

Leszek Starkel

Cracovie

L'ÉVOLUTION DES VERSANTS DES CARPATES À FLYSCH AU QUATERNAIRE

L'INTRODUCTION

Les Carpates à flysch sont constituées par des séries de grès, schistes et marnes dont le plissement définitif a pris place au Tortonien. Le plissement a eu le caractère variable. A l'ouest il y a en général des séries massives de grès à faibles pendages, gisant souvent sur des séries schisteuses. Ce sont surtout des massifs montagneux disséqués par des vallées à formes hardies ou bien des crêtes d'inversion et monoclinales, souvent à questas, qui prédominent ici. Vers l'est le flysch, en général tendre, à d'épais bancs de grès peu nombreux, est plissé en de raides écaillés et plis. À côté des versants conditionnés par la lithologie il y a ici avant tout des versants mûrs à profil convexo-concave.

Le relief des Carpates, sculptées depuis le Miocène terminal, porte des traces des changements tectoniques et climatiques. L'exhaussement qui durait, avec de courts arrêts, pendant le Néogène entier a donné l'impulsion à un approfondissement continu des vallées et à un abaissement de la base locale pour les processus de versant. Des oscillations climatiques qui les accompagnaient, ont provoqué la formation, au cours du Sarmatien, du Pontien et du Levantin, de trois étages d'aplanissement. Dans les vallées quaternaires les rythmes climatiques ont fait creuser des terrasses (Klimaszewski, 1965; Starkel, 1965).

Les versants soumis à une évolution sous des conditions climatiques froides au cours des périodes froides du Quaternaire possèdent donc des fondements d'âge divers. Il arrive souvent à ce que des éléments divers quant à la genèse et l'âge les composent. D'autre part, une résistance des roches considérable par rapport à la Pologne Centrale par exemple — région classique d'études péri-

glaciaires — est la cause pour laquelle une seule période froide n'arrive pas à effacer les traces essentielles du relief ancien.

C'est pourquoi l'ordre de succession de notre exposé diffère de celui établi au Symposium. Partir des formes initiales et finir par considérer les directions et l'importance de la transformation des versants c'est l'arrangement qui nous permettra d'analyser le rôle véritable de la morphogénèse périglaciaire dans le modelage du relief des Carpates à flysch.

Avant d'y procéder il faut remarquer le point suivant. La partie méridionale des Carpates à flysch, plus haute, constituant la ligne de partage des eaux, c'est-à-dire les Beskides (altitudes de 700 à 1700 m) était plus souvent et plus longtemps située dans la zone du climat froid que le Pogórze Karpackie aplani et plus bas 300—600 m — Starkel, 1968).

Le commencement de l'étude des dépôts et des processus de versant quaternaires dans les Carpates à flysch remonte au début du siècle. C'est alors que Łoziński (1909, 1925) a étudié des couvertures de produits d'altération, Friedberg (1903) et autres ont distingué des couvertures loessiques dans le Pogórze tandis que Zuber (1907) et Sawicki (1917) ont amorcé l'étude des éboulements.

La première étude moderne du profil des dépôts de versant à Króścienko sur le Dunajec, représentant plusieurs phases de la dernière glaciation, est due au travail d'équipe de Klimaszewski, Szafer, Szafran et Urbański (1939). Klimaszewski en 1948, dans son étude des terrasses fluviatiles dans les Carpatés parle des processus qui modèlent les versants. Le même auteur en 1958 constate l'enchaînement entre des couvertures de versant et des nappes alluviales dans le remblaiement würmien de Dobra près de Limanowa.

Les levés géomorphologiques menés depuis 1951 dans les Carpates à flysch (Klimaszewski, 1956; Starkel, 1957, 1960, 1965) ont éveillé un intérêt plus vif porté vers les versants et leurs couvertures sédimentaires. Dans les dix dernières années les préparations des trajets de l'excursion pour le VI^e Congrès de l'INQUA (Klimaszewski, 1961; Środoń, Starkel, 1961; Starkel, 1961) et l'apparition de grandes carrières dans la vallée du haut San (Dziewański, Starkel, 1962) ont contribué au rassemblement d'un riche matériel concernant l'évolution des versants au Quaternaire (fig. 1). Les préparations pour le Symposium ont donné l'essor au complètement de nos connaissances

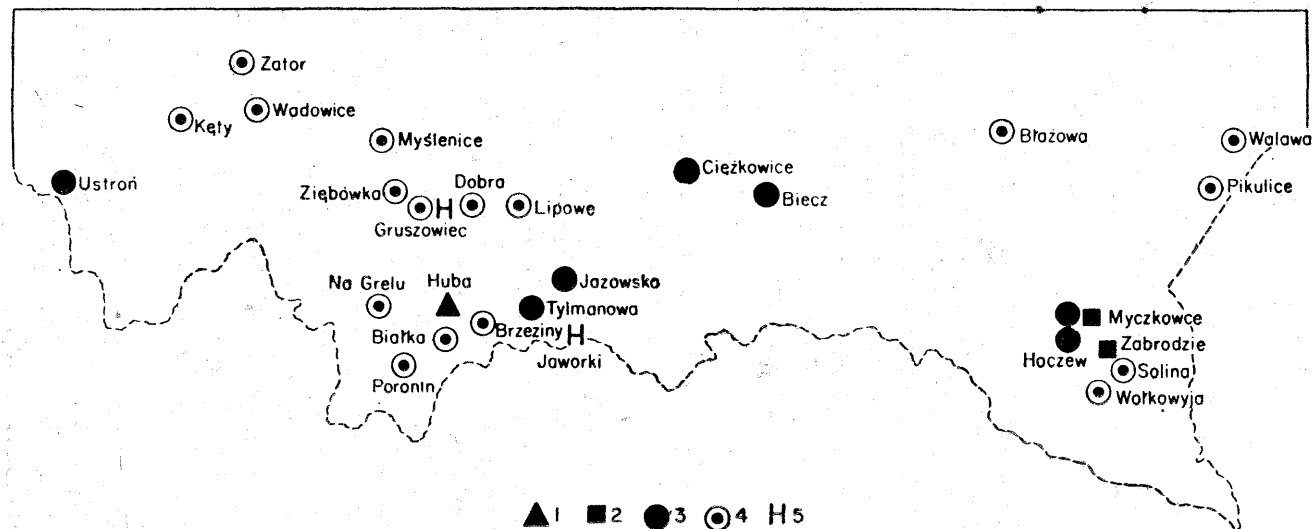


Fig. 1. Les coupes principales des couvertures de versant et des couvertures de versant-alluvions dans les Carpates provenant des périodes suivantes (la description détaillée dans le texte)

1. Pliocène tardif-Quaternaire le plus ancien; 2. glaciation Cracovienne; 3. glaciation de la Pologne Centrale; 4. glaciation Baltique; 5. Holocène

et à l'étude détaillée d'un nombre de coupes sur le trajet de l'excursion. Ces coupes, de même que celles mentionnées tout à l'heure, constituent la base de ce résumé des recherches menées dans les Carpates à flysch. Il s'agit des coupes décrites dans le Guide (1967): Myślenice (coupe décrite par J. Cegła et L. Starkel), le Beskid Średni (A. Kotarba), Klikuszowa (J. Cegła), Huba (T. Gerlach), Krościenko (M. Klimaszewski), Jaworki (T. Gerlach), Tylmanowa (T. Gerlach), Lipowe (L. Starkel), Dobra (M. Klimaszewski) et Gruszowiec (L. Starkel) (fig. 2).

En plus, nous avons tenu compte des coupes-repères de Wadowice (Sobolewska, Starkel, Środoń, 1964), de Zator (Koperowa, Środoń, 1965) et de Zabrodzie (Dziwiałski, Starkel, 1967) et d'autres matériaux présentés pendant le Symposium à l'exposition consacrée à l'évolution des versants des Carpates, organisée au Département de Géomorphologie et d'Hydrographie des Montagnes et des Plateaux de l'Institut de Géographie de l'Académie des Sciences à Cracovie.

LES TYPES ET L'AGE COMPOSITE DES VERSANTS ÉVOLUÉS AU QUATÉNAIRE

Parmi les versants des Carpates à flysch il y a plusieurs catégories qui possèdent la forme et le rapport au substratum variables.

(a) versants jeunes, convexes ou droits, existant dans des zones soumises au soulèvement (ou subsidence) intense, ou bien à la dissection lente, constitués pourtant par des couches très résistantes. La pente dépend de la lithologie et de la vitesse de l'encaissement des vallées (la vallée du Dunajec près de Tylmanowa par exemple);

(b) versants mûrs convexo-concaves — les plus fréquents, rencontrés sur de diverses structures, en principe pourtant dans des zones soumises au soulèvement plus faible et éloignées des secteurs où la base d'érosion oscillait considérablement. La pente dépend de la lithologie (Myślenice, Tylmanowa, Lipowe);

(c) versants mûrs, liés pourtant nettement à la lithologie du substratum.

Parmi ceux-ci on peut distinguer des escarpements, constitués en haut par des grès résistants à bancs épais reposant sur des schistes (Beskid Średni, Dobra, Gruszowiec) et des versants conformes aux pendages (Klikuszowa).

