ANNALES
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA
LUBLIN — POLONIA
VOL. XXVII, 3 SECTIO B 1972

Z Zakładu Geografii Fizycznej Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi UMCS w Lublinie
Stacja Naukowa w Równi, pow. Ustrzyki Dolne
Doniesienie nr 16

Andrzej HENKIEL

Plejstoceńskie spłaszczenia denudacyjne w Karpatach

Плейстоценовые денудационные выравнивания в Карпатах

Pleistocene Denudation Flats in the Carpathians

Do ważniejszych i typowych form rzeźby Karpat fliszowych należą nisko położone, płaskie powierzchnie, zajmujące znaczne części den rozległych, strukturalnych obniżeń dolinnych. Są to często równiny, czasem powierzchnie o falistej, chaotycznej rzeźbie, innym razem gładkie, wyraźnie nachylone ku osiom obniżeń spłaszczenia podstokowe. Nie są one terasami, bo brak jest na nich osadów pochodzenia rzecznego i zajmują nieproporcjonalnie duże powierzchnie w stosunku do wielkości potoków, z dolinami których są związane. Formy te odgrywają znaczną rolę w krajobrazie. W niektórych częściach Karpat zajmują ponad 20% całkowitej powierzchni, jak wynika z analizy opublikowanych lub rękopiśmiennych map geomorfologicznych. Na mapach geomorfologicznych znaczone są sygnaturą „spłaszczenia akumulacji soliflukcyjnej" lub „proluwialnej", mimo iż nie są to formy akumulacyjne. Charakterystyczne jest występowanie omawianych spłaszczeń denudacyjnych we wszystkich strukturalnych, subsekwentnych obniżeniach dolinnych, w szerokich padołach odwadnianych przez niewielkie potoki. Stąd ich występowanie wszędzie tam, gdzie istnieją szerokie strefy wychodni mało odpornych skał, warunkujące rozwój padołów tego typu. Taką budowę geologiczną mają Bieszczady (wraz ze swoją niską częścią położoną po prawym brzegu Sanu), znaczne części Beskidu Niskiego, Pogórze Dynowskie i Ciężkowickie oraz Beskid Wyspowy. Ważną cechą występowania omawianych form jest ich związek ze strefami wododzielnymi, w ogóle z tymi rejonami, gdzie siła erozyjna rzek i potoków jest stosunkowo słaba. Brakuje ich natomiast w wąskich dolinach rozcinających wyniosłe grupy górskie Beskidu Żywieckiego, Sądeckiego, Gorców, brak też takich spłaszczeń denudacyjnych w dolinach dużych rzek, Sanu, Wisłoka, Wisłoki, Białej, Dunajca, Raby, Skawy i Soły, gdzie praktycznie całe dno zajmują po-

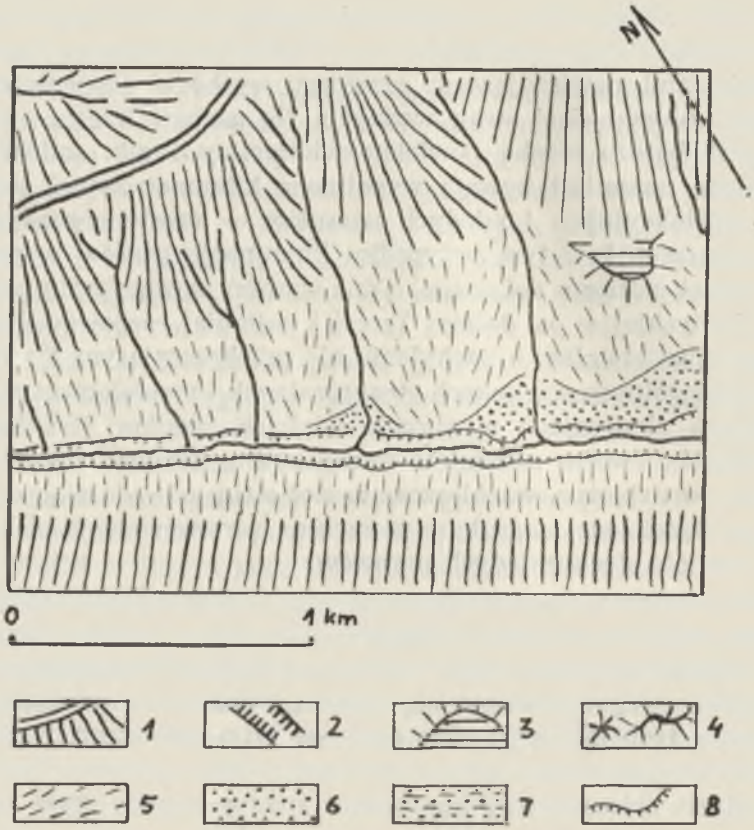
wierzchnie teras. Z występowania omawianych form wynika ich poważne znaczenie gospodarcze. Formy te w rejonach swojego występowania grupują osadnictwo, wykorzystywane są jako użytki rolne i stwarzają dogodne warunki dla prowadzenia szlaków komunikacyjnych. Jednym słowem spełniają tę rolę, jaką w dolinach dużych rzek odgrywają powierzchnie różnych teras. Stąd więc waga problemu nisko położonych spłaszczeń denudacyjnych w Karpatach i niniejsza próba syntezy.

Plejstoceńskie spłaszczenia denudacyjne nie uchodziły uwadze badaczy Karpat. Najczęściej jednak były omawiane jako konkretne, pojedyncze formy (K l i m a s z e w s k i, 8; S t a r k e l, 14; P ę k a l a, 11). Omawiano także w literaturze pewne grupy tych spłaszczeń, jednak wyróżniane jako dolne, łagodnie nachylone odcinki stoków peryglacjalnych (S t a r k e l, 15). Na wzajemne powiązania i wspólne cechy genezy różnego rodzaju spłaszczeń położonych w pobliżu den dolin zwrócono uwagę w czasie szczegółowych badań geomorfologicznych dorzecza Strwiąża, prowadzonych w oparciu o Stację Naukową Zakładu Geografii Fizycznej UMCS w Równi koło Ustrzyk Dolnych. W dorzeczu Strwiąża wydzielono podstawowe trzy typy form tego rodzaju i odtworzono ich rozwój w powiązaniu z warunkami strukturalnymi i przebiegiem plejstoceńskiej morfogenezy Karpat fliszowych. Oprócz szczegółowych badań w dorzeczu Strwiąża zbierano materiały porównawcze w dorzeczu górnego Sanu, w Kotlinie Sanockiej, we wschodniej części Beskidu Niskiego, oraz, bardziej pobieżnie, na Pogórzu Dynowskim, na obrzeżeniu Beskidu Sądeckiego, w Gorcach, Beskidzie Wyspowym i Beskidzie Średnim.

Ważną, wyróżniającą cechą morfologiczną omawianych form jest ich występowanie jako powierzchni względnie płaskich p o n i ż e j staroczwartorzędowego poziomu dolinnego, a powyżej najniższej terasy plejstoceńskiej (bałtyckiej), do której jednak nawiązują niższe części owych spłaszczeń. Są to więc formy sensu stricto plejstoceńskie, wiekowy odpowiednik całych serii teras erozyjno-akumulacyjnych w dolinach dużych rzek. Istnieją też co prawda inne jeszcze formy spłaszczeń plejstoceńskich w Karpatach, wysoko położone i nie związane z dolinami, należą jednak do rzadkości i będą omówione jako szczególne przypadki. Podstawową grupę plejstoceńskich spłaszczeń denudacyjnych w Karpatach, poza wymienionymi wspólnymi cechami, to znaczy płaskością (względną) i zasięgiem pionowym, cechuje wielka różnorodność. Można wyróżnić trzy podstawowe typy form. Do pierwszego typu należą najbardziej rozpowszechnione spłaszczenia podstokowe, ciągnące się wzdłuż zboczy dolin. Oddzielone są one wyraźnym załomem od zbocza, posiadają nie rozciętą, wyrównaną powierzchnię, nachyloną ku osi doliny pod kątem od 4 do 10°. Powierzchnie te schodzą aż do wysokości odpowiadającej terasie bałtyckiej i okryte są cienkim płaszczem glin soliflukcyjnych. Do dru-

giego typu należą faliste powierzchnie, których deniwelacje na ogół nie przekraczają 20 m, a nachylenia — 10°. Są to zrównania urozmaicone nabrzmieniami, nawiązujące do przebiegu wychodni odporniejszych skał podłoża i układu sieci strug wodnych. Na garbach często odsłania się skała pod bardzo cienką powłoką zwietrzeliny i glin soliflukcyjnych, zagłębienia natomiast bywają wypełnione kilkumetrowymi seriami pokryw soliflukcyjnych i młodych namułów — często organogenicznych (torfy, mursze). I w tym przypadku kulminacje garbów wypadają poniżej resztek poziomu dolinnego, a dna obniżeń nawiązują do powierzchni terasy bałtyckiej w osi doliny. Trzeci i najmniej rozpowszechniony typ to prawdziwe równiny, o nachyleniu nie przekraczającym 2°. Występują one w szczególnych warunkach strukturalnych i morfologicznych, w drugorzędnych obniżeniach w obrębie wielkich padołów strukturalno-denudacyjnych. Tworzą zamknięte formy kotlin, których charakterystyczną cechą jest zbieżna, wachlarzowata sieć strug odwadniających. Równiny te są wyścielone niegrubym płaszczem warstwowanych piaszczystych glin i rozcięte siecią młodych parowów.

