sables moyens sans structure; 5. sol

supposition que le mouvement n'accompagnait que la phase initiale de l'accumulation des sables de couverture tout au plus.

Pour terminer nous pouvons constater: Les mouvements en masse accompagnés du processus de déformation des fentes de gel ont pris place directement après la période du développement des fentes de gel et avant la déposition des sables dits sables supérieurs de couverture,

eventuellement tout de suite après la première phase de leur accumulation. Selon la subdivision stratigraphique de Dylik (à l'impression) donc les mouvements ont agi pendant la phase descendante du Würm, mais plus précisément déjà avant la dernière étape de cette phase.

#### LES CONDITIONS ET LE MÉCANISME DU MOUVEMENT EN MASSE AUX VERSANTS DOUX

Les traces du mouvement en masse aux versants doux décrites tout à l'heure et la période de son activité nous permettent de tirer les conclusions au sujet des conditions du mouvement.

Il faut souligner le fait que c'est depuis longtemps déjà que les traces du mouvement en masse aux versants de pente faible ont été déchiffrées dans la région de Łódź. J. Dylik (1951, 1953) a constaté l'existence des déformations des involutions provoquées par la congélifluxion aux tous les versants de pente supérieure à  $2^\circ$ . J. Olchowik-Kolasińska (1962) a découvert des structures de gonflement de gel modifiées par la congélifluxion même sur une surface de pente de  $1,5^\circ$  seulement. Les déformations de ces structures ont constitué pourtant un témoignage plutôt qualitatif du mouvement. Tant leur extension en profondeur limitée à la zone active du pergélisol que des irrégularités considérables des structures initiales sont la cause pour laquelle elles ne peuvent pas être l'indicateur de l'étendue du mouvement aussi valable que celui constitué par les fentes de gel.

Les déformations des fentes de gel ont été déjà usées par K. Kaiser (1958) et aussi par J. H. Henke (1964) et avant tout par J. Büdel (1959) comme preuves des mouvements de congélifluxion pléistocènes. J. Büdel a décrit les „fentes d'argile” serrées et penchées par les mouvements de congélifluxion, principalement épisodiques.

L'auteur ne connaît que deux cas des fentes de gel recourbées au sens de la pente décrits jusqu'à présent dans des régions périglaciaires actuelles.

Gravis (1962) a observé des fentes de gel penchées au sens de la pente dans la toundra. L'analyse de l'importance de l'inclinaison lui a permis de déchiffrer des différences de la vitesse du mouvement du matériel dans de divers endroits du lobe de solifluxion et, en plus, de tirer la conclusion que le matériel du lobe était déposé d'une façon irrégulière, par couches. Selon Gravis „L'inclinaison... peut être expliquée par le fait que le sillon, au-dessous duquel se trouve la fente de gel, se déplace en bas au même temps que la zone active. C'est pourquoi les fentes de gel et les veines de glace y liées se renouvellent chaque année dans un endroit nouveau, en bas du versant” (p. 66). L'interprétation de Gravis est

probablement juste quand il s'agit du recourbement de larges fentes de gel. Mais elle ne peut pas être adoptée à l'explication des recourbements des fentes aux versants de la région de Łódź, parce qu'on y observe aussi de très fines fentes singulières (de 2 à 3 mm de large) dont les parties supérieures sont nettement penchées au sens de la pente (photo 4). L'inclinaison n'y peut donc pas être fonction de la somme des fentes élémentaires apparaissant tour à tour chaque fois plus bas sur le versant.

Klimovski (1962) présente une fente recourbée à remplissage minéral provenant de la vallée de la Léna. La structure s'est développée dans les dépôts de congélifluxion au versant de pente de 3 à 4°. L'inclinaison de la fente au sens parallèle à la pente est due au mouvement congélifluctif en masse embrassant la fente.

L'interprétation de la déformation de la fente de gel actuelle par Klimovski (1962) et les opinions de J. Büdel (1959), de K. Kaiser (1958) et de J. Henke (1964) citées plus haut et concernant la déformation des fentes de gel pléistocènes causée par la participation directe des fentes au mouvement congélifluctif des formations meubles peuvent être appliquées aussi aux déformations des structures à fente de gel de la région de Łódź décrites ci-haut.

