

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII

PRACE GEOGRAFICZNE NR 50

LESZEK STARKEL

ROZWÓJ RZEŹBY POLSKIEJ CZĘŚCI KARPAT WSCHODNICH

(Na przykładzie dorzecza górnego Sanu)

INSTYTUT GEOGRAFII
I PRZEMISŁOWY ZAGOSPODAROWANIA
Polskiej Akademii Nauk
Zakład Geografii i Zagospodarowania
00-830 Warszawa
ul. Nowy Świat Nr 72

WARSZAWA 1965

WYDAWNICTWA GEOLOGICZNE

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII

*

PRACE GEOGRAFICZNE

Nr 50

INSTYTUT GEOGRAFII
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
Polskiej Akademii Nauk
Zakład Przemysłowego Geograficznego
00-380 Warszawa
ul. Nowy Świat Nr 72

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ
№ 50

Лешек Старкель

ЭВОЛЮЦИЯ РЕЛЬЕФА ПОЛЬСКИХ ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ
(НА ПРИМЕРЕ БАСЕЙНА ВЕРХНЕГО САНА)

*

G E O G R A P H I C A L S T U D I E S
No 50

Leszek Starkel

GEOMORPHOLOGICAL DEVELOPMENT OF THE POLISH
EASTERN CARPATHIANS
(UPON THE EXAMPLE OF THE UPPER SAN BASIN)

INSTITUT GEOGRAFICZNY
Polskiej Akademii Nauk
ul. Żwirki i Wigury 103
00-907 Warszawa

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII

PRACE GEOGRAFICZNE NR 50

LESZEK STARKEL

ROZWÓJ RZEŹBY POLSKIEJ CZĘŚCI KARPAT WSCHODNICH

(Na przykładzie dorzecza górnego Sanu)

WARSZAWA 1965

WYDAWNICTWA GEOLOGICZNE

Komitet Redakcyjny

Przewodniczący: S. LESZCZYCKI

Członkowie: K. DZIEWOŃSKI, R. GALON, M. KLIMASZEWSKI, J. KOSTROWICKI,
J. KONDRACKI, M. KIEŁCZEWSKA-ZALESKA, M. CHILCZUK

Sekretarz redakcji: J. WŁODEK-SANOJCA

Rada Redakcyjna

J. BARBAG, J. CZYZEWSKI, J. DYLIK, K. DZIEWOŃSKI, R. GALON, M. KLIMASZEWSKI,
J. KONDRACKI, J. KOSTROWICKI, S. LESZCZYCKI, A. MALICKI, B. OLSZEWICZ,
M. KIEŁCZEWSKA-ZALESKA, A. ZIERHOFFER

Rozprawa habilitacyjna wykonana
w Instytucie Geografii
Polskiej Akademii Nauk

Redaktor techniczny: A. BIEŃKOWSKA

WYDAWNICTWA GEOLOGICZNE — WARSZAWA 1965

Wydanie I. Nakład 770 + 137 egz. Ark. wyd. 16. Ark. druk. 10,625.
Papier druk. sat. kl. III, 80 g, B1. Oddano do składowania 29. III. 1965.
Podpisano do druku 11. XII. 1965 r. Druk ukończono w grudniu 1965 r.
Zam. 128/65 T-010

Krakowskie Zakłady Graficzne nr 6, Kraków, ul. Orzeszkowej 7.

SPIS TREŚCI

Wprowadzenie	7
Wstęp	7
Poglądy na rozwój rzeźby północnego skłonu Karpat	7
Cel pracy — wysunięcie problemów	12
Obszar badań i metoda pracy	14
Charakterystyka orograficzna	17
Budowa geologiczna	18
Stosunek rzeźby do budowy geologicznej	25
Ewolucja rzeźby w neogenie	35
Zasady rekonstrukcji rzeźby neogeńskiej	35
Ewolucja rzeźby przed powstaniem poziomu 200-metrowego	39
Powstanie poziomu destrukcyjnego 200-metrowego	43
Powstanie poziomu destrukcyjnego 100-metrowego	48
Wiek i warunki rozwoju poziomów zrównań dorzecza górnego Sanu na tle rozwoju całych Karpat	62
Ewolucja rzeźby w czwartorzędzie	66
Kształtowanie dolin dorzecza górnego Sanu w czwartorzędzie	66
Dolina Sanu	67
Doliny dużych dopływów Sanu z dobrze wykształconymi zespo- łami teras czwartorzędowych	74
Doliny dopływów Sanu ze słabo rozwiniętym systemem teras oraz wybrane dolinki mniejsze	81
Etap rozwoju dużych dolin dorzecza górnego Sanu w czwarto- rzędzie	90
Rozwój dolin meandrowych w czwartorzędzie	95
Opóźnianie pogłębiania dolin bocznych w czwartorzędzie i jego wpływ na kształtowanie tych dolin	96
Przebieg czwartorzędowych ruchów tektonicznych	98
Ewolucja stoków w czwartorzędzie	101
Opis i klasyfikacja stoków	102
Zmienność i rytmika procesów stokowych w czwartorzędzie	112
Ewolucja kształtu stoków w czwartorzędzie	118
Rozmiary i tempo denudacji i erozji w czwartorzędzie	124

Wnioski końcowe	129
Etapy ewolucji rzeźby dorzecza Sanu	129
Jednostki morfogenetyczne	130
Prawidłowości ewolucji rzeźby wschodnich Karpat fliszowych w neogenie i czwartorzędzie	132
Literatura	135
Резюме	144
Summary	148
Wycinki mapy geomorfologicznej dorzecza Sanu	

W P R O W A D Z E N I E

WSTĘP

Karpackie dorzecze Sanu, w przeważającej części zaliczane do Karpat Wschodnich, leży właściwie na pograniczu Karpat Zachodnich i Wschodnich. Jest to ważna strefa przejściowa. Styl tektoniczny płaszczowin fliszowych zmienia się w kierunku równoleżnikowym. Zamiast bardziej płaskich nasunięć Karpat Zachodnich, już od linii Wisłoki ku wschodowi przeważają stromo ustawione fałdy i łuski. Rezultatem takiej tektoniki jest jednoczesne niszczenie różnie odpornych kompleksów skalnych, które doprowadziło do powstania równoległych grzbietów i obniżzeń. Typowy dla Karpat Wschodnich rusztowy układ grzbietów i kratowa sieć rzeczna nie są częste na zachód od doliny Dunajca. Nieco inne są też dzieje części wschodniej, która po ostatnim sfałdowaniu Karpat Zachodnich podlegała jeszcze fałdowaniu i wraz z przedpołem wykazuje nadal tendencje podnoszące. Również tu, na północnym stoku łuku Karpat, sąsiadują ze sobą rzeki zlewnisk Morza Bałtyckiego i Czarnego — o różnej historii w czwartorzędzie. Celem pracy jest odtworzenie ewolucji rzeźby części Karpat Wschodnich w dorzeczu górnego Sanu.

POGLĄDY NA ROZWÓJ RZEŻBY PÓŁNOCNEGO SKŁONU KARPAT

Poglądy odnoszące się do historii rzeźby dorzecza Sanu¹ różnią się często zależnie od tego, czy dany autor wiązał badany obszar z innymi częściami Karpat Zachodnich czy Wschodnich, czy też szukał analogii z południowym stokiem gór, przedpołem Karpat (Podole), a nawet z Karpatami rumuńskimi.

Stłoczone fałdy i łuski wchodzące w skład większych jednostek tektonicznych (skib, płaszczowin), zbudowane ze skał o różnej odporności, dyktują tej strefie między Wisłokiem a górnym Dniestrem styl rzeźby rusztowej. Rehman [114], Rudnicki [118] i Romer [116], a po

¹ Szereg zagadnień zostanie omówionych w skali szerszej — przez porównanie poglądów dla całego północnego skłonu Karpat.

nich Smoleński [127], Świdorski [151], Horwitz [52], Klimaszewski [68] i inni zwracali uwagę na równoległy układ twarzielcowych grzbietów poddzielanych denudacyjnymi obniżeniami na skałach mniej odpornych. Świdziński [153] zauważył, że tylko w brzeźnych częściach pogórza, o grzbietach ściętych do jednego poziomu związek ten zaciera się. Koszarski i Żytko [78] prowadząc badania w dorzeczu Sanu i Strwiąża wykazali, że wtedy występuje inwersja rzeźby, gdy kompleks odporny, leżący w stropowej części utworów fliszowych, zachował się w głębokich synklinach. W innych rejonach obserwujemy zgodność przebiegu grzbietów z antyklinami, w których jądrach erozja napotkała serie odporne.

Na początku stulecia rozpoczęto badania wysokich spłaszczeń, które na podstawie podobnych wysokości na rozległych obszarach, ścinania przez nie skał o różnej litologii i tektonice, stosunku do utworów czwartorzędowych oraz występowania na nich żwirów — zostały uznane za resztki neogeńskich powierzchni zrównania. Pierwszymi, którzy stwierdzili istnienie zrównań na północnym stoku Karpat, byli w Karpatach Zachodnich Ludomir Sawicki [119, 120], a we Wschodnich Rudnicki [118] i Romer [116].

Sawicki [119] uważał początkowo oba zrównania Karpat Zachodnich (poziom beskidzki w wysokości ok. 1000 m n. p. m. i poziom pogórski) za przedgórnortortonskie. Na podstawie ścinania przez niższy z nich utworów tortonu Smoleński [127] uznał poziom pogórski za potortoncki. W dolinie Wisłoka na Pogórzu Karpackim Fleszar [38] wydzielił trzy niskie poziomy (80, 140 i 200 m nad poziomem rzek), z których przynajmniej dwa niższe uznał za młodsze od tortonu. Obok poziomu pogórskiego (120—150 m nad poziomem rzek) został znaleziony w dolinie Dunajca drugi, wyższy poziom destrukcyjny o wysokości 230—260 m (Pawłowski [104], Smoleński [128, 129], Klimaszewski [67, 69]), nazwany przez Klimaszewskiego śródgórskim. Na podstawie porównania z Karpatai rumuńskimi [69] i na podstawie stosunku do nowo odkrytych datowanych osadów lądowego miocenu i pliocenu na Podhalu i na przedpolu Karpat, Klimaszewski [72, 73] powiązał poziom śródgórski z dolnym sarmatem, a poziom pogórski z dolnym pliocenem — pontem. W poncie panował klimat suchy, który sprzyjał powstawaniu pedymentów [73]. Starkel [136] stwierdził między dolinami Wisłoki a Wisłoka niższy i młodszy od pogórskiego poziom Nockowej (60—80 m), utworzony na warstwach o mniejszej odporności (por. Fleszar [38]).