Formy należące do pierwszego typu (ryc. 1) występują z zasady w stosunkowo wąskich padołach dolinnych albo też w padołach asymetrycznych, zajmując węższą część dna (ryc. 2b). Nie występują zasadniczo tam, gdzie odległość zbocza od wcięcia potoku odwadniającego padół przekracza 1000 m. Optymalna dla tego typu spłaszczeń jest odległość osi doliny od stromego zbocza wynosząca około 500 m. Powierzchnia skalna tych zrównań wypreparowana jest w obrębie mało odpornych skał, w których wytworzyło się obniżenie dolinne; górny, ostry załom zbiega się z granicą występowania odporniejszych serii skalnych budujących zbocze. Jednolicie nachylona podłoga skalna spłaszczenia nawiązuje do najniższego czwartorzędowego położenia skalnego dna doliny. Celuje więc albo w powierzchnię cokołu erozyjnego terasy bałtyckiej, o ile pogłębianie doliny trwa konsekwentnie do holocenu włącznie, albo schodzi poniżej współczesnego dna doliny, o ile fazą najgłębszego rozcięcia był któryś ze starszych interglacjałów. Czasami to przejście można obserwować bezpośrednio, w innych przypadkach, gdy na przykład spłaszczenie jest obecnie podcinane, dość łatwo można je rekonstruować na profilu (ryc. 6a). Górny załom spłaszczenia odpowiada swoją wysokością i położeniem na linii strukturalnej załomowi staroczwartorzędowego poziomu dolinnego. Wynika z tego, że powierzchnie skalne omawianych form powstały dzięki przekształceniu reliktów poziomu dolinnego przez przystosowanie (zwiększenie nachylenia) do nowej bazy denudacyjnej, którą stworzyły interglacjalne fazy erozji. Nastąpiło niejako zawiasowe obrócenie płaszczyzny poziomu dolinnego w ślad za pogłębiającym się wcięciem osiowej części obniżenia.



Ryc. 1. Schematyczny szkic geomorfologiczny dwu spłaszczeń I typu (Strwiążek koło Ustrzyk Dolnych); 1 — grzbiety i zbocza twardzielcowych pasm górskich, 2 — przełomy przez pasma twardzielcowe, 3 — relikty powierzchni i krawędzie poziomu dolinnego, 4 — twardzielcowe i wododzielne garby i wzgórza na miejscu zniszczonego poziomu dolinnego, 5 — plejstoceńskie spłaszczenia denudacyjne, 6 — akumulacyjna terasa nadzalewowa (bałtycka), 7 — aluwia holoceńskie, 8 — krawędzie teras i podcięcia. Dłuższa ramka szkicu równoległa do biegu warstw skalnych
Schematic geomorphological sketch of two flats of the type I (Strwiążek near Ustrzyki Dolne); 1 — ridges and slopes of resistant mountains, 2 — gaps trough resistant ridges, 3 — surface relicts and edges of valley plantion surface, 4 — resistant and watershed ridges and hills in the place of destroyed valley plantion surface, 5 — Pleistocene denudation flats, 6 — accumulation supra-floodplain terrace (Würm), 7 — Holocene alluvium, 8 — terrace edges and scarps. A longer frame of the sketch is parallel to the run of rock layers

Na mechanizm procesu, który doprowadził do takiego przekształcenia poziomu dolinnego, rzucają światło obserwacje utworów pokrywających spłaszczenia omawianego typu. Są to gliny stokowe z gruzem, posiadające cechy typowego utworu soliflukcyjnego. Miąższość tych glin jest niewielka, w górnych częściach spłaszczeń rzadko przekracza 1 m, ku do-

łowi może się zwiększać do kilku, a nawet do kilkunastu metrów. To zwiększanie się miąższości pokryw następuje w ten sposób, że strop pokrywy celuje geometrycznie w strop pokrywy akumulacyjnej terasy bałtyckiej, gdy podłoże skalne przedłuża się w powierzchnię cokołu erozyjnego tej terasy (ryc. 6a). Miąższość pokryw dolnej części spłaszczenia zależy więc od miąższości pokrywy terasy bałtyckiej: tam gdzie jest ona mała, gdzie terasa bałtycka jest erozyjno-akumulacyjna z wysokim cokołem, tam i pokrywa spłaszczenia ma małą miąższość; gdzie terasa bałtycka jest akumulacyjna, tam i pokrywa dolnej części spłaszczenia osiąga większą miąższość. Niekiedy można obserwować przechodzenie pokrywy spłaszczenia w pokrywę terasową i zazębianie się glin soliflukcyjnych ze żwirami rzecznymi. Można tu wymienić jako przykłady znane profile z Beskidu Wyspowego w Dobrej (K l i m a s z e w s k i, 8) i Lipowem (S t a r k e l, 14), znajdujące się u podnóża takich właśnie spłaszczeń. Dowodzi to, że formy owe nie tylko pod względem położenia, lecz także pod względem morfogenetycznym stanowiły strefę przejściową pomiędzy zboczem i dnem doliny, że zależały od wzajemnych stosunków procesów na stoku i w dnie.

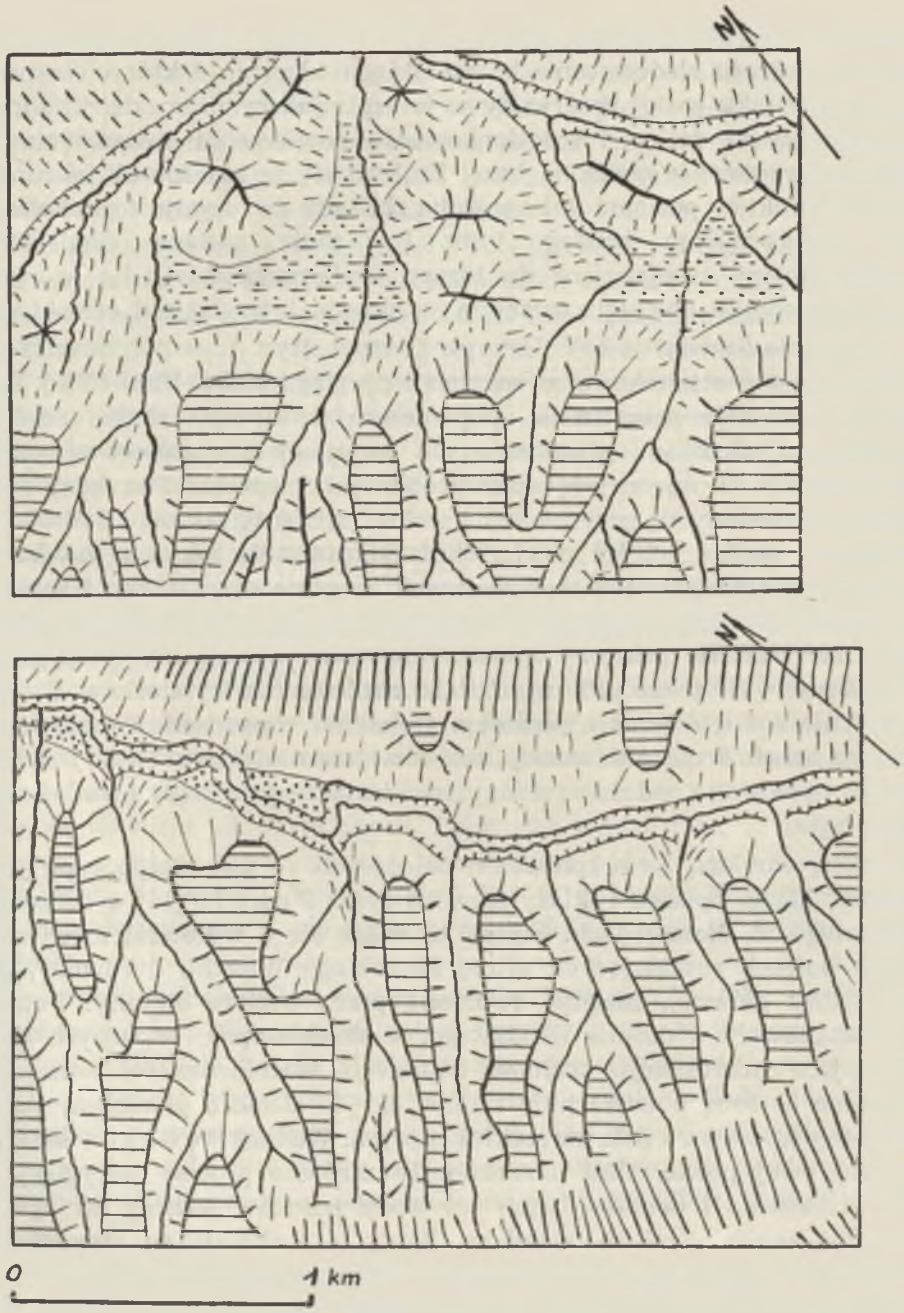
Badania pokryw informują o mechanizmie tej zależności i o przebiegu procesów rozwoju spłaszczeń pierwszego typu. Szczególnie ciekawa jest odkrywka w Ustrzykach Dolnych (H e n k i e l, 5). Spłaszczenie podstokowe na prawym brzegu potoku Jasieńki okryte jest cienką pokrywą soliflukcyjnych glin z gruzem, zawierającą materiał skalny z wysokiego zbocza doliny (z twardzielcowego pasma Kiczerki). Pokrywa ta schodzi aż do krawędzi spłaszczenia podcinanego przez potok i tutaj pod nią odsłania się parometrowy profil soliflukcji autochtonicznej z wyjątkowo dobrze wykształconymi kosami zboczowymi (ryc. 4). Tak więc spłaszczenie było obniżane dzięki wietrzeniu i soliflukcyjnemu odprowadzaniu zwietrzeliny oraz dzięki korozyjnemu działaniu potoków soliflukcyjnych spływających z wyżej położonego zbocza. Widać też, że najpierw przeważał proces obniżania całej powierzchni, potem w miarę narastania akumulacji w dnie doliny, zaczynało się i na spłaszczeniu zamieranie od dołu procesu obniżania i nadbudowywanie. W tym etapie rozwoju cała powierzchnia spłaszczenia stawała się już tylko obszarem tranzytowego transportu materiału ze zbocza doliny. Oprócz soliflukcji daje się zauważyć pewna rola działalności wód płynących (o charakterze spłukiwania rozproszonego). W omawianym profilu w Ustrzykach Dolnych górna część pokrywy soliflukcyjnej zawiera wkładki gruzu skalnego, którego cechy obróbki wskazują na udział wody płynącej w procesie ich transportu i akumulacji. Nasuwa się tu analogia z profilem Lipowe (S t a r k e l, 14), gdzie stwierdzono podobne zjawisko.

