

ANNALES
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA
LUBLIN — POLONIA

VOL. XXIV, 3

SECTIO B

1969

z Zakładu Geografii Fizycznej Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi UMCS w Lublinie
Kierownik: prof. dr Adam Malicki

Stacja Naukowa w Równi, pow. Ustrzyki Dolne
Doniesienie nr 13

Andrzej HENKIEL

Rozwój rzeźby dorzecza Strwiąża (Karpaty Wschodnie)

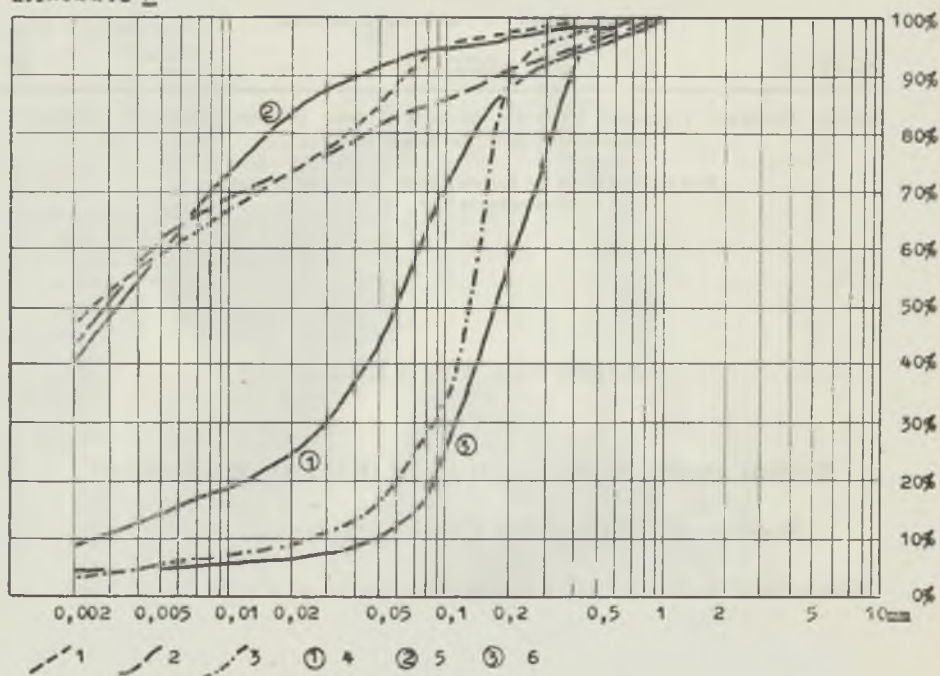
Развитие рельефа бассейна Стрвенжа (Восточные Карпаты)

Morphologic Evolution of the Drainage Basin of the Strwiąż River
(Eastern Carpathians)

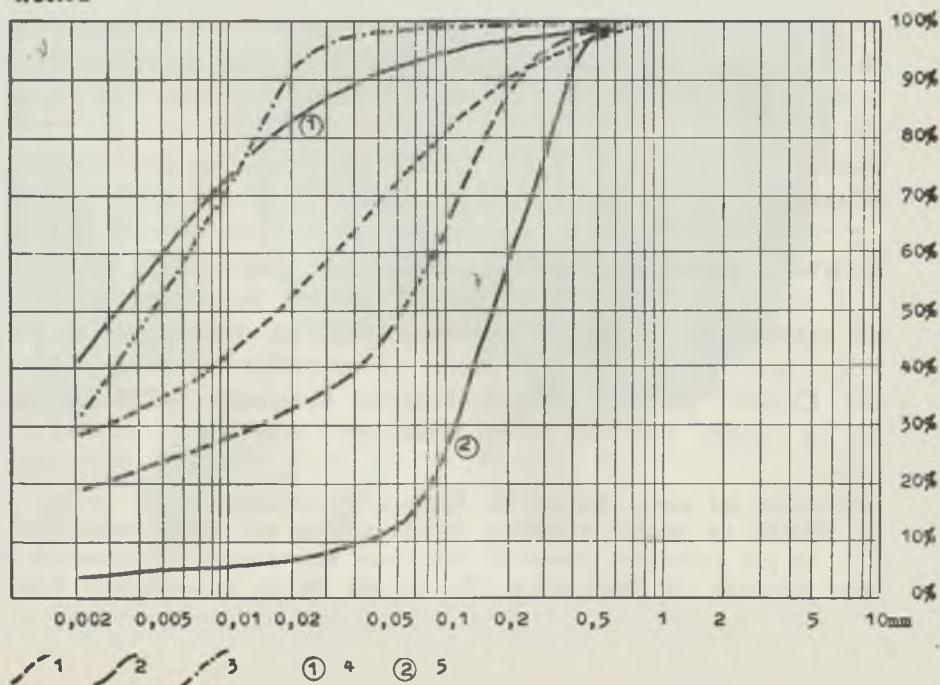
Teren objęty niniejszym opracowaniem leży w Karpatach Wschodnich, w południowej części Pogórza Dynowskiego¹ (Klimaszewski — 26). Od wschodu ograniczony jest granicą państwową, a od północnego zachodu i południowego zachodu — europejskim działem wodnym. Znajdująca się w granicach Polski i objęta badaniami część dorzecza ma powierzchnię około 210 km², rozciąga się z południa na północ na 22 km i ze wschodu na zachód na 14 km. Obszar ten składa się pod względem orograficznym z kilku równoległych, ukierunkowanych z NW na SE pasm górskich i dzielących je obniżień dolinnych. Osią obszaru jest dolina Strwiąża, płynącego z SW ku NE, tnąca poprzecznie wszystkie pasma i obniżenia. Poszczególne pasma górskie podzielone są przełomami potoków na odcinki, a podłużne obniżenia dolinne nie są jednolite hydrograficznie, lecz podzielone na niewielkie zlewnie różnych potoków. Czasem, jak na przykład obniżenie Ustjanowa — Żołobek, podzielone są między zlewiska Morza Czarnego i Bałtyku.

¹ Zaliczenie tej części Karpat do Pogórza Dynowskiego budzi szereg zastrzeżeń. Ostatnio na mapach szkolnych PPWK spotyka się nazwę Beskid Leski. Nazwa ta nie jest szczęśliwa, ponieważ Lesko leży ekscentrycznie w stosunku do omawianej jednostki. Od Bieszczadów różni się ona jedynie wysokościami. Ponieważ jednak utarł się zwyczaj nazywania Bieszczadami regionu turystycznego na południe od górnego Sanu, najbardziej nadającą się do przyjęcia mogłaby być nazwa Beskid Ustrzycki.

Liskowate II



Nolica



W budowie geologicznej dorzecza Strwiąża można wyróżnić dwie jednostki tektoniczno-facjalne. Część północna dorzecza należy do jednostki skolskiej (zewnętrzny region fałdów inoceramowych, Świdziński — 43) i składa się z kilku wąskich, stromo przełażdowanych łusek, z warstwami inoceramowymi w jądrach. Na skrzydłach łusek występują eoceńskie warstwy pstre i hieroglifowe oraz seria łupków menilitowych z wkładkami rogowców i piaskowców kliwskich. Synkliny wypełnione są warstwami krośnieńskimi. Jednostka ta, pod względem tektonicznym silnie elewowana, została głęboko ścięta przez czynniki destrukcyjne. Na wychodniach odporniejszych skał — warstw inceramowych w jądrach łusek, rogowców i piaskowców kliwskich na ich skrzydłach i środkowych warstw krośnieńskich w osiach synklin — wytworzyły się niewysokie grzbiety górskie, oddzielone od siebie dolinami wypreparowanymi w warstwach mniej odpornych. Jest to typ rzeźby zbliżony do appalachijskiego.

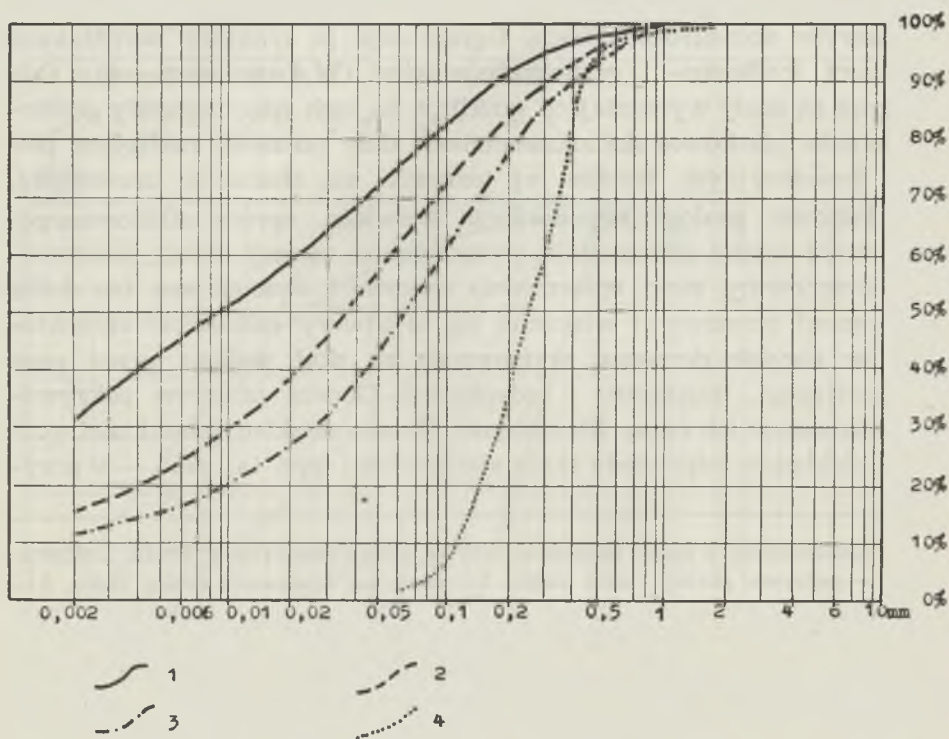
Jednostkę południową, należącą do centralnej depresji karpackiej, tworzą dwa szerokie wysady antyklinalne, zbudowane z przełażdowanych warstw dolnokrośnieńskich. Ograniczają je synkliny, wypełnione warstwami środkowo- i górnokrośnieńskimi (Wdowiarski — 48). Odporniejsze są skały wypełniające synkliny, na nich więc powstały grzbieity, a kruche piaskowce dolnokrośnieńskie dały początek rozległym padolom denudacyjnym. Rzeźba tej jednostki ma charakter inwersyjny.

W budowie geologicznej dorzecza Strwiąża, oprócz sfałdowanego fliszu, biorą udział różnorodnie wykształcone utwory luźne, pokrywające wierzchowiny, stoki, spłaszczenia stokowe i wyścielające dna dolin z poziomami terasowymi włącznie. Są to utwory całkowicie autochtoniczne w obrębie dorzecza, wytworzone ze skał podłoża przez procesy wietrzenia, transportu i redepozycji. Geneza utworów pokrywowych warunkuje ich cechy litologiczne. Zwłaszcza skład granulometryczny albo dokładnie odpowiada skale macierzystej (ryc. 1a), albo — w przy-

Ryc. 1. Zwiertzeliny i skały podłoża — krzywe granulometryczne. Profil Liskowate II; 1 — pokrywa górnej części stoku, 2 — pokrywa środkowej części stoku, 3 — pokrywa piaszczysta w dolnej części stoku, 4 — piaskowiec inoceramowy, 5 — łupki pstre, 6 — piaskowiec kliwski. Profil Wolica; 1 — środkowa część pokrywy, 2 — strop pokrywy, 3 — spąg pokrywy, 4 — łupki menilitowe, 5 — piaskowiec kliwski. Grain-size distribution curves of source rocks and weathered material. Profile at Liskowate II; 1 — weathered material, upper slope, 2 — weathered material, middle slope, 3 — sandy material, lower slope, 4 — sandstone of Inoceraman beds, 5 — variegated shales, 6 — Kliwa sandstone. Profile at Wolica; 1 — weathered material, central part of cover, 2 — top of cover, 3 — base of cover, 4 — Menilitic shales, 5 — Kliwa sandstone

padku utworów deluwialnych — zbliża się do średniego składu granulometrycznego wszystkich skał budujących stok (ryc. 1b). Ze względu na cechy litologiczne i genezę można podzielić utwory pokrywowe na kilka typów.

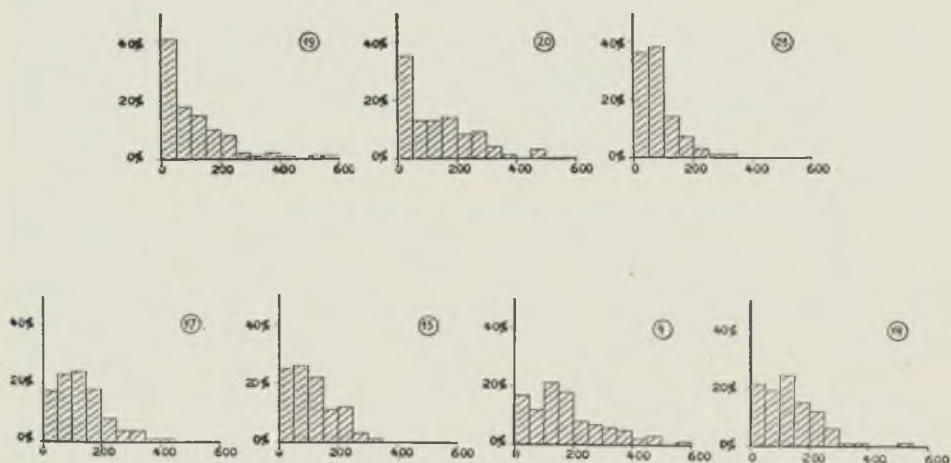
Pokrywy zwietrzelinowe *in situ* (eluwia) występują na spłaszczeniach grzbietów górskich, zrównaniach i na powierzchniach terasowych. W zależności od cech litologicznych skały macierzystej i charakteru wietrzenia są to utwory gruzowe, gruzowo-gliniaste, gliniaste i pylaste. Najpowszelej występują zwietrzeliny gruboławicowych piaskowców dolnokrośnieńskich, powstałe przez wyługowanie węglanowego lepiszcza i w związku z tym całkowicie zachowujące skład mechaniczny i strukturę skały macierzystej. Gruzowo-gliniaste są zwietrzeliny warstw inoceramowych, gruzowo-pylaste warstw środkowokrośnieńskich. Łupki pstre i menilitowe dają zwietrzeliny o charakterze gliniastym i ilastym, a rogowce i margle krzemionkowe z serii menilitowej w procesie wietrzenia tworzą pokrywy gruzowe.



Ryc. 2. Sumaryczne (średnie) krzywe granulometryczne pokryw; 1 — soliflukcyjnych, 2 — proluwialnych, 3 — mad terasowych, 4 — piasków korytowych.
Grain-size distribution curves (average) for covers of weathered material; 1 — deposited by solifluction, 2 — proluvial, 3 — terrace silts, 4 — river-bed sands

Najbardziej rozpowszechnione w dorzeczu Strwiąża są utwory stokowe (deluwia). Różnicują się ze względu na genezę na dwie podstawowe grupy: pokrywy soliflukcyjne i proluwialne. Pokrywy soliflukcyjne, najczęściej gruzowo-gliniaste i gruzowo-pylaste, pokrywają wszystkie stoki o nachyleniu powyżej $2-3^\circ$ płaszczem o maksymalnej miąższości 8 m, średnio 1—1,5 m. Struktura osadu (ryc. 10) i stosunek do podłoża (częste haki zboczowe) pozwoliły na określenie ich genezy. Pokrywy proluwialne występują na spłaszczeniach podstokowych i w dnach dolin, na powierzchniach o nachyleniach od 0 do 5° , jako wkładki w pokrywach soliflukcyjnych lub, najczęściej, przykrywają pokrywy soliflukcyjne. Skład mechaniczny pokryw proluwialnych jest piaszczysto-pylasty lub pylasty. Utwory te są rytmicznie warstwowane i mają dobrze wysortowane ziarno, co wskazuje na ich wodne pochodzenie. Jest to osad odpowiadający procesowi spłukiwania rozproszonego. Średni skład granulometryczny (ryc. 2) wyraźnie różni się od składu pokryw soliflukcyjnych i mad rzecznych. Pokrywy proluwialne w zasadzie nie przekraczają 1 m miąższości.