W Karpatach Wschodnich, w ich części zachodniej, Rudnicki [118] stwierdziwszy podobną wysokość spłaszczonych grzbietów przyjął istnienie górnomiocennej penepeny, rozcinanej najintensywniej w czwartorzędzie. Polemizował z nim Sawicki [120]. Opisany przez Romera [116]

wysoki poziom destrukcyjny połonin o deniwelacjach kilkuset metrów ma być według Henryka Teisseyre'a [155] powierzchnią strukturalną. Natomiast w brzeżnej części Karpat i na ich przedpolu bardzo wyraźnie rysuje się poziom Łojowej o wysokości względnej do 150 m (Teisseyre [156]). Świderski przyjął istnienie trzech cyklonów zrównywania w Karpatach Wschodnich [151] — dwa z nich za Sawickim [120] wiąże z mioceniem, najmłodszy z plio-plejstocenem. Odpowiednikiem tego wydają się być trzy zrównania opisane przez Spiridonowa [133] z południowego stoku Karpat Wschodnich o wysokości 900—1100, 500—600 i 150—200 m nad dnami dolin. Analizując stosunek zrównań Karpat Wschodnich do plio-plejstocenijskich teras Dniestru wielu badaczy „odmłodziło” wiek zrównań. Alfieriew [3] uważa poziom połonin za dolnopliocenijski, a Alfieriew [3] i Jermakow [60] poziom Łojowej za górnopliocenijski². Cyś [15, 17] nawiązując do Karpat Zachodnich przyjął, że poziom 150—200 m odpowiada poziomowi pogórskiemu, a poziom 300 m (= poziomowi połonin) — poziomowi śródgórskiemu Klimaszewskiego³. Do odmiennych wniosków doszedł Gofsztejn [46]. Przyjmując, zgodnie z poglądami Rudnickiego [118], Świderskiego [149], Teisseyre'a [155], Klimaszewskiego [73], Cysia [17] i innych, wzrastając ku wschodowi amplitudę ruchów podnoszących, uznał, że poziom pogórski leży w rejonie Bieszczadów w wysokości do 750 m n. p. m., a śródgórskiemu odpowiadają wierzchołki wzniesień Bieszczadów. Bez przeprowadzenia szczegółowej analizy zrównań uważa poziom pogórski za równowiekowy z poziomem Łojowej na przedgórzu i z górnopliocenijską terasą Dniestru, natomiast poziom śródgórski — na podstawie studium osadów korelatnych miocenu przedpola — za górnortortonjski. Należy jednak zaznaczyć, że w tabeli stratygraficznej Gofsztejna górny torton przedgórza reprezentują ility świadczące o osłabieniu erozji (wg Ney a [98] — to osady środkowego tortonu), schyłek tortonu i początek sarmatu, zlepieńce pistyńskie i radyckie, dolny zaś i środkowy sarmat — zwiiry Podola, wskazujące na rozcinanie, a nie na zrównywanie Karpat.

Mniejszą uwagę zwracano dotychczas na bliższą charakterystykę zrównań i stopień ich zachowania. Czasem trudno wywnioskować z tekstu, czy autor za zrównania uważa szerokie płaskie powierzchnie wierzchowinowe (rzadkie w Karpatach fliszowych), czy też wyrównane linie grzbietów o podobnej wysokości. Uchowanie się penepleny połonin tylko na twardych skałach stwierdził Romer [116]. Niższe poziomy występują w obniżeniach wypreparowanych w skałach miększych. Fleszar [38] rów-

² Bucura [9] nawet poziom połonin uważa za wczesnoplejstocenijski.

³ Początkowo Klimaszewski [68] widział w dolinie Sanu poziom pogórski w wysokości względnej 100 m, a śródgórski niewiele ponad 200 m.

niez podkreślił, że struktura ma wpływ na zachowanie powierzchni denudacyjnych. Spiridonow [133] zauważył ponadto, że załomy między różnymi powierzchniami destrukcyjnymi rysują się najwyraźniej na kontakcie skał twardych i miękkich. Analizując rozczłonkowanie poziomów pogórskiego i Nockowej, Starkel [136] przyjął ich późniejsze przekształcenie denudacyjne.

Z wiekiem i ilością zrównań wiąże się zagadnienie fazowości ruchów podnoszących i ich przestrzennego zróżnicowania. Podnoszenie Karpat w świetle nowszych badań nie miało charakteru ruchu *en bloc*, jak to przyjmował Sawicki [119], a za nim początkowo Klimaszewski [69]. Z podnoszenia się poziomu pogórskiego ku wschodowi (Klimaszewski [70, 73]) i występowania coraz wyższych cokołów erozyjnych teras wynika, że Karpaty Wschodnie były podnoszone intensywniej i dłużej. Części wyższe, pozbawione zrównań, miały być podnoszone również w okresach zastoju i zrównywania (np. Gorgany — Gofsztejn [46]). Wysokości grzbietów i zrównań, stopień wypiętrzenia elementów tektonicznych i wysokości baz erozyjnych rzek wskazują, zdaniem Teisseyre'a [155], O c h o c k i e j [100], Świderskiego [149], Klimaszewskiego [68] i późniejszych badaczy ukraińskich [3, 60, 17], na zróżnicowaną amplitudę ruchów podnoszących w obrębie poszczególnych jednostek tektonicznych. Centralna depresja karpacka jest uważana za element o tendencjach wginających [17, 151, 73], strefy zaś fałdów brzeżnych (region skibowy) i pasm wododzielnych za elementy pozytywne. Świderski [151], Teisseyre [155], S k w a r c z e w s k a [126] przyjmują istnienie poprzecznych stref podniesień. Zdaniem Alfieriewa [3], Cysia [17] i Gofsztejna [46] ruchy podnoszące miały w czwartorzędzie charakter ruchów wygasających. Zaskakuje przyjęcie przez Gofsztejna jednoczesności ruchów, a zatem i jednowiekowości zrównań i teras w Karpatach Wschodnich i Zachodnich — na podstawie malejących odstępów wysokości między zrównaniami i terasami w dolinach. Terasy te, choć w podobnej wysokości, mają niekiedy inną genezę — akumulacyjną; wiążą się z podparciem przez łądolód wylotów dolin Karpat Zachodnich, gdzie dna preglacjalne często leżą na poziomie obecnych den (Klimaszewski [71]). Pogląd Gofsztejna przeczy też tezie o wzrastaniu amplitudy ruchów ku wschodowi.

„Skokowe” podnoszenie przyjmowano dotychczas dość powszechnie jako przyczynę pogłębiania dolin w skale i uważano je za jednoczesne z tym pogłębieniem (Klimaszewski [71], Alfieriew [3], Cyś [17], Skwarczewska [126], Gofsztejn [46]). Ruchy podnoszące trwały w okresach interglacjalnych, natomiast w glacialach miał panować zastój i akumulacja. Ale już w 1932 r. Świderski [151] wyraził przypuszczenie, że przyczynę dość jednolitego pogłębiania dolin w czwartorzędzie należy wiązać ze zmianami klimatu, co nie wyklucza istnienia ruchów w plejstocenie.

Ostatnio Dziewański i Starkel [32] wykazali, że rytmiczne zmiany klimatu w okresie wygasania ruchów powodowały „skokowe” pogłębianie dolin, przegradzane akumulacją klimatyczną w glacialach. Ruchy mogły więc trwać bez przerwy w glacialach, a efekty erozyjne sumowały się w okresach interglacialnych. Zdaniem badaczy ukraińskich [45, 17] ruchy podnoszące trwają nadal.

Stara sieć dolinna Karpat była analizowana przeważnie niezależnie od zrównań. Sawicki [119], a po nim Teisseyre [155] i Świdzki [151] uważali, że w Karpatach starsza jest sieć dolin konsekwentnych założonych na pierwotnej powierzchni nachylonej ku północy, na elewacjach tektonicznych, mająca charakter promienisty odśrodkowy [151]. Skwarczewska [126] jako dowód ich starości podaje występowanie wielkich delt — stożków w osadach miocenijskich u ich wylotu. Sieć subsekwentna, nawiązująca do serii o małej odporności, jest młodsza (według Teisseyre’a górny San [155])⁴.

Tymczasem już Rudnicki [118], uznając starość poprzecznej sieci dolinnej i strukturalny charakter przełomów przez grzbiety rusztowe, przyjmował przeciągnięcie części wód górnego Sanu przez Dniestr (subsekwentne obniżenie dolinne). Tezę o starości sieci subsekwentnej głosił Łoziński [87], skłania się ku niej J. Teisseyre [158]. Rozwinięcie tych poglądów znajdujemy u Jermakowa [60], Cysia [15, 17] i Gofszejna [45].⁵ Opisują oni subsekwentne, podłużne obniżenia jako doliny dopływów pra-Sanu, który sięgał aż do źródła Stryja. Dowodem na to ma być obniżanie się NW dolinnych działów wodnych i zrównań; niestety nie stwierdzono na działach żwirów. Doliny poprzeczne, konsekwentne, są zdaniem badaczy młodsze, wiążą się z przepiłowywaniem przez erozję wsteczną strefy fałdów brzeżnych, intensywniej podnoszonej.

Osobno należy omówić zagadnienia związane z wpływem klimatu na rozwój rzeźby Karpat. Najwięcej prac poświęcono roli okresów glacialnych i postglacialu (klimatu umiarkowanego), brak niemal zupełnie prac poświęconych morfogenezie klimatycznej Karpat w neogenie. Jedynie Klimaszewski [73] na podstawie danych paleozoologicznych i paleobotanicznych przyjmuje, że poziom pogórski na Podhalu o formie pedymentu tworzył się w warunkach półsuchego klimatu pontu. Z prac Szafera [145] można wnioskować o intensywnym wietrzeniu chemicznym i okresowo silnej degradacji w środkowym i górnym pliocenie. Aczkolwiek rysy rzeźby Karpat są trzeciorzędowe [73], to w związku z pogłębieniem

⁴ Świdziński [154] też zwraca uwagę na górny San, który płynie ukośnie do osi centralnej depresji karpackiej i „pod górę” w kierunku podnoszenia się osi elementów tektonicznych tej depresji.

⁵ Ostatnio podobny pogląd wypowiedział A. Henkiel [50].

dolin i intensywną degradacją w glacialach dużo uwagi poświęca się epoce czwartorzędowej. Pogłębienie dolin Wisłoka, Sanu czy Dniestru w czwartorzędzie zgodnie z danymi Klimaszewskiego [71] było rzędu 40 m (powiązanie z osadami lądolodu krakowskiego), według zaś Alfieriewa [3], Cysia [17], Gofszejna [46] — 100 m.

W okresach glacialnych następowało intensywne wietrzenie mechaniczne (gołoborza [164, 88, 71]) i degradacja stoków. U ich podnóży gromadziły się pokrywy soliflukcyjne i proluwialne miąższości do 20 m (Krościenko n. Dunajcem [77], Dobra [74], Wadowice [148], dolina Sanu [32]). Na wiek glacialny wskazuje obecność flory driasowej i zazębienie się z osadami rzecznyymi (Dobra [74], Lipowe [137], Solina [31, 33]). Zazębienie, stwierdzone po raz pierwszy przez Klimaszewskiego [74], zastosowane jako kryterium datowania form, pozwoliło na wyróżnienie w dolinie Sanu trzech odrębnych różnowiekowych serii fluwialno-stokowych, odpowiadających trzem okresom glacialnym (Dziewański, Starkel [32, 33] ⁶).

W okresach interglacialnych i w holocenie stwierdzono pogłębienie górnych odcinków dolin, uwarunkowane nie tyle ruchami, co zmianą krzywej erozyjnej rzek nie przeładowanych materiałem transportowanym [138]. Wśród procesów modelujących stoki rysuje się we wschodniej części polskich Karpat wyraźny związek z litologią podłoża. Osuwiska występują w obszarach zbudowanych z serii łupkowo-piaskowcowych o mniejszych nachyleniach ławic (Teisseyre [157], Świdzki [150], Schramm [123], Starkel [138]), erozja liniowa na bardziej stromych, podcinanych stokach, sufozja — na stokach okrytych pylastymi pokrywami (Czeppe [18], Starkel [138]), spłukiwanie — na gruntach ornych (Gerlach [41]). Pogłębienie dolin (obniżenie podstawy erozji) ma istotny wpływ na przebieg dalszej degradacji stoków [138].

CEL PRACY — WYSUNIĘCIE PROBLEMÓW

Omówienie stanu poznania rzeźby Karpat już nasuwa bogatą problematykę. Obszar opracowania — dorzecze górnego Sanu — ma jednak pewne wymagające podkreślenia cechy, różniące go od innych obszarów górskich lub też upodabniające go do nich:

- a) jest zbudowany ze stromo ustawionych serii osadowych fliszu;
- b) był podnoszony w czwartorzędzie — ma wyraźne rysy krajobrazu odmłodzonego;
- c) w neogenie i w czwartorzędzie był w zasięgu stałych, wyraźnie rysujących się zmian klimatycznych (Szafer [144, 145, 146]).