Omawiane spłaszczenia pierwszego typu powstały przez denudacyj-

ne obniżanie i zwiększanie nachylenia form zrównań staroczwartorzędowego poziomu dolinnego. Mechanizm tego obniżania polegał na wietrzeniu skalnej powierzchni zrównania, soliflukcyjnym odprowadzaniu zwietrzeliny i korazyjnej działalności jęzorów soliflukcyjnych. Pewien udział miał proces spłukiwania rozproszonego. Jest to zespół procesów charakterystyczny dla środowiska peryglacjalnego. Przekształcanie form poziomu dolinnego polegało na dynamicznym dostosowaniu do zmienionych warunków położenia bazy denudacyjnej (osiowej części obniżenia, pogłębianej erozyjnie w interglacjałach) i zmiany dominujących procesów morfogenetycznych w zmienionych warunkach klimatycznych (przewaga soliflukcji). Warunkiem powstania na tej drodze form spłaszczeń pierwszego typu było też istnienie nie rozciętych poprzecznie półek poziomu dolinnego, umożliwiające powierzchniowe działanie procesów soliflukcji i nie dopuszczające do ich koncentracji w osiach niecek denudacyjnych czy rozcięć erozyjnych. Stąd też rozwój form pierwszego typu w wąskich dolinach lub w dolinach asymetrycznych po tej ich stronie, przy której położona była oś najgłębszego rozcięcia. Z reguły, jak wykazano wcześniej (H e n k i e l, 3), w asymetrycznych, subsekwentnych padołach dolinnych Karpat oś obniżenia położona jest bliżej niższego zbocza, co wiąże się z dynamiką procesów stokowych. Zależność ta jest ważna, bo na krótkim i niewysokim zboczu nie dochodziło w interglacjałach do koncentracji spływu, która mogłaby doprowadzić do rozcięcia poziomu dolinnego i zmienić kierunek jego dalszej ewolucji.

Niszczenie omawianych form w holocenie pośrednio wskazuje na ich peryglacjalną genezę. W słabo pogłębianych dolinach, tam gdzie skalne dna pochodzą ze starszych interglacjałów, a peryglacjalne pokrywy kolejnych glacjałów nakładają się na siebie, obserwuje się wkraczanie akumulacji terasowej (mady) na dolne części spłaszczeń. Górne ich części rozcinane są drobnymi rynnami erozyjnymi. Tam gdzie spłaszczenia są wysoko podcięte, rozcinanie holoceńskie postępuje drogą erozji wstecznej od krawędzi. Obserwuje się też rozcinanie wyżej położonych zboczy górskich i sypanie stożków na powierzchni spłaszczeń. Tak więc holoceńska morfogeneza dąży do zniszczenia spłaszczeń na drodze rozcięcia lub ich przekształcenia w wyniku zmniejszenia nachylenia dzięki akumulacji. Potwierdza to tezę, że obecne holoceńskie warunki nie sprzyjają konserwacji tych form, że ich rozwój musiał przebiegać w odmiennych warunkach, w środowisku peryglacjalnym w okresach glacjalnych.

Spłaszczenia podstokowe, podobne do omówionych wyżej i zaliczone również do pierwszego typu, występują także w pewnych odmianach. W dolinie Barbarki w dorzeczu Osławy i w dolinie Strwiąża obserwowano formy spłaszczeń podstokowych silnie rozciętych dolinkami erozyjnymi i nawiązujących do powierzchni terasy krakowskiej. Są to formy



Ryc. 2. Schematyczny szkic geomorfologiczny spłaszczeń II typu w dwóch etapach rozwoju (Ustjanowa Górna i Zadwórze koło Ustrzyk Dolnych); objaśnienia patrz ryc. 1

Schematic geomorphological sketch of flats of the type II at two stages of development (Ustjanowa Górna and Zadwórze near Ustrzyki Dolne); for explanation see Fig. 1

spłaszczeń pierwszego typu, które rozwijały się w starszym plejstocenie aż do okresu zlodowacenia krakowskiego włącznie, i których rozwój w tym kierunku został przerwany w interglacjale wielkim, dzięki silnemu pogłębieniu doliny i rozczłonkowaniu powierzchni spłaszczenia w oparciu o raptownie obniżoną bazę. Zmienił się w ten sposób kierunek ewolucji reliktów poziomu dolinnego na zbliżony do rozwoju form spłaszczeń denudacyjnych drugiego typu. Być może, zostaną odnalezione podobne formy nawiązujące do terasy środkowopolskiej, dla których zmiana kierunku ewolucji nastąpiła w okresie interglacjału eemskiego.

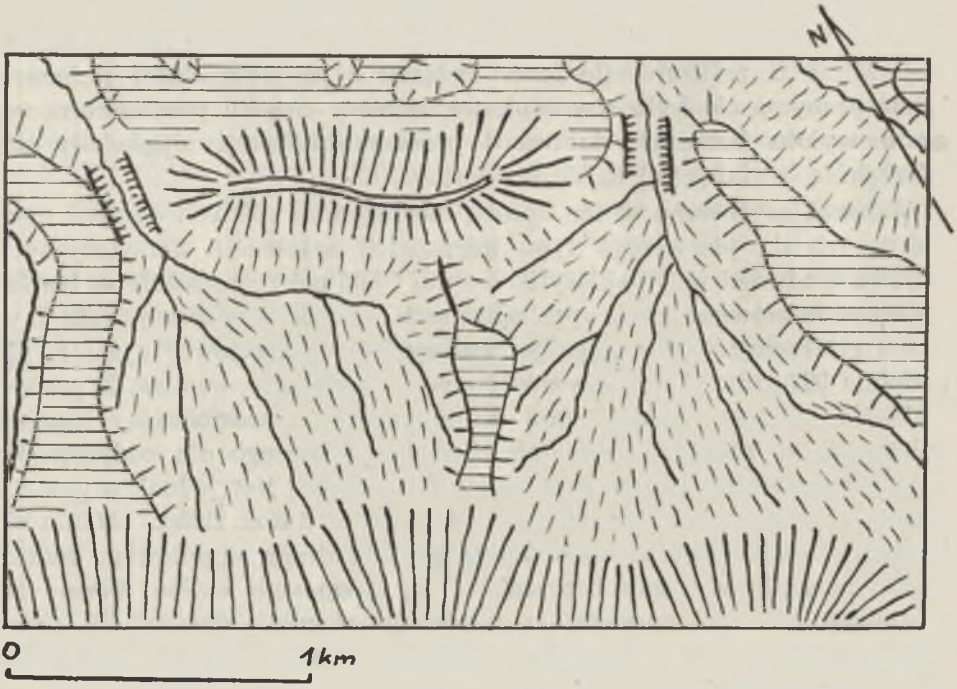
W dolinie Strwiążka koło Ustrzyk Dolnych (ryc. 1 — północna część szkicu), u stóp stosunkowo wysokiego i długiego stoku Kamiennej Laworty, występuje spłaszczenie, poprzecznie pofalowane dzięki rozcięciu dolnymi odcinkami przeobrażonych peryglacjalnie wąwozów, biorących początek w obszernych lejach źródłowych na stoku. Pomiędzy rozcięciami zachowały się przytulone do stoku fragmenty poziomu dolinnego. Natomiast wzdłuż rozcięć powierzchnia spłaszczenia wkracza zatokami w obręb odporniejszych skał, budujących twardzielcowe pasmo Kamiennej Laworty. Stąd linia graniczna tej formy nie jest prostolinijna, lecz falista. W budowie pokrywy spłaszczenia obserwuje się nie tylko gliny soliflukcyjne, ale także proluwia i słabo obtoczone żwiry stożków. Stożki są obecnie rozcięte wraz z podłożem głębokimi wąwozami. Forma omawianego spłaszczenia jest szersza, ma mniejsze nachylenie i nie jest tak wysoko zawieszona nad dnem doliny jak klasyczne przykłady form pierwszego typu.