Dans la région de Łódź ce sont les faits suivants qui parlent en faveur du caractère congélifluctif du mouvement en masse aux versants doux, menant au recourbement des fentes:

(1) L'âge de la déformation des fentes est situé dans l'épisode initial et moyen de la phase décroissante du Würm. C'est bien de cette époque-là qu'on connaît de nombreux cas des dépôts de congélifluxion dans la région de Łódź (Dylik, sous presse);

(2) Il est intéressant que les mouvements se sont arrêtés juste pendant le dernier épisode de la phase décroissante du Würm, c'est-à-dire à l'époque de la déposition de vastes nappes de dépôts éoliens indiquant une nette sécheresse du climat de ces temps. Le fait souligne l'importance du rôle de l'eau dans les mouvements en question;

(3) Les autres structures périglaciaires, à part les fentes présentes au même niveau stratigraphique et aux versants de même pente révèlent des traces distinctes d'un remodelage par la congélifluxion (Dylik 1951; Olchowik-Kolasińska 1962; Goździk 1964);

(4) La profondeur de la zone de mouvement oscillant autour de la valeur de 1,5 m, permet de supposer que le mouvement s'est limité à la zone active du pergélisol. C'est le fait suivant aussi qui nous permet de tirer la conclusion qu'il y a un rapport entre la puissance du matériel pris par le mouvement et l'étendue de la zone active en profondeur. Dans une tranchée située au versant d'une petite dépression fermée (à 300 m

vers le NW de la coupe 2 à peu près) on voit plusieurs structures dites „larmes”, formées de blocs sablo-tourbeux ennoyés dans les sables. Toutes ces „larmes” atteignent la même profondeur, dépassant à peine 1 m, au-dessous de l’horizon de cailloux. Le genre décrit de structures est considéré comme l’effet des processus agissant dans la zone active et leur profondeur marque l’étendue approximative de la zone active vers le bas (Dylikowa 1961). Et ainsi, dans notre tranchée il y a un endroit particulier où un tel bloc sablo-tourbeux s’est enfoncé dans une fente de gel „atteignant” la profondeur de 1 m (photo 5). La place où le bloc s’est

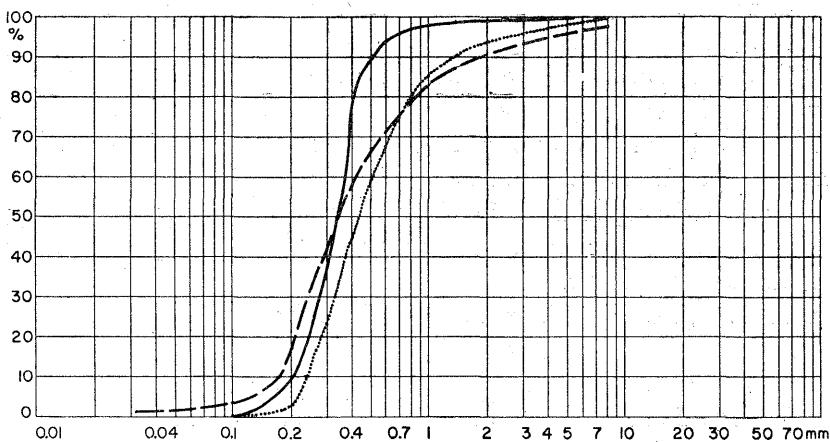


Fig. 5. Courbes granulométriques des sables fluvioglaciaires constituant le versant près de la rue Aleksandrowska

arrêté est précisément le point où la section penchée de la fente rejoint sa partie inférieure, verticale. Cela montre nettement que ce n'est que la partie de la fente comprise par la zone active qui a été recourbée par la congéfluxion. Et c'est la limite d'extension de la zone active justement qui est marquée par la profondeur de nombreuses structures en „larmes” visibles dans cette coupe.

En confrontant entre eux les traits caractéristiques des dépôts de congéfluxion des versants doux à sous-sol sableux dans la région de Łódź on peut constater qu'ils indiquent l'existence des conditions du mouvement rappelant les conditions de la solifluxion épisodique définies par Büdel (1959) pour les formations pléistocènes de l'Europe Centrale. Cette ressemblance s'exprime par: (1) présence de ces dépôts aux versants de pente oscillante entre les valeurs de 4 à 1,5°, même 1,0°; (2) la profondeur considérable de la zone du mouvement, dépassant parfois 1,5 m;

(3) le manque d'une limite nette entre les dépôts *in situ* d'une part et ceux remaniés de l'autre et la croissance de la valeur du déplacement si l'on va vers le haut de la coupe; (4) le manque de la destruction des structures de gel et leur déformation tout au plus.