⁶ Wyniki badań opublikowanych ostatnio wspólnie z Dziewańskim [32] zostaną naświetlone szerzej w następujących rozdziałach.

Zarówno młode ruchy tektoniczne, jak i zmieniający się klimat oddziaływały na podłoże o określonej litologii i tektonice w określonych okresach.

W niniejszej pracy będę się zatem starał rozwiązać lub przynajmniej zarysować następujące zagadnienia:

1. Wiek i geneza zrównań w Karpatach. Na północnym stoku gór zostały stwierdzone trzy poziomy destrukcyjne w Karpatach Zachodnich (młodsze od fałdowań w tortonie) i co najmniej dwa poziomy w Karpatach Wschodnich. Powiązanie ich jest nieprzekonywające ze względu na posługiwanie się kryteriami wysokości względnej przy jednoczesnym przyjmowaniu zróżnicowanych ruchów podnoszących. Analiza sprecyzowanych genetycznie zrównań w strefie granicznej i porównanie z wszystkimi częściami Karpat powinny pozwolić na stwierdzenie identycznych lub różnych etapów rozwoju Karpat Zachodnich i Wschodnich.

2. Wpływ struktur tektonicznych i litologii na typ i rozwój rzeźby rusztowej Karpat. Stwierdzenie starszych zrównań niemal tylko na skałach odpornych wskazuje na potrzebę badania rozmiarów i tempa przeobrażenia zrównań na różnych skałach. Znając tylko typ i tempo przeobrażeń, potrafimy odróżnić rozczłonkowany i obniżony poziom denudacyjny od pierwotnej falistej rzeźby trzeciorzędowego poziomu denudacyjnego.

3. Czas trwania i przebieg ruchów podnoszących. Ruchy tektoniczne nie zostały dotychczas dokładnie zanalizowane przez szczegółowe skartowanie określonych fragmentów zrównań. Serie osadów korelatnych na północnym przedpolu Karpat są niepełne. Należy też sprecyzować, o ile zmiany klimatu zaburzają obraz przebiegu ruchów.

4. Etapy rozwoju sieci dolinnej. Pierwotną siecią dolinną jest — zdaniem jednych — sieć konsekwentna, zdaniem innych — subsekwentna. Dowody na istnienie walnych dolin subsekwentnych, rozcinających Karpaty Wschodnie, nie są przekonujące. Osobnego naświetlenia wymaga bieg Sanu i rola typu rozdolinienia w rozwoju rzeźby rusztowej.

5. Powiązanie form z konkretnymi warunkami klimatycznymi. Poza pracami o formach czwartorzędowych, wyścielonych datowanymi pokrywami lub rozwijającymi się współcześnie, niewiele jest prac, których autorzy nie tylko nawiązywaliby do zmian tektonicznych, ale jednocześnie analizowali warunki klimatyczne powstawania form trzeciorzędowych (Klimaszewski [73], Lang [82], Kvitkovič [81], Pop [107]).

6. Wpływ rytmiki zmian klimatycznych trzeciorzędu i czwartorzędu na rozwój dolin. Okresy erozji wgłębnej, bocznej i akumulacji w dolinach.

7. Rozwój stoków w zmieniających się warunkach klimatycznych i przy zmiennym położeniu bazy denudacyjnej. Dotychczas stoki Karpat były badane pod kątem morfogenezy dzisiejszej lub starszej (peryglacjalnej), ale niezależnie od zmian klimatu i położenia bazy denudacyjnej.

8. W nawiązaniu do roli odporności stwierdzenie istnienia nierównomierności rozwoju form danego cyklu — różnego stopnia dojrzałości rzeźby i możliwości przetrwania form dawnego cyklu (nierozciętych) w nowych warunkach klimatycznych. Opóźnienie pogłębienia dolin w czwartorzędzie może prowadzić do niedocięcia się dolin bocznych do poziomu doliny głównej — a zatem „piętrowego” rozwoju form dolinnych i stoków.

9. Określenie tempa i zróżnicowania procesów morfogenetycznych w różnych klimatach neogenu i czwartorzędu — a przez to szybkości adaptacji form do nowych warunków i tworzenia form nowych. Ocena jakościowa i ilościowa roli różnych okresów morfogenetycznych.

Niniejsza rozprawa ma więc na celu poznanie głównych etapów rozwoju rzeźby dorzecza górnego Sanu — części składowej Karpat Wschodnich i określenie obecnego stadium rozwoju tego obszaru. Poprzez odtworzenie ewolucji rzeźby tej strefy pogranicza będą się starał poznać relacje między rozwojem różnych części Karpat i odczytać prawidłowości rozwoju młodych gór fliszowych w neogenie i czwartorzędzie.

OBSZAR BADAŃ I METODA PRACY

Obszar badań obejmuje część dorzecza górnego Sanu między pasmem Durnej i Otrytu na południu, a pasmem Działu na północy oraz między linią dolnej Osławy—Kalniczki na zachodzie, a europejskim działem wodnym San—Dniestr na wschodzie (ryc. 1 *). W skład obszaru wchodzi więc północny skrawek Bieszczadów, wschodnia część Pogórza Bukowskiego oraz na wschód od Sanu południowa część Pogórza Dynowskiego (według podziału Klimaszewskiego [70]). Cały obszar o powierzchni około 700 km² przecina dolina Sanu.

Pod względem geologicznym obszar ten stanowi część centralnej depresji karpackiej zbudowanej ze stromo ustawionych fałdów serii warstw krośnieńskich.

Do 1954 r. prawie nie prowadzono na tym terenie szczegółowych badań geomorfologicznych. Rusztowy układ grzbietów i często występująca inwersja rzeźby były znane od dawna geomorfologom i geologom prowadzącym na tym terenie badania (Smoleński [127], O p o l s k i [101], Horwitz [51, 52], Świdziński [153], W d o w i a r z [165], Koszarski, Żytko [78], Ś l ą c z k a [111]). S c h r a m m [123] zwrócił uwagę na formy zapadliskowe związane z wymywaniem podziemnym (sufozja) w pokrywach zwietrzelinowych na warstwach krośnieńskich. Ś w i d z i ń s k i [152] opisał skałkę twardestwocową „Kamienia Leskiego” wieńczącą grzbiet

* Ryciny i tabele nie mieszczące się na stronie umieszczono na końcu książki pod opaską.

koło Leska. Do Leska dotarł Klimaszewski [68] badając terasy i zrównania w dolinie środkowego Sanu. Stwierdził on erozyjno-akumulacyjny charakter teras czwartorzędowych wyjaśniając go ruchami podnoszącymi w interglacjalach [71]. Zrównania w poziomie 100 m wiązał Klimaszewski [68] z poziomem pogórskim, a w wysokości około 200 m z poziomem śródgórskim Karpat Zachodnich.

W 1954 r. zespół asystentów Instytutu Geografii PAN i Uniwersytetu Jagiellońskiego oraz studentów pod kierunkiem M. Klimaszewskiego wykonał zdjęcie geomorfologiczne dorzecza Sanu między Stuposianami a Sankiem w skali 1 : 25 000. W roku następnym zespół (w składzie: T. Galarski, T. Gerlach, K. Kaczmar, L. Starkel) wykonał reambulację arkusza Wołkowyja — wyniki przedstawiłem na kursokonferencji w Wołkowie [135]. Na podstawie materiałów zebranych w tym okresie, uzupełnionych szczegółowymi obserwacjami, Czeppe [18] opracował szczegółowo zjawiska sufozyjne zachodzące w pokrywach stokowych, a Starkel [138] starał się określić rolę morfogenezy holocenińskiej na tym obszarze. W latach 1958—1959 pracownicy Zakładu Geomorfologii i Hydrografii Gór i Wyżyn Instytutu Geografii PAN w Krakowie (T. Gerlach, K. Klimek, M. Klimek, L. Starkel) wykonali reambulację i częściowo zdjęcie arkusza mapy geomorfologicznej Lesko w skali 1 : 50 000 [89]. W czasie tej reambulacji zwrócono większą uwagę na zachowanie zrównań wierzchowinowych w poziomach 100 m i 200 m, pomierzono dokładnie wysokość i zbadano budowę teras rzecznych i spłaszczeń akumulacji stokowej.

W latach 1959—1962 Dziewański i Starkel [31, 32, 33, 34], wykorzystując szczegółowe badania geologiczno-inżynierskie w dolinie Sanu między Soliną a Zwierzyniem, dali pogląd na historię tego odcinka doliny w czwartorzędzie. Na podstawie analiz pokryw, odsłoniętych w dużych wykopach, opracowano szczegółową stratyografię pokryw czwartorzędowych, poznano etapy pogłębiania doliny Sanu o przebiegu meandrowym i rozmiary oraz typ przekształcenia zboczy doliny.

Jesienią 1961 r. przystąpiłem do uporządkowania wszystkich materiałów, aby na ich podstawie zarysować pogląd na ewolucję rzeźby całego obszaru. W latach 1961—1962 uzupełniłem badania terenowe obserwacjami niektórych zrównań, szczegółowymi badaniami czwartorzędowych i górnopliocenijskich aluwii (pomiarzy stopnia obtoczenia i spłaszczenia) oraz pokryw stokowych i zwietrzelinowych. W badaniach tych pomogło mi wiele osób, w tym grupa studentów z Koła Naukowego Geografów U. J., Żona moja Barbara i Siostra Teresa Starkel. Niektóre profile w Solinie zbadaliśmy szczegółowo wspólnie z J. Dziewańskim [34]. Wstępne badania palynologiczne torfu z Hoczwi wykonała W. Koperowa. Analizy składu mechanicznego i zawartości CaCO_3 w pokry-

wach wykonali E. Milczanowska i T. Jeleń. Ryciny opracowała graficznie M. Klimek.

W czasie przygotowywania pracy prof. S. Wdowiarz, W. Sikora, K. Żytko, J. Żgiet i J. Dziewański udostępni mi własne opracowania geologiczne z tego terenu. Korzystałem też z niepublikowanych materiałów geologicznych udostępnionych naszemu Zakładowi przez zmarłego prof. J. Wdowiarza.

Pozostawał wybór metod opracowania, pozwalających naświetlić te problemy, których przynajmniej częściowe rozwiązanie postawiłem sobie za cel.

Uważam, że poznanie ewolucji rzeźby należy rozpocząć od poznania współczesnego zróżnicowania procesów i młodych form. Tu możemy popełnić najmniej błędów. Współczesna zmienność i różnorodność może być podstawą do poznania i zrozumienia zmienności w okresach dawniejszych. Im starsze elementy rzeźby, tym większym musiały ulec przeobrażeniom. Przed z górą 30 laty B. Świdorski [149] pisał: „analiza morfologiczna winna postępować metodycznie od form młodszych, lepiej zachowanych, ku starszym..., dopiero po odpowiednim opracowaniu morfologii dolin dadzą się wyjaśnić stare grzbietowe zrównania”.

Przed kilku laty starałem się poznać rolę holocenu w rzeźbie Karpat [136, 138], a następnie ostatniego glacjału [137, 132] i opublikowałem razem z Dziewańskim [32] pracę o czwartorzędzie doliny Sanu. W tej pracy próbuję przeanalizować również pozostałe, starsze elementy rzeźby. To datowanie form „od dzisiejszych” czy „od dna doliny” i zwracanie uwagi na ewolucję i przekształcanie wcześniej powstałych form starałem się zawsze stosować. Układ pracy jest jednak świadomie odwrotny — czytelnikowi łatwiej będzie śledzić ewolucję rzeźby w porządku historycznym.