Dalszą odmianą form spłaszczeń należących do pierwszego typu jest obszerne glacis, opisane i sklasyfikowane przez P ę k a l ę (11) w dorzeczu Wołosatego w Bieszczadach. Forma ta wiąże się z wylotami dwu większych dolinek rozcinających grupę Szerokiego Wierchu i Tarnicy, na dno doliny głównej, niegdyś tworzone przez poziom dolinny. Potoki te ukształtowały w dolinie Wołosatego, w obrębie mniej odpornych skał na miejscu zniszczonego poziomu dolinnego, wachlarzowate, stożkowe, połączone ze sobą powierzchnie skalne, okryte cienkim płaszczem słabo obtoczonych żwirów i pokryw soliflukcyjnych. Według P ę k a l i w kształtowaniu owej powierzchni uczestniczyły zarówno procesy peryglacjalnego wietrzenia i denudacji, jak też wody potoków poniżej ich ujścia z przełomowych, górskich odcinków. Wody te rozlewały się szeroko po powierzchni spłaszczenia, kształtowały stożkowate powierzchnie u wylotu swych dolin i spychały pod przeciwległe zbocze koryto Wołosatego. W niższej części tej doliny w skład powierzchni typu glacis wchodzą też fragmenty starszych teras plejstoceńskich z pokrywą akumulacyjną lub jej strzępami. Spłaszczenie w dolinie Wołosatego powstało więc w wyniku współdziałania szeregu procesów, w tym także zjawisk związanych

z głównym potokiem doliny — jego erozją wgłębną i boczną i wytwarzaniem w wyniku współdziałania obu form erozji powierzchni ześlizgowej. Mimo iż ześlizgiwanie to w związku z plejstoceńskimi zmianami klimatycznymi nie było równomierne, procesy zmywu powierzchniowego u wylotu bocznych dolinek i procesy soliflukcji wygładziły powierzchnię, nadając jej dzisiejszą formę.

Scharakteryzowana w ten sposób morfogeneza różnych odmian form należących do pierwszego typu karpackich spłaszczeń denudacyjnych nasuwa trudności w ich sklasyfikowaniu. Choć morfograficznie są bardzo podobne do zrównań stokowych opisanych z Polski środkowej przez D y l i k a (1) i choć kształtujące je procesy były jakościowo te same, nie podobna ich zaliczyć do pedymentów czy też kriopedymentów. Z punktu widzenia morfografii stoi temu na przeszkodzie prostolinijny kontakt spłaszczeń ze zboczem, brak tak charakterystycznego dla pedymentów zatokowego przebiegu górnej granicy. Istotniejszy jest jednak argument genetyczny; omawiane formy nie rozwijały się od dołu dzięki cofaniu się krawędzi rozcinanego poziomu dolinnego, lecz drogą stopniowego zwiększania nachylenia formy bez zmiany jej poziomego zarysu. Formy te, omawiane jako spłaszczenia, są właściwie stokami, powstałymi przez zdenudowanie zrównań poziomu dolinnego. Bliższe byłoby nawiązanie do „terasouwałów", form dolinnych spłaszczeń znanych z Syberii (K a r t a š o v, 7). Szczególnie trzecia odmiana, glacis z doliny Wołosatego i podobne formy występujące w dorzeczu górnej Osławy i Osławicy, zbliżałaby się do form tak określonych. Pomijając jednak fakt, że tylko jedna odmiana z całego typu wykazuje znaczniejsze podobieństwo do form syberyjskich, to termin „terasouwały" jest w polskiej literaturze jeszcze nie spopularyzowany i nie sprecyzowany, byłby więc w związku z powyższym mało zrozumiały. Pozostaje określenie powszechnie stosowane — glacis, jednak wobec wieloznaczności tego terminu (M e n s c h i n g, 9) konieczne jest bliższe określenie przymiotnikowe. Najbardziej właściwy wydawałby się termin glacis denudacyjne. Omówione powyżej trzy odmiany (formy typowe, odmiana Strwiążka, odmiana Wołosatego) form spłaszczeń pierwszego typu tworzą jeden ciąg rozwojowy, związany ze wzrastającym udziałem wody płynącej w modelowaniu powierzchni w zależności od wzrastającej wysokości zboczy i rozległości formy spłaszczenia.

Mniej efektowne jako obiekt badań geomorfologicznych, mniej rzucające się w oczy, ale nie mniej ważne, ciekawe i pospolite są formy spłaszczeń zaliczone tutaj do drugiego typu. Występują w rozszerzeniach padołów strukturalno-denudacyjnych, w większych podłużnych obniżeniach i kotlinach. Ich główną cechą jest falisty krajobraz nawiązujący do sieci potoków i przebiegu wychodni mniej i bardziej odpornych



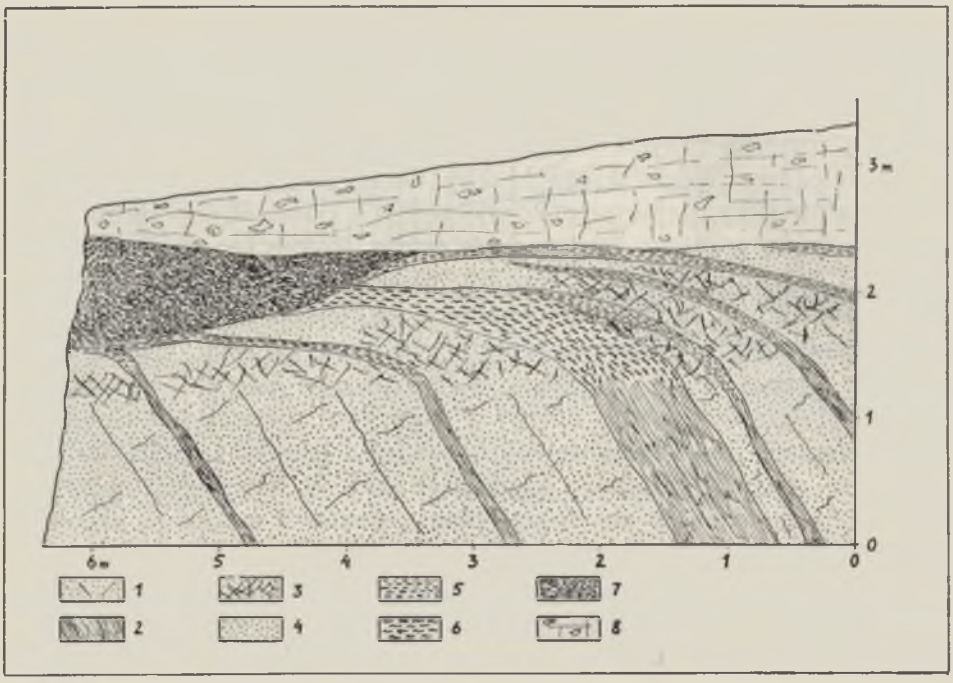
Ryc. 3. Schematyczny szkic geomorfologiczny spłaszczeń III typu (Bandrów koło Ustrzyk Dolnych); objaśnienia patrz ryc. 1
Schematic geomorphological sketch of flats the type III (Bandrów near Ustrzyki Dolne); for explanation see Fig. 1

skał podłoża (ryc. 2a). Przy analizie oderwanego fragmentu takiego krajobrazu narzuca się wrażenie normalnej równiny denudacyjnej z częściowo zachowanymi wypreparowanymi formami strukturalnymi. Dopiero gdy zwróci się uwagę na charakterystyczne sekwencje etapów plejstoceńskiego przekształcania poziomu dolinnego, zachowane dzięki przerwaniu procesu w różnych stadiach rozwojowych (ryc. 2a i b), okaże się, że omawiane równiny denudacyjne stanowią końcowe stadium bardzo interesującego procesu. Tam gdzie osiowe rozcięcie padołu było dostatecznie głębokie, i gdzie zbocze ponad poziomem dolinnym było dostatecznie długie, poziom dolinny był rozcinany szeregiem równoległych dolinek erozyjnych (prostopadłych do osi padołu, zatem i do biegu warstw skalnych) i podzielony na szereg węższych lub szerszych garbów (ostróg, przypór). Dolinki te w fazach panowania warunków peryglacjalnych, w glacjałach, były rozszerzane drogą łagodzenia zboczy, przekształcania profilu V-kształtnego w nieckowaty drogą rozrastania się przy dnach dolinek spłaszczeń korazyjnych. Proces ten odbywał się nierównomiernie, naj-

silniej w pobliżu dna padołu, gdzie współuczestniczyły w nim wody rozpływające się u wylotu dolinek i bocznie podcinające ostrogi. W głębi dolinek proces poszerzania przebiegał szybciej w obrębie mniej odpornych warstw skalnych, gdzie powstawały strukturalne kotlinki. Taki przebieg rozwoju małych dolinek został opisany przez P é c s i e g o (10) ze Średniogórza Węgierskiego (doliny derazyjne) jako proces rozwoju pedymentów peryglacjalnych. Równocześnie z poszerzaniem dolinek ulegały obniżaniu grzbiety dzielących je ostróg. Proces ten działał w zależności od odporności skał, w wyniku czego grzbiety ostróg stawały się faliste. Później, w wyniku nierównomiernego obniżania grzbietów ostróg przy jednoczesnym nierównomiernym niszczeniu od dołu, dochodziło do podziału grzbietów na izolowane twardzielcowe pagórki o wklęsłych stokach przechodzących ku dołowi w korazyjne spłaszczenia. Spłaszczenia te ciągnęły się wzdłuż dawnych rozcięć i łączyły ze sobą sąsiednie dolinki w strefach mniejszej odporności skał. W ten sposób opisywane powierzchnie rozwijały się drogą cofania stoków i można je klasyfikować jako peryglacjalne pedymenty.