Les versants des Carpates à flysch possèdent des fondements

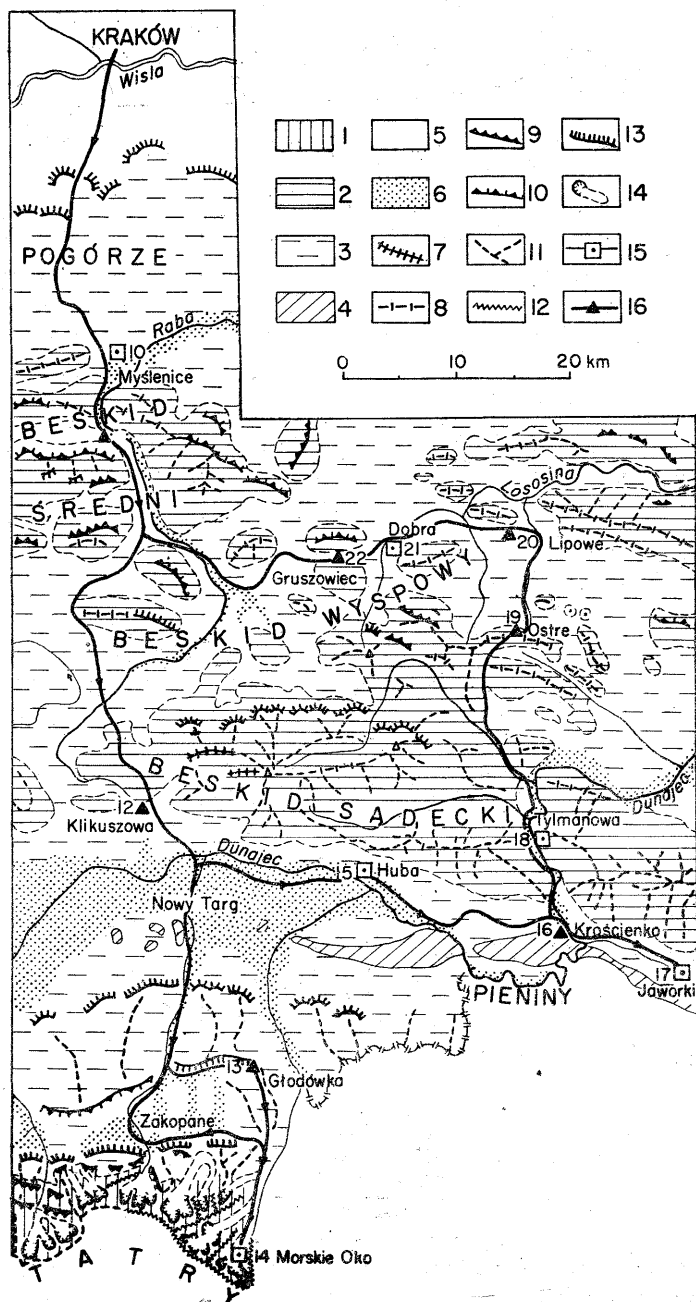


Fig. 2. Esquisse géomorphologique du trajet de l'excursion dans les Carpates

1. la haute montagne dans les Tatra; 2. crêtes et hauts Pogórze (Région subcarpatique) dans les Beskides; 3. les Pogórze (avec des aplanissements pliocènes); 4. bande de rochers calcaires; 5. avant-pays des Carpates; 6. vallées et bassins remblayés; 7. crêtes anticlinales; 8. crêtes synclinales (inversion du relief); 9. crêtes monoclinales; 10. crêtes monoclinales avec un versant du type de cuesta; 11. crêtes indépendantes de la structure; 12. crêtes aiguës — arêtes; 13. seuils structuraux et autres; 14. formes d'érosion et d'accumulation glaciaire (dans les Tatra); 15. localités sur le trajet de l'excursion; 16. points de vue et autres arrêts sur le trajet de l'excursion

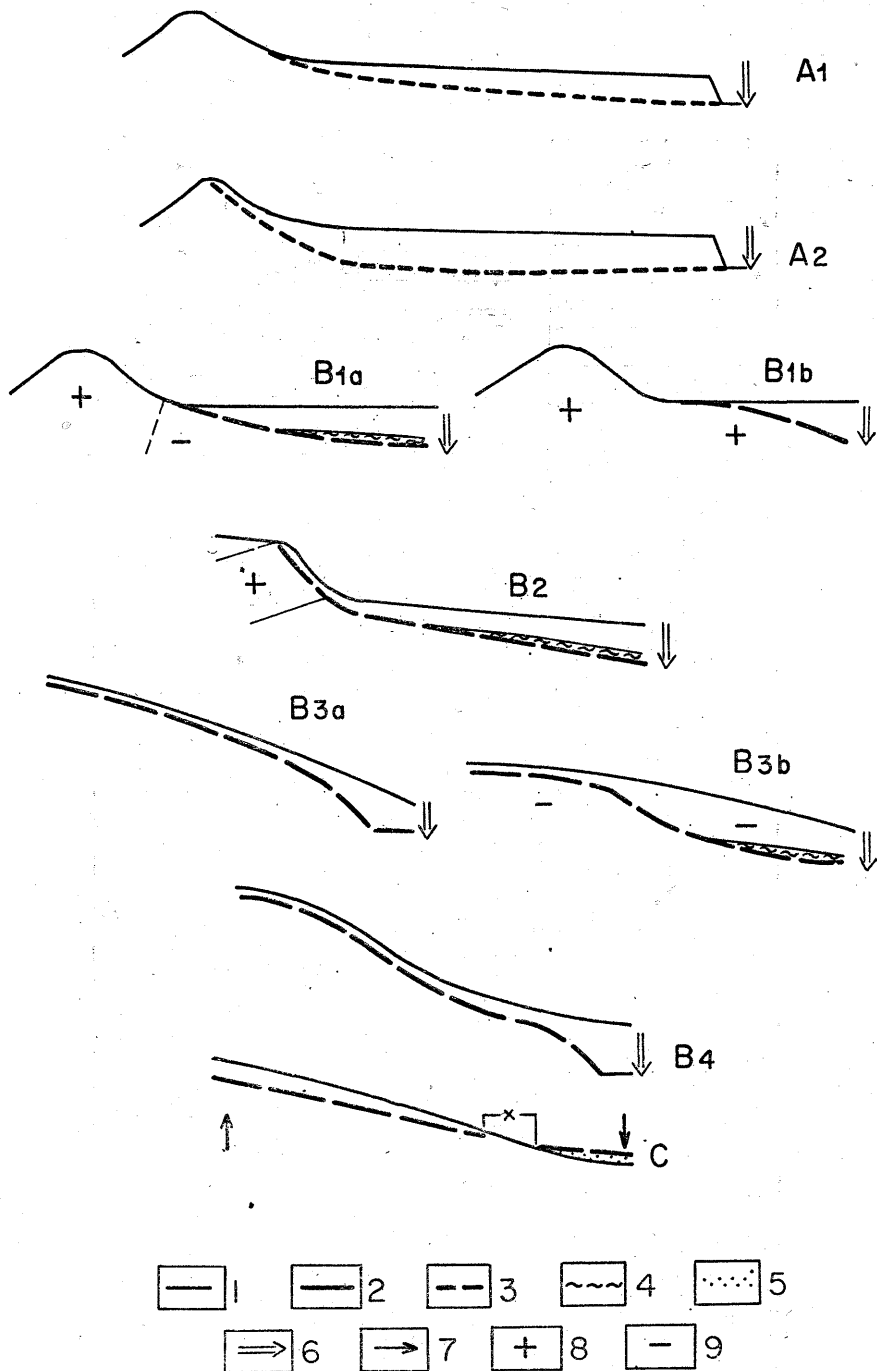


Fig. 3. Les sens de la transformation des versants pliocènes au Quaternaire
 A. versants ravinés; A₁. versants à des pieds du type de pédiments, ravinés; A₂. versants ravinés sur toute la longueur; B. versants sapés (d'ordinaire plus courts); B_{1a}. versants à des pieds, abaissés en partie inférieure sur des roches tendres; B_{1b}. versants à un pied transformé en une section convexe sur des roches plus résistantes, B. escarpements abaissés et reculés; B₂. versant convexe, raidi sur des roches résistantes; B₃. versant convexe transformé en convexo-concave sur des roches tendres; B₄. versant convexo-concave, sapé et abaissé; C. versants de la lisière du Bassin de Nowy Targ, exhaussés en secteurs supérieurs, abaissés en bas et transformés en zone d'inflexion (Huba)

1. profil du versant pliocène; 2. profil du versant transformé; 3. profil longitudinal de la vallée encaissant le versant; 4. couvertures de versant; 5. alluvions; 6. tendances du changement de la base; 7. tendances tectoniques; 8. roches très résistantes; 9. roches tendres

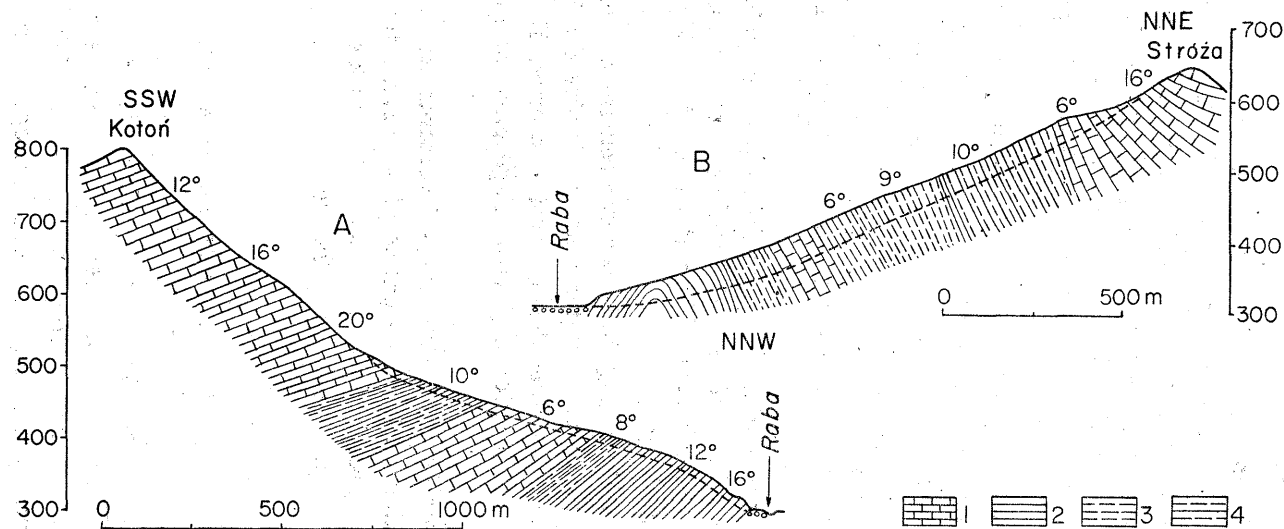


Fig. 4. Versant du défilé de la Raba par le Beskid Średni (d'après A. Kotarba — Guide du Symposium, 1967). Le versant gauche — sapé; le versant droit — raviné

1. grès de Magura et de Pasierbiec à litage grossier, très résistants; 2. grès à litage moyen et fin, à inocérames, résistants;
3. séries de schistes peu résistants, éocènes; 4. séries grésoschisteuses sous-maguriennes et à hiéroglyphes, à la résistance moyenne

variables. Il s'agit soit des versants pliocènes transformés, soit des versants de vallées quaternaires.

(1) Les versants pliocènes ont subi une dissection ou un sapement et un abaissement dû à la dénudation (érosion, fig. 3).