Do utworów aluwialnych należą żwiry, piaski i mady. Żwiry wykazują zróżnicowanie w zależności od charakteru procesu (żwiry rzeczne i żwiry stożków torrencjalnych) i od warunków klimatycznych (żwiry



Ryc. 3. Histogramy wskaźnika obtoczenia żwirów teras Strwiąża; 19 — terasa Mindel, Krościenko, 20 — terasa Mindel, Krościenko, 23 — terasa Mindel, Ustrzyki Dolne, 17 — terasa Würm, Krościenko, 13 — terasa Würm, Ustrzyki Dolne, 4 — terasa holocenna, Krościenko, 14 — terasa holocenna, Ustrzyki Dolne

Histograms of rounding index for gravels in terraces of the Strwiąż river; 19 — Mindel terrace at Krościenko, 20 — Mindel terrace at Krościenko, 23 — Mindel terrace at Ustrzyki Dolne, 17 — Würm terrace at Krościenko, 13 — Würm terrace at Ustrzyki Dolne, 4 — Holocene terrace at Krościenko, 14 — Holocene terrace at Ustrzyki Dolne

holocenu i odpowiadających mu okresów interstadialnych i interglacialnych oraz żwiry okresów stadialnych). Zróżnicowanie przejawia się w stopniu wysortowania pokryw żwirowych i we wskaźniku zaokrąglenia. Wskaźnik zaokrąglenia żwirów obliczano według metody *Cailleux* (9) na 100 żwirach frakcji 50—150 mm i przeliczano według wzoru $\frac{2rL}{L} \times 1000$. Żwiry holocenu, interglacjałów i interstadiałów są dobrze wysortowane, mają stosunkowo wysokie wskaźniki obtoczenia, żwiry stadialne mają niskie wskaźniki wysortowania i obróbki. Przykładowo podano histogramy obtoczenia żwirów Strwiąża, pobranych w dwu profilach z teras różnego wieku (ryc. 3). Mady, osad powodziowy, występują na powierzchni młodszych teras i jako wkładki w utworach budujących terasy starsze. Mają najczęściej piaszczysto-pylasty skład granulometryczny, wykazują nieco lepsze wysortowanie niż pokrywy proluwialne. Czyste piaski rzeczne występują tylko sporadycznie, w najmłodszych terasach u wylotu niektórych przełomów.

Stosunkowo mała miąższość utworów pokrywowych w dorzeczu Strwiąża mogłaby sugerować słabe natężenie procesów denudacyjnych. Przyczyn tego stanu rzeczy należy jednak szukać gdzie indziej. Zwietrzliny w dorzeczu Strwiąża posiadają w swym składzie granulometrycznym znaczną zawartość frakcji pylastej i ilastej. Frakcje te są bardzo łatwo wymywane przez wodę i wynoszone poza obręb dorzecza. Najbardziej przekonującego dowodu dostarcza zestawienie krzywych średniego składu mechanicznego (ryc. 2), gdzie w sekwencji pokrywy soliflukcyjne — pokrywy proluwialne — mady — piaski rzeczne wyraźnie maleje udział frakcji drobniejszych, odprowadzanych korytami potoków i rzek.

Dorzecze Strwiąża posiada rzeźbę strukturalną, tzn. w głównej mierze uzależnioną od budowy geologicznej. Już najdawniejsi badacze tego regionu zwracali na to uwagę. W r. 1880 *K. Benoni* (6) wyróżnia doliny antyklinalne i synklinalne, zwraca uwagę na poprzeczne, przełomowe odcinki dolin. *Rehman* (34) a później *Romer* (35) określają rzeźbę tej części Karpat jako rusztową. *Grzybowski* (16) podkreśla wieloetapowość rozwoju sieci rzecznej, jej związek z tektoniką i stwierdza policykliczność powstawania przełomów strukturalnych.

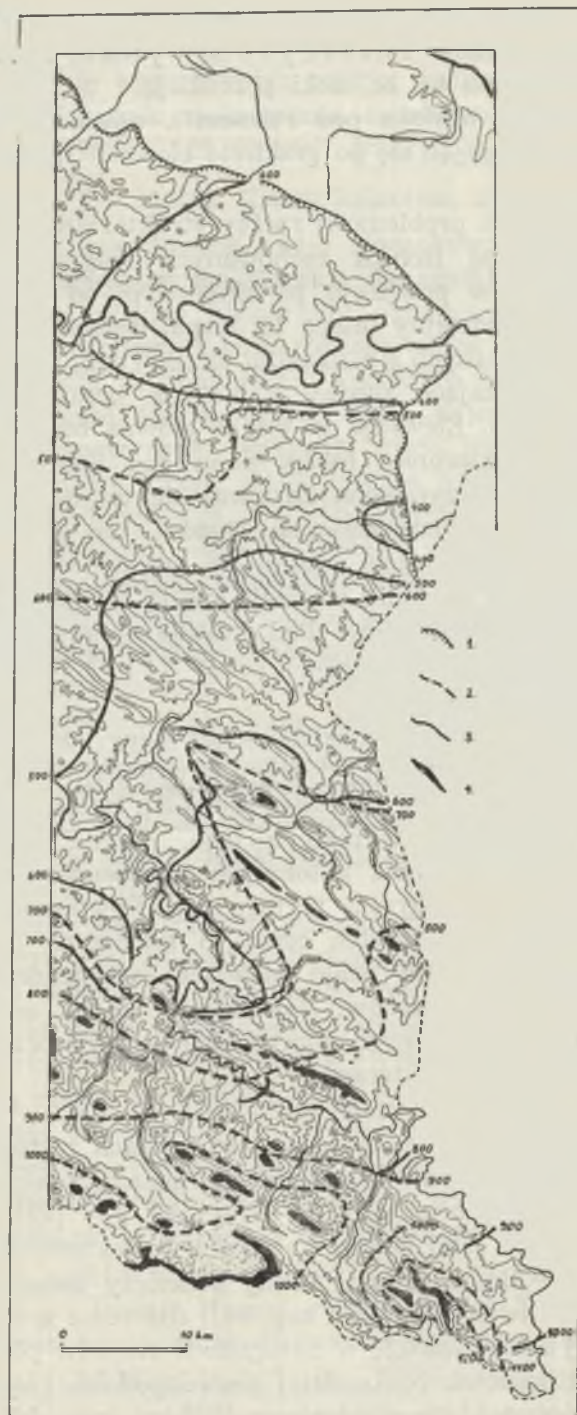
Rozwój rzeźby od momentu wynurzenia sfałdowanego górotworu przebiegał w zależności od odporności skał i od intensywności potomnych ruchów wypiętrzających. Na regionalne zróżnicowanie tych ostatnich na terenie Karpat zwrócił uwagę *Teisseyre* (44). Szczególnie interesujące było wydzielenie wypiętrzenia nazwanego przez *Teisseyre'a* blokiem beskidzkim. Wypiętrzenie to, o przebiegu NW—SE i malejącej ku NW amplitudzie, ma łagodnie nachylone skrzydło pół-

nocno-wschodnie i strome południowo-zachodnie. Bardzo podobną jednostkę, potwierdzając wyniki analizy Teisseyre'a, wydzielił Hofsztein (23), zwracając uwagę na to, że rzeki przecinające tę strefę, Stryj, San, Wisłok (może także Wisłoka pod Pilznem?), wyginają się łukami ku NW, jak gdyby ześlizgując się po grzbiecie elewacji zgodnie z jej malejącą amplitudą.

W trakcie badań poświęconych problemowi rzeźby strukturalnej dorzecza Strwiąża wykonano mapę izohips zachowanych fragmentów głównych powierzchni zrównań w przekroju południkowym od Przemysła po graniczny grzbiet wododzielny (mapa 1). Mapa, będąca efektem połączenia metod kartometrycznych z badaniami terenowymi, przedstawia zarys wypiętrzenia uderzająco zgodny z blokiem beskidzkim Teisseyre'a i Hofszteina. Elewacja ta ma oś główną biegnącą od okolic Ustrzyk Dolnych w kierunku łuków Sanu pod Sanokiem i Wisłoka pomiędzy Krosnem i Strzyżowem. Zaznacza się też oś podrzędna, kierująca się bardziej ku północy — na Dynów. Oś główna w przybliżeniu jest zgodna z przebiegiem nasunięcia węglowieckiego. Na północno-wschodnim łagodnym skłonie elewacji lokuje się konsekwentne doliny Strwiąża, Wiaru i Stupnicy. Pod krawędzią stromego skrzydła południowo-zachodniego, osią wydzielonej przez Starkla (40) depresji, płynie San od Rajskiego po Lesko.

Dwa stwierdzenia wynikają z analizy przedstawionej mapy. Oś wypiętrzenia znajduje się w obrębie centralnej depresji karpackiej, a amplituda jego ruchu względnego maleje ku jednostce skolskiej, strefie pod względem tektonicznym elewacyjnej. Wynika z tego, przynajmniej w omawianym regionie, inwersja ruchów potomnych w stosunku do przebiegu głównych wypiętrzeń w okresie tektogenezy. Powtarzanie się zarysów stref wypiętrzanych w obrębie coraz to młodszych (do czwartorzędu włącznie) poziomów, przy stale malejącej amplitudzie, świadczy o nieprzerwanym trwaniu ruchów. Nakładający się na orogenezę zmienny rytm cykli klimatycznych doprowadził do wytworzenia się kolejnych poziomów zrównań i teras.

To ostatnie zagadnienie wymaga szerszego omówienia. Do niedawna przeważały poglądy, że poziomy zrównań powstają w okresach zastoju tektonicznego pomiędzy przebiegającymi w epicyklach ruchami epeirogenicznymi. Pogląd ten bywał doprowadzany do skrajności, gdy półtorametrowe terasy interpretowano jako dowód na ruchy neotektoniczne tej właśnie amplitudy (Cys — 10). Z drugiej strony niektórzy badacze (Büdel — 8, Louis — 28) prawie całkowicie negowali znaczenie różnicowanego wypiętrzania, wyłączną zasługę w następstwie okresów planacji i erozji przypisując klimatowi. Najbardziej prawdopodobne wydaje się powstawanie zrównań dzięki nakładaniu się cyklu zmian kli-



Mapa 1. Deformacja poziomów: śródgórskiego i pogórskiego we wschodniej części polskich Karpat; 1 — granica Karpat, 2 — izohipsy zachowanych fragmentów poziomu śródgórskiego 3 — izohipsy zachowanych fragmentów poziomu pogórskiego, 4 — ościeżce wznoszące się ponad poziomem śródgórskim

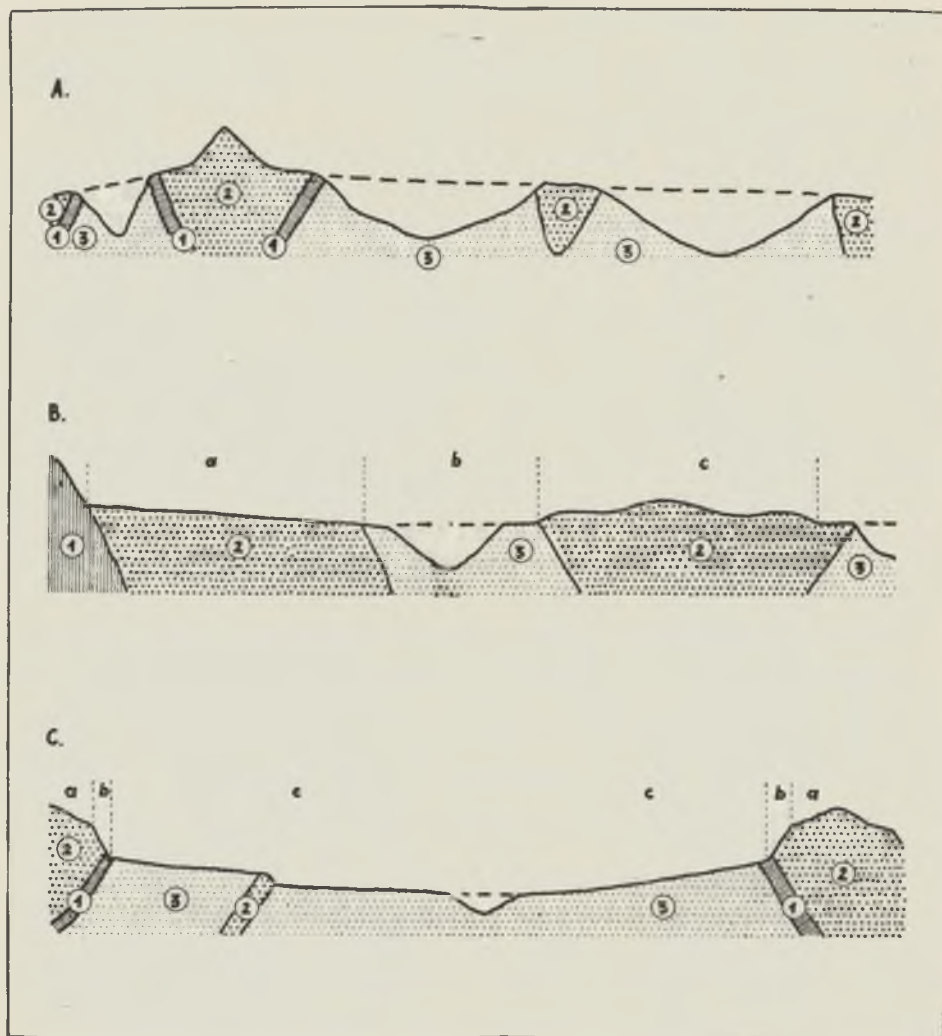
Deformations of the intramontane and the foothill planation surfaces in the eastern part of the Polish Carpathians; 1 — boundary of the Carpathians, 2 — isohypses of the preserved fragments of the intramontane planation surface, 3 — isohypses of the preserved fragments of the foothill planation surface, 4 — monadnocks protruding above the intramontane surface

matycznych na nieprzerwanie trwające ruchy. Dla czwartorzędowych teras Sanu udowodnili to Dziewański i Starkel (13). Za przyjęciem takiej hipotezy dla neogeńskich poziomów w dorzeczu Strwiąża przemawia załączona mapa 1.

Zasluga wydzielenia głównych poziomów zrównań karpackich przypada w Karpatach Zachodnich Sawickiemu (37), a na terenie wschodniej części górotworu Teisseyre'owi (45). Według Klimaszewskiego (27) poziom śródgórski powstał w okresie zastoju ruchów górotwórczych w dolnym sarmacie, poziom pogórski jest pedypłeną powstałą w suchym klimacie dolnego pliocenu. Na terenie Karpat Wschodnich Starkel (40) w nawiązaniu do danych z literatury wydzielił poziom śródgórski, pogórski i poziom dolinny datowany na lewant (= poziom Łojowej Teisseyre'a, poriečna uroven geomorfologów słowackich i poziom Gornovita geomorfologów rumuńskich). Poziom ten powstał jako zespół pedymentów ukształtowanych w warunkach półsuchego klimatu (Henkiel—18, Starkel—40). Wysuwa się także inną możliwość genezy poziomu dolinnego jako formy poligenetycznej (Kartašov — 25).

Ostatnio przedstawiono szereg zastrzeżeń przeciwko dotychczasowemu datowaniu zrównań karpackich. W osadach korelatywnych poziomu dolinnego w Rumunii, a także w Polsce, znaleziono faunę i florę wskazującą na staroczwartorzędowy wiek zrównania (Dzuleński i współaut. — 15). Podobne wyniki osiągnięto innymi metodami w Słowacji (Činčura — 12). W świetle ostatnich badań nad ruchami tektonicznymi Karpat i ich przedpola w sarmacie (Ney—31) nie do przyjęcia jest teza o możliwości przetrwania form starszych niż dolnopliocen-skie. Jeśli przesunie się datowanie poziomu dolinnego na Villafranchien, a poziomu śródgórskiego na dolny pliocen (pont), okres formowania powierzchni pogórskiej należy umieścić w środkowym pliocenie. Trudność przedstawia subtropikalny, wilgotny klimat tego okresu (Tyczyńska — 47), stąd też Starkel (41) umieszcza obecnie poziom pogórski w lewancie, który posiadał klimat sprzyjający procesom pedypłanacji. Jednak w czasie badań dorzecza Strwiąża oraz przy rekonesansowych pracach w dorzeczach Wiaru, górnego Sanu (powyżej Smolnika) i Oslawy nasunęły się możliwości innej interpretacji genezy poziomu pogórskiego.