Kolejne stadia rozwojowe zespołu można prześledzić doskonale wzdłuż strukturalnego obniżenia dolinnego Ustjanowa — Żołobek w Bieszczadach. W Ustjanowej Górnej, w rozszerzeniu obniżenia, mamy typowe zrównanie omawianego typu (ryc. 2a). W Równi obserwuje się wcześniejsze stadium rozwojowe, to znaczy faliste garby silnie zniszczonego poziomu dolinnego, oddzielone od siebie dolinkami o rozszerzonych dnach z kotlinowymi formami i zmywowymi spłaszczeniami u wylotu. Jeszcze dalej, w Zadwórzu (ryc. 2b), występują garby poziomu dolinnego z zachowaną jego powierzchnią, pooddzielane od siebie dolinkami erozyjnymi, słabo tylko przekształconymi denudacyjnie. Po drugiej stronie obniżenia i w jego najwyższym odcinku występują spłaszczenia pierwszego typu. Omawiane formy spłaszczeń drugiego typu są więc alternatywą form pierwszego typu, uwarunkowaną różnicami w głębokości i gęstości rozcięcia poziomu dolinnego, co z kolei wiąże się z szerokością padołu, wysokością jego zboczy, odległością od wododziału i symetrią lub asymetrią położenia osi odwodnienia. Z głębokością rozcięcia wiąże się też możliwość zakończenia cyklu rozwojowego przez stadium równiny — w okolicy Leska, gdzie związana z niską bazą erozyjną doliny Sanu głębokość rozcięcia poziomu dolinnego była duża, równina nie zdążyła się uformować i powstał opisany przez S t a r k l a (15) krajobraz pagórkowatej rzeźby strukturalnej o deniwelacjach przekraczających 50 m.

Holoceńskie, współczesne przekształcanie form spłaszczeń drugiego typu w zależności od lokalnych warunków przebiega w dwu kierunkach: jednym jest rozcinanie, tam gdzie w sprzyjających warunkach strukturalnych i hydrograficznych dotarł oddźwięk procesu erozji wgłębnej



Ryc. 4. Odsłonięcie pokryw soliflukcyjnych na krawędzi spłaszczenia I typu w dolinie Jasieńki w Ustrzykach Dolnych; 1 — piaskowce, 2 — łupki ilaste, 3 — gruz piaskowcowy, 4 — piasek zwietrzelinowy, 5 — ił zwietrzelinowy, 6 — glina zwietrzelinowa, 7 — słabo obrobiony gruz piaskowców allochtonicznych, 8 — gliny pylaste z gruzem piaskowców allochtonicznych

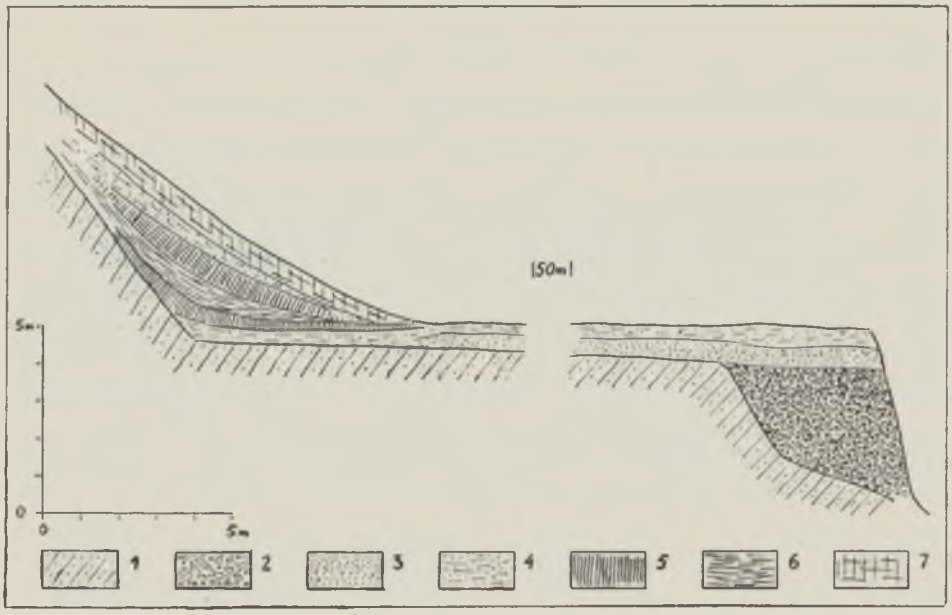
Exposure of solifluction covers on the edge of the type I flat in the Jasieńka river valley at Ustrzyki Dolne; 1 — sandstones, 2 — loamy shales, 3 — sandstone rubble, 4 — sandy regolith, 5 — clayey regolith, 6 — loamy regolith, 7 — not much rounded rubble of allochtonous sandstones, 8 — silty loams with rubble of allochtonous sandstones

głównego potoku — dna kotlinek rozcinane są kilkumetrowymi wcięciami, w ślad za nimi postępuje na drodze spłukiwania skoncentrowanego i rozproszonego niszczenie korazyjnych spłaszczeń. Tam gdzie nie dotarł impuls ożywienia erozji wstecznej, na przykład w wyniku istnienia lokalnych baz denudacyjnych, następuje wypełnianie den dolinek i kotlin młodymi deluwiami i aluwiami, często o dużej zawartości substancji organicznej (ryc. 6b). Powstają wówczas podmokłe, zabagnione równinki akumulacyjne. Zbocza pagórków ostańcowych kształtowane są przez spłukiwanie, w wyniku czego u podnóża ich stoków narastają pokrywy pylastych deluwiów. Pokrywy te zacierają załom pomiędzy stokiem i spłaszczeniem dennym i wkraczają na starsze pokrywy soliflukcyjne. Stoki pagórków są łagodzone i obniżane od góry. Tutaj więc

także mamy do czynienia z procesami odwracającymi niejako kierunek rozwoju form tego zespołu w holocenie. Znów pośrednio świadczy to o związku form z morfogenezą peryglacjalną.

Trzeci typ spłaszczeń (ryc. 3) jest najrzadszy i występuje tylko w szczególnych warunkach morfologicznych i strukturalnych. Obserwowano te formy w dorzeczu Strwiąża, w podłużnych obniżeniach dolinnych Ustrzyki Dolne — Bandrów i Ustjanowa — Żołobek. Najbardziej typowe z tej grupy spłaszczeń występują w Bandrowie. Bandrów leży w szerokim padole wypreparowanym w mało odpornych skałach, budujących szerokie jądro antykliny Bandrowa — Ustrzyk Dolnych. W położonej nieco asymetrycznie osi antykliny odsłaniają się spod miękkich warstw dolnokrośnieńskich twarde rogowce serii menilitowej. Dzięki obecności rogowców pośrodku obniżenia wznosi się niewysoki grzbiecik, sięgający kulminacjami poziomu pogórskiego (około 100 m wysokości względnej w stosunku do poziomu dolinnego). Północna, szersza część padołu odwadniana jest podłużnie przez potok Królówkę. Południową, węższą część padołu odwadniają poprzecznie strumienie, uchodzące do Królówki przełomami przez wspomniany pogórski grzbiecik. Leje źródłowe tych strumieni znajdują się na zboczach twardzielcowego pasma Jaworniki — Żuków. Właśnie w zlewniach owych strumieni, pomiędzy zboczem pasma Jaworniki — Żuków a pogórskim grzbiecikiem, wytworzyły się omawiane spłaszczenia. Są to prawie prostokątne równinki, ograniczone od SW i NE zboczami grzbietu głównego i drugorzędnego, a od NW i SE — płaskimi działami w obrębie południowej gałęzi padołu. Te działy dolinne stanowią zachowane resztki poziomu dolinnego. Wewnątrz tych granic zawarte są płaskie powierzchnie o nachyleniu 2—3°, a więc przekraczającym wartość nachylenia prawdziwych równin erozyjnych. Spłaszczenia te rozcięte są obecnie wachlarzowatą siecią strumieni i suchych parowów, zbiegającą się u wlotu przełomowego odcinka przez twardzielcowe pasmo. Powierzchnia jest pokryta niegrubym (do 1,5 m) płaszczem warstwowanych glin piaszczystych i piasków pylastych. Od pokryw soliflukcyjnych różnią się one składem mechanicznym (przede wszystkim brakiem frakcji kamienistej), wykazując lepsze wysortowanie i większą średnicę średniego ziarna (ryc. 7). Skład tych pokryw w stosunku do składu skał macierzystych przesunięty jest w stronę frakcji grubszych. Od współczesnych aluwiów omawianych okolic różnią się także te pokrywy gorszym wysortowaniem i mniejszą średnicą średniego ziarna. Skład granulometryczny tych pokryw, ich struktura i warstwowanie odpowiadają proluwiom, a więc osadom podstokowej akumulacji wodnej.