(a) Ce sont surtout les versants des crêtes constitués par des couches dures et des inselbergs aux pieds longs du genre de pédiments qui ont subi une dissection. La dissection menait à l'isolation des pédiments et souvent à leur abaissement (Beskid Średni — fig. 4) (Starkel, 1965).

(b) Ce sont les versants à forme et à structure diverses, d'habitude pourtant plus courts, qui ont subi un sapement. Les versants des crêtes aux pieds plats se sont abaissés en secteurs inférieurs. L'intensité de l'abaissement s'est accentuée sur des roches tendres (Starkel, 1965). Les escarpements ont reculé en haut et ont subi un abaissement en secteurs inférieurs (Beskid Średni, Dobra, Gruszowiec).

La pente des versants convexes (plus fréquents au voisinage des têtes de vallées) est accentuée sur des roches dures, tandis que sur des roches tendres où l'évacuation du matériel était considérable, il arrivait à la formation des glacis.

Dans une situation à Huba (fig. 5) le secteur central du versant d'âge pliocène tardif, épaulé par des terrasses en lisière du Bassin de Nowy Targ, soumis à la subsidence, s'est conservé. Il garde même des couvertures d'altération argileuse d'âge pliocène-quaternaire.

(2) Les versants formés au Pléistocène — versants des vallées quaternaires à l'évolution variable — ont le plus souvent tendance au développement d'un profil convexe—concave (Starkel, 1964). Leur discussion en détail aura lieu tout à l'heure.

LES TYPES DES DÉPÔTS DE VERSANT PÉRIGLACIAIRES

Un modelage intense des Carpates à flysch avait lieu surtout pendant des périodes froides. Ce sont les couvertures de versant dont l'épaisseur aux pieds atteint fréquemment 20 m (Wadowice, Zabrodzie) qui nous permettent de poursuivre sa progression. Parmi les couvertures il y a de caractéristiques dépôts périglaciaires à côté des dépôts intermédiaires et même interglaciaires.

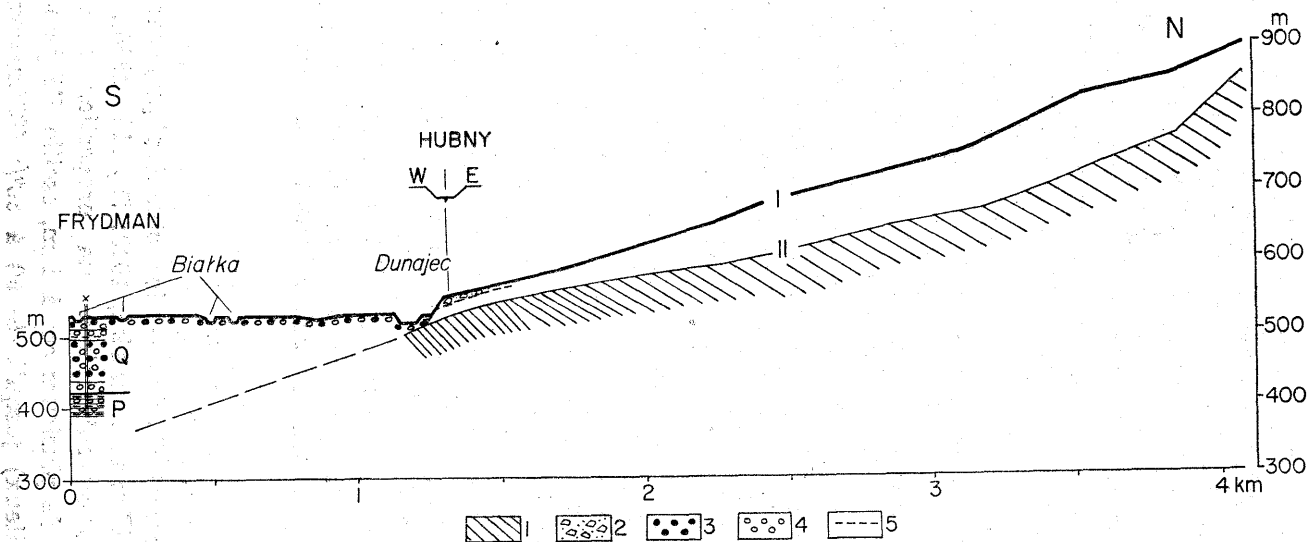


Fig. 5. Profil du versant avec des fragments de couvertures conservés, datant du Pliocène terminal (d'après T. Gerlach — Guide du Symposium, 1967)

I. profil du versant; II. lit majeur du torrent Hubny; P. dépôts pliocènes; Q. dépôts quaternaires; 1. graviers de Tatra; 2. graviers de Beskides; 3. sédiments fluviolacustres (Pliocène); 4. versant enseveli par des couvertures d'altération et celles de versant, datant du Pliocène terminal (les dépôts pliocènes et quaternaires au Bassin — d'après les données fournies par ing. Niedzielski de l'Entreprise Hydrogéologique de Cracovie)

COUVERTURES RESIDUELLES DE PRODUITS D'ALTÉRATION

Il y en a parmi des crêtes et en haut des versants. Il s'agit des éboulis grossiers reposant directement sur des séries épaisses de grès qui même aux pentes de plusieurs degrés ne présentent pas de structure solifluidale. Parfois ce sont des blocs rocheux dépourvus de la matrice — l'effet de la suffosion qui se maintient souvent jusqu'à présent. Une dégradation et un abaissement intenses sont témoignés par des piliers et des saillies rocheux (Klimaszewski, 1948; Starkel, 1965).

COUVERTURES DE PRODUITS D'ALTÉRATION—SOLIFLUXION

Il s'agit des masses de débris ou de la roche litée peu désagrégée et un peu déplacée. Sur des schistes alternant avec des grès il arrive à la formation des fauchages de couches (les couches sont courbées au sens de la pente). L'horizon des fauchages de couches, de 1 m d'épaisseur en général, est d'habitude recouvert par une mince couverture de solifluxion. Cela nous illustre la manière dont le substrat rocheux subissait la dégradation et le déplacement pendant des étés au dégel plus profond (Dziwański, Starkel, 1962; Starkel, 1965).

ÉBOULIS

Ils sont constitués d'amas chaotiques de blocaille anguleuse aux pieds des parois rocheuses. L'altération mise à part, les éboulis fossiles de différent guère d'éboulis récents. Les éboulis situés aux pieds de fossiles parois rocheuses à Zabrodzie et à Wadowice se formaient au cours des périodes froides, car ils s'enchaînent avec des alluvions qui constituent des sédiments stadias.

CONGÉLIFLUXION

Couvertures des congélifluxion — les plus typiques dans les Carpates à flysch (Klimaszewski, 1948; Dylik, 1956). Leur granulométrie dépend du substratum. La proportion de débris anguleux, à diamètre de plusieurs cm à 1 m, oscille d'à peine 1% (sur des schistes argileux) jusqu'à de 60 à 80% (Klikuszowa et autres). La proportion de particules argileuses et de poudres mis

ensemble ne descend pas d'habitude au-dessous de 10⁰/. C'est un "lubrifiant" qui facilite le transport sur le sous-sol gelé. Les particules grossières sont d'ordinaire réparties de manière chaotique, bien qu'il y ait des zones qui en sont plus soit moins riches. La stratification fine distincte ne s'observe pas. Il n'y a que des coulées de congélifluxion de couleur et de composition lithologique variables qui se superposent les unes sur les autres (Myslenice, Krościenko, Lipowe). Cela est en rapport avec la dégradation de diverses séries rocheuses constituant les secteurs supérieurs des versants. Dans chaque couche, les éclats rocheux montrent une disposition conforme à la pente (texture fluidale). Ce ne sont que les têtes des coulées, descendant dans des lits fluviaux, qui possèdent des éclats inclinés au sens opposé, ce qui peut témoigner de la coulée assez rapide l'emportant sur la friction contre le sous-sol accidenté (Lipowe). Un tel bloc glissant poussait quelquefois une touffe de la végétation de toundra. On la trouve parfois en cette position (Starkel, 1960b).

COUVERTURES DE CONGÉLIFLUXION—ÉBOULEMENTS

Le flysch succombe facilement à des mouvements en masse. C'est pourquoi la distinction parmi des couvertures diverses se heurte contre des difficultés sérieuses. Une couverture de reptation (*creep*) récente, formée sur des schistes argileux ou sur d'anciennes couvertures de versant ne diffère souvent pas du tout d'une typique couverture de congélifluxion formée sur un sous-sol gelé. Des schistes argileux ou marneux peuvent y remplacer le pergélisol. Des couvertures de débris et d'argile à blocs, s'enchaînant avec des sédiments de mort bras ne diffèrent guère des couvertures de congélifluxion.

C'est pourquoi il est nécessaire d'étudier les rapports entre les dépôts de congélifluxion et d'autres dépôts de versant et les alluvions et de retrouver des restes de touffes de la végétation de toundra, accompagnant d'habitude le pergélisol. Les structures dues au gel, les fentes de gel par exemple, sont un phénomène exceptionnel sur le flysch.