W dorzeczu Strwiąża wykształcone są wyraziście wszystkie trzy główne poziomy karpackie. Resztki poziomu śródgórskiego (ryc. 4 a, 9) zachowały się w obrębie najodporniejszych serii skalnych, na grzbietach pasm górskich. Wysokość bezwzględna zachowanych fragmentów waha się od 600 do 800 m n.p.m. Tworzą jednak niewątpliwie jedną, łatwą do rekonstrukcji powierzchnię, o interesującym ukształtowaniu. Wyso-



Ryc. 4. Typy rzeźby preglacialnych poziomów zrównań; A—poziom śródgórski: 1—skały bardzo odporne, 2—skały odporne, 3—skały mało odporne; B—poziom pogórski: 1—skały odporne, 2—skały średnio i mało odporne, 3—skały mało odporne, a—powierzchnie typu glacis, b—powierzchnie erozyjne, c—faliste równiny denudacyjne, C—poziom dolinny: 1—skały bardzo odporne, 2—skały odporne, 3—skały średnio i mało odporne, a—relikty starszej rzeźby, b—stok obnażany, c—pedymenty

Types of relief of pre-glacial planation surfaces; A—intramontane planation surface: 1—very resistant rocks, 2—resistant rocks, 3—little resistant rocks; B—foothill planation surface: 1—resistant rocks, 2—medium and little resistant rocks, 3—little resistant rocks, a—glacis-type surfaces, b—erosional surfaces, c—undulated denudation plains; C—valley planation surface: 1—very-resistant rocks, 2—resistant rocks, 3—medium and little resistant rocks, a—relicts of older relief, b—denuded slope, c—pediments

kość powierzchni śródgórskiej maleje z SW na NE zgodnie z biegiem Strwiąża i równocześnie podnosi się od doliny ku NW i SE. Rysuje się w ten sposób rozległa, płaska niecka o dnie pochylonym ku NE. Być może było to dorzecze pra-Strwiąża, o zarysach i powierzchni zaskakująco zgodnych ze stanem dzisiejszym. Z występowania poziomu nawet w obrębie najodporniejszych skał można wnosić, że była to powierzchnia generalnego zrównania, z nielicznymi ostańcami o wysokości względnej (w dorzeczu Strwiąża) nie przekraczającej 100 m.

Rozcięcie poziomu śródgórskiego zapoczątkowało okres dopasowywania rzeźby do struktury. W osi płaskiej, wyrównanej niecki erodował Strwiąż, tworząc swoją epigenetyczną, przełomową dolinę, a w nawiązaniu do niej wcinały się dopływy w podłużne strefy skał mniejszej odporności. Jako przetrwały ślad pierzastej (najprawdopodobniej), śródgórskiej sieci rzecznej pozostała insekwentna dolina Królówki — Stebnika, a doliny Karaszyna i Uniaczki powstały na południowych skłonach drugorzędnych, podłużnych elewacji.

Już w obrębie tak ukształtowanej sieci dolinnej rozwinęło się kolejne częściowe zrównanie — poziom pogórski. Krajobraz poziomu pogórskiego, nie tylko w dorzeczu Strwiąża, lecz także w innych przeglądowo kartowanych dorzeczach, wykazuje cechy poligenezy. W dolinach tworzy on poziome, erozyjne półki, oddzielone wyraźnym załamaniem od powierzchni wykształconych w obrębie wododziałów na skałach średniej odporności i posiadających cechy rzeźby późno dojrzałej. U podnóży twarżycowców pasm górskich (Chwaniów w dorzeczu Wiaru, grzbiet graniczny w dorzeczu Osławy, Żuków w dorzeczu Strwiąża) rozwinęły się pedymenty, czy też lepiej — *glacis d'érosion* (Mensching — 29), ukształtowane przez zmyw powierzchniowy. Zespół tych form (ryc. 4b) wskazuje na warunki klimatu bardziej wilgotnego, niż przyjmowano dotychczas. Krajobraz poziomu pogórskiego rozwijał się przy udziale rzek zasobnych w wodę w dolinach, denudacji i wietrzenia chemicznego na wododziałach oraz zmywów powierzchniowych na przedpolu wynioslejszych pasm.

W przeciwieństwie do poziomu dolinnego poziom pogórski nie posiada na przedpolu Karpat osadów korelatywnych. Także w Tatrach, w jaskiniach wiekowo odpowiadających powierzchni pogórskiej, w allochtonicznych żwirowiskach występują tylko skały bardzo odporne na wietrzenie chemiczne, gdy w jaskiniach związanych z poziomem dolinnym otoczaki wapieni i dolomitów występują pospolicie (Wójcik — 50). W podkrakowskich dolinkach poziom C, uważany osobiście przez autora za odpowiednik poziomu pogórskiego, ma profil poprzeczny zlagodzony przez procesy denudacji, w przeciwieństwie do poziomu D — dolinnego (Dzułyński i współaut. — 14). Także badania nad

krasem południowej krawędzi Wyżyny Lubelskiej (Harasimiuk i współaut. — 17) upoważniają do przyjęcia wstępnej hipotezy o powstaniu tutaj odpowiednika poziomu pogórskiego w wilgotnym i ciepłym klimacie w środkowym pliocenie.

Okres rozcinania poziomu pogórskiego ponownie podkreślił, już uprzednio zaakcentowane, subsekwentne linie mniejszej odporności podłoża. Właśnie w tym okresie ukształtowała się rzeźba rusztowa w jej dzisiejszej postaci. Zachodziły też zmiany sieci hydrograficznej. Na przykład obniżenie Ustjanowa — Żołobek, w poziomie pogórskim powiązane przełomami przez pasmo Jaworniki — Korolik z dorzeczem Strwiąża, w wyniku erozji rozwijającej się w miękkich skałach tej strefy zostało przyłączone do dorzecza Sanu. Przełomy przez pasmo Jaworniki — Korolik, jako formy martwe (wind gaps), zawisły nad sąsiednimi, podłużnymi dolinami.

Krajobraz poziomu dolinnego (ryc. 4c) składa się z czterech głównych, wyrazistych elementów. W dnach dolin rozwijały się płaskie powierzchnie glacis (ryc. 11), ścinające skały różnej odporności, łagodnie ($1-3^\circ$) nachylone ku osiom dolin. Na stokach był zaznaczony cofający się, stromy odcinek stoku obnażanego, a ponad nim wypukły odcinek

Mapa 2. Paleomorfologia dolnego plejstocenu („preglacialu”); 1 — grzbiety antyklinalne, 2 — grzbiety synklinalne, 3 — grzbiety monoklinalne, 4 — łącznie — rzeźba starsza od poziomu dolinnego, 5 — zachowane spłaszczenia poziomu śródgórskiego, 6 — zachowane fragmenty poziomu pogórskiego, 7 — odcinek obnażany stoku ograniczającego poziom dolinny, 8 — rozcięcia stokowe genetycznie związane z poziomem dolinnym, 9 — piętra spłaszczeń poziomu dolinnego rozdzielone krawędzią, 10 — terasa erozyjna młodsza od poziomu dolinnego, 11 — kierunki przepływu w starszej fazie rozwoju poziomu dolinnego, 12 — kierunki przepływu w młodszej fazie, 13 — kierunki przepływu w poziomie terasy erozyjnej, 14 — działy wodne powstałe w czasie morfogenezy poziomu dolinnego, 15 — przełomy starsze od poziomu dolinnego, 16 — poziomy równowiekowe z poziomem dolinnym, 17 — przełomy młodsze od poziomu dolinnego

Palaeomorphology of the Early Pleistocene ("pre-glacial"); 1 — anticlinal ridges, 2 — synclinal ridges, 3 — monoclinal ridges, 4 — morphology antedating the formation of the valley planation surface, 5 — preserved fragments of the intramontane planation surface, 6 — preserved fragments of the foothill planation surface, 7 — denuded portion of slope bordering the valley planation surface, 8 — gullies related genetically with the valley planation surface, 9 — levels of the valley planation surface separated by a scarp, 10 — erosional terrace younger than the valley planation surface, 11 — directions of flow in the earlier phase of development of the valley planation surface, 12 — directions of flow in the later phase, 13 — directions of flow in the level of the erosional surface, 14 — watersheds formed during the morphogeny of the valley planation surface, 15 — gaps antedating the formation of the valley planation surface, 16 — gaps coeval with the valley planation surface, 17 — gaps younger than the valley planation surface



stoku wstępującego (ryc. 12). Rzeźbę stoków urozmaicały krótkie, stromościenne dolinki erozyjne, o płaskich, stromych dnach, uchodzące na wypukłe podłogi skalne u ich wylotu. Jest to typowy zespół form pedymentu, kształtowanego w suchym klimacie, z okresowymi intensywnymi opadami. Wspomniane dolinki na stokach rozwijały się wstecz, często doprowadzając do przepiłowania pasm twardzielcowych i powstania nowych lub ponownego otwarcia starych przełomów. Kolejne etapy tego procesu można obserwować na przykładach dolinek, których rozwój został przerwany w różnych stadiach zaawansowania. Jeśli powstał nowy przełom przez twardzielcowe pasmo (ryc. 13), w wyniku utworzenia nowej lokalnej bazy denudacyjnej, mogło dochodzić w dolinie do formowania niższych i inaczej nachylonych pięter poziomu. Takie piętra i lokalne wododziały pozwalają na rekonstrukcję zmian sieci hydrograficznej, szczególnie częstych w tym okresie. Tak na przykład w obniżeniu Ustjanowa — Żołobek starsze piętro poziomu dolinnego posiada jednolite nachylenie ku NW — do Sanu. Niższe fragmenty zrównania nachylają się ku przełomom na NE — do Strwiąża. Podobne zmiany zachodziły w kotlinach Bandrowa, Jałowego i Krościenka (mapa 2). Rozwój poziomu dolinnego na różnych wysokościach, w zależności od lokalnych baz denudacyjnych, znany jest także z Pogórza Przemyskiego (Pękala — 32). Na krajobraz tego okresu składały się więc płaskie dna dolin, okolone stromymi, pociętymi stokami, ponad które wznosiły się już łagodniejsze zbocza pasm twardzielcowych, noszące na sobie ślady starszych cyklów rzeźbotwórczych.

Stratygraficzna granica pomiędzy trzeciorzędem i czwartorzędem znajduje się powyżej poziomu dolinnego, zaliczonego ostatnio do dolnego plejstocenu (Dzuleński i współaut. — 15, Starkel — 41). Jednak jakościowa zmiana stylu morfogenezy nastąpiła w dorzeczu Strwiąża dopiero po rozcięciu poziomu dolinnego. Zmiana ta, polegająca na dominacji procesów soliflukcji jako najważniejszego czynnika morfogenetycznego, nastąpiła w środkowym plejstocenie, w okresie glaciału krakowskiego. W związku z tym zdecydowano się utrzymać w niniejszym opracowaniu termin „rzeźba preglacialna” w znaczeniu rzeźby pochodzącej sprzed okresu zlodowacenia krakowskiego, zdając sobie sprawę z nieadekwatności tego określenia.

Poniżej poziomu dolinnego, w górnej części dorzecza, pojawia się jeszcze jedna forma, starsza od zlodowacenia krakowskiego. Jest to wąska terasa erozyjna, wykazująca w dół doliny Strwiąża konwergencję z poziomem dolinnym. Jej erozyjna geneza, a także zwiększanie się amplitudy rozcięcia poziomu dolinnego w górę dolin, świadczy o tym, że powstała w wyniku zwilgotnienia klimatu. Zajmuje ona bardzo nieznaczłą powierzchnię i to tylko w głównych dolinach. Jednak jako

ostatnia komponenta uzupełnia obraz rzeźby preglacjalnej dorzecza Strwiąża (mapa 2).

Rozcięcie terasy erozyjnej (najprawdopodobniej odpowiadającej wiekowo okresowi zlodowacenia Günz), które nastąpiło w interglacjale kromerskim, jest dość trudne do analizy. Jednak wzdłuż doliny Strwiąża obserwuje się wzrost amplitudy tego rozcięcia, zgodny z tendencjami tektonicznymi, ale tylko do Brzegów Dolnych. Wyżej amplituda maleje, co zdaje się świadczyć o stosunkowo krótkim okresie rozcinania — próg erozji wstecznej nie dotarł do obszarów źródłiskowych. Zaznacza się też różnica spadku, który dla cokołów erozyjnych niższych teras wykazuje większe wartości.

Pierwszą fazą morfogenezy okresu zlodowacenia krakowskiego było wytworzenie cokołu erozyjnego, a następnie akumulacja (ryc. 8 M). Jedynie te dwa etapy zostały zarejestrowane w postaci form i pokryw. Nie odsłania się nigdzie bezpośrednio kontakt żwirów krakowskich z podłożem, zatem istnieje tutaj luka w dokumentacji. Jak wynika z profilu w Ustrzykach Dolnych, zarejestrowany został schyłek okresu akumulacji: na ściętych erozyjnie żwirach (powierzchnia ześlizgowa — pełna analogia z profilem Soliny, Dziwoniański i Starkel — 13) spoczywa seria drobnych żwirków i piasków, zazębiająca się z pokrywami soliflukcyjnymi. Fragment cokołu skalnego, odsłonięty na granicy terasy ze zboczem, zdradza ślady bardzo intensywnych procesów wietrzenia chemicznego, podobnie jak w niektórych innych odsłonięciach cokołu terasy krakowskiej. Wskazuje to na dość ciepły klimat interglacjału kromerskiego. W starszych stadiach zlodowacenia krakowskiego, którym odpowiada zapewne pokrywa żwirowa odsłonięta w Ustrzykach Dolnych, zaznaczyła się także akumulacja żwirów w dolinach bocznych. Strzępy pokryw żwirowych zaobserwowane zostały w Równi, Hoszowczyku i Łodynie, a także w Krościenku. Wraz z cokołem skalnym budują one formę terasy ze zlodowacenia krakowskiego. Terasa ta jest wyraźnie zaznaczona w krajobrazie (ryc. 14) i posiada w dolinie Strwiąża wysokość względną 17—25 m, a w dolinach dopływów około 10—15 m.

Morfogeneza okresu zlodowacenia krakowskiego w dorzeczu Strwiąża składała się z następujących faz. Pierwszą było powstanie erozyjnego poziomu rozszerzonych den dolinnych po interglacjalnym okresie erozji wgłębnej. Następnie akumulowana była pokrywa żwirowa, w warunkach przewagi transportu podłużnego nad poprzecznym i silnego wietrzenia mechanicznego. Wskazują na to cechy granulometryczne żwirów (ryc. 3). Kolejną fazą był krótki okres wcinania się koryt rzecznych w aluwia, po którym przewagę osiągnęła akumulacja soliflukcyjna. W tym okresie został zapoczątkowany rozwój czwartorzędowych poziomów denudacyjnych, najpowszechniej występujących w górnych od-

cinkach dolin, zawieszonych w poziomie terasy ze zlodowacenia krakowskiego.

Rozcięcie z okresu interglacjału wielkiego sięgnęło w poprzecznej dolinie Strwiąża do głębokości paru metrów ponad dzisiejsze dno, a w dolinach subsekwentnych dopływów — poniżej dzisiejszych den (ryc. 8 M/R, A i B). Jedynie w górnych odcinkach dolin, podpartych lokalnymi barierami strukturalnymi, erozja ta nie zaznaczyła się (ryc. 8 M/R, C). Wytworzona u schyłku interglacjału powierzchnia erozyjna była wąska i miała mniejszy spadek niż dzisiejsze potoki. W okresie glacjału środkowopolskiego zaznaczyło się silne zróżnicowanie akumulacji w zależności od lokalnych warunków morfologicznych. Dna subsekwentnych dolin potoków Olchy, Jasieńki, Łodyny, Uniaczki i Karaszyna wyściełone są ilastymi pokrywami soliflukcyjnymi, przepełnionymi niezwięzłym gruzem skalnym. Charakter litologiczny tych pokryw wskazuje na ogromną przewagę wietrzenia mechanicznego nad chemicznym, ponieważ nawet łożypki występują w nich w postaci nierozłożonych okruców. Jedynie w pierwszej fazie soliflukcji zaznaczyły się spływy bardziej zwięzłej masy skalnej, ale były to zapewne spływy starszych, interglacialnych pokryw glebowych.