Par contre, on n'a jamais observé que la valeur maximale du déplacement du matériel au versant ait atteint plusieurs mètres. Les valeurs citées indiquent que les déplacements des sommets des formations sableuses dépassaient d'un peu 1,0—1,5 m.

Au même temps on a pu constater que le mouvement était en principe laminaire. Au cas des séries sableuses homogènes on n'a trouvé, même aux parties sommitales de la coupe, des structures plissées qui auraient pu témoigner de la participation des mouvements turbulents. Cependant on observait les structures plissées, en poches, aux mêmes versants qu'au sommet de la série de sables glacifluviaux, il y a eu des accumulations de limon. Il s'agit, comme il semble, non pas des mouvements de congéligfluxion mais d'autres processus de gel, car les structures parcellaires s'observent souvent aux surfaces entièrement horizontales. Le processus de la congéligfluxion ne s'est enregistré dans des structures plissées, aux versants doux, que par l'inclinaison des plis au sens de la pente du terrain.

Il est difficile de préciser le mécanisme du mouvement causant les déplacements courts mais nets du matériel aux versants doux. La difficulté résulte du caractère compliqué du processus de congéligfluxion. Il est probable qu'il y s'agit du mouvement de matériel provoqué par le soulèvement des particules lors de la congélation et du déplacement latéral pendant la fonte de la glace de la zone active (Jahn 1961 et autres). C'est le processus général dans la zone périglaciaire qui, en agissant pendant un temps long, peut déplacer d'une façon considérable le matériel rocheux lui soumis. Aux versants doux il est peu probable que les mouvements causés directement par la gravitation aient joué un rôle important, même au cas du matériel sableux fortement saturé d'eau.

La supposition que nous venons de faire peut être confirmée par le fait que même aux versants de pente de  $0,5^\circ$  environ on observe au moins un recourbement faible des fentes de gel (photo 6, tabl. II). Une telle pente du terrain semble exclure des mouvements provoqués directement par la gravitation, tandis que le mouvement du type décrit plus haut prend place aux versants même si peu inclinés.