À Myslenice (fig. 6, 7, altitude de 250 m) il y a des structures fluidales de 2 m de haut, formant d'épaisses langues en coupe transversale. Pendant le Symposium, certains chercheurs y voyaient des coulées d'éboulement typiques. La présence des débris de *Pinus* et de nombreux pollens de *Pinus cembra* parle en faveur d'une

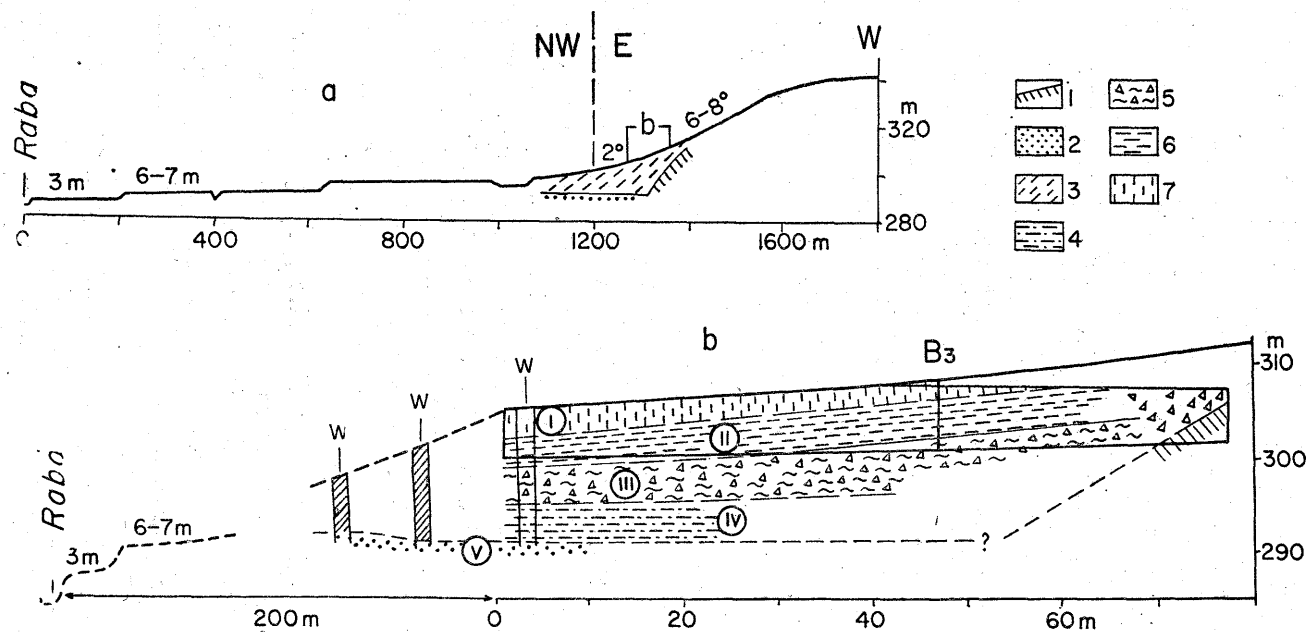


Fig. 6. Couvertures de versant de la dernière période froide à Myślenice (d'après J. Cegła et L. Starkel — Guide du Symposium 1967)

a. profil du versant de la vallée de la Raba; b. fragment du versant à Myślenice soumis à des études détaillées; I, II, III, IV, V — séries sédimentaires (voir le texte); 1 socle rocheux; 2. graviers fluviaux; 3. couvertures de versant; 4. dépôts sablo-argileux; 5. argiles de solifluxion avec des débris de grès et des restes organiques; 6. limons proluviaux; 7. argiles proluviales pulvérulentes

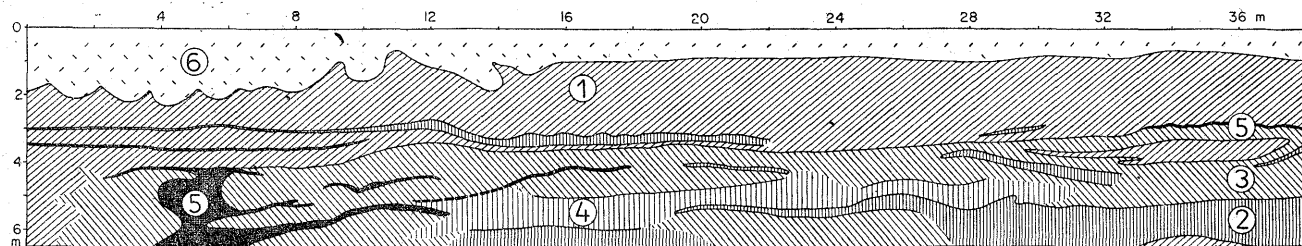


Fig. 7. Coupe transversale des couvertures de solifluxion-éboulement à Myslenice (d'après J. Cegła et L. Starkel)

1. argiles de versant; 2. argiles de versant vertes, un peu sablonneuses; 3. argiles vertes sableuses; 4. argiles vert-jaune, sableuses (oxydées); 5. limons tourbeux; 6. remblai

telle hypothèse. La région était donc située au-dessous de la limite de la forêt et le dégel estival n'était pas profond. Des conditions pareilles régnaient plus haut au cours des interstades et au Würm tardif. La preuve en est un éboulement rocheux à Wadowice, lié au sol fossile d'âge Paudorf et une phase d'éboulement tardiglaciaire (Starkel, 1960a).

COUVERTURES DE CONGELIFLUXION—DELLUVIONS

Nous mettons à part ces séries d'argiles en traînées, limoneuses ou sableuses, avec quelques blocs de grès. À l'intérieur de ces couvertures il y a toujours des lentilles d'argile avec débris, dépourvues de structure. Notre connaissance de ces couvertures est satisfaisante. On les a constatées à Wadowice et à Zabrodzie où elles constituent un net faciès intermédiaire entre les dépôts de congelifluxion et les delluvions, autant en profil vertical qu'horizontal des versants. Des débris plus gros, isolés, y pouvaient être amenés avec la participation de la glace fibreuse (*pipkrakes*).

COUVERTURES DE DELLUVIONS

Couvertures de delluvions (proluvions selon Klimaszewski) enveloppent d'habitude les secteurs inférieurs des versants. Ce qui les caractérise c'est un classement plus avancé — prédominance des poudres et des sablons (Myślenice, Tylmanowa). Sous cet égard elles ne diffèrent guère des delluvions récentes (Jaworki). Le contenu en fraction argileuse est surtout élevé là où il y a des séries rocheuses produisant des poudres et des grains de sable (Dzięwański, Starkel, 1962). Ces couvertures, comme J. Cegła (1961) l'avait démontré, n'ont rien en commun avec des loess. Elles sont souvent décalcifiées. Leur nette stratification a permis de constater dans ces delluvions (Krygowski, 1960) une longue séquence de strates annuelles.

COUVERTURES DE DÉPÔTS DE VERSANT—ALLUVIONS

Ce sont des couvertures hétérogènes dans la sédimentation desquelles participaient aussi bien les processus de gravitation que le travail des eaux courantes. On y distingue deux catégories différentes. La première est constituée par des dépôts de cônes de déjections torrentielles, aux pendages de 12 à 15°, constitués par de

gros blocs déposés à la sortie des vallons entaillant les secteurs supérieurs des versants montagneux (Tylmanowa — fig. 8, Gruszo-wiec). Le matériel provenant des versants est amené dans les vallées grâce à des mouvements en masse. La force motrice principale y était pourtant l'eau. En effet, les débris sont émousés et souvent disposés en tuiles. Localement on peut rencontrer un classement bien aqueux (Tylmanowa). Ces dépôts, qui n'ont pas subi

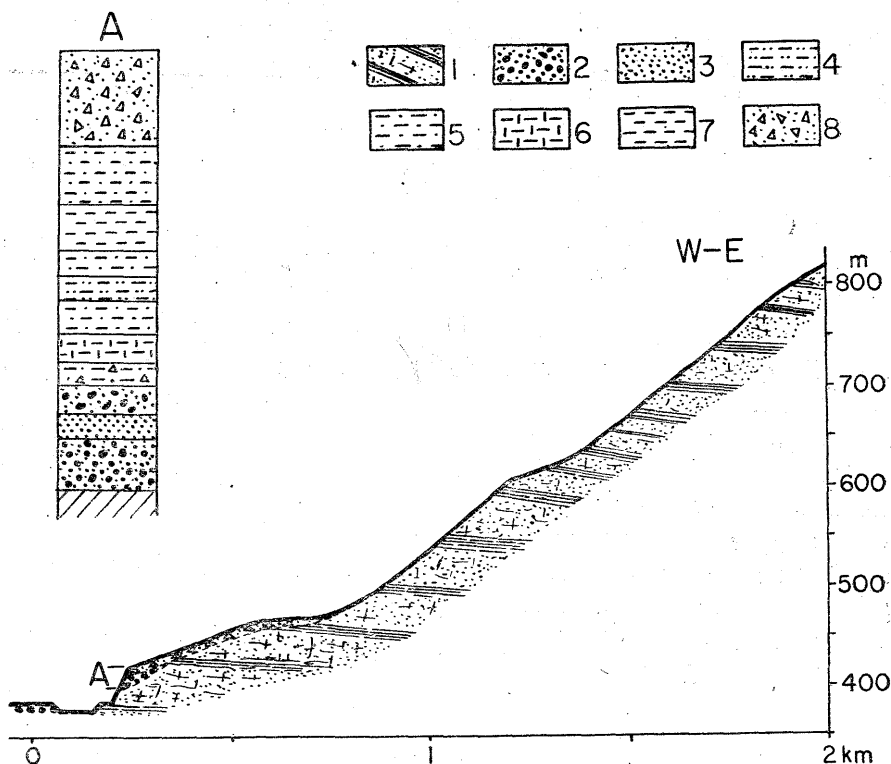


Fig. 8. Profil du versant à Tylmanowa
(d'après T. Gerlach — Guide du Symposium, 1967)

A. coupe des dépôts rissiens; 1. grès de Magura; 2. graviers du Dunajec; 3. sables; 4. sables argileux; 5. argiles à blocs sableux; 6. argiles à blocs poudreux; 7. argiles à blocs sablo-argileux; 8. argile à blocs avec des débris de grès peu émousés

un transport par congélifluxion, sont caractéristiques pour la fin des périodes froides. En effet, elles couronnent d'habitude les couvertures de congélifluxion.

La seconde catégorie des dépôts de versant-alluvions est constituée par des faciès marginaux des lits majeurs rencontrés là où des

dépôts de versant s'enchaînent avec des alluvions. Il s'agit soit des amas de gravier mêlé à de la blocaille amenée par le transport latéral (Zabrodzie), soit des coulées de congélifluxion s'enchaînant avec des couches de gravier, ce qu'on peut voir à la base de la coupe de Dobra ou, plus nettement encore, à Lipowe (fig. 9). Te-

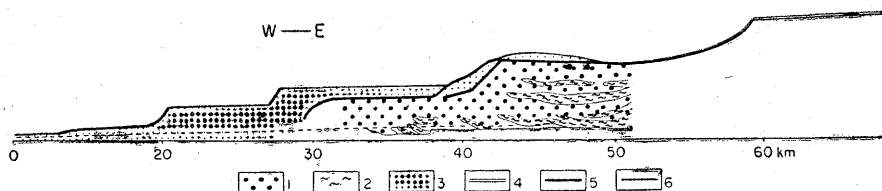


Fig. 9. Coupe des couvertures de la dernière période froide à Lipowe près de Limanowa (d'après L. Starkel)

1. graviers de la période froide; 2. coulées de congélifluxion; 3. sables et graviers postglaciaires; 4. plaine d'une terrasse d'accumulation de la dernière période froide; 5. surfaces d'érosion; 6. surfaces d'accumulation holocènes

nant compte du court transport longitudinal, l'éroussé des graviers rappelle celui des couvertures de versant — d'où la ressemblance. On a l'impression d'observer des couvertures de versant stratifiées (cf., la discussion à Lipowe pendant le Symposium Périglaciaire en Pologne en 1958). Les galets de schistes argileux, même transportés à une très courte distance, altèrent rapidement. Il arrive à ce que des graviers plus durs sont ennoyées en une matrice argileuse ressemblant, c'est à s'y tromper, à une couverture de congélifluxion. Ce n'est qu'une étude de la disposition des débris, qui y est bien différente, qui nous permettent de distinguer deux genres différents de dépôts.