W dolinie Strwiąża wiekowym odpowiednikiem serii soliflukcyjnej jest cienka pokrywa słabo obtoczonych żwirów, sięgająca swym stro-
pem nieco powyżej powierzchni dzisiejszej terasy bałtyckiej. Ponad zwi-

Mapa 3. Plejstoceńskie typy morfogenezy; 1 — erozja w interglacialach i interstadialach, 2 — erozja w interglacialach i interstadialach, transport w stadialach, 3 — transport w interglacialach i interstadialach, 4 — akumulacja żwirów w stadialach, 5 — akumulacja żwirów w interglacialach i interstadialach, pokryw soliflukcyjnych w stadialach, 6 — akumulacja pokryw soliflukcyjnych w stadialach, 7 — zrównania denudacyjne typu Strwiążka, 8 — zrównania denudacyjne typu Łodyny, 9 — zrównania denudacyjne typu Bandrowa, 10 — resztki poziomu dolinnego, rozcinane i modelowane przez soliflukcję, 11 — stoki pasm twardzielcowych, modelowane w stadialach przez wietrzenie i soliflukcję, 12 — grzbiety górskie, 13 — resztki starszych zrównań

Morphogenetic processes during the Pleistocene; 1 — erosion during interglacials and interstadials, 2 — erosion during interglacials and interstadials, transport during stadials, 3 — transport during interglacials and interstadials, 4 — gravel accumulation during stadials, 5 — gravel accumulation during interglacials and interstadials, and formation of solifluction covers during stadials, 6 — formation of solifluction covers during stadials, accumulation of silts during interglacials and interstadials, 7 — flat denudation surfaces of Strwiążek type, 8 — flat denudation surfaces of Łodyna type, 9 — flat denudation surfaces of Bandrów type, 10 — remnants of the valley planation surface dissected and modelled by solifluction, 11 — slopes of monadnock ridges modelled by weathering and solifluction during stadials, 12 — mountain ridges, 13 — remnants of older planation surfaces



rami ponownie pojawiają się pokrywy soliflukcyjne, zazębione z proluwiami i wkładkami drobnych żwirków. Akumulacja ta buduje w dolinie Strwiąża terasę kopalną, wyższą o 4—6 m od terasy bałtyckiej i niższą o 10 m od terasy krakowskiej. Jest ona zamaskowana pokrywami soliflukcyjnymi wieku bałtyckiego. W dolinach dopływów Strwiąża brak terasy środkowopolskiej. Zachowały się tu jedynie strzępy pokryw soliflukcyjnych tego wieku. W najwyższych odcinkach dolin, gdzie nie został rozcięty cokol skalny wieku zlodowacenia krakowskiego, akumulacja środkowopolska występuje na równym poziomie z krakowską (ryc. 8 R, ABC). Zlodowacenie środkowopolskie cechuje przewaga procesów wietrzenia mechanicznego i soliflukcyjnego obnażania w porównaniu z procesami fluwialnymi. Wskazuje to na surowe warunki klimatyczne tego okresu. Mała ilość wody nie była w stanie wyprzątnąć z dolin bocznych pokryw soliflukcyjnych, a w dolinie Strwiąża nieco je tylko przemywała, osadzając drobne, słabo obtoczone żwiry. O suchości i surowości klimatu świadczy także brak dowodów wietrzenia chemicznego. Pełne odtworzenie morfogenezy okresu zlodowacenia środkowopolskiego nie jest możliwe wobec nikłości zachowanych śladów. Z dużej intensywności procesów soliflukcyjnych wynika jednak, że rozwijały się szybko stoki i formy stokowe. Konkretnych danych przytoczyć nie można, ponieważ pokrywy stokowe tego wieku zachowały się jedynie w paru izolowanych miejscach.

Okres zlodowacenia bałtyckiego pozostawił po sobie najwięcej zachwanych form i utworów dokumentujących przebieg procesów. Możliwe było dokładniejsze wydzielenie faz morfogenezy w nawiązaniu do aktualnych schematów stratygraficznych. Morfogenezę okresu bałtyckiego można też było potraktować jako reprezentacyjną dla wszystkich okresów glacialnych w konkretnych warunkach litologicznych i paleomorfologicznych. Odsłonięciem, które dostarczyło najwięcej danych do odtworzenia faz rozwoju rzeźby w okresie zlodowacenia bałtyckiego, było podcięcie terasy nadzalewowej Łodynki w Łodynie. Między innymi na podstawie tego profilu (Henkiel — 21, 22) podzielono morfogenezę okresu bałtyckiego w dorzeczu Strwiąża na trzy fazy stadialne i dwie interstadialne. Rozcięcie, które nastąpiło w okresie interglacjału eemskiego, miało nieco mniejszą energię niż poprzednie (ryc. 8 R/W). Nie doprowadziło do wyrównania profilu podłużnego doliny Strwiąża, pozostawiło załamanie i progi w zależności od odporności podłoża. Dziś te nierówności zarejestrowane są jako cokoły skalne terasy nadzalewowej, różnej wysokości w różnych odcinkach doliny. W dolinach bocznych nie zostały odpreparowane dna z interglacjału wielkiego, nie były rozcięte środkowopolskie pokrywy soliflukcyjne. Zaznaczył się na nich jedynie poziom głębokiego wietrzenia chemicznego. Jednak

w dolinie Strwiąża erozja, choć nie doprowadziła do wyrównania profilu i nie pogłębiła doliny w wybitniejszej mierze, wymiotła środkowopolskie osady w wąskiej strefie pomiędzy cokołami terasy krakowskiej. Na stokach i starszych zrównaniach zaznaczyło się intensywne rozcinanie dolinkami erozyjnymi. W profilu Łodyny (Henkiel — 22) udokumentowane zostało przerwanie dostawy materiału ze stoku Kamiennej Laworty przez rozwijające się wstecznie w tym czasie dolinki.

Przyjmując dla zlodowacenia bałtyckiego aktualne podziały stratygraficzne (Woldstedt — 49, Rühle — 36) stwierdza się w dorzeczu Strwiąża słaby rozwój osadów pierwszego stadiału, mogących charakteryzować morfogenezę tej fazy. W profilu Łodyny zachował się strzęp pokrywy soliflukcyjnej, a w terasie nadzalewowej Strwiąża pierwszemu stadielowi zlodowacenia bałtyckiego odpowiadają spągowe żwiry, słabo wysortowane i obtoczone (żwiry „zimne” w przeciwieństwie do dobrze obtoczonych i wysortowanych żwirów interstadiów, interglacjałów i holocenu — „ciepłych” (ryc. 15 i 16). Natomiast pierwszy interstadiał (oryniacki — Brörup) reprezentowany jest przez wyjątkowo kompletny cykl sedymentacyjny. Interstadiał ten zaznacza się omal we wszystkich profilach terasy nadzalewowej, a także w niektórych profilach pokryw stokowych. Często jest reprezentowany przez złożone serie osadów, pozwalające na wydzielenie trzech poziomów. Zróznicowanie występuje nie tylko w profilu pionowym, ale i w podłużnym. W wyższych częściach dolin dopływów Strwiąża w pierwszej fazie oryniaku nastąpiło ożywienie procesów fluwialnych, zasygnalizowane pokrywą żwirów. W dolinie Strwiąża, prowadzącego większą ilość wody niż dopływy, zaznaczyła się nawet erozja wgłębna, co przerwało akumulację „zimnych” żwirów odpowiadających najstarszemu stadielowi. W optimum interstadiu w górnych odcinkach dolin zaznaczyła się akumulacja terasowych piasków i mułków z zawartością humusu, w dolinie Strwiąża natomiast powstały powierzchnie erozyjne i wietrzeniowe na żwirach starszej fazy glacjału (Henkiel — 19). U schyłku interstadiu procesy wystąpiły w odwrotnej kolejności: pogorszenie warunków klimatycznych ożywiło procesy stokowe, co przy zmniejszonej ilości wody powodowało osadzanie w dolinie Strwiąża górnej serii żwirów, a w doliny boczne wkroczyły pokrywy soliflukcyjne. Trójdzielność pokryw interstadiu z dwiema fazami wzmożonej erozji dobrze odpowiada schematowi J a h n a (24).

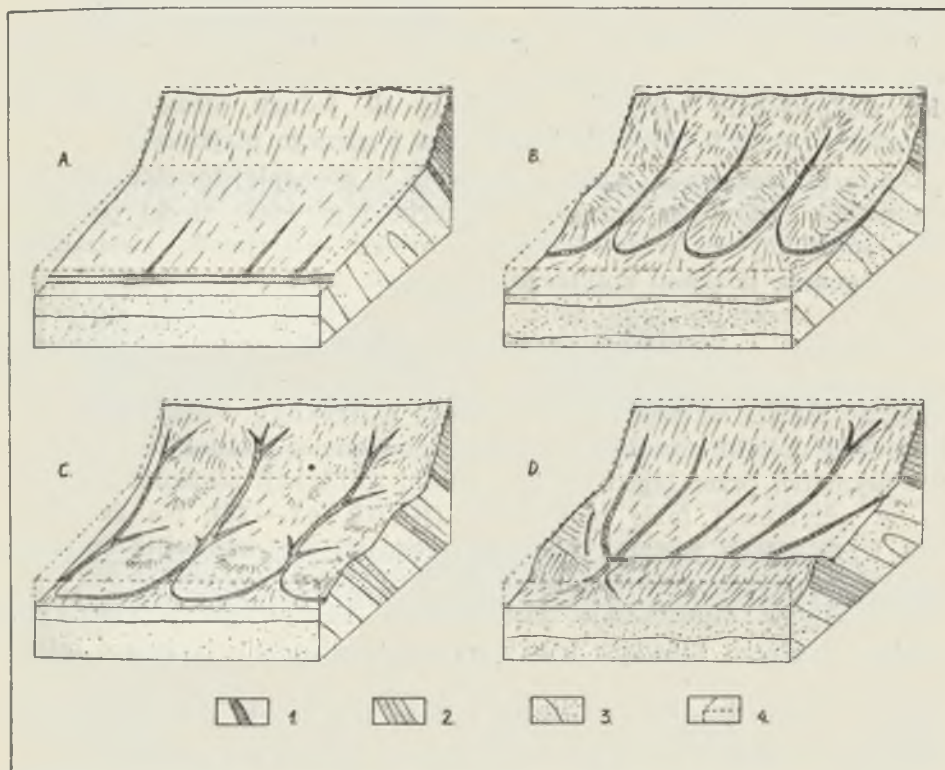
W okresie II stadiału zlodowacenia bałtyckiego trwa stopniowe pogarszanie warunków klimatycznych. Granica stref akumulacji soliflukcyjnej i fluwialnej w dnach dolin przesuwa się stopniowo w dół biegu potoków. Daje to efekt wkraczania pokryw soliflukcyjnych na „zimne”

żwiru w dolnych odcinkach dolin dopływów i w wyższych odcinkach doliny Strwiąża (ryc. 7 A). W najniższym odcinku doliny Strwiąża trwa cały czas akumulacja żwirów, w górnych odcinkach dolin dopływów — akumulacja pokryw soliflukcyjnych. W związku ze strefowością dominujących procesów II stadiału II interstadiału (Paudorf) zaznacza się w dolinie Strwiąża na granicy żwirów i górnej pokrywy soliflukcyjnej (ryc. 6 A), w dolinach dopływów natomiast znajduje się w obrębie górnych pokryw soliflukcyjnych, które dzięki temu są tutaj dwudzielne (ryc. 6 B). Ogólny rozkład facji w schematycznym profilu podłużnym terasy nadzalewowej dorzecza Strwiąża przedstawia ryc. 7 A.

Stoki przez cały czas trwania ostatniego glacjału były obnażane, jak świadczy o tym obecność tylko jednej pokrywy soliflukcyjnej, pochodzącej z najmłodszego stadiału. Starsza pokrywa soliflukcyjna, oddzielona od najmłodszej interstadialnym poziomem wietrzeniowym, obecna jest jedynie w kilku miejscach w najniższych odcinkach spłaszczeń podstokowych. Wskazuje ona na to, że na niektórych odcinkach spłaszczeń podstokowych już przed interstadiem paudorfskim degradacja została zastąpiona agradacją, a obnażany odcinek stoku cofnął się dalej od osi doliny. Ze względu na brak ostrych kontrastów litologicznych w budowie geologicznej stoki dorzecza Strwiąża nie wykazują dużego zróżnicowania. Można wydzielić jako podstawowe typy: stoki wypukło-wklęsłe o dolnym odcinku korazyjnym (ryc. 17) i stoki wypukło-wklęsłe o dolnym odcinku akumulacyjnym. Oba te typy wykazują pewne wtórne zróżnicowanie, uwarunkowane czynnikami lokalnymi i szczegółami budowy geologicznej. Poza tym w obszarze dorzecza Strwiąża można spotkać stoki proste i wypukłe, pozostające pod wpływem procesów związanych z systematycznie trwającym podcinaniem przez erozję. Do takich należą zbocza przełomowych odcinków dolin. Istnieją także konserwowane stoki, zdradzające ślady starszych, nieperyglacialnych procesów i cykliów morfogenetycznych. Do takich zwłaszcza należą zachowane dzięki odporności skał stoki związane z morfogenezą poziomu dolinnego (ryc. 12).

Charakterystyczne dla rzeźby dorzecza Strwiąża są nisko położone powierzchnie zrównań denudacyjnych, najczęściej w źródłowych odcinkach dolin. Powstały przez przeobrażenie w warunkach peryglacialnych starszych powierzchni zrównań. Nie rozcięte spłaszczenia poziomu dolinnego, znajdujące się w pobliżu osi doliny, były obniżane równomiernie procesami soliflukcji i przeobrażały się w spłaszczenia podstokowe o nachyleniu 3—8°, okryte cienkim (do 1,5 m) płaszczem pokryw soliflukcyjnych (ryc. 5 A). Spłaszczenia tego typu szczególnie pięknie wykształcone są w Strwiążku, Jasieniu, Woli Maćkowej i w górnej części doliny Stebnika. W modelowaniu ich, obok wietrzenia mechanicznego

i soliflukcyjnego odprowadzania zwietrzeliny, dużą rolę odegrała kora-
zyjna działalność potoków soliflukcyjnych, spływających z wyżej po-
łożonych stoków pasm twardzielcowych. Wyżej leżące i rozcięte resztki
starszych poziomów nie ulegały całkowitemu zniszczeniu. W uzależnieniu
od odporności skał i gęstości rozcięcia albo pozostawały jako wąskie,
zaokrąglone przez procesy soliflukcji garby z resztkami starszych po-
ziomów (ryc. 5 B), albo przeobrażały się w faliste równiny denudacyj-
ne (ryc. 5 C). Zewnętrznym strefom tych zespołów form towarzyszą po-

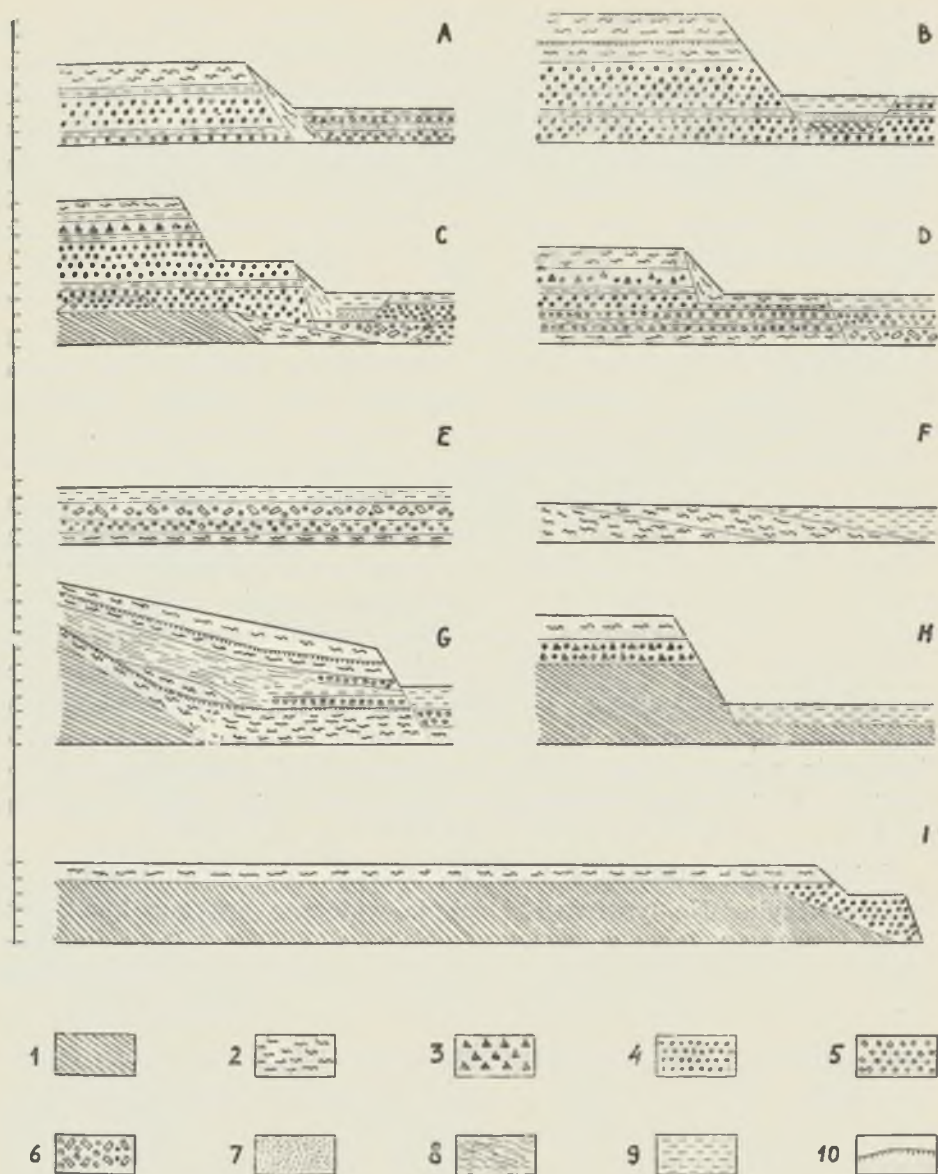


Ryc. 5. Typy czwartorzędowych zrównań denudacyjnych i przekształcania star-
szego reliefu; A — spłaszczenia podstokowe typu Strwiążka; B — przemodelowany
poziom dolinny, typ Zadwórze; C — falista równina denudacyjna typu Łodyny;
D — glacies erozyjne typu Bandrowa: 1 — skały bardzo odporne, 2 — skały odporne,
3 — skały średnio i mało odporne, 4 — zarys rekonstruowanego poziomu dolinnego
Types of Quarternary denudation surfaces and transformations of older relief;
A — base-of-slope flats of the Strwiążek type; B — remodelled valley planation
surface — Zadwórze type; C — undulated denudation plain — Łodyna type; D —
erosional glacies — Bandrów type: 1 — very resistant rocks, 2 — resistant rocks, 3 —
medium and little resistant rocks, 4 — outline of the reconstructed valley planation
surface