Formy trzeciorzędowe wymagały zastosowania innych metod badawczych niż czwartorzędowe. Formy czwartorzędowe zachowały się do dziś prawie niezmienione lub dalej się rozwijają. Formy starsze uległy przeobrażeniu, pozbawione są niemal zupełnie płaszcza pierwotnych utworów pokrywowych. Dlatego rzeźbę neogeńską dorzecza Sanu rekonstruuję na podstawie zachowanych fragmentów (wyjątkowo z płaszczem aluwii), uwzględniając rozczłonkowanie i obniżenie w czwartorzędzie, którego wielkość zależy przede wszystkim od struktury.

Dla poznania ewolucji rzeźby w czwartorzędzie analizuję konkretne zachowane formy i rekonstruuję formy kopalne (terasy), a z analizy form, pokryw (m. in. składu mechanicznego, cech chemicznych) i ich wzajemnego do siebie stosunku wnioskuje o następstwie procesów morfogenetycznych i kierunku rozwoju form dolinnych i stoków.

Uważam za swój miły obowiązek serdecznie podziękować wszystkim, którzy brali udział w zebraniu bogatego materiału — podstawy tego opracowania. Myślę

przede wszystkim o Koleżankach i Kolegach, którzy uczestniczyli w kartowaniu geomorfologicznym, odbywającym się w trudnych warunkach terenowych oraz służyli mi pomocą w czasie szczegółowych badań. Osobno pragnę podziękować Panu Profesorowi drowi Mieczysławowi Klimaszewskiemu, który nie szczędził rad i wskazówek podczas badań i w czasie pisania pracy. Dziękuję również wszystkim, którzy udostępniając własne materiały, czy też pomagając w opracowaniu umożliwili szybkie ukończenie pracy.

CHARAKTERYSTYKA OROGRAFICZNA

Północny skłon Bieszczadów, przechodzący w obszar Pogórza Karpackiego uderza regularnością przebiegu wzniesień, wyrastających ponad falistą „równiną” niskich garbów (fot. 1, 2). Wysokości rosną od północno-zachodu ku południowi i południo-wschodowi. Wysokości bezwzględne rosną od 300—550 m w części północnej do 450—900 m w południowej, a wysokości względne od 100—300 m do 300—500 m.

Cały obszar przecinają rzeki płynące w meandrowych dolinach do 100 m głębokich. Największą z nich jest San, którego rozwinięcie w stosunku do łamanej osi dolinnej wynosi 1,75, a spadek na badanym obszarze waha się od 1,8 do 3‰. San oddziela tu dwa regiony o odmiennym układzie sieci dolinnej i nieco odrębnym stylu rzeźby (ryc. 1).

Region północno-wschodni charakteryzuje równoległy układ grzbietów i subsekwentnych obniżen dolinnych o kierunku NW—SE. Sieć rzeczna ma charakter kratowy. Nad krajobrazem pogórskim wznoszą się odizolowane, o 100—300 m wyższe grzbiety Działu (721 m), Żukowa (762 m), Jaworników (910 m), rozdwajające się odcinkami pasmo Czulni (576 m) — Jawora (742 m) — Stożka (688 m), grzbiet Moklik (676 m) — Ostre (804 m), pasmo Otrytu (938 m) oraz leżące po przeciwnej stronie Sanu pasmo Gruszki (583 m). Niektóre z nich są odcinkami wąskimi, o wklęsłych asymetrycznych stokach (Berdo, Koziniec, Holica), inne szerokie, rozłożyste (Jawor, Jaworniki), niekiedy już rozczłonkowane na dwa, a nawet trzy odizolowane ciągi wzniesień (Stożek, Ostre). Przecinają je przełomami dopływy Sanu, które odwadniają rozległe 4—6 km szerokie, równoległe obniżenia między grzbietami. Największe z nich to obniżenia Olszanicy—Ustianowej—Żołobka, Orelca—Łobozewa—Czarnej i Chrewtu—Polany. Łączą się one ze sobą w miejscach, gdzie urywają się równoległe grzbiety. W poprzek obniżen bieżą działły wód między dopływami Sanu, zaś w rejonie Ustianowej i Czarnej europejski dział wód. Obniżenia subsekwentne dzielą się na wiele dolinnych kotlinek — spłaszczone, łagodne (2—5°) dna tych obniżen opadają od grzbietów ku potokom (spadki dolin subsekwentnych rosną ku źródłom od 5 do 20‰). Te dawne dna obniżen są pocięte siecią krótkich dolin (biorących zwykle początek na stokach grzbietów rusztowych) o głębokości 100—150 m bli-

żej doliny Sanu, a w okolicy europejskiego działu wodnego jedynie 20—50 m. W pasie Jankowce—Uherce—Orelec i wzdłuż doliny Starego Potoku rysują się drugorzędne obniżenia, o deniwelacjach 50 m.

Region południowo-zachodni jest przecięty siecią dolin poprzecznych do osi morfologicznych wzniesień. Osława, Kalniczka, Hoczewka, Bereźnica, potok Wołczy, Solinka, a nawet San w rejonie Rajskiego płyną ku północy. Brak tu rozległych obniżeń oddzielających prostolinijne grzbieity. Kierunek tamtych grzbieitów zachowują jednak szerokie, często asymetryczne garby i krawędzie schodów, którymi wznosi się ku południowi Pogórze Bukowskie. Dopiero bieszczadzkie pasma Toistej (748 m) — Otrytu (938 m), Korbani (894 m) — Połomy (775 m) i Durnej (Łopienik — 1069 m), pooddzielane obniżeniami, przypominają region wschodni. Sieć subsekwentna jest słabo rozwinięta, dlatego obniżenia między garbami lub u stóp schodów-krawędzi są słabo wykształcone (obniżenie Dziurdziowa—Bereski czy też Żernicy—Bereźnicy Górnej). Wyraźniej rysują się obniżenia Baligrodu—Tyskowej i Bukowca—Terki (leżące na przedłużeniu obniżenia Sanu na południe od Otrytu), ich dna jednak leżą znacznie wyżej. Pocięte są dolinami około 200-metrowej głębokości. Doliny konsekwentne często mają przebieg meandrowy (Osława, Bereźnica, Solinka). Towarzyszą im wyraźne spłaszczenia wysokości 40—50 m. 100 m, a także i 200 m. Spadki rzek są niewyrównane, wahają się stale od 4 do 15‰. Boczne dopływy mają spadki znacznie większe.

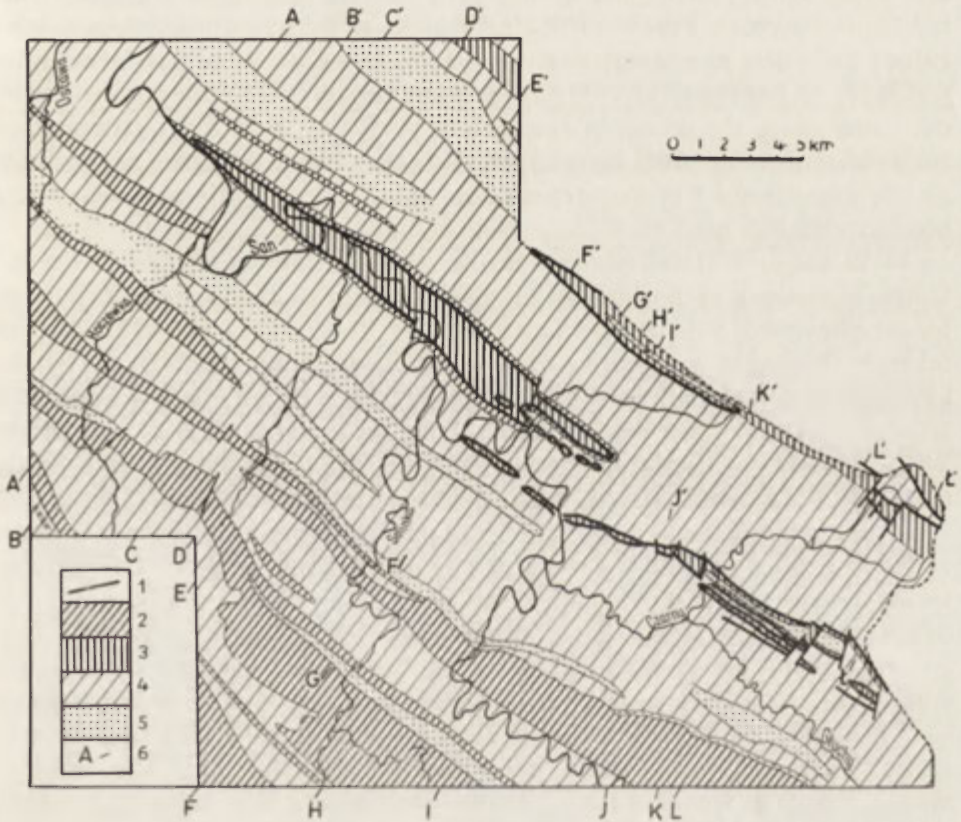
Cały obszar badań, mimo różnic między częścią wschodnią o charakterze rusztowym, a zachodnią „schodową” ma cechy wspólne. Są nimi:

- a) ukierunkowanie osi elementów morfologicznych zarówno pozytywnych, jak i negatywnych (ryc. 1);
- b) występowanie spłaszczeń wierzchowinowych lub stokowych o wysokości 100 i 200 m ponad dna dolin, wskazujące na wspólną przeszłość rozwoju krajobrazu;
- c) głębokie doliny o wypukłych lub wypukło-wklęsłych zboczach i niewyrównanych spadkach podłużnych, świadczące o niedawnym odmłodzeniu rzeźby.

BUDOWA GEOLOGICZNA

Zdjęciem geomorfologicznym została objęta centralna depresja karpacka na całej swej szerokości (około 20 km). Oprócz jednostki śląskiej w skład jednostki skolskiej wchodzi niewielki obszar w rejonie Serednicy. Centralna depresja jest wypełniona grubą serią warstw krośnieńskich, nie przewierconych w rejonie Wielopola do głębokości 3081 m (S. Wdowiarz [111]). Warstwy te w spągu przeważnie piaszczyste, ku stropowi z coraz wyraźniejszą przewagą łupków, wykazują duże różni-

cowanie przestrzenne — były różnie rozpoziomowywane (Opolski [101], Horwitz [50, 51]). Ostatnie badania Koszarskiego i Żytki [78, 174] oraz równoległe prowadzone badania Juchy i Kotlarczyka [111], wykazały, że granice facjalne (kompleksów litologicznych) biegną ukośnie do jednostek stratygraficznych, wydzielonych na podstawie przewodnich poziomów łupków jasielskich. Sedymentacja piaskowców tzw. dolnokrośnieńskich w południowej części obszaru rozpoczęła się i zakończyła przed osadzeniem łupków jasielskich, natomiast w części północnej nie tylko nie zakończyła się, ale nawet rozpoczęła się dopiero po osadzeniu się tych łupków. W części południowej najwyższym ogniwem są łupki krośnieńskie dolne, gdy tymczasem w północnej zostały osadzone później warstwy krośnieńskie środkowe i górne (ryc. 2).



Ryc. 2. Mapa odporności skał (uproszczona)

1 — piaskowce najodporniejsze (spąg warstw krośnieńskich środkowych); 2 — piaskowce otryckie i in. — odporne; 3 — serie łupkowo piaskowcowe odporne (warstwy krośnieńskie środkowe); 4 — serie w przewodzie piaskowcowe średnio i mało odporne; 5 — serie łupkowe i piaskowcowe najmniej odporne; 6 — linie przekrojów (ryc. 3)

W północnej części depresji centralnej (aż po podnóże pasma Czaków—Tołsta—Otryt) występują następujące kompleksy skalne (od stropu)⁷:

1. Warstwy krośnieńskie górne — są to szare łupki ilaste lub margliste (średnio 28% CaCO_3 O b u c h o w i c z [99]) z nielicznymi wkładkami piaskowców cienkoławicowych, drobnoziarnistych (przeciętna średnica ziarn niżej 0,1 mm), silnie wapnistych (> 35% CaCO_3). Występują w osiach głębokich synklin (do 200 m miąższości). Łatwo ulegają rozpadowi i wietrzeniu chemicznemu (glina ilasto-piaszczysta).