COUVERTURES ÉOLIENNES

On ne les a constatées qu'en lisière du Pogórze Karpacke (Malicki, 1961). En général elles sont délavées et difficiles à distinguer de couvertures de delluvions. Au cas de Wadowice et de Zator c'est l'analyse de minéraux lourds qui nous est venue en aide (l'analyse de M. Kryssowska). Les limons éoliens de Wadowice contiennent un cortège de minéraux lourds qui diffère de ceux des couvertures de congélifluxion reposant en dessous et de ceux de leur roche-mère. Le limon éolien contient de la sillimanite et du disthène, absents au-dessous, et beaucoup plus de chlorite et d'amphibole.

LA CLASSIFICATIONS DES PROCESSUS PÉRIGLACIAIRES

Les catégories de couvertures décrites tout à l'heure révèlent l'existence des genres différents de processus qui modelaient les versants des Carpates à flysch. Il résulte de leur fréquence et de leur puissance que les processus dirigeants étaient la congélifluxion et le ruissellement en nappe (sur d'autres roches — grès friables — et aux pentes plus faibles). Ces deux processus collaboraient souvent et, avec participation de la glace fibreuse et d'autres processus, menaient au développement de couvertures mixtes — de congélifluxion-ruissellement, nommées parfois nivéo-pluviales.

L'éclatement des blocs et la formation des éboulis ont été limités à des parois raides. Les phénomènes du genre d'éboulements, par contre, ont été communs aux périodes intermédiaires et interstadias quand il arrivait au dégel plus profond et quand des réservoirs d'eau phréatique s'accumulaient dans le sol. L'activité linéaire des eaux était restreinte à des versants plus ravinés et d'habitude raides.

LE MODELAGE DES VERSANTS
ET SON RAPPORT A LA STRUCTURE GÉOLOGIQUE

Le flysch est un complexe sédimentaire à lithologie hétérogène. Cette hétérogénéité s'exprime par le type des processus et la forme des versants. On y peut distinguer 3 groupes principaux de roches:

(a) Séries puissantes de grès résistants (Beskid Średni, Tylmanowa, Gruszowiec). Des éclats anguleux sont soumis à la reptation le long des pentes; les parois raides reculent. L'intensité des processus est faible. Les couvertures mixtes d'éboulis et de congélifluxion sont mises en place même aux pentes de 20 à 25°.

(b) Schistes et grès gisant sur des schistes. Ils succombent facilement à des processus de congélifluxion. En absence du sol gelé ou quand il y a un dégel plus profond ils sont entraînés par des éboulements (Myslenice, Lipowe, Dobra, Gruszowiec). Dans des zones de schistes par conséquent, les couvertures de versant sont monotones (fig. 10).

Quand la partie supérieure du versant est constituée par des grès la résistance différente peut entrer en jeu. Aux certaines périodes les schistes seuls succombent à la dégradation. Aux autres, les couvertures se mettent en marche sur les versants entiers (Kro-

ścienko, Starkel, 1965). Aux pieds de versants la pente oscille entre 4 et 15°.

(c) Grès friables avec des intercalations de schistes et marnes. Ils absorbent aisément de l'eau et succombent à l'altération la

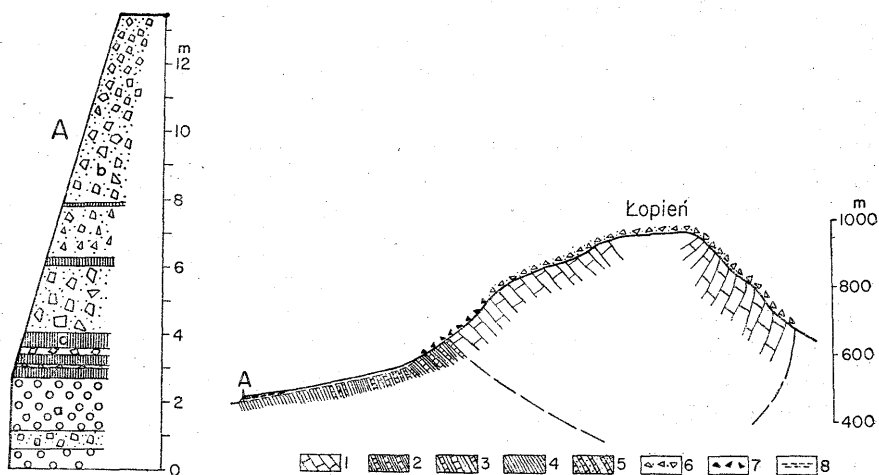


Fig. 10. Profil du versant du Łopień à Dobra près de Limanowa avec des couvertures de la dernière période froide

(d'après M. Klimaszewski — Guide du Symposium, 1967)

1. grès de Magura à litage grossier, très résistants; 2. grès et schistes des couches sous-maguriennes à résistance moyenne; 3. grès et schistes des couches à hiéroglyphes à résistance moyenne; 4. schistes bigarrés à résistance moyenne; 5. couches à inocérames, grès-schisteuses, à résistance moyenne; 6. couverture de produits d'altération, argilo-caillouteuse; 7. couverture éluviale, caillouteuse; 8. couverture de solifluxion argilo-caillouteuse; a. graviers fluviatiles; b. couvertures de solifluxion; c. intercalations renfermant des restes de flore fossile

plus rapide et fournissent des quantités importantes de matériel transporté vers le bas de la pente (couches de Krosno par exemple). Sous de favorables conditions climatiques ce sont la congélifluxion et le ruissellement qui prédominent. Les versants enveloppés de couvertures sont inclinés de 2 à 12° (cf. Dziewański, Starkel, 1962).

Les différences en structure du versant se trahissent aussi dans des profils latéraux. Si un secteur du versant est constitué par des séries plus schisteuses ce sont des argiles lourdes qui y coulaient (Myślenice). Là où la proportion des schistes argileux décroît et des bandes argileuses disparaissent le nombre de couvertures de congélifluxion diminue aux pieds de versants (Zabrodzie).

LA DIVERSITÉ DES COUVERTURES EN PROFIL LONGITUDINAL
DU VERSANT

Là où l'on peut prendre connaissance du profil longitudinal complet du versant, dans de grandes carrières, on remarque une diversité des couvertures en ce profil (Zabrodzie, Wadowice — partiellement, Myślenice). La constatation de cette diversité nous donne le moyen de mieux comprendre le mécanisme de l'évolution du versant. En plus, elle nous donne un important renseignement méthodique. À la base des séquences sédimentaires observées dans une petite carrière aux pieds du versant pourtant on ne peut pas tirer de conclusions paléogéographiques très extensives, bien que cela ait souvent lieu.

La diversité des couvertures, donc des processus, ainsi constatée concerne les versants concaves qui renferment, à leur base, de

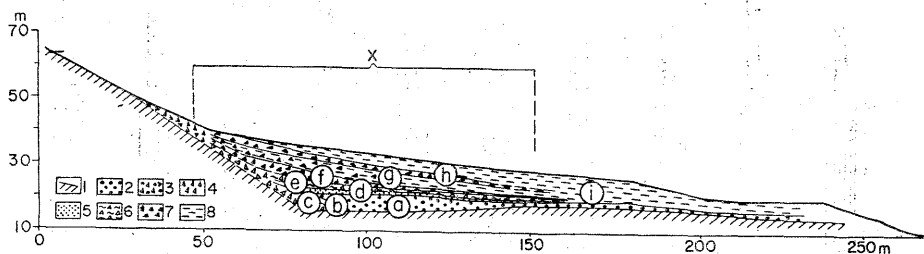


Fig. 11. Profil du versant à Zabrodzie sur le San (Dziewański, Starkel, 1967)

1. socle rocheux; 2—6. couvertures provenant de la glaciation de la Pologne Centrale; 2. alluvions du faciès de lit mineur (série a); 3. alluvions mêlées à de la blocaille (b); 4. couvertures d'éboulis (c); 5. alluvions du faciès de crues (d); 6. couvertures de solifluxion et couvertures proluviales tardiglaciaires, altérées (e); 7—8. couvertures de la dernière période froide; 7. couvertures à la prédominance de la solifluxion avec de la blocaille (séries f, h); 8. couvertures à la prédominance des proluvions (série g, i)

fossiles plaines de terrasses et des sapements érosifs (fig. 11). Les sapements fossiles sont enveloppés par les éboulis à la pente de 25 à 30° qui, vers le bas, passent à des couvertures de congélifluxion déposées sur la pente de 6 à 15° (sur des schistes altérés) et de 8 à 18° (sur des grès altérés). La part des couvertures de deluvions augmente vers le bas du versant où elles forment des plaines à la pente de 4 à 8°. Conformément aux oscillations climatiques les secteurs du transport congélifluctif allaient et venaient le long du versant (Dziewański, Starkel, 1967). Le transport par gravitation a eu lieu donc dans de différentes pentes-limites.

L'ÉVOLUTION DES VERSANTS PAR RAPPORT AUX CHANGEMENT CLIMATIQUES

La séquence verticale des couvertures nous apporte des informations quant aux phases de l'activité de divers processus et de leur intensité. De façon indirecte nous nous renseignons ainsi sur des changements climatiques au Quaternaire. C'est là où la puissance des couvertures est considérable (aux pieds des sapements fossiles) que l'on puise le plus grand nombre de renseignements. Parce que c'est bien là que des grès fragiles et des schistes subissaient une forte dégradation et le type de dénudation changeait en rapport avec des oscillations de température et d'humidité. En même temps il nous faut tenir compte du fait que la séquence et la durée de l'activité des groupes particuliers de processus ont été différentes aux divers étages d'altitude des Carpates (Starkel, 1968).