wierzchnie typu glacis, uformowane przez wody u wylotu rozcięć, przy współdziałale procesów soliflukcji. Są to nachylone powierzchnie skalne, okryte cienkim płaszczem utworów o charakterze proluwialnym, z wkładkami utworów soliflukcyjnych i żwirów rzecznych, podobne do form opisanych przez Pękale (33) z doliny Wołosatki. W szczególnych warunkach strukturalnych, dzięki utrudnieniu odpływów wód roztopowych przez lokalne bazy denudacyjne, u podnóża wynioślejszych pasm górskich powstawały równiny (nachylenie poniżej 2°) ukształtowane procesami zmywu powierzchniowego, okryte pokrywami proluwiów. Tego typu powierzchnie (ryc. 5 D) najpiękniej wykształcone są w okolicach Bandrowa. Wszystkie te powierzchnie denudacyjne związane są bezpośrednio z terasą nadzalewową, ostatnią fazą ich formowania było więc zlodowacenie bałtyckie. Rozwijały się jednak niewątpliwie we wszystkich zimnych okresach środkowego i górnego plejstocenu.

Do form stokowych wieku środkowo- i górnoplejstocenijskiego należą niecki i rozcięcia erozyjne. Obszerne i głębokie niecki powstały przez soliflukcyjne przemodelowanie rozcięć erozyjnych, związanych z morfogenezą poziomu dolinnego. Pospolicie występują płytkie i wąskie niecki korazyjne typu delli. Dolinki erozyjne rozwijały się przez cały plejstocen, w okresach glacialnych przybierały zarys nieckowaty, w interglacjalach były pogłębiane przez procesy erozyjne. Formy te rozwijały się też w okresie zlodowacenia bałtyckiego. Południkowo zorientowane dolinki, rozcinające starsze spłaszczenia podstokowe, nabrały cech asymetrii przez łagodzenie procesami soliflukcji zacienionych zboczy w schyłkowej fazie plejstocenu (Henkiel — 20). Na zachowanych fragmentach poziomu dolinnego rozwijał się mezorelief strukturalny przez wypreparowanie odporniejszych ławic skalnych.

Po drugim interstadiale zlodowacenia bałtyckiego (paudorfskim) w całym dorzeczu Strwiąża trwają procesy soliflukcji, budujące ostatnią pokrywę, która tworzy strop akumulacji terasy nadzalewowej oraz wspólny płaszcz wszystkich stoków i form stokowych. Jest to najdalej posunięta unifikacja procesów i warunków morfogenetycznych na całym obszarze. Po tym okresie unifikacji następują zmiany procesów, ogromnie zróżnicowane przestrzennie i charakterologicznie. W dolnej części stoków, na pokrywach soliflukcyjnych, zachowały się strzępki gleb leśnych. Na utwory bałtyckie wkraczają też pokrywy pylaste o charakterze proluwialnym i zaznaczają się procesy wietrzenia chemicznego. Pokrywy soliflukcyjne na stokach są rozcinane dolinkami erozyjnymi. Na powierzchniach erozyjnych glacis zostają wycięte fragmenty teras, a takie same stopnie teras erozyjnych wcięte są w akumulacyjną pokrywę terasy nadzalewowej. Granicą stratygraficzną plejstocenu i holocenu jest więc strop pokrywy soliflukcyjnej III stadiału zlodowacenia bał-



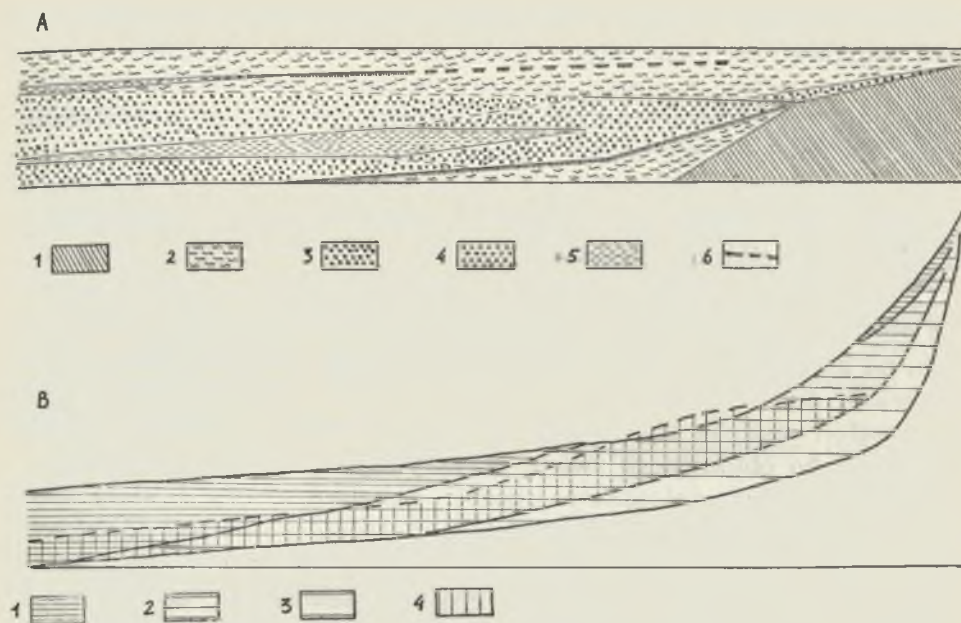
Ryc. 6. Typy budowy terasy nadzalewowej w dorzeczu Strwiąża i jej stosunek do teras niższych; A — Strwiąż, Krościenko; B — Strwiąż, Ustrzyki Dolne; C — Jasienka, Ustrzyki Dolne; D — Hoszowczyk; E — Łodynka, Dźwiniacz Dolny; F — Uniaczka, Wola Maćkowa; G — Łodynka, Łodyna; H — przełomy; I — glacis typu Bandrowa; 1 — cokół skalny, 2 — gliny soli-flukcyjne, 3 — rumosz skalny, 4 — żwiry „zimne”, 5 — żwiry „ciepłe”, 6 — poziom drzew subfossylnych, 7 — piaski, 8 — mulki, 9 — mady, 10 — poziomy wietrzeniowe

Types of structure of the supra-floodplain terrace in the drainage basin of the Strwiąż river, and its relation to the lower terraces; A — the Strwiąż river at Krościenko; B — the Strwiąż river at Ustrzyki Dolne; C — the Jasienka river at Ustrzyki Dolne; D — the Hoszowczyk river; E — the Łodynka river at Dźwiniacz Dolny; F — the Uniaczka river at Wola Maćkowa; G — the Łodynka river at Łodyna; H — gaps; I — glacis of the Bandrów type; 1 — rock terrace, 2 — solifluction loams, 3 — rubble, 4 — "cold" gravels, 5 — "warm" gravels, 6 — subfossil timber horizon, 7 — sands, 8 — silts, 9 — clayey silts, 10 — weathering levels

tyckiego, bez precyzowania, do jakiej fazy holocenu należą wyżej ległe osady. Oczywiście nie wszystkie one są równowiekowe, a ustalenie ich przynależności stratygraficznej jest trudnym zadaniem wobec braku stanowisk datowanych paleobotanicznie. Próba ściślejszego przedstawienia stratygrafii utworów holocenijskich dorzecza Strwiąża jest możliwa jedynie na podstawie analizy wzajemnych stosunków pokryw, analogii z sąsiednimi terenami oraz opartej na literaturze znajomości warunków paleoklimatycznych.

Stopień erozyjny, wycięty w powierzchni terasy nadzalewowej, jest w dorzeczu Strwiąża najłatwiejszą do prześledzenia formą z pogranicza plejstocenu i holocenu. Bardzo czytelny w rzeźbie, a w postaci fosylnej — przykryty młodszymi osadami — jest dostępny badaniom w licznych odsłonięciach. Charakterystyczny jest przebieg stopnia w profilu podłużnym (ryc. 7 B). Amplituda w stosunku do powierzchni terasy nadzalewowej maleje od dołu doliny Strwiąża, i wreszcie, w górnej części środkowych odcinków dolin dopływów, stopień zanika, wychodzi w powietrze. Pojawia się ponownie w odcinkach źródłowych jako terasa erozyjna dolinek rozcinających powierzchnię glacy. Profil podłużny stopnia jest mniej wklęsły niż profil powierzchni terasy nadzalewowej. Trzeba dodać, że w najniższym odcinku doliny Strwiąża stopień ten schodzi poniżej dzisiejszego dna doliny. Na jego powierzchni spoczywają zróżnicowane osady. W większości przypadków są to mady rzeczne, piaszczyste, z soczewkami żwirów, zwłaszcza w niższym odcinku doliny Strwiąża, gdzie stopień erozyjny znajduje się nisko nad poziomem koryta.

Najciekawsze odsłonięcia pokrywy stopnia erozyjnego znajdują się w Hoszowczyku. Na powierzchni ścięcia widoczne jest kopalne koryto wysłane żwirami, które bocznie przechodzą w mułki i utwory organogeniczne, osadzone na powierzchni stopnia. Niestety nie istniała możliwość wykonania analiz paleobotanicznych. Sytuacja stratygraficzna pozwala jednak na dość prawdopodobne datowanie. Sama erozja, jak też akumulacja torfów i mułków z makroszczątkami roślin drzewiastych, wskazuje na klimat cieplejszy i wilgotniejszy niż w okresie przewagi procesów soliflukcyjnych. Osad wyżejległy posiada cechy pokrywy gravitacyjnej schodzącej ze stoku lub krawędzi wyższej terasy. Litologicznie są to gliny pylaste z gruzem, bardzo zbliżone do pokryw soliflukcyjnych. Wskazuje to w każdym razie na ponowne pogorszenie warunków klimatycznych, zubożenie szaty roślinnej i ożywienie procesów stokowych. Z tych względów można uznać ową pokrywę za wiekowy odpowiednik młodszego dryasu, a stopień erozyjny w terasie nadzalewowej i jego pokrywę datować na Alleröd.



Ryc. 7. A — Idealny profil podłużny terasy nadzalewowej: 1 — cokół skalny, 2 — gliny soliflukcyjne, 3 — żwiry stadialne, „zimne”, 4 — żwiry interstadialne, „ciepłe”, 5 — mułki warstwowane, 6 — poziomy wietrzeniowe; B — Zasięgi pionowe erozji i akumulacji w idealnym profilu podłużnym terasy nadzalewowej i zalewowej: 1 — erozja w Allerödzie, 2 — erozja w starszym holocenie, 3 — erozja w młodszym holocenie, 4 — akumulacja w starszym holocenie.

Ideal longitudinal profile of the supra-floodplain terrace: 1 — rock terrace, 2 — solifluction loams, 3 — stadial "cold" gravels, 4 — interstadial "warm" gravels, 5 — layered silts, 6 — weathering horizons; B — Vertical ranges of erosion and accumulation in ideal longitudinal profiles of the supra-floodplain and floodplain terraces: 1 — erosion in Alleröd, 2 — erosion in Early Holocene, 3 — erosion in Late Holocene, 4 — accumulation in Early Holocene

Następną fazą rozwoju den dolinnych był okres erozji wgłębszej, która (z wyjątkiem najniższego odcinka doliny Strwiąża) dotarła do skalnego podłoża lub środkowopolskich pokryw soliflukcyjnych. Cykl akumulacyjny wyższej terasy zalewowej (ryc. 18) rozpoczynają żwiry, zachowane w strzępach i leżące na cokole skalnym, lub ily ze żwirami, pochodzące z przemycia starszych pokryw soliflukcyjnych. Analogiczna seria w dolinie Stupnicy przepełniona jest makroszczałkami buka, graba, jodły, olchy i prawdopodobnie odpowiada okresowi atlantyckiemu. Na tej serii lub najczęściej bezpośrednio na starszym podłożu leży tłok żwirowy z pniami drzew (ryc. 19). Seria, o której mowa, bardzo rozpowszechniona w Karpatach, według Środonia (42) odpowiada pierw-

szej fazie subatlantyckiego zwilgotnienia klimatu. Seria ta ku górze nabiera stopniowo cech wskazujących na osłabienie siły transportowej potoków. Ostatnią fazą holocénskiego rozwoju rzeźby den dolin jest erozja, pogłębianie koryt, zsynchronizowane z osadzaniem mad na powierzchni terasy. Na powierzchnię wyższej terasy zalewowej wkraczają także pokrywy grawitacyjne, nakładające się na spłaszczeniach podstokowych na starsze gleby leśne, co świadczy o związku tej fazy z działalnością człowieka — wycinaniem lasów.

Cykl rozwojowy młodych rozcięć erozyjnych także wykazuje związki z obiema wymienionymi wyżej fazami morfoklimatycznymi. W parowach, na głębokości do 4 m poniżej ich obecnego dna, stwierdzono występowanie gleb subfossylnych. Na spłaszczeniach podstokowych, u wylotu rozcięć, spotyka się rozległe stożki napływowe, złożone z gruzu i bardzo słabo obtoczonego żwiru, przykrywające staroholocénskie gleby. W starszej fazie holocenu w niższych częściach stoków działały więc procesy erozji. Obecnie, po przetrzebieniu lasów, w dolnych odcinkach rozcięć stokowych przeważa akumulacja dzięki silnemu obciążeniu zwietrzeliną wód okresowych potoków. Procesy osuwiskowe, bardzo słabo zaznaczone w dorzeczu Strwiąża, wiązać należy raczej ze starszym holocenem, na co wskazuje silne zniszczenie i przekształcenie form. Z okresem po przetrzebieniu lasów wiążą się natomiast złaziska. Często także spotyka się drobne zerwy zwietrzelinowe na krawędziach naturalnych i sztucznych podcięć (ryc. 20). Na stokach znajduje się gęsta sieć młodych rozcięć erozyjnych. Najczęściej są to debry (ryc. 21) o V-kształtnym profilu, głębokości kilku (wyjątkowo 20 m) metrów. Na stokach wylesionych są one suche, w lasach sączy się nimi prawie stale woda. Rozcinają dna starszych, plejstocénskich dolinek nieckowatych. W niższych częściach stoków, okrytych grubszym płaszczem pylastych pokryw, występują typowe wąwozy i parowy. W gliniasto-ilastych zwietrzelinach fliszu eocénskiego rozwijają się charakterystyczne rynny erozyjne. Spłukiwanie i erozja wgłębna w debrach i większych dolinkach jest głównym procesem denudacyjnym na zalesionych zboczach pasm górskich. Zbocza wylesione wykazują bardziej złożony zespół form i procesów. Jako formy martwe (w wyniku zmian użytkowania ziemi w ostatnich latach) występują zespoły 2-metrowych teras uprawowych, sięgających 700 m wysokości n.p.m. Do typowych procesów należy erozja wgłębna w debrach (w przeciwieństwie do stoków leśnych okresowa), erozja podziemna („suffozja”) i procesy złaziskowe. Charakterystyczna różnica pomiędzy stokami leśnymi i wylesionymi polega na tym, że w miejscach wysięków wody, gdzie na stokach leśnych rozwija się erozja wsteczna źródeł, na stokach wylesionych powstają złaziska. Zła-

ziska wykazują także związki z ekspozycją i warunkami zalegania szaty śnieżnej. Stąd też najczęściej występują w górnych częściach stoków północno-wschodnich.