2. Warstwy krośnieńskie środkowe, piaskowcowo-łupkowe:

a) Cała seria jest złożona zwykle z drobnoziarnistych piaskowców skorupowych, o spoiwie ilasto-wapnistym (często 50—60% — są to w zasadzie mułowce), z dużą ilością muskowitu i domieszką glaukonitu. Miąższość ławic przeważnie 5—50 cm. Zdarzają się wkładki gruboziarnistych piaskowców. Przewarstwiają je łupki podobnych miąższości zawierające 23—26% substancji ilastych i 14—25% CaCO_3 . Łupki łatwo wietrzeją i są podatne na spływanie grawitacyjne. Natomiast piaskowce, choć rozpadają się na ostrokrawędzisty płytkowy rumosz (wytrzymałość na zgniatanie 600—700 kg/cm^2), są jednak bardzo odporne na dezintegrację granularną i procesy chemiczne ([30], ryc. 2). Miąższość dochodzi niekiedy do 500 m.

b) W spągu warstw środkowokrośnieńskich ciągnie się ławica (często 2 lub 3 ławice) różnoziarnistego piaskowca gruboławicowego (zwanego glaukonitowym) o łącznej miąższości 10—40 m [124, 174, 32]. Ma on teksturę łupkową, masywną. Spoiwo wapnisto-ilaste (ok. 35%) z przekryształizowanym węglanem wapnia czyni zeń najodporniejszy kompleks wśród warstw krośnieńskich. Mała porowatość (1,2—1,6) i dość duża wytrzymałość na zgniatanie (800—1200 kg/cm^2) powodują, że rozpada się on tylko wzdłuż spękań na duże, ostrokrawędziste bloki [30].

3. Warstwy krośnieńskie dolne mają największą miąższość (ponad 2000 m) i są odsłonięte na największej przestrzeni. Mimo przewagi piaskowców nie jest to kompleks jednorodny [111]. Można wśród nich wyodrębnić 4 najczęstsze zespoły litologiczne:

a) Gruboławicowe piaskowce średnio- i gruboziarniste z podrzędnymi wkładkami łupków i piaskowców cienkopłytkowych. Tekstura piaskowców bezładna, bryłowa, ławice grubości kilku a nawet kilkunastu metrów. Przeważa spoiwo ilaste, w części wapniste, ale nieprzekryształizowane. Węglan wapnia jest łatwo wymywany, czemu sprzyja duża porowatość (6—8%). Wytrzymałość na zgniatanie 500—700 kg/cm^2 . Pia-

⁷ Cechy litologiczne zestawiono z wielu opracowań regionalnych lub monograficznych [101, 52, 78, 174, 99, 64, 152, 124, 111, 30, 32].

skowce ulegają szybkiemu wietrzeniu chemicznemu (pokrywy zwietrzelinowe do 5 m grubości) i wietrzeniu mechanicznemu — dezintegracji granularnej, na ścianach skalnych również silnej eksfoljacji i rozpadowi na bloki. Ulegają szybkiemu rozmywaniu [32].

b) Gruboławicowe piaskowce o spoiwie wapnistym, wykrystalizowanym, tworzące serie do kilkadziesiąt metrów grube wykazujące większą odporność w porównaniu z otaczającymi skałami [124, 152].

c) Piaskowce skorupowe (cienkoławicowe) zbliżone do środkowo-krośnieńskich, przeławiczone łupkami.

d) Łupki margliste, mikowe (w obniżeniu Polany [174, 124]).

W całości warstwy krośnieńskie dolne części północnej są bardziej piaszczyste i mniej odporne od środkowych.

4. Łupki menilitowe i łupki pstre o małej odporności — występujące na północ od Olszanicy.

W południowej części obszaru występują dwa zasadnicze kompleksy w obrębie warstw krośnieńskich dolnych:

5. Wyższy — łupki wapniste, często czarne, z cienkoławicowymi piaskowcami, niekiedy z wkładkami gruboławicowych [111, 101]. Wietrzeją na glinę piaszczystą z pojedynczym ostrokrawędzistym rumoszem. Budują obniżenia między grzbietami.

6. Piaskowce otrykie — gruboławicowe piaskowce mikowe, twarde, wapniste, miąższość rzędu 500 m (Otryt [111, 125]). Odporne na wietrzenie, rozpadają się na ostrokrawędzisty rumosz. Wśród piaskowców występują wkładki łupków (Otryt, Szczabe).

Tektonika. Centralna depresja karpacka składa się na omawianym odcinku z trzech wtórnie sfałdowanych elementów tektonicznych (J. Wdowiarz [165], S. Wdowiarz [111], ryc. 3). Wspólną cechą struktur w depresji jest równoległy przebieg ich osi (NW-SE), przeważnie strome ustawienie, a w związku z pchnięciem ku północy i niekiedy złuskowaceniem przeważające upady na południe. Osie wszystkich siodła i łąk zanurzają się⁸ ku południo-wschodowi — w związku z tym w kierunku północno-zachodnim wynurzają się starsze ogniwa fliszu, a wychodzą w powietrze warstwy górno- i środkowokrośnieńskie w synklinach. Bliżej czoła jednostki śląskiej rośnie wysokość fałdów. W części zachodniej nastąpiło silniejsze pchnięcie elementów tektonicznych na północ. Świadczy o tym gwałtowny skręt fałdów (Korbani i następnych ku południowi) na odcinku między Solinką a Hoczewką. Niemal wszystkie, leżące dalej na północ, siodła i łąki uległy potrząskaniu drobnymi uskokami poprzecznymi i z reguły w części zachodniej zostały wzdłuż nich podniesione. Fałdowanie rozpoczęło się już w czasie osadzania

⁸ Nie uwzględniając drobniejszych poprzecznych ewaluacji i depresji.

warstw krośnieńskich, na co wskazuje rozkład facji i brak wyższych ogniw w części południowej (Koszarski, Żytka [78]). Po wynurzeniu prawdopodobnie 2-krotnie następowało fałdowanie warstw krośnieńskich (Opolski [102], Świdorski [149]).

Od północy występują następujące formy tektoniczne (ryc. 3):

1. Łęk Działu, zbudowany z warstw środkowo- i górnokrośnieńskich, należy do jednostki skolskiej. Na południowym skrzydle występuje spłycający się ku zachodowi łęk Korolik—Małe [174].

2. Grupa fałdów północnego elementu tektonicznego centralnej depresji z warstwami środkowo- i górnokrośnieńskimi w łękach:

a) siodło Ustianowa — Rabe — Jaworniki; brzeżny fałd przechodzący w rejonie Stefkowej w nasunięcie ku północy;

b) łęk Żukowa (Holicy) zanurzający się ku południo-wschodowi;

c) wypiętrzenie Uherce — Teleśnica Oszarowa — Wola Sokołowa — Czarna, asymetryczne, z wtórnymi fałdami;

d) łęk Czulnia — Jawor — Stożek, wykazujący poprzeczną depresję osi łęku w rejonie Jawora; w części wschodniej wyraźnie dwu-, a nawet trójdzielny (ryc. 2, 3);

e) siodło Solina — Teleśnica Sanna oddzielające lokalnie łęk Jawora od łęku Moklika (na wschód łączy się z wypiętrzeniem Czarnej);

f) łęk Moklik — Ostre dobrze rozwinięty w części wschodniej, ku zachodowi zaburzony uskokami i spłycający się.

3. Wypiętrzenie Nowosiółki — Horodek — Polana, złożone ze stromo ustawionych sodeł i łęków warstw dolnokrośnieńskich.

4. Jednostka południowa, zbudowana wyłącznie z warstw dolnokrośnieńskich, z piaskowcami otryckimi w spągu:

a) siodło Zahoczewie — Czaków — Toiśta — Otryt. Fałd przechylony ku północy przechodzi ku wschodowi w płaskie nasunięcie Otrytu;

b) łęk Bukowca — Krywego wypełniają stromo ustawione łupki;

c) siodło Korbani — Połomy z wtórnie sfałdowanym skrzydłem południowym przechodzi ku zachodowi w nasunięcie Markowskiej — Kiczery;

d) synklina Baligrodu spłycająca się ku południo-wschodowi i przechodząca w dwudzielną synklinę przechyloną na południe (ryc. 3);

e) siodło Szczawne — Durna.

Odporność skał. Biorąc pod uwagę cechy litologiczne wyróżniłem 5 grup kompleksów skalnych:

1. Względnie najodporniejsze piaskowcowe (piaskowiec glaukonitowy i piaskowiec otrycki).

2. Odporne serie piaskowcowe (wśród warstw dolnokrośnieńskich) i piaskowcowo-łupkowe (warstwy środkowokrośnieńskie).

3. Średnio odporne serie piaskowcowe (część warstw dolnokrośnieńskich) i łupkowo-piaskowcowe (np. synkliny Baligrodu).

4. Mało odporne serie piaskowcowo-łupkowe (znaczna część warstw dolnokrośnieńskich) i łupkowo-piaskowcowe (łupki synkliny Krywego).

5. Najmniej odporne serie łupkowe (łupki pstre, łupki warstw krośnieńskich górnych, wyraźne smugi ilaste wśród warstw krośnieńskich dolnych).

Grupy te wyróżniłem w celu przedstawienia obrazu przestrzennego rozmieszczenia skał różnoodpornych. Na rycinach 2 i 3 widać, że na obszarze centralnej depresji występują na zmianę serie o różnej odporności⁹, co stwarza predyspozycję do tworzenia podłużnych wzniesień i obniżień. W tym przypadku nie jest istotna bezwzględna odporność serii skalnych, ale względna w stosunku do sąsiadujących serii. Serie 1 i 2 klasy odporności zajmują 10—20% powierzchni, dlatego strefy grzbietowe powinny być węższe od obniżień.

Dla poznania zależności rzeźby od tektoniki wyróżniłem na mapce roboczej osie antyklin i synklin oraz strefy o różnym kącie i kierunku upadu:

- 1) o upadzie warstw w kierunku SW
 - a) przeciętnym nachyleniu 0—25°
 - b) „ „ 25—60°
 - c) „ „ 60—90°

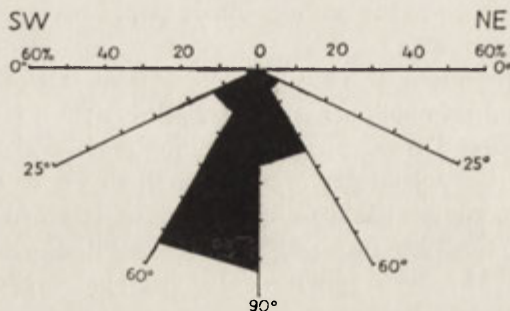
- 2) o upadzie warstw w kierunku NE
 - a) przeciętnym nachyleniu 0—25°
 - b) „ „ 25—60°
 - c) „ „ 60—90°

3) o upadzie warstw zmiennym; stromo ustawione przeważnie o upadzie 70—90°.

Na dwóch przekrojach geologicznych (ryc. 3 przekrój *D* i *H*) w poprzek centralnej depresji pomierzyłem procentowy udział wyróżnionych grup o różnym kierunku i kącie upadu (ryc. 4). Z obliczeń wynika, że około 0,8 obszaru wykazuje upady ponad 60°, natomiast jedynie 4% poniżej 25°. Upady na SW są 2-krotnie częstsze niż na NE. Wyraźne różnice zaznaczają się między częścią południowo-zachodnią, gdzie upady ponad 60° nie są tak powszechne (42,5—67,5%) jak w stromo ustawionych fałdach części północno-wschodniej (88—98%). Upady na SW,

⁹ Profil *D*: Baligród—Myczkowce—Serednica długości 25,5 km przecina 28 stref o różnej odporności (ryc. 3), a profil *H*: Łopienka—Terka—Sokole—Daszówka 25 takich pasów.

choć zazwyczaj nieznacznie przeważają (55—60%), to na przedpolu skre-
tu struktur koło Baligrodu przekraczają 90%. Na przekroju *D* (zachod-
nim) zarejestrowano co najmniej 20-krotną zmianę kierunku upadu (na
odcinku 25,5 km), a na przekroju *H* nawet 35-krotną (przy długości
odcinka 21,5 km).