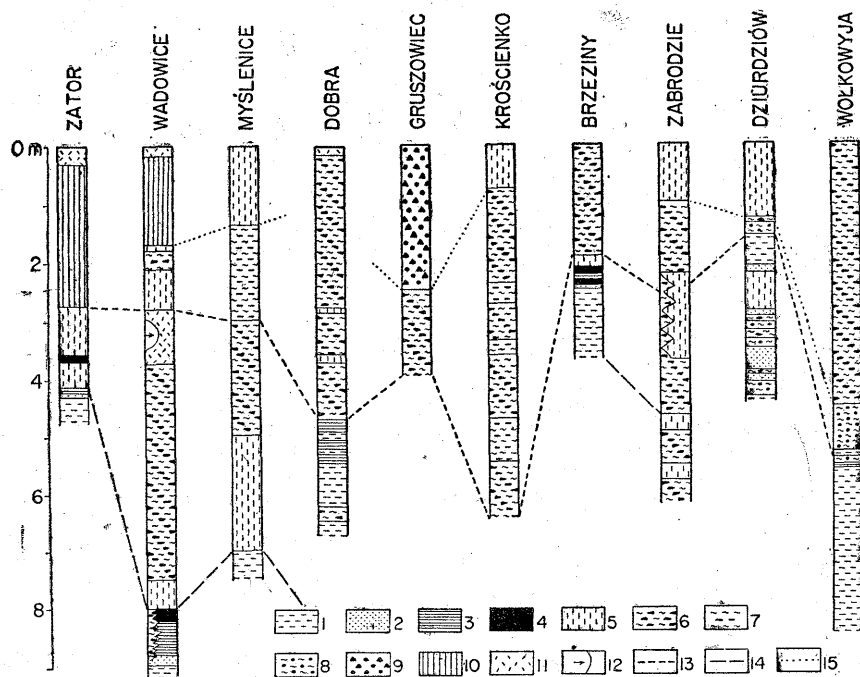


Fig. 12. Corrélation des profils principaux de couvertures de versant et de couvertures alluviales provenant de la dernière période froide (localisation des profils — sur la fig. 1)

1. alluvions du faciès de lit mineur — graviers; 2. alluvions du faciès de lit mineur — sables; 3. alluvions du faciès de crues — vases; 4. tourbes; 5. delluvions; 6. couvertures de solifluxion — débris argileux; 7. couvertures de solifluxion argileuses; 8. faciès de transition — graviers s'enchainant avec du matériel de solifluxion; 9. cônes de déjections torrentielles; 10. loess; 11. sols actuels et fossiles; 12. lobe d'éboulement; 13. la base des dépôts du pléni-glaciaire supérieur (sommet du Brørup); 15. autres limites

S'il s'agit de la dernière période froide c'est au Pogórze Karpackie (altitudes de 250 à 500 m — fig. 12) qu'on a rassemblé le plus grand nombre de données.

À Wadowice (le profil le plus complet) sur la tourbe interstadaire Brørup se trouve la suite sédimentaire suivante (du bas en haut):

1. delluvions (couvertures de delluvions), souvent avec des intercalations de restes du sol d'interstade Brørup remaniés
2. couvertures de congélifluxion, débris argileux, fortement calcaireux
3. couvertures de congélifluxion-delluvions, fortement décalcifiées, contenant plus que 2% d'humus. C'est dans cette série que se trouve le lobe d'éboulement rocheux. (l'interstade Paudorf — la limite de la forêt dans les Carpates était alors située à altitude de 600 à 700 m)
4. couvertures de delluvions
5. couvertures de congélifluxion
6. couvertures de delluvions
7. loess délavé

Une séquence pareille présente le profil de Zabrodzie (fig. 11). Les couvertures de delluvions des débuts de périodes interstadiennes correspondent à des sols interstadiens délavés. Celles du sommet suggèrent une progression climatique vers le continentalisme et une raréfaction du couvert végétal.

Les périodes interstadiennes se sont marquées par un net recul du pergélisol et par une profonde altération chimique (Wadowice, Zabrodzie). À l'étage supérieur, au-dessus de 500 à 600 m d'altitude, on n'observe pas de complexité considérable de couvertures. Il y a plutôt d'épais dépôts de congélifluxion. Il n'y avait pas eu ici d'arrêt net à l'interstade Paudorf, car la forêt n'était montée qu'à 600 à 700 m (Sobolewska, Śröder, 1961). Au sommet des dépôts pourtant il y a une nappe de delluvions (Klimaszewski, 1961) qui, à la sortie de petites vallées latérales, sont remplacées par des cônes de déjections superposés au manteau congélifluctif (Gruszowiec — Starkel, 1960b). Aujourd'hui, au-dessus de la limite de la forêt, règne un complexe de processus proches à ceux agissant plus bas pendant la dernière glaciation (Klimaszewski, 1948; Jahn, 1958).

S'il s'agit des périodes plus anciennes on en a aussi trouvé des dépôts de versant présentant une séquence pareille. Au sommet de dépôts rissiens il y a une couverture de solifluxion recouverte

par des delluvions (Dzięwański, Starkel, 1962). Les dépôts interstadias à Hoczew (Starkel, 1965) et Ustroń (Stupnicka, 1957) sont aussi accompagnés par des delluvions. Les dépôts de solifluxion, par contre, s'enchaînent avec des graviers stadias. Les dépôts de versant provenant des périodes froides plus anciennes ne sont conservés d'habitude qu'à l'état fossile, sous des couvertures plus jeunes (fig. 11).

LE RÔLE DES RIVIÈRES PÉRIGLACIAIRES DANS LE MODELAGE DES VERSANTS

La capacité de transport des rivières dépend du débit et de la vitesse. Au Quaternaire, l'apport latéral changeait considérablement. L'apport plus abondant, pendant des périodes froides, provoquait l'accumulation au lit — des graviers et des sables fluviaux s'enchaînent avec des couvertures de congélifluxion (Lipowe: fig. 9, Zabrodzie). Quand l'apport latéral était faible il y a eu un creusement. Aux périodes intermédiaires d'une relative équilibre il y a eu des conditions favorables au développement des méandres, à l'élargissement des vallées et à leur glissement (Dzięwański, Starkel, 1962). Ce sont ces périodes-ci justement dont proviennent les méandres de glissement, les talus de terrasses d'érosion, dans des socles rocheux (aux phases terminales des périodes interglaciaires) ou dans des couvertures accumulatives (aux phases terminales des périodes glaciaires) et des nappes alluviales représentant le faciès de crues. Les alluvions renferment parfois des horizons organiques représentant d'ordinaire des interstades, à Ustroń (Stupnicka, 1957), à Brzeziny (Birkenmajer, Srodoń 1960) et à Hoczew (Starkel, 1965) par exemple. Dans de petites vallées, où l'apport latéral était surtout important, il y a eu une dissection des couvertures de congélifluxion par des torrents, au cours des interstades (coupe de Dobra — datation au C^{14} , Gröningen — 32.500 ± 450 BP; fig. 10).

Le lit majeur constitue la base pour l'activité des processus de versant. L'enchaînement des couvertures de versant avec des nappes éoliennes indique qu'il y a eu un synchronisme entre la maturation du versant et l'aggradation au lit de la rivière. Le sapement du versant ranime les processus érosifs. Après le déplacement du lit mineur le matériel venant des versants "égalise" très énergiquement les sapements inactifs — il arrive au développement

des glaciis d'accumulation (Wadowice, Myślenice — fig. 6, Zabrodzie).

L'encaissement quaternaire des vallées fluviales menait à la formation des terrasses. Ces gradins constituent des bases locales pour l'activité des processus de versant. Le matériel descendant des versants s'accumule sur les surfaces de terrasses. Le phénomène nous permet de reconstituer des phases d'évolution du versant. Après avoir enveloppé toute la terrasse les couvertures continuent de descendre, ce qui mène à l'allongement accumulatif des versants. D'autre part, la stratigraphie des couvertures de versant nous donne le moyen de mieux définir l'âge des terrasses (Dziemiański, Starkel, 1963).

S'il s'agit de la dernière période froide le rapport des couvertures de versant de cet âge avec des nappes alluviales se présente

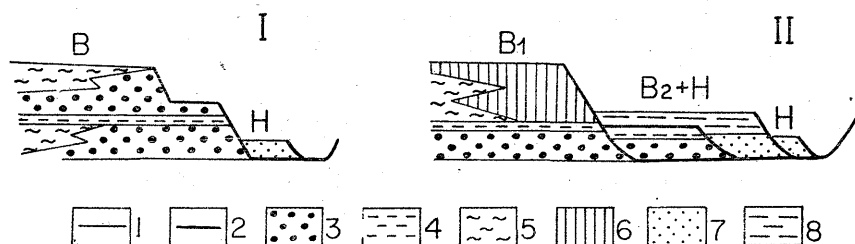


Fig. 13. Schéma des terrasses de la dernière période froide en deux sections du profil longitudinal des vallées carpatiques: I — dans les Beskides, II — à la lisière des Beskides

1. plaine d'accumulation; 2. surface d'érosion; 3. graviers fluviaux (dernière période froide); 4. vases (dernière période froide); 5. couvertures de solifluxion et autres; 6. loess et delluvions loessoides; 7. graviers et sables holocènes; 8. vases holocènes

différemment dans des sections particulières des vallées carpatiques (fig. 13). À la lisière des Carpates (Zator, Wadowice, Myślenice) sur d'anciens cônes de déjections glaciaires (formés avant l'interstade Brørup) il y a des dépôts de crues, des couvertures de versant et celles de loess, représentant les deux stades principaux du Würm (l'âge de la flore du Dryas de Zator obtenu par la méthode du C^{14} est $> 40\,000$ ans BP). Vers l'amont il n'y a pas de traces des séries glaciaires anciennes dans les sections moyennes des vallées fluviales — sur des alluvions du Pléniglaciaire ancien il y a des dépôts de crues et organiques de l'interstade Paudorf (Brzeziny, Białka) recouverts soit par des dépôts de versant, soit par des cônes de déjections des affluents. Dans les sections supérieures des

vallées principales et dans les vallées affluentes les séries graveleuses sont nettement biparties — chacune d'elles s'enchaîne avec des dépôts de versant (Starkel, 1960b; 1965). L'aspect variable des profils indique un âge différent de l'accumulation fluviale et de la dissection de la nappe alluviale dans de diverses sections des vallées carpatiques. Les sections où régnaient soit l'érosion, soit l'accumulation se déplaçaient le long du profil longitudinal; de manière semblable à ce qu'il a lieu à l'Holocène. Il n'y a pas eu une phase générale d'accumulation dans le profil entier des vallées carpatiques (Starkel, 1964). Le rajeunissement des sections amont, nettement retardé, reste en rapport avec le déplacement d'étages morphoclimatiques au temps (Starkel, 1968).