Zjawiska erozji podziemnej (suffozja według C z e p p e g o — 11) występują strefowo i związane są ze zwietrzelinami warstw krośnieńskich. Na wylesionych zboczach pasm górskich, zbudowanych z warstw ino-ceramowych i serii menilitowej, formy te nie występują. Zastępuje je tam erozja powierzchniowa, która tworzy całe strefy występowania głębokich rynien, przekształcających obszerne połacie stoków w nieużytki. Zjawiska erozji podziemnej polegają na tworzeniu podziemnych kanałów, związanych z norami polnych gryzoni i gruzowymi wkładkami w zwietrzelinach (B a r t n i k — 3), i następnie powstawaniu zapadlisk (ryc. 22).

Częściowe pojęcie o rozmiarach i tempie procesów całkowitej denudacji w dorzeczu Strwiąża dają przytoczone w pracach magisterskich² wyniki badań nad niektórymi zagadnieniami denudacji chemicznej i transportu zawiesin w Strwiążku i Olchach (Równi). B a r a n o w s k a podaje dla zlewni potoku Strwiążek, o powierzchni 5,92 km², następujące wartości materiału wyniesionego poza obręb zlewni: w okresie letnim (2—13 VII 1964 r.) — 3,59 t/km², w okresie jesiennym (8—25 XI 1964 r.) — 1,49 t/km², w okresie roztopów (25 III — 3 IV 1964 r.) — 6,90 t/km². S a w i c k a dla zlewni potoku Olchy, o powierzchni 18,97 km², podaje za 16 dni lata 122,110 t zawiesiny wyniesionej poza obręb zlewni, za 12 dni jesieni — 43,910 t i za 10 dni roztopów — 385,867 t. Dane te mogą jedynie orientować o rzędzie denudacji w dorzeczu Strwiąża, bowiem ich fragmentaryczność i pewne błędy metodologiczne obciążające prace nie pozwalają na przeliczenie wartości i uogólnienie. Podkreślić jednak należy, że dane te wydają się być raczej zaniżone niż przesadzone. Orientacyjnie wskazują na rząd wielkości rocznej denudacji 0,04 mm/rok dla zlewni Strwiążka i 0,11 mm/rok dla zlewni potoku Olchy.

Na dzisiejszy obraz rzeźby dorzecza Strwiąża najbardziej decydujący wpływ wywarła budowa geologiczna. Wpływ ten wynika zarówno bezpośrednio z występowania na przemian mniej i bardziej odpornych serii skalnych, jak też z uwarunkowania typów rzeźby strukturalnej, która była podłożem dla rozwoju morfogenezy czwartorzędowej. Oprócz

² B a r a n o w s k a B.: Transport zawiesin w potoku Strwiążek jako wskaźnik natężenia erozji gleb. Praca magisterska w Archiwum Katedry Geografii Fizycznej UMCS.

S a w i c k a Z.: Transport zawiesiny w potoku Równianka jako wskaźnik natężenia erozji gleb. Praca magisterska w Archiwum Katedry Geografii Fizycznej UMCS.

różnic odporności w istniejącym układzie fałdów i uskoków, powstałych w procesie tektonogenezy, wpływ na rzeźbę miały także ruchy potomne, polegające na zróżnicowanym przebiegu wypiętrzania. Wypiętrzenie beskidzkie Teisseyre'a (44) uwarunkowało powstanie na swoim łagodnym skrzydle NE konsekwentnej doliny Strwiąża oraz spowodowało asymetrię dorzecza o przewadze skrzydła SE. Niektóre szczegóły sieci rzecznej (bieg Uniaczki i Karaszyna) być może związane są z wtórnymi, drugorzędnymi depresjami i elewacjami w obrębie głównego wypiętrzenia. Wpływ zróżnicowanych ruchów wypiętrzających zaznaczył się także w podłużnych profilach preglacjalnych poziomów erozyjnych, terasy ze zlodowacenia krakowskiego i erozyjnego dna z interglacjału wielkiego. Wyrażna asymetria dolinnych działów wodnych, bez wyjątku atakowanych obecnie z kierunku NW, być może także wiąże się z malejącą w tę stronę amplitudą wypiętrzenia.

Obok samej struktury najwyraźniejszy wpływ na przebieg morfogenezy środkowo- i górnoplejstoczeńskiej wywarła rzeźba preglacjalna (przedkrakowska). Poszczególne elementy rzeźby poziomu dolinnego, terasy erozyjnej, ostańców starszej rzeźby, były przekształcane przez procesy morfogenetyczne późniejszych faz klimatycznych w różny i zdeterminowany wyjściową formą sposób. Szerokie, rozcięte zrównania poziomu dolinnego były modelowane przez procesy soliflukcyjne jako obłe garby o zaokrąglonych kształtach, z zaznaczeniem mezoreliefu strukturalnego (ryc. 5 B). Większe powierzchnie poziomu, zachowane u podnóża stromych grzbietów górskich, były w zależności od położenia w stosunku do osi doliny i drugorzędnych szczegółów strukturalnych albo obniżane procesami soliflukcji i przekształcane w spłaszczenia typu Strwiążka (ryc. 5 A), albo modelowane przez zmywy powierzchniowe i przekształcane w zrównania typu Bandrowa (ryc. 5 D). Przy współdziałaniu obu czynników powstawały faliste równiny denudacyjne typu Łodyny (ryc. 5 C).

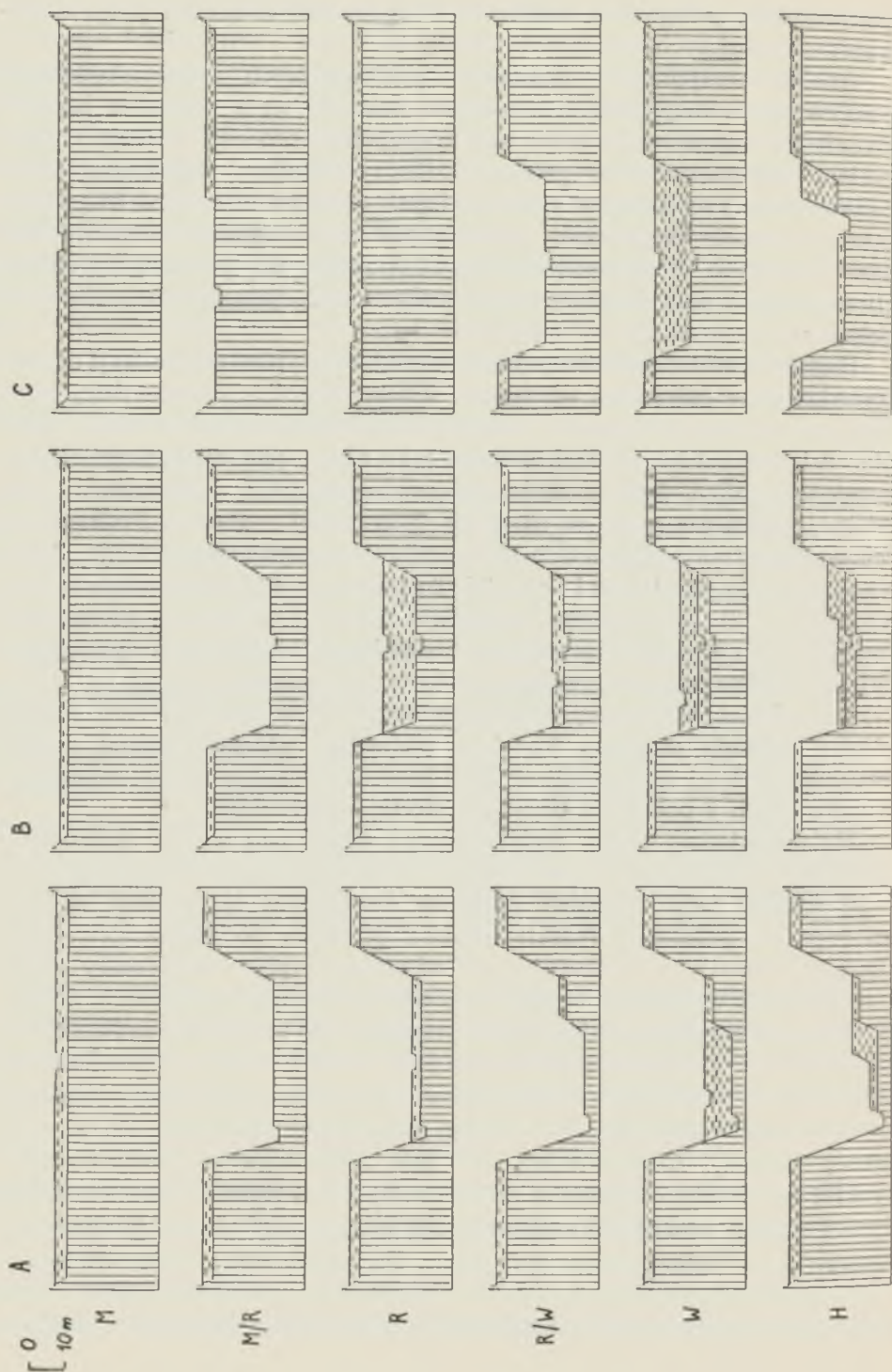
Charakterystyczne elementy stoków związanych z poziomem dolinnym (załomy i odcinek stoku obnażonego) były w środkowym i górnym plejstocenie raczej konserwowane, co nie znaczy, że były martwe. Przeciwnie, zachodziły na nich intensywne procesy denudacyjne, zmniejszające nachylenia, jednak przy zachowaniu uwarunkowanych strukturalnie załomów i wzajemnych proporcji pomiędzy elementami stoku. Szerokie rozcięcia stokowe, tworzące się w warunkach półsuchego klimatu zimnych faz dolnego plejstocenu, zostały przeobrażone w zaokrąglone niecki, często przypominające kształtem nisze starych osuwisk. Ogólnie można stwierdzić, zgodnie ze Starklem (40), że stosunek morfogenezy środkowo- i górnoplejstoczeńskiej do form starszych („pre-

glacialnych”) polegał na obniżaniu i łagodzeniu załomów, przy zachowaniu zasadniczych elementów rzeźby.

Analiza wzajemnych stosunków poszczególnych czwartorzędowych pokryw akumulacyjnych i erozyjnych cokołów teras pozwoliła na wyciągnięcie wniosków o zależności następstwa procesów erozji i akumulacji od położenia w profilu podłużnym doliny. Eliminując przypadkowe wpływy progów strukturalnych i związane z nimi fragmenty teras o genezie regresyjnej, przeanalizowano wzajemne związki idealnych krzywych erozyjnych (profile równowagi) dla poszczególnych faz klimatycznych oraz związaną z tym zmienność facjalną równowiekowych pokryw.

Bogata literatura wskazuje na różnorodność typów akumulacji czwartorzędowej w zależności od typu i wielkości doliny. Najbardziej interesujące są dane z Karpat i terenów o podobnej, średniogórskiej rzeźbie. *Alexandre* (1, 2), a później *Starkel* (38, 39) podkreślają, że pomiędzy doliną dużą a małą procesy akumulacji deluwialnej i fluwialnej wymieniają się w okresach interstadiał — stadiał. Podkreślano też wielokrotnie krzyżowanie się profilów równowagi ostatniego zlodowacenia i holocenu (*Baulig* — 4,5, *Tricart* — 46, wielokrotnie *Starkel* — 38, 40). W obszarze karpackim *Henkiel* (19), a potem graficznie *Starkel* (40) przedstawili odmienny charakter krzywej erozyjnej zlodowacenia bałtyckiego i holocenu, co między innymi jest przyczyną zmiennej wysokości cokołu skalnego terasy nadzalewowej. Szczegółowe badania dorzecza Strwiąża pozwoliły odnaleźć szereg dodatkowych, bardziej skomplikowanych i bardziej zróżnicowanych zależności, wynikających z położenia terenu w strefie wododzielnej.

Na przykładzie terasy nadzalewowej, odnoszącej się do okresu zlodowacenia bałtyckiego, prześledzono i przedstawiono graficznie (ryc. 7 A i B) rozkład facji i krzywe zasięgów erozji oraz akumulacji od najniższego (w granicach Polski) odcinka Strwiąża po źródła dowolnego dopływu. Profile te wykazują, jak odmienny wpływ na procesy erozji i akumulacji wywierają te same czynniki w różnych odcinkach doliny. W dorzeczu Strwiąża zmiany takie następowały na bardzo krótkich odcinkach i ze zwiększoną częstotliwością. Dzięki temu krzyżowanie się profilów równowagi było wielokrotne, co wpłynęło na zmniejszanie się liczby teras w górę dolin, a za to na zwiększanie złożoności ich wewnętrznej budowy. Charakterystyczne jest nakładanie się pokrywy bałtyckiej na środkowopolską i holoceńską na bałtycką. Zestawione na ryc. 7 zasięgi erozji i akumulacji dają następujący obraz. Analiza wykazuje, że z jednej strony przejawia się podobieństwo kształtu krzywych przedstawiających dna dolin Allerödu i starszego holocenu, z drugiej — krzywe akumulacji bałtyckiej i dzisiejszych den dolin. Podobna



jest także krzywa stropu akumulacji holocenińskiej. Krzywe Allerödu i starszego holocenu wykazują dość stromy przebieg i przewagę procesów rozcinania na całej długości dolin. Krzywe akumulacji bałtyckiej, akumulacji holocenińskiej i dzisiejszych den dolin wskazują na przewagę erozji w najwyższej części, a pozostałe odcinki noszą piętno względnej przewagi akumulacji. Dla terasy nadzalewowej, bałtyckiej, przyczyną takiego stanu rzeczy były warunki klimatyczne — uwarunkowane nimi ubóstwo szaty roślinnej i dostawa materiału ze stoku przez intensywne procesy denudacji. O podobnych warunkach formowania terasy holocenińskiej zdecydowały czynniki szluczne — wylesienie i uprawa roli. Krzywe glacjału i okresu antropogenicznego mają punkt przegięcia cofnięty w stronę źródeł jako wynik szybkiego wzrostu obciążenia potoków i co za tym idzie — zmniejszenia siły erozyjnej. Ten fakt stwarza nieoczekiwany efekt krzyżowania się profilów stropu terasy bałtyckiej i erozyjnego dna Allerödu, jak też nakładanie się w górnych biegach dolin akumulacji holocenińskiej na bałtyką.

Osobne zagadnienie przedstawia zachowanie się pokryw ze zlodowacenia środkowopolskiego w spągu terasy bałtyckiej. Podobne zjawisko występuje w dolinie Wołosatki (Pękała — 33) i tłumaczone jest tam wpływem lokalnych podstaw erozyjnych. W dorzeczu Strwiąża trzeba to zjawisko tłumaczyć mniejszym zasięgiem erozji wgłębnej i wstecznej interglacjału eemskiego w stosunku do wielkiego (będącego, jak wiadomo, okresem najintensywniejszej erozji w całym czwartorzędzie), niezależnie od lokalnych baz. Występowanie soliflukcyjnych pokryw środkowopolskich w spągu terasy bałtyckiej jest prawidłowością dla określonego odcinka w profilu podłużnym doliny, tego odcinka, który także w innych okresach (bałtyckim i holocenie) cechują procesy najsłabszej erozji i najsilniejszej akumulacji. Jest to najbardziej wklęsły odcinek krzywej erozyjnej, pozostający stale pod wpływem nadmiernej ilości materiału skalnego, dostarczanego przez procesy erozyjne i denudacyjne w głowach dolin.

Ryc. 8. Etapy erozji i akumulacji w dorzeczu Strwiąża w czwartorzędzie: A — dolina Strwiąża, B — doliny dopływów Strwiąża, C — doliny dopływów Strwiąża powyżej przełomów strukturalnych, M — zlodowacenie krakowskie (Mindel), M/R — interglacjał Wielki (Mindel/Riss), R — zlodowacenie środkowopolskie (Riss), R/W — interglacjał eemski (Riss/Würm), W — zlodowacenie bałtyckie (Würm), H — holocen

Phases of erosion and accumulation in the drainage basin of the Strwiąż river during the Quaternary: A — valley of the Strwiąż river, B — tributary valleys, C — tributary valleys above the structural gaps, M — Mindel glaciation, M/R — Mindel-Riss interglacial, R — Riss glaciation, R/W — Riss-Würm interglacial, W — Würm glaciation, H — Holocene

Wszystkie powyżej wymienione osobliwości rozwoju den dolinnych i systemu teras dorzecza Strwiąża wynikają z położenia w górnej części dorzecza, w strefie położonej w pobliżu działu wodnego. Pozwala to na określenie charakterystycznych cech rzeźby tego regionu jako specyficznego typu rozwoju rzeźby czwartorzędowej, związanego z położeniem w strefie wododzielnej. Na uwagę zasługuje stwierdzony przez Nakonecznego (30) fakt występowania identycznych zależności poszczególnych faz erozji i akumulacji w dolinach małych rzeczek Wyżyny Lubelskiej.