Traduction de T. Kubiak

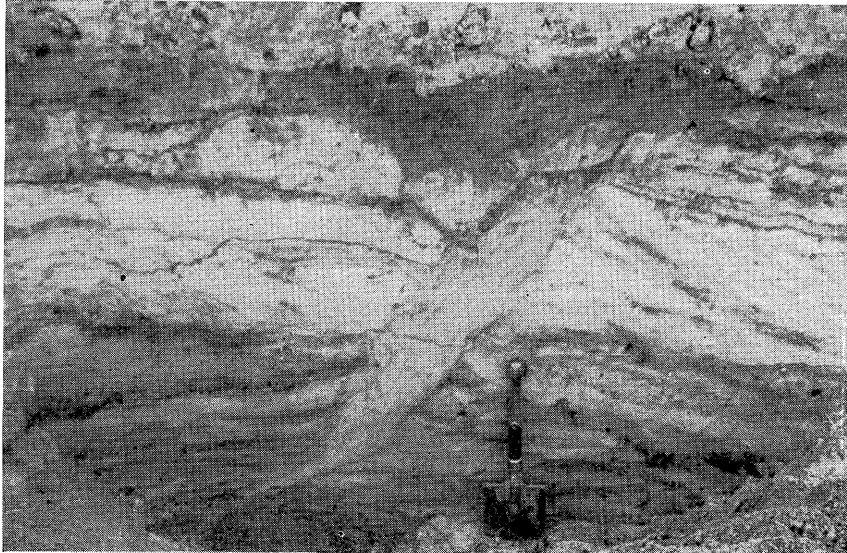
## Bibliographie

- Büdel, J. 1959 — Periodische und episodische Solifluktion in Rahmen der klimatischen Solifluktionstypen. *Erdkunde*, Bd. 12.
- Dylik, J. 1951 — Some periglacial structures in Pleistocene deposits of Middle Poland. *Bull. Soc. Sci. Lettr. de Łódź*, Cl. III, vol. III, 2.
- Dylik, J. 1953 — O peryglacjalnym charakterze rzeźby środkowej Polski (résumé: Du caractère périglaciaire de la Pologne centrale). *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, nr 4.
- Dylik, J. (sous presse) — Główne elementy paleogeografii młodszego plejstocenu w Polsce środkowej (Problèmes principaux de la paléogéographie du Pléistocène tardif de la Pologne centrale). *Czwartorzęd Polski w świetle najnowszych badań*, Warsaw.
- Dylikowa, A. 1961 — Structures de pression congélistatique et structure de gonflement par le gel de Katarzynów près de Łódź. *Bull. Soc. Sci. Lettr. de Łódź*, vol. XII, 9.
- Goździk, J. S. 1964 — L'étude de la répartition topographique des structures périglaciaires. *Bulletyn Peryglacialny*, no. 14.
- Gravis, G. F. 1963 — Osobiennosti strojeniya solifluctionnykh otlojeniy tundry (Caractère de la structure des dépôts solifluctifs de toundra). *Uslovia i osobiennosti razvityya merslykh tolchtch v Sibiri i na Severo Vostokie*, Akad. Nauk SSSR, Moscou.
- Henke, J. H. 1964 — Über eine interessante Froststruktur im episodisch solifluidal bewegten Boden während der Würmeiszeit. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, Bd. 15.
- Jahn, A. 1961 — Quantitative analysis of some periglacial processes in Spitsbergen. *Zeszyty Nauk. Univ. Wrocławskiego*, ser. B, no. 5.
- Kaiser, K. 1958 — Wirkungen des pleistozänen Bodenfrosts in den Sedimenten der Niederrheinischen Bucht. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, Bd. 9.
- Klatkowa, H. 1965 — Niecki i doliny denudacyjne w okolicach Łodzi (résumé: Problème des valées sèches). *Acta Geogr. Lodz.*, nr 19.
- Klimovski, I. V. 1963 — Gruntovyie jily v deluvialno-soliflukcionnykh otlojeniakh (Les veines de sol dans les dépôts deluvio-solifluidal). *Uslovia i osobiennosti razvityya merslykh tolchtch v Sibiri i na Severo Vostokie*, Akad. Nauk SSSR, Moscou.
- Olchowik-Kolasińska, J. 1962 — Genetyczne typy struktur czynnej strefy zmarzliny (résumé: Classification génétique des structures de mollisol). *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, nr 10.
- Pierzchałko-Dutkiewiczowa, Ł. 1961 — Nowostawy, in: Guide-Book of Excursion C, the Łódź-Region, VIth INQUA Congress, Poland 1961.



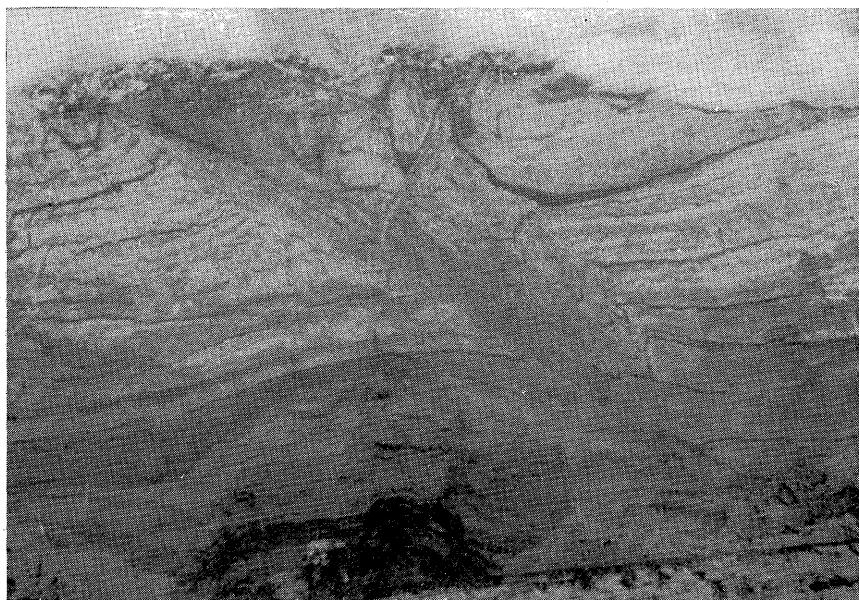
*Photo de J. S. Goździk, 1965*

Photo 1. Łódź, rue Aleksandrowska. Fente de gel recourbée en haut par la congéfluxion  
(pente du terrain 1°)