L'analyse du rapport des versants aux lits majeurs des vallées nous donne le moyen donc non seulement de mieux définir l'âge et les conditions de l'accumulation des couvertures, mais aussi de déterminer les tendances d'évolution des versants.

LE RÔLE DES PROCESSUS PÉRIGLACIAIRES DANS LE MODELAGE
D'ANCIENS VERSANTS
OU LES TENDANCES DE L'ÉVOLUTION DES VERSANTS
AU QUATERNAIRE

Des versants à forme et à pente variables existaient et évoluaient au Quaternaire. Aux versants qui échappent actuellement au sapement la pente est en rapport avec la résistance de la roche. Sur des grès durs par exemple il y a souvent des pentes de 20 à 35°. La majorité des versants carpatiques accuse pourtant une singulière similitude de forme. Il s'agit des versants dont l'évolution a commencé au Quaternaire. Ils possèdent un profil convexo-concave plus ou moins bien développé (fig. 12). Cela concerne aussi bien ceux liés aux lits majeurs qu'aux terrasses plus élevées (suspendues au-dessus de la base d'érosion locale) ou même des versants suspendus au-dessus des sapements (Dzięwański, Starkel, 1962).

La section convexe du profil, à la pente toujours supérieure à 8°, est enveloppée par une mince couche de couvertures. Elle s'est développée souvent grâce à la transformation, par dénudation, d'une rupture de pente entre le versant de vallée et une ancienne surface d'aplanissement ou une terrasse. La section inférieure du versant est concave, à la pente diminuante de plusieurs

degrés à 2—6°. C'est une section érosive ou, plus fréquemment, accumulative. Parfois c'est une série de couvertures de versant, de plusieurs m d'épaisseur, enveloppant une surface rocheuse concave, une autre fois — une épaisse (jusqu'à 20 m) série de couvertures qui aplanit d'anciens sapements et gradins d'érosion. Sur des roches tendres la rupture de pente entre la section convexe et concave se déplace vers la zone d'accumulation sous le versant (Wadowice). Ceci est un fait constaté aussi sur des schistes d'Ardenne (Seret, de Bethune, 1967). La section concave constitue une surface d'équilibre entre la gravitation des masses reposant sur le versant et le ruissellement. En plus, elle reflète une extinction progressive de particuliers processus périglaciaires

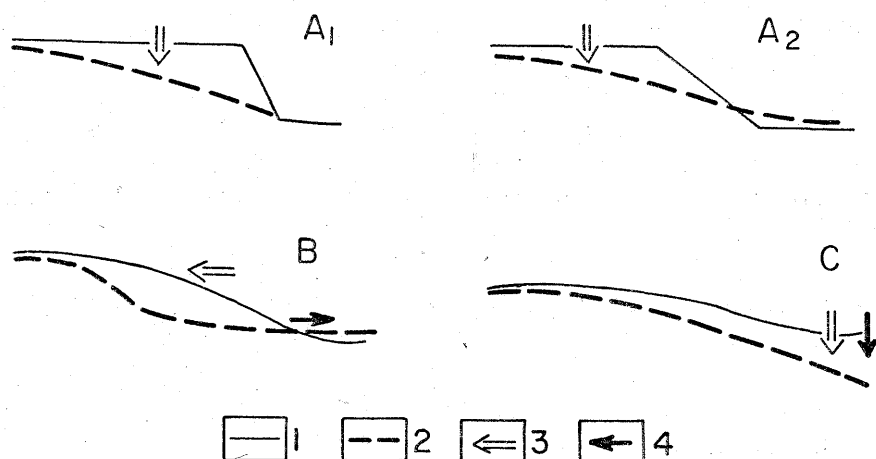


Fig. 14. Les sens de l'évolution des versants carpatiques au Quaternaire

A1 et A2. tendance climatique à l'aplatissement; B. tendance au raidissement (tectonique); C. tendance au raidissement (tectonique); 1. versant primitif (point de départ); 2. versant mûr; 3. sens des transformations maximales de la forme du versant; 4. sens de l'érosion (ou de l'évacuation du matériel)

le long de la pente (Mysłenice, Zabrodzie). Le versant évoluant ainsi, lié étroitement au régime climatique, accuse une tendance à l'aplatissement (*down-wearing* — fig. 14). Cela reste en rapport avec un apport abondant du haut (donc l'abaissement) et avec un transport ou une accumulation en bas qui mène parfois à l'allongement du versant (Mysłenice, Zabrodzie).

Le second sens de l'évolution des versants carpatiques au Quaternaire pourrait être nommé structuro-climatique (fig. 14). C'est le recul (*back-wearing*) qui prédomine ici. Il a lieu le plus fré-

quemment sur des escarpements formés de grès résistants en haut. Des schistes solifluidaux du secteur inférieur du versant mènent au sapement du front rocheux (Ostre, Gruszowiec, Dobra). Mais même sur des grès friables du bassin du San (Starkel, 1965) il y a de longues formes de glacis développés sous des conditions de l'évacuation énergétique en dehors du versant.

Le troisième sens de l'évolution est nommé par nous tectonique. Il consiste en raidissement des versants par un sapement et un abaissement continus de la base (fig. 14). Cela s'observe dans des zones d'exhaussement quaternaire plus intense, au Beskid Sądecki par exemple (Tylmanowa). Le phénomène est plus net sur des roches plus résistantes. Il s'agit d'une tendance transitive qui ne dure que jusqu'à ce que la rivière n'atteint un profil d'équilibre qui est la condition du mûrissement (adoucissement) des versants.

Les sens multiples de l'évolution témoignent d'une superposition de divers facteurs climatiques, structuraux et tectoniques dans le processus du modelage des versants carpatiques au Quaternaire. La tendance générale de l'évolution du versant donné dépend de ce quel est le facteur qui joue rôle dominant dans son évolution.

LES PROCESSUS PÉDOGÉNÉTIQUES ET LE RÔLE DES PÉRIODES CHAUDES AU QUATERNAIRE

Ce sont les sols actuels et les paléosols qui constituent la preuve de l'altération chimique. Cette altération agit aussi bien sur un sous-sol de flysch que sur des couvertures de versant formées sous le climat périglaciaire. Hélas, des traces d'anciennes couvertures d'altération ne se sont préservées qu'en des lieux très peu nombreux.

C'est Huba (fig. 5) qui constitue une exception heureuse. Les études de T. Gerlach et de M. Kryssowskay ont révélé la présence d'horizons d'altération d'âge pliocène. Pendant la discussion qui a eu lieu au cours de l'excursion du Symposium, Prof. Bakker a suggéré qu'une couverture de ce genre puisse représenter plutôt du Quaternaire le plus ancien.

S'il s'agit de l'interglaciaire Mindel-Riss on l'a constaté, au-dessous d'épaisses couvertures de versant plus jeunes à Myczkowce sur le San, en forme d'une altération des schistes et grès de Krosno atteignant une profondeur de 4 à 5 m (Dziekański, Starkel, 1962). L'interglaciaire éémien a causé une altération

des nappes alluviales et des couvertures de versant provenant de la période glaciaire précédente — à Zabrodzie et à Hoczew sur le San et à Tylmanowa on observe une décalcification du sommet des séries sédimentaires. À Zabrodzie il est arrivé à formation du conglomérat à la base de la série, cimenté par du carbonate de calcium. À Wadowice, des couvertures de versant à des débris gréseux altérés s'enchaînent avec des sédiments d'un mort bras datant de l'interstade Brørup. C'est à Wadowice aussi qu'un épais (2 m) sol fossile, décalcifié, brun-cendré, contenant plus que 2% d'humus, s'est conservé. Sa position entre deux séries de congélifluxion nous incite à supposer qu'il représente l'interstade Paudorf. Les dépôts de congélifluxion-éboulement à Myślenice renferment aussi des traces des sols fossiles, du même âge peut-être, mais remaniés.

Les sols fossiles et les traces d'altération se sont conservés aux pieds de versants sapés, sous couvertures plus jeunes provenant des périodes froides. Dans d'autres lieux pourtant, aux versants, ils ont succombé à la dégradation. L'altération chimique avait préparé du matériel meuble qui succombait ensuite plus facilement au transport pendant des phases périglaciaires suivantes.

Les études sur l'Holocène dans les Carpates (Starkel, 1960a; Gerlach, 1967) ont démontré que l'altération chimique mise à part, ce sont des éboulements et le développement des vallons de suffosion et d'érosion, liés à la base d'érosion descendante, qui apportent des changements essentiels à la forme des versants montagneux. La dégradation superficielle, par contre, agissant sur les versants couverts de forêts et de prés est minime (à Jaworki on a mesuré un abaissement annuel des versants égal à 0,0003—0,002 mm — Gerlach, 1966). L'abaissement de la base aux périodes interglaciaires, l'évacuation partielle des couvertures en parties inférieures des versants et l'orientation de l'évacuation par un développement des sillons aux versants pendant des périodes froides suivantes c'est tout un complexe de phénomènes qui, à côté de l'altération chimique, influençaient non seulement l'allure mais aussi le sens de l'évolution des versants des Carpates à flysch. C'est pourquoi l'évolution des versants n'a pas abouti à leur remblaiement par aggradation de la sédimentation. Bien que les périodes froides — périodes de la planation superficielle — aient constitué des phases principales de la dégradation, les périodes chaudes jouaient aussi un rôle important dans le modelage des versants quaternaires (Starkel, 1963). Ce sont des oscillations rythmiques

du climat précisément qui ont élaboré un profil convexo-concave des versants — la forme la plus fréquente dans les Carpates.