Ryc. 4. Wykres kierunków i kątów upadu warstw

W klasach nachyleń: 0—25°, 25—60° i 60—90° podano procentowy udział nachyleń na SW i NE obliczony dla przekrojów geologicznych *D* i *H* (ryc. 3)

Strome ustawienie skał z jednej strony sprzyja infiltracji wody, głębokiemu wietrzeniu i wypreparowywaniu serii bardziej odpornych, z drugiej strony utrudnia jednak cofanie stoków (W. P e n c k [106]), hamuje procesy grawitacyjne typu osuwiskowego i uniemożliwia tworzenie większych zbiorników podziemnych, a zatem istnienie wypływów wody. Przy nachyleniach mniejszych możliwe jest tworzenie asymetrycznych monoklinalnych grzbietów i wreszcie progów denudacyjnych. Dla rozwoju stoków i form grzbietowych ważny jest również kierunek upadu skał w stosunku do układu sieci rzecznej — przewaga upadów na południe sprzyja stromości stoków północnych. Olbrzymia zmienność kierunków upadu w stromo ustawionych, różnoodpornych seriach skalnych stwarza warunki powstania różnych typów form denudacyjnych — zwanych „strukturalnymi”.

Na podłożu fliszowym leżą późnotrzeciorzędowe i czwartorzędowe pokrywy. Są to:

- 1) pokrywy zwietrzelinowe (gliny, piaski, pokrywy rumoszowe);
- 2) pokrywy grawitacyjne: soliflukcyjne, usypiskowe, osuwiskowe (o różnym składzie mechanicznym);
- 3) pokrywy proluwialne (piaszczyste i pylaste);
- 4) aluwia rzeczne leżące w dnie doliny i na cokołach erozyjnych o wysokości 10—15 m, 30—50 m, 70—80 m i 90—115 m (żwir, piaski, mułki, gliny).

Wszystkie te utwory, powstałe w młodszych okresach ewolucji rzeźby i pozwalające na bliższe poznanie określonego etapu tej ewolucji, zostaną omówione w dalszych rozdziałach.

STOSUNEK RZEŻBY DO BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Analiza przebiegu grzbietów, obniżeń i dolin przekonuje (ryc. 1), że przeważająca ich część nawiązuje do biegu elementów tektonicznych, zbudowanych z naprzemianległych kompleksów o różnej odporności [68, 78, 153] (por. badania Göttingera w Lesie Wiedeńskim [47]).

PRZEGLĄD RZEŻBY W OBRĘBIE ELEMENTÓW STRUKTURALNYCH
(ryc. 2, 3, 9)

1. Obniżenie Serebnicy na północ od Działu — na piaskowcach dolnokrośnieńskich i warstwach menilitowych skrzydła antykliny.

2. Grzbiet Działu, inwersyjny, na warstwach środkowokrośnieńskich wypełniających synklinę. Łupki górnokrośnieńskie ukazują się na południowym stoku grzbietu, sama kulminacja jest zbudowana z odpornych piaskowców środkowokrośnieńskich północnego skrzydła.

3. Obniżenie Olszanicy — Ustianowej — Rabego — Żołobka o rzeźbie pogórskiej na warstwach dolnokrośnieńskich brzeżnego wypiętrzenia jednostki śląskiej. Przeważa sieć subsekwentna; upady skał w kierunku przeciwnym do osi obniżenia umożliwiają tworzenie drobnych progów na stokach (Stefkowa — ryc. 3, lej źródłowy Żołobka [138]).

4. Pasma synklinalne Żukowa na warstwach środkowokrośnieńskich. W części wschodniej ma charakter grzbietu monoklinalnego na północnym skrzydle synkliny. W środkowej części rysują się dwa grzbiety monoklinalne (wyższy północny — Holica), oddzielone wąskim obniżeniem na łupkach. Ku zachodowi oś synkliny podnosi się i grzbiet kończy się nagle, wraz z wyjściem w powietrze piaskowca glaukonitowego spągu warstw środkowokrośnieńskich. Dalej ku północo-zachodowi rozciąga się obszar o rzeźbie pogórskiej.

5. W strefie wypiętrzenia Uherzec — Czarnej rozciąga się w części wschodniej obniżenie odwadniane przez dopływy Sanu. Deniwelacje maleją ku wschodowi, ku działowi wodnemu z Dniestrem. Na zachód od Bobrki łączy się z obniżeniem Olszanicy w jedną krainę pogórską, w obrębie której zaznaczają się drugorzędne obniżenia na kompleksach łupkowych o deniwelacjach 30—70 m z wypreparowanymi drobnymi ławicami piaskowca, np. w obniżeniu Jankowce — Orelec (fot. 4), zwarte pasy o rzeźbie pogórskiej ze spłaszczonymi garbami o wysokościach względnych 100—150 m i monoklinalne grzbieciki na wychodniach odporniejszych ławic (Kamień Leski).

6. Łęk Czulnia—Jawor ma urozmaiconą rzeźbę, związaną z dużymi poprzecznymi undulacjami osi podłużnej synkliny (500 m na długości 5—15 km, ryc. 5) i z wykorzystywaniem odcinków tej synkliny przez San [32]. Koło Sokola San zbliża się do synkliny, która gwałtownie po-



Ryc. 5. Przekrój geologiczno-morfologiczny na osi synkliny Czulin—Jawor

a — oś synkliny na poziomie piaskowca gruboławicowego spągu warstw krośnieńskich środkowych (widoczne poprzeczne uskoki); b — oś drugorzędnej synkliny w pasmie Stożka; B, C, D — linie przekrojów poprzecznych (ryc. 3)

głębia się ku zachodowi (nachylenie osi synkliny 4°). Wraz z pojawieniem się piaskowca gruboławicowego spągu warstw krośnieńskich środkowych w dwudzielnej na tym odcinku synklinie, nad wyrównanymi garbami wzrasta podwójny ciąg wzniesień Stożka (ryc. 3, fot. 2). Północny grzbiet w głębszej synklinie osiąga wysokość 688 m, południowy, bliżej Sanu, został pocięty dolinami na kilka odizolowanych kopek i grzbiecików. Za przełomem Daszówki synklina pogłębia się i rozszerza — tu ciągnie się szeroki, rozczłonkowany wał Jawora (742 m n. p. m.), ograniczony z obu stron stromymi prostoliniowymi stokami (progi na wychodniach piaskowców gruboławicowych). Pasma synklinalne urywa się w miejscu, gdzie do spływającej się synkliny wchodzi San. Wzdłuż niego ciągną się po Myczkowce dwa monoklinalne grzbieity (upady ławic $50\text{--}70^\circ$), z których południowy jest wyższy (Berdo 576 m, Grodzisko 560 m n. p. m.). Niżej San wychodzi z synkliny na północ i przecina ją raz jeszcze koło Zwierzynia. Dalej płynie po południowej stronie synklinalnego grzbieitu Czulni (575 m n. p. m.), który kończy się pod Leskiem wraz z podniesieniem osi synkliny i zupełnym ścięciem piaskowca glaukonitowego.

7. Obniżenie Soliny na piaskowcach dolnokrośnieńskich siodła Teleśnicy Sannej. Łączy się na wschodzie z obniżeniem Czarnej i ciągnie się ku zachodowi jako zwarty pas o rzeźbie pogórskiej, wykorzystywany na dużych odcinkach przez wciętą weń dolinę Sanu (Sokole — Solina, Zwierzyn — Lesko). Odgraniczają go od południo-zachodu wzniesienia Gruszki, Kamieńca, Kiczery i Moklika. W części zachodniej jest pocięty dolinami poprzecznymi.

8. Rzeźba w obrębie łęku Moklik — Ostre jest podobna do rzeźby łęku Czulin — Jawor. W całości jest to szerokie pasmo inwersyjne. Idąc od wschodu synklina pogłębia się i jest

wyraźnie dwudzielna. Na wychodniach ławic (ryc. 3, 12) ciągną się monoklinalne grzbiety i rzędy kopek (często 3 pasma), na które został rozbity przez erozję wał, szeroki odcinkami na 1—2 km. Po szczególne grzbieciki dzielą odcinki subsekwentnych dolinek, wykorzystujących mało odporne łupki i piaskowce. W przebiegu grzbietów zaznaczają się wyraźne załamania i przesunięcia związane z pocięciem licznymi poprzecznymi uskokami (przedpole nasunięcia Otrytu). Na zachód od wykorzystującego strefę uskokuwą przełomu Czarnego biegnie inwersyjny grzbiet Moklika (671 m). Dalej synklina spłyca się, piaskowiec glaukonitowy zachowany w wąskiej osi synkliny aż po dolinę Solinki znaczy swe występowanie grzędami i kopkami (inwersyjnymi), wznoszącymi się ponad wyrównanymi garbami. Na zachodzie grzbiet Kamieńca i wąskie pasmo Gruszki, aczkolwiek zbudowane z warstw krośnieńskich dolnych, można uważać za przedłużenie ciągu synklinalnego pasma.

9. Wypiętrzenie Horodka — Polany jest zbudowane wyłącznie z warstw krośnieńskich dolnych. W części wschodniej, wzdłuż subsekwentnych potoków Głuchego i Czarnego zostało wypreparowane rozległe obniżenie między pasmami Ostrego a Otrytu. W obrębie obniżenia o deniwelacjach 100—150 m zaznaczają się drugorzędne pasy obniżeń, związane z kompleksami łupkowymi, poprzeczne do dolin rozczłonkowujących stoki grzbietów.

W części zachodniej, odwadnianej przez rzeki płynące ku północy i zbudowanej ze stromo ustawionych serii nachylonych ku SW, rysuje się krajobraz wyrównanych schodów pooddzielanych progami o biegu NW—SE. Linie progów zaznaczają się bardzo wyraźnie — nie są to typowe progi denudacyjne, ponieważ upady sięgają tu 60—80° na SW. Czoła twardych ławic, wolniej niszczone, zostały wypreparowane — progi takie nazywam progami twardzielcowymi. Sieć subsekwentnych dolin jest wykształcona słabiej. Jedynie na zachód od Hoczewki zamiast stopni występują szerokie garby o wyraźnej asymetrii (stok północny stromy), pooddzielane obniżeniami (ryc. 3, 12).

10. Nasunięcie Otrytu w części wschodniej rysuje się w morfologii wyraźnie dzięki miększej serii płasko ułożonych (10—25°) piaskowców otryckich. Pasma Otrytu o wysokości 800—900 m n. p. m., uważane za pasmo brzeżne właściwych Bieszczadów [70, 78], ma kształt szerokiego wału opadającego ku południowi zgodnie z upadem warstw ku dolinie Sanu, a od północy ograniczonego wysokim na 200—300 m progiem denudacyjnym. W związku z występowaniem wkładek łupków dzielących stropowe piaskowce szeroki grzbiet jest niekiedy podwójny, a oś grzbietu wskutek cofnięcia progów przesuwa się z niższych ławic na wyższe (ryc. 3, przekrój I, K). Za przełomem Sanu koło Rajskiego, wraz z przeje-

ściem nasunięcia w stromo pochyłony fałd, pasma Tolstiej, Kiczery i Czarkowa mają charakter grzbietów monoklinalnych, często podwójnych. Dalej ku zachodowi wysokości maleją, strefa ta staje się niewidoczna w obrębie szerokich garbów — prawdopodobnie w związku z cieniem i ze zmianą odporności piaskowca ku północy.