Podstawowe różnice rzeźby czwartorzędowej dorzecza Strwiąża w stosunku do dorzecza Sanu — to mniejsza wysokość terasy ze zlodowacenia krakowskiego i występowanie terasy środkowopolskiej jako formy kopalnej. Różnice te wynikają z wielkości dorzecza, od której w dużym stopniu zależała przewaga określonych procesów morfogenetycznych w poszczególnych okresach. Tak więc dorzecze Strwiąża różni się od dorzecza Sanu nie przez przynależność do innego zlewiska, lecz przez swą mniejszą powierzchnię. Inaczej ukształtowany system teras wynika z tego, że dorzecze Strwiąża reprezentuje odrębny typ rozwoju rzeźby tej części Karpat fliszowych. Wniosek ten potwierdzają spostrzeżenia dokonane w górnych odcinkach dolin Głuchego, Stupnicy, Oslawy — Oslawicy i Wiaru, należących do dorzecza Sanu, a posiadających identyczne ze Strwiążem systemy teras.

Do dzisiejszych tendencji rozwoju rzeźby dorzecza Strwiąża należy zaliczyć obserwowaną na całym obszarze działalność erozyjną w korytach, zmierzającą do wyrównania profilów podłużnych i osiągnięcia stanów równowagi. Proces ten w dolnym odcinku Strwiąża jest już bliski zakończenia, w górnym odbywa się jeszcze erozja wgłębna i rozcinanie progów ukształtowanych w warunkach morfogenezy ostatniego okresu zimnego. Impuls obniżonej bazy erozyjnej koryta Strwiąża nie dotarł jeszcze do dolin dopływów i są one zawieszone progami zwiększonego spadku w odcinkach ujściowych. W górnych odcinkach dolin zaznacza się erozja wgłębna, wywołana impulsem klimatycznym i zmierzająca do przekształcenia płaskiego, peryglacialnego profilu równowagi w bardziej wklęsły, holoceni. Do tendencji rozwoju rzeźby należy zaliczyć powszechne zjawisko przesuwania działów wodnych w osiach podłużnych obniżen dolinnych w kierunku z NW na SE. Erozja tego typu zdolna jest doprowadzić w przyszłości do powstania kaptazy w dolinach podłużnych i zamienienia odcinków poprzecznych w martwe przełomy (wind gaps). Widoczne jest to zwłaszcza w Ustjanowej, Hoszowczyku i Łodynie. Potwierdza się w ten sposób spostrzeżenie, że przełomy tworzyły się w okresach planacji, a w okresach erozji, jakim jest w za-

sadzie holocen, przeważał proces łączenia się odpływów w osiach dolin podłużnych.

Na zboczach pasm górskich obserwuje się nasilenie procesów liniowej erozji, zwłaszcza w obszarach leśnych. Na stokach niegdyś użytkowanych rolniczo, a dziś zadarnionych, występują złaziska i procesy erozji poddarniowej („suffozji”). W wyniku celowego lub samorzutnego zalesiania procesy te zamierają i zastępowane są normalną erozją liniową.

LITERATURA

1. Alexandre J.: Le modelé quaternaire de l'Ardenne Centrale. Ann. Soc. Géol. Belgique, t. LXXXI, Bruxelles 1958, ss. 213—331.
2. Alexandre J.: La succession probable des phases morphologiques au cours d'un cycle climatique quaternaire en Haute Belgique. Biul. Peryglacjalny, t. IX, Łódź 1960, ss. 63—70.
3. Bartnik E.: Osobliwe formy denudacji utworów pokrywowych w okolicy Równi — pow. Ustrzyki Dolne (Formes particulières de la dénudation des dépôts de couverture aux environs de Równia <District Ustrzyki Dolne>). Rocznik Przemyski Tow. Przyj. Nauk w Frzemysłu, t. X, Przemyśl 1965, ss. 39—51.
4. Baulig H.: La notion de profil d'équilibre: Histoire et critique. Congr. Inter. Géogr., t. III, Le Caire 1925, ss. 51—63.
5. Baulig H.: La Crau et la glaciation würmienne. Ann. de Géogr. t. XXXVI, Paris 1927, ss. 499—508.
6. Benoni K.: O górnym obszarze Dniestru i Strwiąża pod względem morfologicznym. VII Spraw. CK Wyższej Szkoły Realnej we Lwowie, Lwów 1880.
7. Birkenmajer K., Środoń A.: Interstadiał oryniacki w Karpatach (Aurignacian Interstadial in the Carpathians). Biul. PIG, nr 150, Warszawa 1960, ss. 9—70.
8. Büdel J.: Doppelte Einebnungsflächen in Feuchten Tropen. Zeitschr. für Geomorph., t. I, z. 2, Berlin 1957, ss. 201—228.
9. Cailleux A.: Distinction des galets marines et fluviatiles. Bull. Soc. Géol., Franc., t. XV, Paris 1945.
10. Cyś P. N.: Niektóre woprosy nieotiektoniki Sowietkich Karpat. Mat. Soobszcz. po izucz. Czietw. Pierioda, t. II, Moskwa 1961.
11. Czeppe Z.: Zjawiska suffozyjne w górnej części dorzecza Sanu (Suffosion Phenomena in Slope Loams of the Upper San Drainage Basin). Biul. IG, nr 150, Warszawa 1960, ss. 297—332.
12. Činčura J.: Prispevok k veku poriečnej rovne w Západných Karpatoch (Ein Beitrag zum Alter des Flussniveaus in den Westkarpaten). Geogr. Čas., t. XIX, z. 4, Bratislava 1967, ss. 316—327.
13. Dziewański J., Starkel L.: Dolina Sanu między Soliną a Zwierzyńiem w czwartorzędzie (The Quaternary San Valley between Solina and Zwierzyń). Prace Geogr., IG FAN, nr 36, Warszawa 1962, s. 86.
14. Dżułyński S., Henkiel A., Klimek K., Pokorny J.: Rozwój rzeźby dolinnej południowej części Wyżyny Krakowskiej (The Development of Valleys in the Southern Part of the Cracow Upland). Roczn. PT Geol., t. XXXVI, z. 4, Kraków 1966, ss. 329—345.

15. Dżułyński S., Kryszowska-Iwaszkiewicz M., Oszaś J., Starckel L.: O staroczwartorzędowych żwirach w Kotlinie Sandomierskiej (On Lower Quaternary Gravels in the Sandomierz Basin). *Studia Geomorph. Carpatho—Balcanica*, t. II, Kraków 1968, ss. 63—75.
16. Grzybowski J.: Arkusze Ustrzyki Dolne, Turka i Bolechów. Tekst do Atlasu Geologicznego Galicji, z. XXV, Kraków 1911.
17. Harasimiuk M., Henkiel A., Pękala K.: Kras okolic Frampola (Karst Phenomena of the Vicinity of Frampol—Roztocze Lubelskie and Southern Part of Lublin Upland). *Speleologia*, t. IV, z. 1, Warszawa 1969.
18. Henkiel A.: Geomorfologia europejskiego działu wodnego pomiędzy dorzeczami Sanu i Strwiąża (Géomorphologie de la zone de la ligne européenne de partage entre les bassins fluviaux de San et de Strwiąż). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska sectio B*, vol. XVI, Lublin 1961, ss. 95—117.
19. Henkiel A.: Terasy doliny górnego Strwiąża (Terrasses de la vallée du haut Strwiąż). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B*, vol. XVII, Lublin 1962, ss. 117—148.
20. Henkiel A.: Struktura i klimat w kształtowaniu asymetrii morfologicznej w dorzeczu Strwiąża (La structure, le climat et la formation de l'asymétrie morphologique dans le bassin du Strwiąż). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B*, vol. XIX, Lublin 1964, ss. 163—176.
21. Henkiel A.: Podstawowy profil czwartorzędu w dorzeczu Strwiąża (Karpaty E) (Pleistocene Outcrop in the Łodynka Valley (Strwiąż Basin, East Carpathians)). *Folia Soc. Sc. Lublinensis, sec. D*, t. 5/6, Lublin 1966, ss. 9—11.
22. Henkiel A.: Profil czwartorzędowy w Łodyni (dorzecze Strwiąża) (A Pleistocene Outcrop at Łodyna in the Strwiąż River Basin (East Carpathians)). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B*, vol. XXI, Lublin 1966, ss. 221—234.
23. Hofsztein I. D.: Nieotiektonika Karpat. Kijew 1964.
24. Jahn A.: The Action of Rivers during the Glacial Epoch and the Stratigraphical Significance of Fossil Erosion Surfaces in Quaternary Deposits. *Przegl. Geogr.*, t. XXVII, Suppl., Warszawa 1956, ss. 101—104.
25. Kartasov I. P.: Dolinnye pedymenty ili terrasouvali? The Geomorphological and Nomenclature Problems of the Denudation Features of Middle Mountains and their Pediments. Budapest 1968, ss. 21—26.
26. Klimaszewski M.: Podział morfologiczny południowej Polski (Morphological Division of Southern Poland). *Czas. Geogr.*, t. XVII, Warszawa—Wrocław 1946, ss. 133—182.
27. Klimaszewski M.: Rozwój geomorfologiczny terytorium Polski w okresie przedczwartorzędowym (The Geomorphological Development of Poland's Territory in the Pre-Quaternary Period). *Przegl. Geogr.*, t. XXX, z. 1, Warszawa 1958, ss. 3—34.
28. Louis H.: Rumpflächenproblem, Erosionzyklus und Klimamorphologie. *Pet. Geogr. Mitt. Ergh.*, nr 262, Gotha 1957, ss. 9—26.
29. Mensching H.: Glacis—Fussfläche—Pediment. *Zeits. für Geomorph.*, t. II, z. 3, Berlin 1958, ss. 165—180.
30. Nakonieczny S.: Holocenna morfogeneza Wyżyny Lubelskiej. Lublin 1967, s. 111.
31. Ney R.: Rola rygla krakowskiego w geologii zapadliska przedkarpackiego i rozmieszczeniu złóż ropy i gazu (The Role of the "Cracow Bolt" in the Geo-

- logical History of the Carpathian Fore-deep and in the Distribution of Oil and Gas Deposits). PAN — oddział w Krakowie, Prace Geol., nr 45, Kraków 1968, s. 83.
32. 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, t. 7/8, Lublin 1968, ss. 65—70.
33. 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, Lublin 1966, ss. 185—219.
34. Rehman A.: Ziemie dawnej Polski. T. I. Karpaty. Lwów 1894.
35. Romer E.: Próba morfometrycznej analizy grzbietów Karpat Wschodnich (Essai d'une analyse morphométrique des cretes des Carpathes Orientales). Kosmos, t. XXXIV, Lwów 1909, ss. 678—693.
36. Rühle E.: Czwartorzęd Polski. Zarys Geologii Polski, Warszawa 1965, ss. 299—347.
37. Sawicki L.: Z fizjografii Karpat Zachodnich. Archiwum Naukowe, Lwów 1909, s. 108.
38. Starkel L.: Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie (The Development of the Flysch Carpathians Relief during the Holocene). Prace Geogr., IG PAN, nr 22, Warszawa 1960, s. 239.
39. Starkel L.: Chronology of Denudation Processes in the Last Glacial Period in the Flysch Carpathians. Geogr. Polonica, t. II, Warszawa 1964, ss. 61—69.
40. 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, nr 50, Warszawa 1965, s. 160.
41. 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. Studia Geom. Carpatho-Balcanica, t. III, Kraków 1969, ss. 33—44.
42. Środoń A.: Ostatni glacjał i postglacjał w Karpatach (Last Glacial and Postglacial in the Carpathians). Biul. PIG, nr 67, Warszawa 1952, ss. 27—69.
43. Świdziński H.: Karpaty fliszowe między Dunajcem a Sanem. Regionalna Geologia Polski, t. I, Karpaty, z. 2, Tektonika, Kraków 1953, ss. 362—418.
44. Teisseyre H.: Powierzchnia szczytowa Karpat (La surface des faites des Karpates). Prace Geogr. wydawane przez E. Romera, t. X, Lwów 1928, ss. 67—113.
45. Teisseyre H.: Problemy morfologiczne wschodniego Podkarpacia. Spraw. PIG, t. VII, z. 3, Warszawa 1932—1933.
46. Tricart J.: Méthode de l'étude des terrasses. Bull. Soc. Geol. Franc., t. XVII, Paris 1947, ss. 559—575.
47. Tyczyńska M.: Klimat Polski w okresie trzeciorzędowym i czwartorzędowym (Climat de Pologne au Tertiaire et au Quaternaire). Czas. Geogr., t. XXVIII, z. 2, Warszawa—Wrocław 1957, ss. 167—170.
48. Wdowiarz S.: Budowa geologiczna południowo-wschodniej części polskich Karpat. Przewodnik XXXIV Zjazdu PTGeol. w Sanoku, Warszawa 1961, 'ss. 5—16.

49. Woldstedt P.: Über die Gliederung des Quartärs und Pleistozäns. Eiszeitalter und Gegenwart, t. XIII, Öhringen 1962, ss. 115—124.
50. Wójcik Z.: Geneza i wiek klastycznych osadów jaskiń tatrzańskich (On the Origin and Age of Clastic Deposits in the Tatra Caves). Prace Muzeum Ziemi, t. IX, Warszawa 1966, ss. 4—130.

РЕЗЮМЕ

Бассейн р. Стрвенжа (210 км² в пределах Польши) занимает восточный край польских флишевых Карпат, на границе Западных Бешадов и Дыновско-Пшемысльского погорья. В пределах этого бассейна выделяются две тектонические единицы: скольская и центральная карпатская депрессия. Флишевые образования возрастом от верхнего мела до нижнего миоцена, включительно, представляют собой несколько узких антиклиналей, простирающихся с северо-запада на юго-восток.

Развитие рельефа этой части Карпат началось во время поднятия над уровнем моря первых складчатых единиц, т.е. в нижнем миоцене. Однако, лишь после окончательного складкообразования, т.е. после нижнего сармата, сохранились формы, свидетельствующие о процессе развития рельефа. В плиоцене образовались две поверхности частичного выравнивания: межгорный уровень (200 м относительной высоты) понтийского возраста и погорный уровень (100 м относительной высоты) среднелиоценового возраста. Погорный уровень имеет полигеническую поверхность и состоит из трех элементов: поверхности типа *glacis d'érosion* у подножий главнейших горных цепей, волнообразных денудационных равнин на водоразделах и эрозионных равнин в главных долинах.

Нижнеплейстоценовый (Вилляфранс) этап развития рельефа хорошо сохранил свои формы, образованные при господствовании тогда полусухого климата: крутостенные и плоскодонные долинки, рассекающие склоны гор, образованных из твердых пород, и элементы уступающего склона: выпуклый склон, обнаженный склон и педимент (долинный уровень в бассейне Стрвенжа, 60—80 м относительной высоты). Во время оледенения Гюнц несколько ниже долинного уровня образовалась слабо выраженная эрозионная терраса.

Развитие рельефа в среднем и верхнем плейстоцене происходило, главным образом, под влиянием процессов морозного выветривания и солифлюкции во время оледенений, а во время интергляциалов под влиянием эрозии. В долинах образовались в то время три эрозионно-аккумулятивные террасы: во время оледенения Миндель — терраса высотой 17—25 м, во время оледенения Рисс — погребенная терраса

и наиболее молодая терраса плейстоцена во время оледенения Вюрм, 6—9 м относительной высоты.

Под влиянием денудационных процессов перигляциала сформировались два типа склонов, встречаемые чаще всего в бассейне Стрвенжа: выпукло-вогнутый с нижним корразионным отрезком и склон выпукло-вогнутый с нижним аккумулятивным отрезком. Кроме упомянутых двух основных типов сохранились в особенных структурных условиях склоны с формами, имеющими связь с морфогенезом нижнего плейстоцена и плиоцена.

На пограничных зонах долинных днищ, на месте реликтов более древних денудационных уровней образовались корразионные плоскости наклоненные под углом 5—8°, волнообразные денудационные равнины и плоские поверхности (с углом наклона до 2°) *glacis*, образованные поверхностным смывом.

В интергляциалах на склонах развивались эрозионные расщечения, преобразованные в мульды процессами солифлюкции во время оледенения.

На развитие рельефа в бассейне Стрвенжа оказывали влияние геологическое строение, эпейрогенические движения, четвертичные изменения климата и локальные морфоструктурные условия.