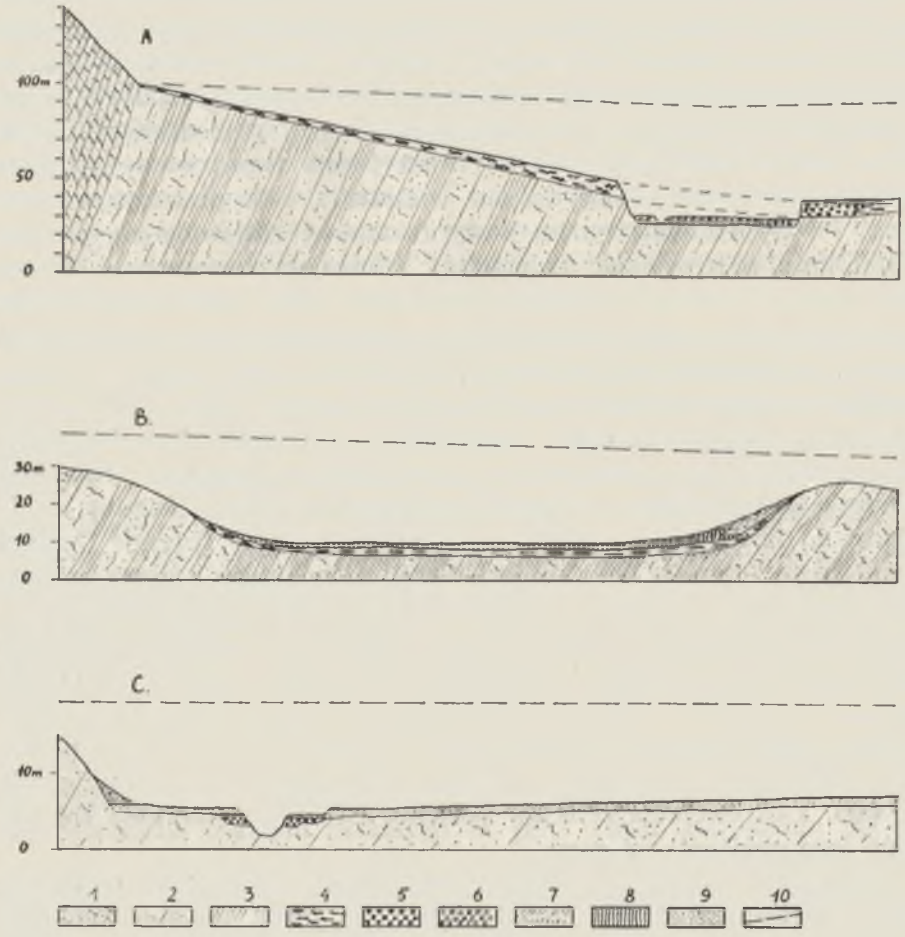
Wcięcia erozyjne rozcinające równiny odgrzebują kopalne rynny



Ryc. 5. Profil przez fragment spłaszczenia III typu w Bandrowie koło Ustrzyk Dolnych; 1 — podłoże skalne, 2 — słabo obtoczony żwir, 3 — piasek pylasty, warstwowany, 4 — glina piaszczysta, warstwowana, 5 — poziomy humusowe gleb kopalnych, 6 —, 7 — gliny pylaste stokowe

Profile through a fragment of the type III flat at Bandrów near Ustrzyki Dolne; 1 — rock basement, 2 — not much rounded gravel, 3 — layered silty sand, 4 — layered sandy loam, 5 — humus levels of fossil soils, 6, 7 — slope silty loams

w podłożu skalnym, płytsze o około 2 m w porównaniu z rozcięciami dzisiejszymi i wypełnione bardzo słabo obrobionym żwirem (ryc. 5 i 6c). Pokrywa proluwialna leży również na żwirach, a więc jej akumulacja rozpoczęła się po wypełnieniu rynien żwirami. Miejscami (w Równi) w spągu pokrywy proluwialnej spotyka się rozsiane po całej równinie żwiry i strzępy pokryw soliflukcyjnych. Wskazuje to, że w starszej fazie ostatniego (bałtyckiego) cyklu rozwoju tych spłaszczeń, gdy rynny wypełniały się żwirami, na zrównaniu działała soliflukcja (o ile pozwalało na to nachylenie lub istnienie ostańców). Moment przejścia akumulacji rzecznej w proluwialną wiązał się nie tylko z wypełnieniem rynien i rozlaniem wód po całej płaszczyźnie, ale i ze zmianami charakteru dominujących procesów. Zmiany te wiązały się z przyczynami natury klimatycznej w rozwoju cyklu morfogenezy peryglacjalnej jednego okresu glacjalnego, ze stopniowym zmniejszaniem się ilości wód i zwiększaniem natężenia wietrzenia mechanicznego.



Ryc. 6. Schematyczne profile geologiczne plejstoceńskich spłaszczeń denudacyjnych: a — I typu (Ustrzyki Dolne), b — fragment falistej równiny II typu (Ustjanowa Górna), c — III typu (Bandrów). Przekroje a i b prostopadłe do osi głównego obniżenia dolinnego, zatem i do biegu warstw skalnych, przekrój c równoległy; 1 — skały odporne, 2 — skały średnio odporne, 3 — skały mało odporne, 4 — pokrywy soliflukcyjne, 5 — słabo obtoczone żwiry, 6 — dobrze obtoczone żwiry, 7 — współczesne deluwia, 8 — współczesne namuły mineralno-organiczne, 9 — pokrywy proluwialne, 10 — rekonstrukcja powierzchni poziomu dolinnego

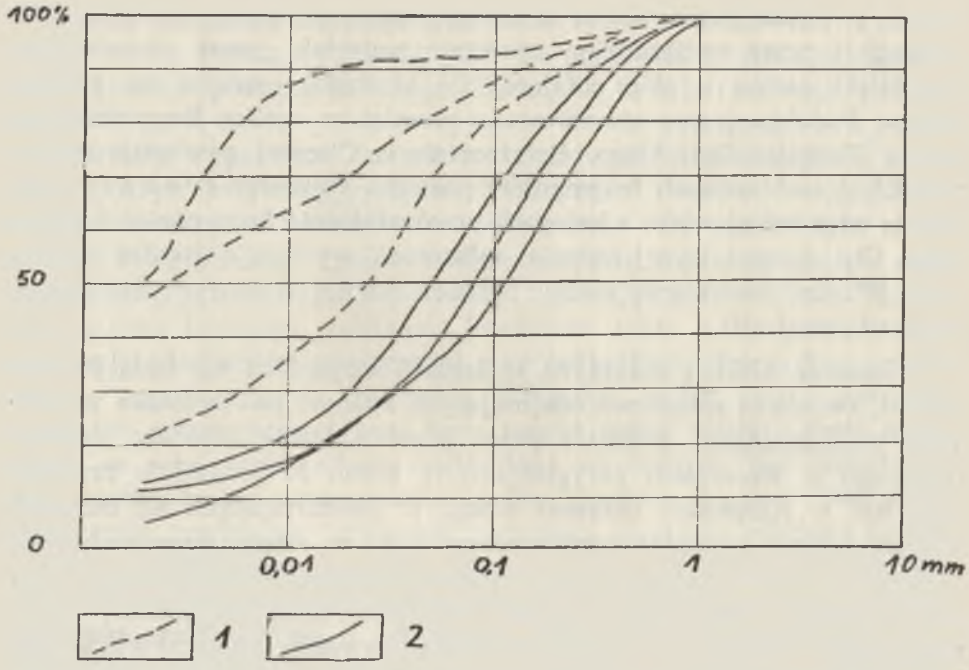
Schematic geological profiles of Pleistocene denudation flats: a — type I (Ustrzyki Dolne), b — fragment of the undulated denudation plain of type II (Ustjanowa Górna), c — type III (Bandrów). Sections a and b are perpendicular to the axis of main valley low and therefore to the hun of rock layers, section c — parallel: 1 — resistant rocks, 2 — medium resistant rocks, 3 — little resistant rocks, 4 — solifluction covers, 5 — not much rounded gravels, 6 — well rounded gravels, 7 — recent deluvium, 8 — recent mineral and organic alluvium, 9 — proluvial covers, 10 — reconstruction of the valley planation surface

Geneza spłaszczeń trzeciego typu może być rekonstruowana w następujący sposób. Formą wyjściową, jak i dla poprzednich typów spłaszczeń, było zrównanie poziomu dolinnego. Zrównanie to było rozcinane w interglacjałach gęstą siecią rynien erozyjnych. W okresach glacjalnych rynny te zostawały wypełniane materiałem żwirowym, pochodzącym z przemycia pokryw soliflukcyjnych na stoku pasma twardzielcowego. Równocześnie podlegała intensywnemu wietrzeniu cała płaszczyzna zrównania. Po wypełnieniu rynien wody roztopowe rozlewały się po całej płaszczyźnie, przemywając zwierzeliny i ścinając powierzchnię. W wyniku procesu bocznego podcinania (częściowo także soliflukcji) likwidowane były nierówności powierzchni oraz podkreślane zbocza form ostańcowych, ograniczających zrównanie. Miejscami nawet działy pomiędzy sąsiednimi spłaszczeniami tego typu mogły zostać ścięte i dwie sąsiadujące ze sobą powierzchnie uzależnione od różnych baz denudacyjnych rozwijały się równocześnie, jedna kosztem drugiej. Dwa takie spłaszczenia, rozdzielone krawędzią podcinaną od strony równiny nawiązującej do niższej bazy, znajdują się w Równi koło Ustrzyk Dolnych. W kolejnym interglacjale (lub holocenie) znów proces zmywu zastępowany jest erozją linijną, a podcinanie zboczy form ograniczających — akumulacją deluwiów u ich podstawy. Deluwia te zacierają załom pomiędzy równiną a zboczem i nakładają się na starsze utwory proluwialne (ryc. 5). Są to więc formy prawdziwych glacis erozyjnych, związane z typem morfogenezy peryglacjalnej i rozwijające się w uwarunkowanych strukturalnie kotlinach, w których następowała koncentracja spływu wód. I tu ewolucja reliktów poziomu dolinnego odbywała się więc drogą jego obniżania od góry.