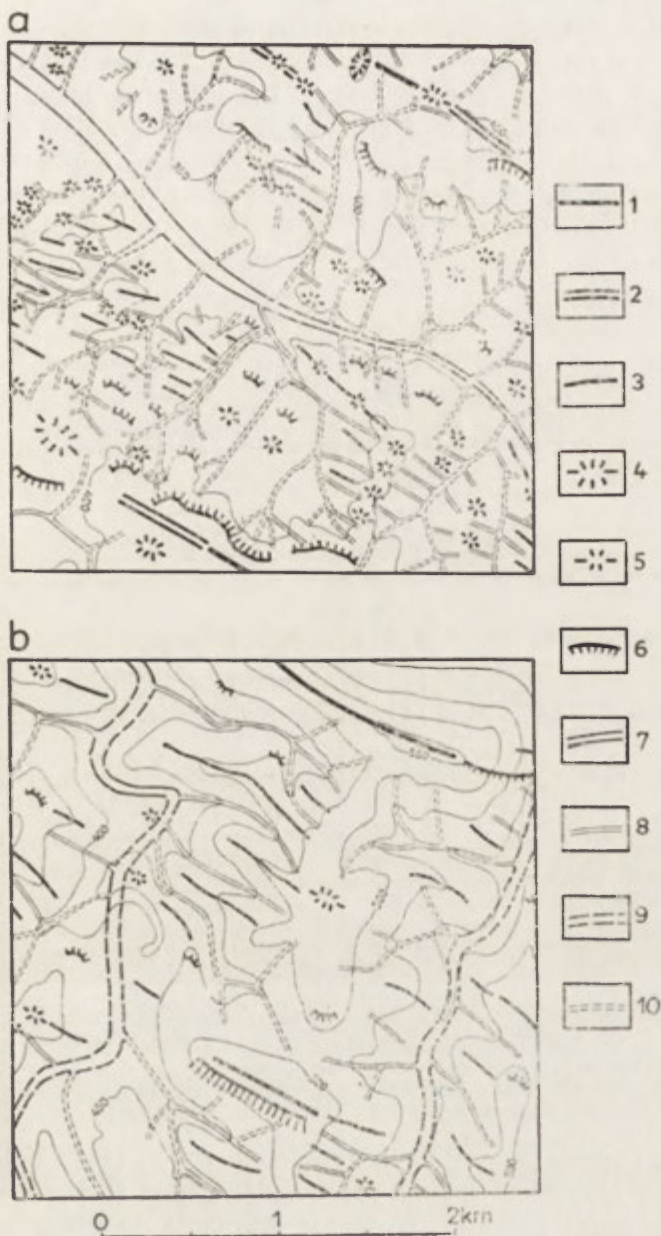
11. Mało odporne warstwy łęku Bukowiec — Krywe warunkują następną strefę obniżień, która szczególnie wyraźnie zaznacza się na południe od Otrytu jako subsekwentny odcinek doliny Sanu. W dorzeczu Solinki, choć sieć rzeczna w zasadzie jest poprzeczna, zaznacza się między grzbietami obniżenie o rzeźbie pogórskiej. Na zachód obniżenie stapia się z przedpołem. Zgodność form z mało odporną strefą rysuje się dopiero w obniżeniu Żernicy, dopływu Hoczewki.

12. Piaskowce otryckie, z których jest zbudowany następny fałd, wyznaczają przebieg pasma Korbani — Połomy, które ma w całości charakter wypreparowanego wału antyklinalnego. Zredukowane skrzydło północne zaznacza się jako rząd niewyrównanych wzniesień na przedpołu pasma szerokiego do 2 km. Sam grzbiet główny jest zbudowany z łagodnie ułożonych, wtórnie sfałdowanych piaskowców południowego skrzydła fałdu. Północny stok to próg na czole piaskowców podścielonych łupkami jądra antykliny; od południa szczytowa partia Korbani o charakterze monokliny wznosi się stopniem nad następnym obniżeniem (ryc. 3).

W kierunku zachodnim fałd jest obalony i przechodzi w płaskie nasunięcie (upady 5—25°). Dlatego w rejonie Markowskiej (747 m n. p. m.) piaskowce otryckie tworzą wysoki na 100—150 m próg denudacyjny, na którego powierzchni uchował się jeszcze nadkład mało odpornych łupków (ryc. 3, przekrój *E*). W pobliżu doliny Hoczewki (Kiczera) czoło nasunięcia staje się bardziej strome, nad twardzielcowym progiem wznosi się kulminacja monoklinalnego garbu.

13. Synklina Baligrodu wyścielona cienkoławicowymi łupkami z wkładkami piaskowców tworzy depresję wysoko położoną nad dna dolin (Hoczewki, Solinki) i dlatego głęboko rozczłonkowaną (około 200 m). Wypreparowaniu nie sprzyja przeważający poprzeczny układ dolin i spłykanie rozdławiającej się synkliny ku wschodowi. Jeszcze na południe od Korbani występuje szeroka strefa łupków, spod których ukazują się piaskowce otryckie. Dlatego rosną tu wysokości, zanika charakter obniżenia, a Solinka i jej dopływ Wetlina przełamują się przez tę strefę w głębokich wąskich dolinach (ryc. 2).

14. Pasma Szczabe — Durna — Łopiennik jest ostatnim pasmem z centralnej depresji, zgodnym z przebiegiem antyklinalnej strefy pia-

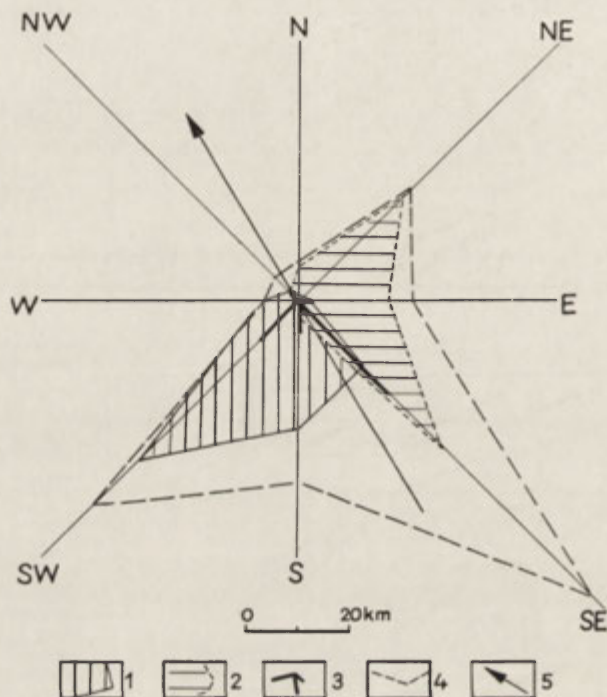


Ryc. 6. Przykłady związku ze strukturą form różnej wielkości;

a — fragment subsekwentnego obniżenia Jankowiec (na NE od Leska); b — część dorzecza poprzecznych dolin Bereźnicy i potoku Wołczego; 1 — grzbiety wąskie o biegu NW—SE; 2 — szerokie garby biegu NW—SE; 3 — wąskie grzbieciki i grzędy twarżcielcowe; 4 — duże kopulaste nabrzmienia typu twarżcielcowego; 5 — mniejsze kopki typu twarżcielcowego; 6 — progi i załomy strukturalne; 7 — duże doliny subsekwentne; 8 — małe dolinki subsekwentne (podłużne); 9 — duże doliny poprzeczne konsekwentne; 10 — małe dolinki poprzeczne do biegu struktur

skowcowej (na jego przedłużeniu leży Połonina Wetlińska). W rejonie Baligrodu — twarzielcowy grzbiet ma charakter izoklinalny.

Przebieg dolin dużych nie wykazuje tak silnego związku ze strukturą jak duże formy denudacyjne: grzbiety i obniżenia. San oddziela dwa wyraźnie różne obszary. Obszar północno-wschodni ma sieć dolin równoległą do struktur, rzeki płyną obniżeniami między grzbietami rusztowymi (41% dolin dłuższych od 5 km). Długie odcinki podłużne łączą krótkie odcinki poprzeczne (ryc. 6, 7). Obszar południowo-zachodni ma



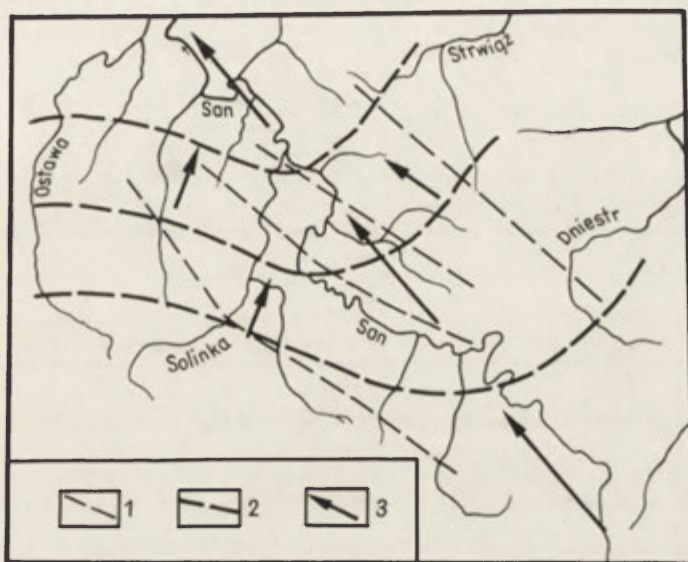
Ryc. 7. Diagram kierunków doliny Sanu i jego dopływów (na badanym obszarze).

Uwzględniono doliny ponad 5 km długości oraz 8 podstawowych kierunków
 1 — doliny lewobrzeżnych dopływów Sanu; 2 — doliny prawobrzeżnych dopływów; 3 — dolina Sanu; 4 — suma długości Sanu i wszystkich dopływów; 5 — wypadkowy kierunek płynięcia Sanu i zarazem kierunek nachylenia całego obszaru

sieć rzeczną poprzeczną do struktur geologicznych (45% dolin długości ponad 5 km). Natomiast doliny boczne, dopływów II rzędu (często doliny długości poniżej 5 km) nawiązują wyraźnie do biegu warstw, zupełnie przeciwnie niż doliny tego rzędu na obszarze północno-wschodnim, rozcinające stoki pasm rusztowych jako doliny poprzeczne. W miejscach zbudowanych z mało odpornych serii łupkowo-piaskowcowych w obszarze wschodnim obserwujemy sieć małych dolinek (nieckowatych), rozczłonkowujących stoki dolinek bocznych II rzędu (ryc. 6) i wypreparowanych w ławicach mało odpornych.