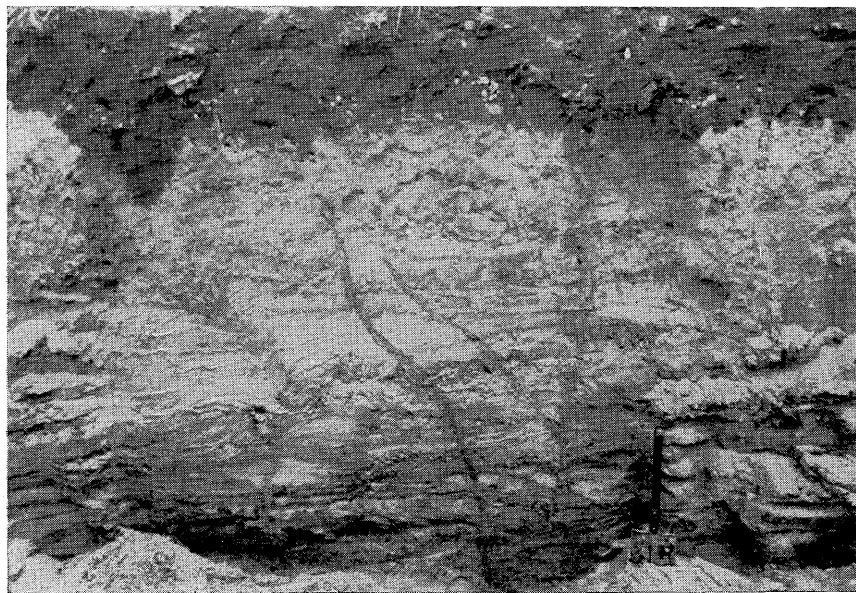
*Photo de J. S. Goździk, 1965*

Photo 2. Łódź, rue Aleksandrowska. Fente de gel penchée par la congéfluxion (pente du terrain  $1^\circ$ )



*Photo de A. Filipiukowa, 1963*

Photo 3. Bedoń. Fente de gel penchée par la congéfluxion et coupée ensuite par une fente de gel verticale plus jeune (pente du terrain  $3,5^\circ$ )



*Photo de J. S. Goździk, 1963*

Photo 4. Łódź, rue Aleksandrowska. Fissures déformées en haut par la congéfluxion



Photo de J. S. Goździk, 1966

Photo 5. Łódź, rue Duńska. Fente de gel avec un bloc mou sablo-tourbeux „ennoyé”. La partie de la fente au-dessus du bloc est recourbée par la congéfluxion

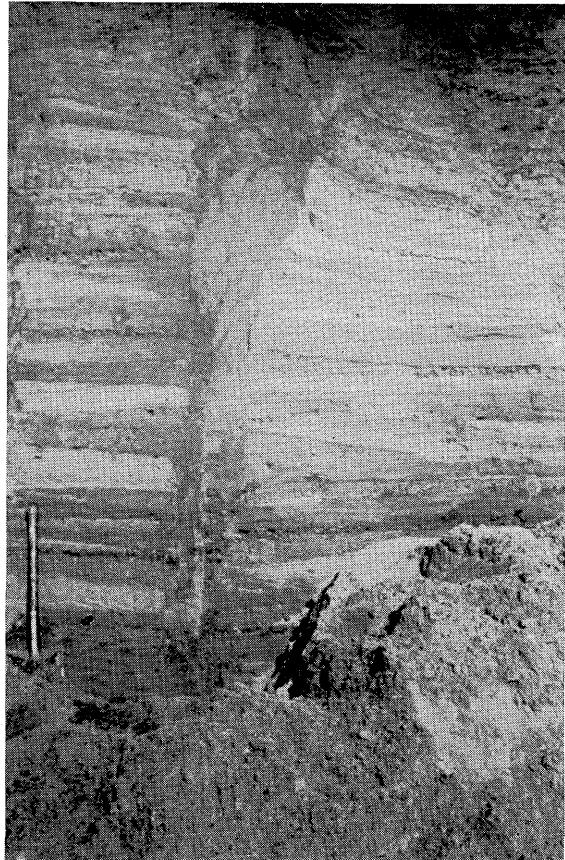


Photo de J. S. Goździk, 1965

Photo 6. Łódź, rue Traktorowa. Fente de gel presque verticale, en haut — faiblement penchée au sens de la pente du terrain qui est ici de  $0,5^\circ$