Регулярное складчатое строение, попеременно чередующееся с мягкими и твердыми слоями, обуславливало регулярную параллельную систему горных хребтов и долинных понижений. Структурный рельеф развивался, главным образом, в плиоцене в результате процесса углубления продольных долин (на более мягких горных породах) в период доминирования процессов эрозии и процесса расширения их днищ, и образования долин прорыва во время планации.

Непрерывно действовавшие выдавливающие движения дифференцированной амплитуды обуславливали формирование речной сети. На северо-восточном пологом крыле, так называемого бескидского поднятия, образовалась консеквентная долина Стрвенжа, к которой приспосабливаются субсеквентные притоки. Юго-восточные притоки длиннее из-за растущей в этом направлении амплитуды движений. Ритм климатических изменений, накладывающихся на эпейрогенез, обусловил образование очередных денудационных и эрозионных уровней.

Специфические морфоструктурные условия бассейна Стрвенжа привели к дифференцированию синхронных процессов и форм между долиной Стрвенжа и долинами его притоков. Во времена стадиялов в долине Стрвенжа господствовали процессы речного транспорта и отлагания гравиев аккумулятивных равнин. Долины притоков были наполнены тогда солифлюкционными покровами. В интергляциалах и интерстадиялах в долине Стрвенжа господствовала глубинная эрозия,

в долинах притоков преобладали процессы транспорта и аккумуляции гравия. Так как процессы глубинной эрозии во время межледниковий не достигали источников рек, а эрозионные кризисы равновесия для каждой из фаз климата имели немного иной характер в их верхней части, то наступило настиление поочередных аккумулятивных покровов, а в продольных осях долин покровы и эрозионные поверхности скрещивались.

Рельеф бассейна Стрвенжа охарактеризован как специфический тип развития четвертичного рельефа в польских флишевых Карпатах, связанный с расположением в водораздельной зоне. Для него характерно затухание террас (плейстоценовых) вверх по долинам рек, наложение друг на друга покровов из очередных оледенений и развитие обширных денудационных выравниваний вследствие моделирования реликтов слабо рассеченных и более древних поверхностей перигляциальными процессами.

ОБЪЯСНЕНИЯ К РИСУНКАМ И ФОТОГРАФИЯМ

Карта 1. Деформации межгорного и погорного уровней в восточной части польских Карпат. 1 — граница Карпат, 2 — изогипсы сохранившихся фрагментов межгорного уровня, 3 — изогипсы сохранившихся фрагментов погорного уровня.

Карта 2. Палеоморфология нижнего плейстоцена („прегляциала“). 1 — антиклинальные хребты, 2 — синклинальные хребты, 3 — моноклинальные хребты, 4 — реликты плиоценового рельефа, 5 — сохранившиеся плоскости межгорного уровня, 6 — сохранившиеся фрагменты погорного уровня, 7 — обнаженный склон долинного уровня, 8 — рассечения на склоне генетически связанные с долинным уровнем, 9 — ступени долинного уровня, разделенные уступом, 10 — эрозионная терраса ниже долинного уровня, 11 — направления стока в старшей фазе развития долинного уровня, 12 — направления стока в более молодой фазе, 13 — направления стока в уровне эрозионной террасы, 14 — водоразделы, образованные во время морфогенеза долинного уровня, 15 — долины прорыва, образованные раньше долинного уровня, 16 — долины прорыва равновозрастные с долинным уровнем, 17 — долины прорыва, образованные позднее долинного уровня.

Карта 3. Плейстоценовые типы морфогенеза, 1 — эрозия в интергляциалах и интерстадиалах, 2 — эрозия в интергляциалах и интерстадиалах, транспорт в стадиалах, 3 — транспорт в интергляциалах и интерстадиалах, 4 — аккумуляция гравия в стадиалах, 5 — аккумуляция гравия в интергляциалах и интерстадиалах, аккумуляция солифлюкционных покровов в стадиалах, 6 — аккумуляция солифлюкционных покровов в стадиалах, аккумуляция мад в интерстадиалах и интергляциалах, 7 — денудационные уровни типа Стрвенжа, 8 — денудационные уровни типа Лодыны, 9 — денудационные уровни типа Бандрова, 10 — фрагменты долинного уровня, рассеченные и моделированные солифлюкцией, 11 — склоны твердцов, моделированные во время стадиалов выветриванием и солифлюкцией, 12 — горные хребты, 13 — остатки древних уровней.

Рис. 1. Продукты выветривания и породы основания — гранулометрические кри-
вые. Профиль Лисковате II: 1 — покров верхней части склона, 2 — покров средней части склона, 3 — песчаный покров в нижней части склона, 4 — иноцерамовый пес-

чаник, 5 — пестрые сланы, 6 — кливский песчаник. Профиль Волица: 1 — средняя часть покрова, 2 — кровля покрова, 3 — основание покрова, 4 — менилитовые сланцы, 5 — кливский песчаник.

Рис. 2. Суммарные (средние) гранулометрические кривые покровов: 1 — солифлюкционных, 2 — пролювиальных, 3 — террасовых мад, 4 — русловых песков.

Рис. 3. Гистограмма показателя окатанности гравия террас Стрвенжа: 19 — миндельская терраса, Кросьченко, 20 — миндельская терраса, Кросьченко, 23 — миндельская терраса, Устшики Дольне, 17 — вюрмская терраса, Кросьченко, 18 — вюрмская терраса, Устшики Дольне, 4 — голоценовая терраса, Кросьченко, 14 — голоценовая терраса, Устшики Дольне.

Рис. 4. Типы рельефа прегляциальных поверхностей выравнивания. А — межгорный уровень: 1 — очень устойчивые горные породы, 2 — устойчивые горные породы, 3 — малоустойчивые горные породы. В — погорный уровень: 1 — устойчивые породы, 2 — средне и малоустойчивые породы, 3 — малоустойчивые породы, а — поверхности типа *glacis*, в — эрозионные поверхности, с — волнообразные денудационные равнины. С — долинный уровень: 1 — очень устойчивые горные породы, 2 — устойчивые горные породы, 3 — средне и малоустойчивые горные породы, а — реликты более древнего рельефа, в — обнаженный склон, с — педименты.

Рис. 5. Типы четвертичных денудационных уровней и преобразования более древнего рельефа: А — подсклоновые поверхности выравнивания типа Стрвенжа, В — преобразованный долинный уровень, типа Задвужа, С — волнообразная денудационная равнина типа Лодыны, Д — эрозионное *glacis* типа Бандрова: 1 — очень устойчивые горные породы, 2 — устойчивые горные породы, 3 — средне и малоустойчивые горные породы, 4 — очерк реконструированного долинного уровня.

Рис. 6. Типы строения надпойменной террасы в бассейне Стрвенжа и ее отношение к более низким террасам: А — Стрвенж, Кросьченко, В — Стрвенж, Устшики Дольне, С — Ясенька, Устшики Дольне, Д — Гошовчик, Е — Лодынка, Дзвиняч Дольны, F — Унячка, Воля Мацькова, G — Лодынка, Лодына, H — долины прорывз, I — *glacis* типа Бандрова: 1 — скальный цоколь, 2 — солифлюкционные глины, 3 — продукты выветривания, 4 — „холодный” гравий, 5 — „теплый” гравий, 6 — горизонт субфоссиальной древесины, 7 — пески, 8 — наилки, 9 — мады, 10 — горизонты выветривания.

Рис. 7 А. Идеальный продольный профиль надпойменной террасы: 1 — скальный цоколь, 2 — солифлюкционные глины, 3 — стадийный „холодный” гравий, 4 — интерстадийный „теплый” гравий, 5 — слоистые наилки, 6 — горизонты выветривания. В — вертикальные пределы эрозии и аккумуляции в идеальном профиле надпойменной террасы и поймы: 1 — эрозия в Аллереде, 2 — эрозия в нижнем голоцене, 3 — эрозия в верхнем голоцене, 4 — аккумуляция в нижнем голоцене.

Рис. 8. Этапы эрозии и аккумуляции в бассейне Стрвенжа в четвертичном периоде: А — долина Стрвенжа, В — долины притоков Стрвенжа, С — долины притоков Стрвенжа выше структурных прорывов; М — Краковское оледенение (Миндель), M/R — великий интергляциал (Миндель/Рисс), R — Среднепольское оледенение (Рисс), R/W — ээмский интергляциал, (Рисс/Вюрм), W — Балтийское оледенение (Вюрм), H — голоцен.

Рис. 9. Общий вид из Голицы на хребты Королика и Дила с фрагментами межгорного уровня.

Рис. 10. Солифлюкционный покров на склоне долины Стрвенжа.

Рис. 11. Площадка долинного уровня под Жуковым.

Рис. 12. Долинный уровень и сохранившийся участок обнаженного склона (покрытый лесом) в Бжегах Дольных.

- Рис. 13. Долина прорыва потока Ольхы между хребтами Громадзын и Королик.
 Рис. 14. Краковская терраса (Миндель) в Кросьченко.
 Рис. 15. Стадиальный „холодный” гравий (высота цифры 5 см).
 Рис. 16. Интерстадиальный „теплый” гравий (высота цифры 5 см).
 Рис. 17. Склоны хребта Громадзын и солифлюкционные подсклоновые плоскости.
 Рис. 18. Высшая голоценовая терраса Ясенки в Устшиках Дольных.
 Рис. 19. Пни субфосильных деревьев у основания голоценовой террасы Ясенки в Устшиках Дольных.
 Рис. 20. Небольшой оползень коры выветривания на искусственном откосе в Гошове.
 Рис. 21. Овраг на склоне хребта Клевы.
 Рис. 22. Впадина над „суффозионным” каналом в Рувне.
 Рис. 23. „Суффозионный” канал в Кросьченко.
 Рис. 24. Русло Стрвенжа между Бжегами Дольными и Кросьченком.

SUMMARY

The drainage basin of the Strwiąż River (210 sq. km within the boundaries of Poland) covers the most eastern part of the Polish Flysch Carpathians, on the border of the western part of the Bieszczady range and of the Dynów — Przemyśl Hills. This drainage basin extends over two tectonic units: the Skole nappe and the Central Carpathian Synclinorium. The flysch rocks ranging in age from the Upper Cretaceous to the Lowermost Miocene are folded into several narrow anticlines striking in the NW — SE direction.

The morphological evolution of this part of the Carpathians began with the emersion of the first flysch folds, i.e. in the Lowermost Miocene. However, preserved forms record the morphologic evolution for the period following the final folding phase i.e. since the end of the Lower Sarmatian. Two surfaces of partial planation were formed during the Pliocene: the "Intramontane" surface (relative altitude 200 m) of Pontian age, and the "Foothill" surface (relative altitude 100 m) of Middle Pliocene age.

The "Foothill" surface is polygenic, consisting of three elements: surface of the type of glacis d'érosion at the foot of major mountain ranges, undulated denudation surfaces on the watershed and erosional plains in major valleys.

The Early Pleistocene (Villafranchien) phase of morphologic evolution is recorded by very well preserved forms related with the semi-arid climate: steep-walled valleys with flat bottoms, separating the slopes of monadnock ridges, and elements of retreating slope: ascending slope, denuded slope and pediment ("valley" planation surface, in the drainage basin of the Strwiąż river of relative altitude of 60—

80 m). A poorly developed erosional terrace, somewhat lower than the "valley" planation surface was formed during the Günz glaciation.

The morphologic evolution during the Middle and Late Pleistocene was influenced chiefly by processes of frost weathering and solifluction in the glacial periods, and by erosion in the interglacial periods. Three accumulational-erosional terraces were formed in the valleys during this time: the 17—25 m terrace during the Mindel glaciation, the fossil terrace during the Riss glaciation, and the 6—9 m terrace during the Würm glaciation.

The periglacial denudation processes led to the formation of two types of slope, which are presently most frequent in the described area: a convexo-concave slope with corrasional lower part, and a convexo-concave slope with accumulational lower part. Besides these two types, slopes with forms related to Early Pleistocene and Pliocene morphogeny were preserved in specific structural conditions.

Corrasion flats, with inclinations ranging from 5° to 8° , undulated denudation flats, and nearly horizontal (inclination up to 2°) glacis formed by surface washing developed in boundary zones of valley bottoms, at places of remnants of older denudation surfaces.

Gullies developed on slopes during interglacial periods were transformed into broader valleys by solifluction processes active in glacial periods.

The morphologic evolution of the drainage basin of the Strwiąż river was influenced by geological structure, epeirogenic movements, climatic changes, and local morpho-structural conditions.

The regular course of folds, characterized by alternation of outcrops of resistant and non-resistant rocks caused the formation of regular parallel mountain ranges and valleys. Structure-depending relief developed chiefly in the Pliocene, by deepening of longitudinal valleys on non-resistant rocks during erosion phases, and by widening of valley bottoms and dissection of monadnock ridges by gaps during planation phases.

Continuous uplift of varying amplitude controlled the formation of the drainage system. The consequent valley of the Strwiąż river was formed on the north-eastern gently sloping limb of the so-called Beskid Uplift. The subsequent tributaries are longer on the south-western side of the main valley, as the amplitude of uplift was greater there. The rhythm of climatic changes superposed on the epeirogenic uplift controlled the formation of the consecutive erosional and planation levels.

Specific morpho-structural conditions of the drainage basin of the Strwiąż river caused the differentiation of synchronous processes and

forms in the main valley, and in the tributary valleys. During stadials of the glacial phases fluvial transport and formation of gravel accumulation covers occurred in the main valley of the Strwiąż river, while solifluction covers formed in the tributary valleys. During interstadial and interglacial periods bottom erosion was active in the main valley while transport and accumulation of gravels prevailed in the tributary valleys. As bottom erosion did not reach the sources of rivers, and the erosional equilibrium curves for each climatic phase differed slightly in their upper parts, the consecutive accumulation covers merged, and accumulation covers and erosional surfaces intercrossed along the axes of valley.

The drainage basin of the Strwiąż river displays specific characters of morphologic evolution during the Quaternary, associated with its position near a major watershed. The Pleistocene terraces disappear up-river, the accumulation covers formed during glacial stages merge, and large denudation flats, formed by periglacial processes modelling the relicts of weakly dissected older planation surfaces, develop.



Ryc. 9. Widok z Holicy na grzbiety Korolika i Diłu ze spłaszczeniami poziomu
śródgórskiego

View from Mt Holica on the ridges of Korolik and Dił with flat fragments of the
intramontane planation surface



Ryc. 10. Pokrywa soliflukcyjna na zboczu doliny Strwiąża
Solifluction cover on the slope of the Strwiąż river valley



Ryc. 11. Półka poziomu dolinnego pod Żukowem
Ledge of valley planation surface near Żuków



Ryc. 12. Poziom dolinny i zakonserwowany odcinek stoku obnażonego (porośnięty
lasem) w Brzegach Dolnych
Valley planation surface and preserved stretch of denuded slope (timbered) at
Brzegi Dolne



Ryc. 13. Przełom potoku Olchy pomiędzy pasmami Gromadzyna i Korolika
Gap of the Olchy stream between the ridges of Gromadzyn and Korolik



Ryc. 14. Terasa krakowska (Mindel) w Krościenku
Terrace of the Mindel glaciation at Krościenko



Ryc. 15. Żwiry „zimne”, stadialne (wysokość cyfry = 5 cm)
"Cold" stadial gravels. Figure is 5 cm high



Ryc. 16. Żwiry „ciepłe”, interstadialne (wysokość cyfry = 5 cm).
"Warm" interstadial gravels. Figure is 5 cm high



Ryc. 17. Zbocza pasma Gromadzyn i soliflukcyjne spłaszczenia podstokowe
Slopes of the Gromadzyn ridge with base-of-slope solifluction flats



Ryc. 18. Wyższa terasa holocenska Jasieńki w Ustrzykach Dolnych
Upper Holocene terrace of the Jasieńka river at Ustrzyki Dolne



Ryc. 19. Pnie drzew subfossylnych w spągu terasy holocenijskiej Jasienki w Ustrzykach Dolnych

Subfossil timber logs at base of Holocene terrace of the Jasienka river at Ustrzyki Dolne



Ryc. 20. Drobną zerwa zwietrzelinową na sztucznej skarpie w Hoszowie.
Small weathering escarpment at Hoszów



Ryc. 21. Debra na zboczu pasma Klewy
Gully on the slope of the Klewa ridge



Ryc. 22. Zapadlisko nad kanałem „suffozyjnym” w Równi
Collapse depression over a suffosion channel at Równia



Ryc. 23. Kanał „suffozyjny” w Krościenku
Suffosion channel at Krościenko



Ryc. 24. Koryto Strwiąża między Brzegami Dolnymi a Krościenkiem.
Bed of the Strwiąż river between Brzegi Dolne and Krościenko