Les localités de Dobra et de Gruszowiec témoignent qu'il y a eu des tendances différentes en évolution de certains versants aux périodes froides et chaudes et aux phases transitoires. Les couvertures de congélifluxion, constituant les pieds des versants, sont formées soit par des grès, soit par des schistes altérés, provenant des secteurs supérieurs des versants. Il n'y a pas de grès résistants en partie haute, la plus raide, du versant (fig. 10). Directement aux pieds de cette partie plus raide pourtant il y a des amas d'éboulis-congélifluxion, constitués par des débris grossiers. Ils adoucissent la rupture et leur pente est de 20 à 25°. Aux périodes froides, par conséquent, il y a eu ici une planation et une égalisation du profil du versant. L'évacuation des couvertures des secteurs inférieurs du versant, le sapement local de sa partie supérieure par des éboulements et le ravinement sont la conséquence du changement de tout un complexe de processus au Tardiglaciaire et à l'Holocène.

L'ÉCHELLE DE LA TRANSFORMATION DES VERSANTS AU QUATERNAIRE

Les données numériques que l'on peut tirer d'après la puissance des couvertures particulières ne concernent que les deux dernières périodes froides. S'il s'agit de l'importance des changements au cours du Quaternaire entier, nous pouvons nous appuyer sur les valeurs de l'abaissement des surfaces d'aplanissement du Pliocène supérieur. Cet abaissement varie de plusieurs mètres tout au plus sur des grès très durs (remarquer la hauteur des piliers) jusqu'à une valeur de 40 à 60 m sur de tendres grès et schistes. Dans la vallée du San, à Wadowice et à Myślenice les couvertures würmiennes de versant reposent sur de fossiles plaines d'accumulation fluviale. On peut supposer donc que leur certaine partie est évacuée en dehors du versant. On a calculé (Dzięwański, Starkel, 1962) qu'une série sédimentaire de 10 à 20 m d'épaisseur correspond à un abaissement des secteurs supérieurs du versant, constitué par des séries de flysch moins résistantes, qui peut atteindre 10 m, et même davantage, au cours d'une seule période froide. Pour les trois périodes froides principales cet abaissement joint atteindra 30 m au moins. C'est la valeur suffisante afin que la majorité des versants carpatiques, sur des séries solifluidales avant

tout, acquiesse un profil convexo-concave — le profil typique pour la moyenne montagne et les plateaux qui, au cours des périodes froides du Pléistocène, se trouvaient à l'intérieur du domaine morphogénétique périglaciaire.

Traduction de T. Kubiak

*l'Institut de Géographie de l'Académie
Polonaise des Sciences, Département de
Géomorphologie et d'Hydrographie des
Montagnes et des Plateaux à Cracovie*

Bibliographie

- Birkenmajer, K., Śröder, A., 1960 — Interstadiał oryniacki w Karpatach (summary: Aurignacian Interstadial in the Carpathians). *Inst. Geol., Biul.* 150; p. 9—70.
- Cegła, J., 1961 — A study of silt formations in the Carpathian Basins. *Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska*, vol. 15, sec. B, Lublin; p. 75—91.
- Dylik, J., 1956 — Coup d'oeil sur la Pologne périglaciaire. *Biuletyn Peryglacjalny*, no. 4; p. 195—238.
- Dziewański, J., Starkel, L., 1962 — Dolina Sanu między Soliną a Zwierzyniem w czwartorzędzie (summary: The Quaternary San valley between Solina and Zwierzyn). *Prace Geog. Inst. Geog. PAN*, no. 36; p. 1—86.
- Dziewański, J., Starkel, L., 1963 — Relationship between fluvial and solifluction accumulation as a criterion for dating of Quaternary terraces in the Carpathians. *Report of the VIth INQUA Congress*, Warsaw, 1961, vol. 3; p. 89—94.
- Dziewański, J., Starkel, L., 1967 — Slope covers on the middle terrace at Zabrodzie upon the San. *Studia Geom. Carpatho-Balcanica*, no. 1; p. 21—35.
- Friedberg, W., 1903 — Atlas Geologiczny Galicji, tekst (Atlas Géologique de Galicie, texte), z. 16; Cracovie.
- Gerlach, T., 1966 — Współczesny rozwój stoków w dorzeczu Grajcarka (résumé: Développement des versants actuels dans le bassin du haut Grajcerek). *Prace Geog. Inst. Geog. PAN*, no. 52; p. 1—111.
- Guide to the excursion of the Symposium of the Commission on the Evolution of Slopes and of the Commission on Periglacial Geomorphology of the I.G.U., Poland, 1967; p. 1—102.
- Halicki, B., 1955 — Remarques sur l'importance des processus périglaciaires pour les études de la morphogenèse des Carpathes. *Biuletyn Peryglacjalny*, no. 2; p. 167—174.
- Jahn, A., 1958 — Periglacial microrelief in the Tatras and on the Babia Góra. *Biuletyn Peryglacjalny*, no. 5; p. 227—249.

- Klimaszewski, M., 1948 — Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym (Les Carpathes Occidentales Polonaises pendant la période diluviale). *Prace Wrocł. Tow. Nauk.*, ser. B, nr. 7; p. 1—236.
- Klimaszewski, M., 1956 — The principles of the geomorphological survey of Poland. *Przegl. Geog.*, t. 28 (Supplement); p. 32—40.
- Klimaszewski, M., 1958 — Pleistocene outcrop at Dobra near Limanowa, Carpathian Mts. *Bull. Acad. Polon. Sci., sér. chim., géol., géog.*, vol. 6; p. 341—344.
- Klimaszewski, M., 1965 — Views on the geomorphological evolution of the Polish West Carpathians in Tertiary times. *Geomorphol. Problems of Carpathians*, vol. 1, p. 91—119; Bratislava.
- Klimaszewski, M., et al., 1950 — Flora dryasowa w Krościenku nad Dunajcem (summary: The Dryas flora at Krościenko on the Dunajec river). *Biul. Inst. Geol.*, 24; p. 1—86.
- Klimaszewski, M., et al., 1961 — Guide-Book of Excursion: "From the Baltic to the Tatras", part III: South Poland. *VIth INQUA Congress*, Warsaw, 1961.
- Koperowa, W., Środoń, A., 1965 — Pleniglacial deposits of the Last Glaciation at Zator. *Acta Palaeobotanica*, t. 6, no. 1; p. 1—31.
- Krygowski, B., 1960 — O jednorocznych warstewkach pokrywy stokowej w okolicy Błażowej — Pogórze Karpackie (summary: The one-year layers of the slope cover on the Pogórze Karpackie). *Zeszyty Nauk. Univ. A. Mickiewicza, Poznań; Geog.*, 3; p. 3—15.
- Łoziński, W., 1925 — Miejscowe dyluwium Karpat (Diluvium local des Karpates). *Sprawozd. Kom. Fizjog. PAU*, t. 48/49; Cracovie.
- Malicki, A., 1961 — The stratigraphic value of the loess profile in Pikułice. *Annales Univ. M. Curie-Skłodowska*, sec. 2, vol. 6, p. 63—69; Lublin.
- Sawicki, Ludomir, 1917 — Osuwisko ziemne w Szymbarku i inne zsuwy powstałe w 1913 roku w Galicji Zachodniej (Eboulement de terrain à Szymbark et autres glissements, formés en 1913 en Galicie de l'Ouest). *Rozprawy Wydz. Mat.-Przyr. Akad. Umiejętności*, ser. A, no. 56, p. 227—313; Cracovie.
- Seret, G., de Béthune, P., 1967 — Compte rendu de l'excursion du Samedi 11 Juin 1966: La Roche-en-Ardenne—Marche—Hau-sur-Lesse—Namur. L'évolution des versants. Colloque Intern. de Géomorph. tenu à l'Université de Liège, du 8 au 15 juin 1966. *Les Congrès et Colloques de l'Université de Liège*, vol. 40; p. 325—349.
- Sobolewska, M., Starkel, L., Środoń, A., 1964 — Młodoplejstoceńskie osady z florą kopalną w Wadowicach (summary: Late-Pleistocene deposits with fossil flora at Wadowice, West Carpathians). *Folia Quaternaria*, no. 16; p. 1—64.
- Sobolewska, M., Środoń, A., 1961 — Late Pleistocene deposits at Białka Tatrzańska (West Carpathians). *Folia Quaternaria*, no. 7; p. 1—16.
- Starkel, L., 1957 — Rozwój morfologiczny progów Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzycianą (summary: The morphological development

- of the Carpathian foreland border between Dębica and Trzciana). *Prace Geog. Inst. Geog. PAN*, no. 11; p. 1—152.
- Starkel, L., 1960a — Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie (summary: The development of the Flysch Carpathians relief during the Holocene). *Prace Geog. Inst. Geog. PAN*, no. 22; p. 1—239.
- Starkel, L., 1960b — Periglacial covers in the Beskid Wyspowy. *Biuletyn Peryglacjalny*, no. 8; p. 155—169.
- Starkel, L., 1963 — Stand der Forschungen über morphogenetische Prozesse in den Karpathen während des Quartärs. *Nachr. Akad. Wissensch. Göttingen*, no. 10; p. 139—161.
- Starkel, L., 1964a — Chronology of denudation processes in the last Glacial period in the Flysch Carpathians. *Geographica Polonica*, vol. 2; p. 61—67.
- Starkel, L., 1964b — The differences in the slope formation of Eastern Flysch Carpathians during the Upper Pliocene and the Quaternary. *Ztschr. f. Geomorphologie*, Supplbd. 5.
- Starkel, L., 1965 — Rozwój rzeźby polskiej części Karpat Wschodnich (summary: Development of relief of the Polish East Carpathians). *Prace Geog. Inst. Geog. PAN*, no. 50; p. 1—157.
- Starkel, L., 1968 — Remarques sur l'étagement des processus morphogénétiques dans les Carpates au cours de la dernière glaciation. *Biuletyn Peryglacjalny*, no. 17; p.
- Stupnicka, E., Szumański, A., 1957 — Dwudzielnosc młodoplejstoceńskich poziomów żwirowych w Karpatach (summary: Bipartition of young Pleistocene gravel terraces in the Polish Carpathians). *Acta Geol. Polonica*, vol. 7; p. 439—447.
- Śröder, A., 1952 — Ostatni glacjał i postglacjał w Karpatach (summary: Last Glacial and Postglacial in the Carpathians). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 67; p. 25—75.
- Zuber, R., Blaut, J., 1907 — Katastrofa w Duszatynie (Catastrophe à Duszatyn). *Czasopismo Techniczne*, 25; Lwów.