Omówione powyżej trzy typy powierzchni wiążą się z plejstoceńskim pogłębianiem dolin i przekształcaniem form poziomu dolinnego. Oprócz tego jednak istnieją w Karpatach inne spłaszczenia denudacyjne tego wieku, występujące wysoko na zboczach i niezależne od przebiegu morfogenezy w dolinach. Do takich form należą terasy altiplanacyjne, opisane w polskich Karpatach fliszowych z Babiej Góry (J a h n, 6) oraz z bieszczadzkich połonin (P ę k a l a, 13). Formy te powstawały na różnej wysokości na stokach w nawiązaniu do lokalnych bez denudacyjnych i są ściśle związane ze strukturą stoku. Występują rzadko i zajmują bardzo niewielkie powierzchnie. W Bieszczadach są to niewielkie półki w wysokich partiach stoków połonin, uformowane przez soliflukcję i osiągające szerokość średnio kilkunastu metrów. Większe rozmiary mają one na Babiej Górze (na południowym stoku), gdzie sprzyjał ich rozwojowi prawie poziomy układ grubych ławic piaskowców. Jeszcze rzadziej spotyka się osobliwe formy, których przykład został opisany przez P ę k a l ę (12) z Pogórza Przemyskiego (okolice Cisowej). Są to

formy powstałe przez wsteczne odstępowanie krawędzi osuwiska zboczowego i przez soliflukcyjne usuwanie materiału jęzora osuwiskowego, dzięki czemu u stóp cofającej się krawędzi rozrasta się podłoga skalna. Podobne formy obserwowano również w okolicy Szczawnicy na skraju Beskidu Sądeckiego. Spłaszczenie w Cisowej nawiązuje do powierzchni zachowanych fragmentów poziomu dolinnego (P ę k a l a, 12), jest to więc też zjawisko z kategorii przekształcania form poziomu dolinnego. Oba opisane wyżej rodzaje spłaszczeń występują bardzo rzadko i w ogólnym charakterze rzeźby polskich Karpat fliszowych nie odgrywają większej roli.

Większość niskich, dolinnych spłaszczeń karpackich nie będących terasami, zwłaszcza spłaszczeń obejmujących znaczne powierzchnie w strefach wododzielnych, powstała przez przekształcenie reliktów poziomu dolinnego w warunkach peryglacjalnych. Mimo że generalnie czwartorzęd był w Karpatach okresem erozji, w powtarzających się okresach peryglacjalnych czynniki rzeźbotwórcze były w stanie doprowadzić do znacznego wyrównywania rzeźby dzięki warunkom strukturalnym Karpat fliszowych (szczególnie dzięki podatności fliszu na procesy peryglacjalnego wietrzenia i denudacji). Wyrównywanie było oczywiście najbardziej intensywne tam, gdzie impulsy obniżającej się względnie bazy erozyjnej nie mogły wywołać intensywnej erozji wgłębnej (strefy wododzielne, doliny podparte progami strukturalnymi). Niszczenie poziomu dolinnego odbywało się na ogół drogą dostosowywania, nadążania form jego degradacji za obniżającą się bazą denudacyjną. Odbywało się to przez obniżanie poziomu dolinnego od góry dzięki lateralnemu zdzieraniu jego powierzchni. Tylko formy drugiego typu, dość rzadkie w stanie całkowitej dojrzałości, rozwijały się drogą poszerzania drugorzędnych dolinek i odstępowania wstecz ich zboczy, niszczenia wododziałowych garbów poziomu dolinnego. Proces ten jednak, choć jakościowo podobny, różnił się od morfogenezy „dolinnej" pod względem ilościowym. Często zostawał nie zakończony, przerwany. Cofanie zboczy, które doprowadziło do powstania poziomu dolinnego, następowało od osi głównych dolin, a nie od osi drobnych dolinek, poprzecznych w stosunku do głównego padołu. Morfogeneza plejstoceńskich spłaszczeń nigdzie nie doprowadziła do powstania form jakościowo (rozwinięty stok obnażany, małe nachylenie pedymentu) równoważnych poziomowi dolinnemu lub równych mu pod względem zajmowanej powierzchni i rozprzestrzenienia. Oprócz przebiegu samej morfogenezy jest to wskazówka, że poziom dolinny, choć ostatnio datowany także na czwartorzęd (D ż u ł y ń s k i i współaut., 2; S t a r k e l, 16), jest efektem innego jakościowo zespołu warunków i czynników morfogenetycznych. Jest to argument przemawiający za po-



Ryc. 7. Krzywe granulometryczne pokryw soliflukcyjnych na spłaszczeniach I typu (krzywe 1) i pokryw proluwialnych na spłaszczeniach III typu (krzywe 2)
Granulometric curves of solifluction covers overlying the type I flats (curves 1) and of proluvial covers overlying the type III flats (curves 2)

glądem, iż choć stratygraficzna granica pliocenu i czwartorzędu znajduje się w krajobrazie Karpat ponad poziomem dolinnym, to jednak zmiana typu morfogenezy z późnoneogeńskiej na plejstoceńską nastąpiła dopiero po uformowaniu poziomu dolinnego (H e n k i e l, 4). Zmiana typu morfogenezy nastąpiła dzięki radykalnej zmianie warunków klimatycznych i, prawdopodobnie, warunków tektonicznych (przyspieszenie procesów wypiętrzania Karpat, ożywienie erozji wgłębnej).

Omówione trzy typy plejstoceńskich zrównań denudacyjnych są wariantami ewolucji poziomu dolinnego, ewolucji związanej z przystosowaniem się do zmienionych warunków tektonicznych i klimatycznych plejstocenu. Zachowany został przy tym ścisły związek całego zespołu form z warunkami strukturalnymi — szerokimi strefami wychodni mało odpornych skał podłoża.

LITERATURA

1. D y l i k J.: Próba porównania powierzchni zrównań w warunkach półsuchych klimatów gorących i zimnych (Tentative Comparison of Planation Surfaces Occurring under Warm and under Cold Semi-arid Climatic Conditions). Biul. Perygl., 5, Łódź 1957.

2. Dżułyński S., Krysowska-Iwaszkiewicz M., Oszast J., Starkel L.: O staroczwartorzędowych żwirach w Kotlinie Sandomierskiej (On Lower Quaternary Gravels in the Sandomierz Basin). Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, vol. II, Kraków 1968.
3. Henkiel A.: Struktura i klimat w kształtowaniu asymetrii morfologicznej w dorzeczu Strwiąża (La structure, le climat et la formation de l'asymetrie morphologique dans le bassin du Strwiąż). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. XIX, 6, Lublin 1967.
4. Henkiel A.: Rozwój rzeźby dorzecza Strwiąża (Karpaty Wschodnie) (Morphologic Evolution of the Drainage Basin of the Strwiąż River ⟨Eastern Carpathians⟩). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. XXIV, 3, Lublin 1971.
5. Henkiel A.: Kosy zboczowe na peryglacjalnym zrównaniu denudacyjnym w Ustrzykach Dolnych (Superficial Bendings of Strata on the Periglacial Denudation Flattening in Ustrzyki Dolne). Folia Soc. Sc. Lublinensis, sec. D, vol. 12, Lublin 1971.
6. Jahn A.: Mikrorelief peryglacjalny Tatr i Babiej Góry (Periglacial Microrelief in the Tatras and on the Babia Góra). Biul. Perygl., 6, Łódź 1958.
7. Kartašow I. P.: Dolinnyje piedymienty ili tierasouwały? (Valley pediments or terrasouvals?). The Geomorphological and Nomenclature Problems of the Denudation Features of Middle Mountains and their Pediments, Budapest 1968.
8. Klimaszewski M.: Pleistocene Outcrop at Dobra near Limanowa. Bull. Acad. Polonaise Sci., ser. chim. geol. geogr., t. 6, 5, Warszawa 1958.
9. Mensching H.: Glacis — Fussfläche — Pediment. Zeitsch. für Geomorph., B. II, H. 3, Berlin 1958.
10. Pécsi M.: Problèmes quaternaires de la recherche géomorphologique des montagnes centrales intracarpatiques. Geomorphological Problems of Carpathians II, Geographia Polonica, 10, Warszawa 1966.
11. Pękala K.: Wpływ lokalnych podstaw erozyjnych na kształtowanie systemu teras (na przykładzie dorzecza Wołosatego) (The Influence of Local Base Levels on the Formation of Terrace Systems ⟨as Exemplified by the Wołosaty River Basin⟩). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. XXI, 8, Lublin 1968.
12. Pękala K.: Ewolucja reliktów rzeźby neogeńskiej w strefie wododzielnej (na przykładzie okolicy Cisowej — Karpaty Wschodnie) (Relicts of the Neogene Relief: their Evolution in Water-Divide Areas. An Example from the Carpathians). Folia Soc. Sc. Lublinensis, sec. D, vol. 7/8, Lublin 1968.
13. Pękala K.: Rumowiska skalne i współczesne procesy morfogenetyczne w Bieszczadach Zachodnich (Block Fields and Recent Morphogenetic Processes in the Western Bieszczady Mts.). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. XXIV, 2, Lublin 1971.
14. Starkel L.: Pokrywy peryglacjalne w Beskidzie Wyspowym (Periglacial Covers in the Beskid Wyspowy ⟨Carpathians⟩). Biul. Perygl., 8, Łódź 1960.
15. Starkel L.: Rozwój rzeźby polskiej części Karpat Wschodnich (Na przykładzie dorzecza górnego Sanu) (Geomorphological Development of the Polish Eastern Carpathians ⟨Upon the Example of the Upper San Basin⟩. Prace Geogr. IG PAN, 50, Warszawa 1965.

16 Starkel L.: The Age of the Stages of Development of the Relief of the Polish Carpathians in the Light of the Most Recent Geological Investigations (Wiek etapów rozwoju rzeźby polskich Karpat w świetle najnowszych badań geologicznych). Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, vol. III, Kraków 1969.

РЕЗЮМЕ

В польских флишевых Карпатах значительные поверхности занимают низкорасположенные денудационные выравнивания. Они чаще выступают в широких структурных долинных понижениях и водораздельных зонах. Важная черта этих форм — их выступление ниже долинного уровня старо-четвертичного роста, но выше самой низкой плейстоценовой террасы, с которой, однако, связаны низкие части этих выравниваний. Следовательно, это плейстоценовые формы, являющиеся вековым эквивалентом целых серий эрозионно-аккумуляционных террас в долинах больших рек.

Рассматриваемые выравнивания можно разделить на 3 основных типа: к первому типу относятся наиболее распространенные выравнивания, простирающиеся вдоль склонов долин. Они отделены от склонов четким углом, имеют выравненную поверхность, которая наклонена 4—10° к оси долины. Эти поверхности спускаются до высоты, соответствующей вюрмской террасе, и покрыты тонким покровом солифлюкционных глин. К другому типу относятся волнистые поверхности с рассеянными вздутиями, которые развились в связи с системой водной сети и расположением наиболее устойчивых пород основания. Кульминация гряд находится ниже остатков долинного уровня, а дно понижений связано с поверхностью вюрмской террасы. Третий и менее распространенный тип — это равнины с углом наклона не более 2—3°. Они выступают в особенных структурных условиях, во второстепенных понижениях в зоне больших структурно-денурационных понижений. Выравнивания этого типа образуют формы замкнутых котловин, которые характеризуются сходящейся, веерообразной сетью осушающих потоков. Эти равнины покрыты тонким покровом песчаных слоистых глин.

Выравнивания первого типа образовались в результате корразионного поверхностного понижения площадок долинного уровня и увеличения их угла наклона соответственно с понижением денудационной базы, которая представлялась днами долин, углубляющимися в межледниковьях. Формы второго типа образовались благодаря рассечению долинного уровня сетью эрозионных долинок и отступлению их склонов. Формы третьего типа сформировались в замкнутых структурных котловинках в результате поверхностного смыва. Главную роль в развитии форм всех трех типов сыграли процессы эрозии в межледни-

ковьях и процессы перигляциальной денудации в ледниковых периодах.

Рассматриваемые формы образовались благодаря преобразованию реликтов долинного уровня в результате приспособления к новой денудационной базе, которую создали интергляциальные периоды глубинной эрозии. Эти типы плейстоценовых денудационных выравниваний в Карпатах являются вариантами эволюции старо-четвертичного педимента — долинного уровня. Эта эволюция заключалась в адаптации рельефа к изменившимся тектоническим (поднятие Карпат и рассечение в интергляциалах) и климатическим условиям плейстоцена. При этом сохранилась тесная связь между всем комплексом форм и структурными условиями — широкими зонами малоустойчивых горных пород.

ОБЪЯСНЕНИЯ РИСУНКОВ

Рис. 1. Схематический геоморфологический эскиз двух выравниваний I типа (Стрвенжек около Устшик-Дольных): 1 — гребни и склоны останцевых горных цепей, 2 — долина прорыва, 3 — реликты поверхности и уступы долинного уровня, 4 — останцевые и водораздельные гряды и холмы на месте разрушенного долинного уровня, 5 — плейстоценовые денудационные выравнивания, 6 — аккумуляционная надпойменная терраса (вюрмская), 7 — голоценовые аллювии, 8 — уступы террас и обрывистые склоны.

Рис. 2. Схематический геоморфологический эскиз выравниваний II типа (Устьянова Гурна и Задвуже около Устшик Дольных). Объяснения см. рис. 1.

Рис. 3. Схематический геоморфологический эскиз выравниваний III типа (Бандрув около Устшик-Дольных). Объяснения см. рис. 1.

Рис. 4. Обнажение солифкюционных отложений на уступе выравнивания I типа в долине Ясеньки, Устшики-Дольне: 1 — песчаники, 2 — глинистые сланцы, 3 — песчаниковый щебень, 4 — элювиальный песок, 5 — элюбиальный ил, 6 — элювиальная глина, 7 — слабообработанный щебень аллохтонных песчаников, 8 — пылеватые глины со щебнем аллохтонных песчаников.

Рис. 5. Профиль фрагмента выравнивания III типа, Бандрув около Устшик-Дольных: 1 — скальное основание, 2 — слабообработанный гравий, 3 — пылеватый слоистый песок, 4 — песчаная слоистая глина, 5 — гумусовые слои ископаемых почв, 6 — 7 — склоновые пылеватые глины.

Рис. 6. Схематические геологические профили плейстоценовых денудационных выравниваний: a — I типа (Устшики-Дольне), b — фрагмент волнистой равнины II типа (Устьянова Гурна), c — III типа (Бандрув). Разрезы a и b перпендикулярны к оси главного долинного понижения и направлению слоев пород; разрез c — параллельный. 1 — устойчивые породы, 2 — среднеустойчивые породы, 3 — слабоустойчивые породы, 4 — солифлюкционные отложения. 5 — слабообработанный гравий, 7 — современные делювии, 8 — современные минерально-органические отложения, 9 — пролювиальные отложения, 10 — реконструкция поверхности долинного уровня.

Рис. 7. Гранулометрические кривые солифлюкционных отложений на выравниваниях I типа (кривые 1) и пролювиальных отложений на выравниваниях III типа (кривые 2).

SUMMARY

In the Polish Flysh Carpathians rather large areas are occupied by low-situated denudation flats which occur mainly in the broad structural depressions of valleys and watershed zones. These flats are characterized by their occurrence below the Early Quaternary valley planation surface and above the lowermost Pleistocene terrace to which, however, their lowest parts refer. Hence, they are the Pleistocene forms that is, the age equivalents of a whole series of erosional-accumulation terraces in the valleys of large rivers.

In this area, three basic types of flats may be distinguished. The first type is represented by the most frequently occuring base-of-slope flats spreading along the slopes of valleys. These flats are clearly separated from the slope by a ledge and have the levelled, uncut surface inclined at 4 to 10° toward the valey axis. These surfaces come down up to the Würm terrace and are covered by a thin layer of solifluction loams. The second type comprises undulated surfaces with scattered heaves which are related to a system of rivulets and to a run of outcrops of more resistant basement rocks. The culminations of humps occur below the remnants of the valley planation surface and the bottoms of depressions are related with the surface of Würm terrace. The third and not so frequent type consists in the plains of inclination not exceeding 2—3°. The plains occur under special structural conditions. in secondary depressions within large structural-denudation hollows. They are in the form of closed basins, the characteristic feature of which is a convergent, fan-shaped network of draining rivulets. The plains are covered with a thin mantle of layered sandy loams.

The flats of the first type were formed by a corrasive surface lowering of the valley level remnants and an increasing of their inclnation after the base level of denudation consisting of the valley bottoms which were deepened during interglacial periods, had lowered. The forms of the second type resulted from a dissecting of the valley planation surface by a system of small erosional valleys and then by their side development. The forms of the third type were developed in closed structural basins due to surface washing. The development of these three types of forms was markedly influenced by erosional processes in interglacial periods and by the processes of periglacial denudation during glacial periods.

The described forms developed due to the transformation of relicts of

the valley planation surface by adaptation to the new base level of denudation which was formed by the interglacial periods of bottom erosion The three types of Pleistocene denudation flats are the variants of evolution of Early Quaternary pediment — of valley planation surface. The evolution consisted in the adaptation of the relief to changed tectonic (uplifting and dissecting of the Carpathians in interglacial periods) and climatic conditions of the Pleistocene, the close relationship between a whole complex of forms and structural conditions (broad zones of outcrops of little resistant rocks) being preserved.

Pap. druk. sat. III kl., 80 g Format B5 (70×100) Stron druku: 24
Annales UMCS, Lublin 1972 Drukarnia Uniwersytecka w Lublinie Zam. nr 294 z dn. 28 VII 72
Nakład 900+125 egz., G-4 Maszynopis otrzymano 27 VII 1972 Druk ukończono: II 1973 r.