Rola odporności zaznacza się w dolinach również w inny sposób:

a) w różnych nachyleniach zboczy, co szczególnie wyraźnie zaznacza się w przełomowych zwężeniach strukturalnych, oddzielających w dolinkach poprzecznych odcinki rozszerzeń;



Ryc. 8. Stosunek doliny Sanu do tektoniki

1 -- osie głównych elementów tektonicznych; 2 — izolinie równego podnoszenia obszaru w młodszym neogenie (wzrost amplitudy ruchu na S i E); 3 — główne kierunki spływu wód na obszarze nierównomiernie podnoszonym

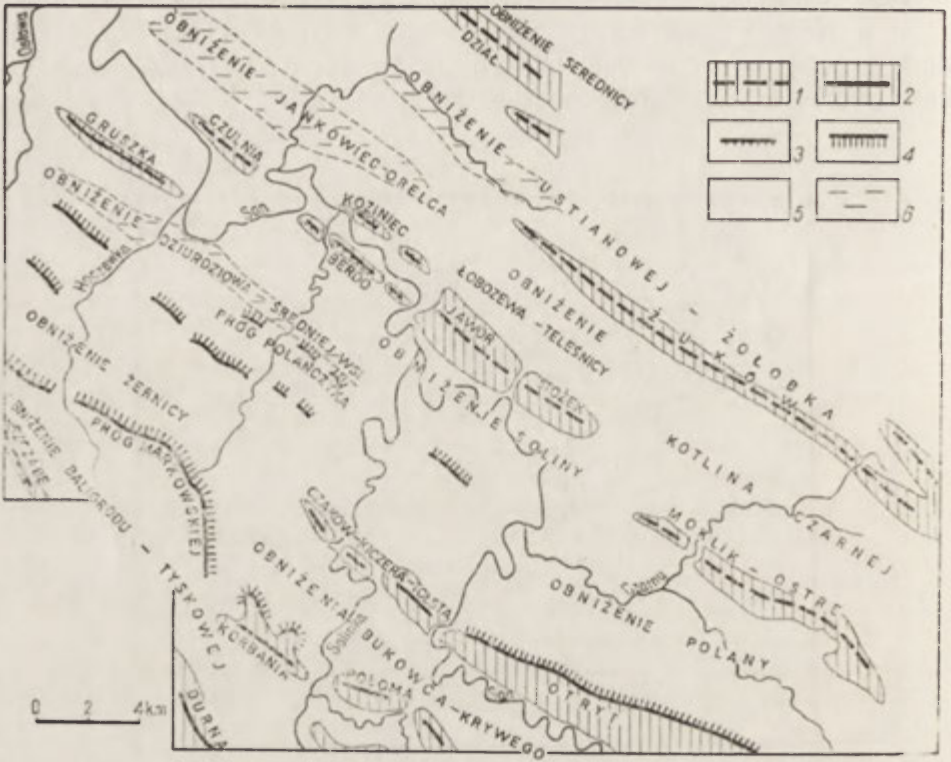
b) w odcinkach przełomowych przez grzbiety górskie uwarunkowanych przebiegiem uskoków (odcinki doliny Czarnego, Daszówki, Sanu);

c) w spadkach koryt, przekraczających na warstwach odpornych kilkakrotnie przeciętny spadek rzek (np. strefy progów na Hoczewce, Solince — oddzielone odcinkami słabej erozji, a nawet akumulacji);

d) w skłonności do meandrowania związanej z lokalnymi bazami. Największe i najlepiej rozwinięte zakola Sanu, Solinki, Bereźnicy i innych rzek istnieją powyżej odcinków przełomowych (ryc. 2).

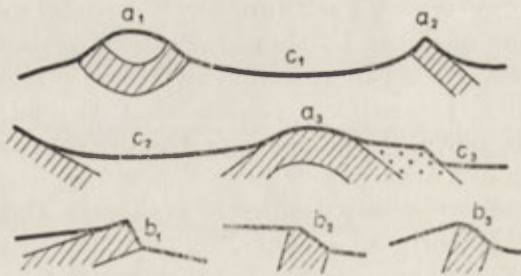
San ma u wylotu z właściwych Bieszczadów bieg łamany (ryc. 7 i 8). Składa się z odcinków subsekwentnych, wykorzystując w obrębie starych synklin mało odporne kompleksy, i z odcinków poprzecznych, przełomowych [32]. Wypadkowy kierunek jego płynięcia ku NNW tnie pod ostrym kątem elementy tektoniczne (ryc. 8) i jest od nich niezależny.

W dorzeczu górnego Sanu wydzielam następujące rzędy i typy form destrukcyjnych, nawiązujących do struktury (ryc. 9, 10):



Ryc. 9. Związek głównych elementów rzeźby ze strukturą

1 — grzbiety synkinalne; 2 — grzbiety antyklinalne; 3 — grzbiety monoklinalne; 4 — progi i załomy strukturalne; 5 — obniżenia — rzeźba typu pogórza; 6 — drugorzędne obniżenia denudacyjne (w obrębie pogórzy)



Ryc. 10. Typy form strukturalnych

1 — skały o większej odporności. Objasnienia literowych oznaczeń na stronie 33

I. Formy duże (wyznaczające opisane strefy morfostrukturalne), uwarunkowane grubszymi kompleksami skał o dużej lub małej odporności:

pasma twardzielcowe

- a₁) inwersyjne — synklinalne (Czulnia, Jawor, Ostre);
- a₂) monoklinalne — na skrzydłach synklin, antyklin lub u czoł nansunięć (Berdo, Tołsta, Kiczera koło Mchawy);
- a₃) antyklinalne — konsekwentne (Szczabe, częściowo Korbania);

schody i progi twardzielcowe

- b₁) typowe progi denudacyjne — kuesty o niewielkim upadzie skał, z mało odpornymi osadami podścielającymi odporne piaskowce (próg części Otrytu, próg Markowskiej);
- b₂) progi — schody twardzielcowe — zbudowane ze stromo ustawionych skał, chroniących wyżej leżącą płaską powierzchnię przed degradacją (progi okolic Bereski, Polańczyka),
- b₃) asymetryczne szerokie garby z progami twardzielcowymi na czołach odpornych warstw (na zachód od doliny Hoczewki);

obniżenia denudacyjne o rzeźbie pogórskiej na warstwach mniej odpornych

- c₁) w obrębie wypiętrzeń tektonicznych — inwersyjne (np. obniżenia Ustianowej, Czarnej);
- c₂) w obrębie łąków — zgodnie z tektoniką (np. obniżenie Bukowiec — Krywe);
- c₃) drugorzędne obniżenia denudacyjne, niższe, powstałe przez wypreparowanie serii o najmniejszej odporności (obniżenie Jankowce — Orelec).

II. Formy mniejsze, występujące w obrębie większych (ryc. 6):

formy grzbietowe

- a₁) grzędy piaskowcowe o osiach grzbietów twardzielcowych (często monoklinalne);
- a₂) grzbieciki i garby wyraźnie ukierunkowane — w obrębie obniżeń o rzeźbie pogórskiej;
- a₃) rzędy kopek, grzęd i żeber twardzielcowych na garbach międzydolinnych poprzecznych do struktur geologicznych;

formy na stokach

- b₁) wypreparowane żebra i grzędy zgodne z nachyleniem stoku lub poprzeczne (np. w rejonie Myczkowiec i na zachodnim stoku pasma Szczabe);

b₂) drugorzędne progi twardzielcowe, załomy i strefy większych spadków na stokach;

formy dolinne

c₁) doliny większe, założone w strefach zbudowanych ze skał o małej odporności (dolina Orelca, Żernicy);

c₂) doliny boczne założone na wychodniach skał mało odpornych, prowadzące do powstania obniżzeń denudacyjnych np. w obrębie szerokich pasm (Ostre) lub pogórzy (rejon Bóbrki);

c₃) małe dolinki nieckowate (często denudacyjne), rozczłonkujące stoki, założone na wychodniach o małej odporności;

c₄) doliny poprzeczne wykorzystujące poprzeczne linie tektoniczne (np. w obrębie pasma Ostrego, Stożka, Żukowa).

Na badanym terenie zarysowują się dwa regiony o różnym stosunku rzeźby do odporności i tektoniki podłoża:

region południowy — o zgodności przebiegu szerokich grzbietów z antyklinalami, a obniżzeń z synklinami;

region północny — o wyraźnej inwersyjnej rzeźbie, wąskich grzbietach i szerokich obniżeniach.

Skały odporne budują wszędzie wzniesienia; jednak powodem tego zróżnicowania są różnice w historii basenu sedymentacyjnego warstw krośnieńskich [78] i układ sieci dolin. Różny układ sieci rzecznej powoduje, że na północo-wschód od doliny Sanu przeważa rusztowy układ grzbietów, następowanie po sobie kolejnych pasm i szerokich obniżzeń; natomiast na zachód, w strefie łusek i fałdów nachylonych na południo-zachód o większej częstotliwości zmian w odporności skał, częstszy jest układ stopni twardzielcowych, związany z poprzecznymi dopływami Sanu.

Stopień i typ dopasowania rzeźby do struktur wiąże się również z wielkością obniżenia elementów tektonicznych. Na przykładzie synkliny Czulnia — Jawor — Stożek (ryc. 5) można zauważyć przekształcenie form określonych jako strukturalne i ich tendencje rozwojowe do likwidacji grzbietów inwersyjnych. Ku zachodowi w podniesionej części centralnej depresji karpackiej wskutek większego ścięcia struktur obserwujemy resekwentne garby na piaskowcach odsłoniętych w jądrach antyklinali (Doły Jasielsko-Sanockie).

Rzeźba dorzecza górnego Sanu wyraźnie nawiązuje do struktury. Każda szersza strefa odpornościowa, każdy łąk czy siodło, nawet często pojedyncze ławice zaznaczają się w określony sposób w rzeźbie. Partie najwyższe są zbudowane ze skał najbardziej odpornych, najniższe z najmniej odpornych. Można by przypuszczać, że właściwie cała rzeźba jest strukturalna i że jest dziełem jednolitego cyklu rozwojowego. Są jednak

formy, których nie można objaśnić strukturą, gdyż są od niej często niezależne. Istniejące formy uwarunkowane strukturalnie mogły powstać w różnych cyklach morfogenetycznych. Oddzielenie form różnowiekowych, poznanie procesów modelujących i genetyczne wyjaśnienie wpływu następujących po sobie morfogenez na dopasowanie się rzeźby do struktury będzie rozpatrywane w następnych rozdziałach.

EWOLUCJA RZEŻBY W NEOGENIE

ZASADY REKONSTRUKCJI RZEŻBY NEOGEŃSKIEJ

Aby właściwie rozpoznać rzeźbę trzeciorzędową Karpat i etapy jej rozwoju, należy przede wszystkim określić zasady i możliwości badania i rekonstrukcji tej rzeźby. Jak rozpoznać formy należące do różnych cykli denudacji, jakie formy można uważać za starsze od czwartorzędu, w jakim stopniu musimy się liczyć z przekształceniem starszych form w okresach późniejszych, jak powiązać formy destrukcyjne poszczególnych faz rozwojowych z tzw. formami strukturalnymi, jak rozpoznać stopień dojrzałości rzeźby w czasie trzeciorzędowych okresów zrównywania — oto kilka podstawowych pytań.

1. W Karpatach fliszowych stwierdzono istnienie zrównań destrukcyjnych i etapowe pogłębienie dolin na podstawie oddzielonych załomami spłaszczeń, leżących na różnej wysokości. W dorzeczu górnego Sanu rola struktury jest oczywista. Przeważnie załomy oddzielające spłaszczenia odpowiadają wychodniom odporniejszych ławic. Spłaszczenia takie można by uważać za altyplanacyjne [7]. Dla udowodnienia różnego wieku spłaszczeń niezbędne jest stwierdzenie spłaszczeń i załomów w obrębie jednego kompleksu skalnego. Możliwości takie istnieją w dolinach poprzecznych regionu południowo-zachodniego.

2. Pogłębianie dolin, będące rezultatem ruchów podnoszących, odbywało się w dorzeczu górnego Sanu jeszcze w czwartorzędzie [71, 32]. Na podstawie stosunku do niższych teras, zazębienia się osadów rzecznych i stokowych oraz przykrycia żwirów osadami pochodzenia glacialnego i pokrywami soliflukcyjnymi z dwóch młodszych glacialów — powiązано terasą wysoką Sanu (35—55 m wysokości względnej) z glaciałem krakowskim (Klimaszewski [71], Dziewański, Starkel [31]). Cokół erozyjny w spągu żwirów na wysokości 30—35 m nad poziomem koryta wskazuje, że w tym poziomie leżały przed glaciałem krakowskim dna dolin. Między wyraźnymi spłaszczeniami w poziomie 100—110 m a tą terasą spotyka się fragmenty teras erozyjnych na wysokości 70—80 m (niekiedy ze żwirami). Jeśli przyjmiemy coraz niższe cokoły jako dowód cyklicznego pogłębiania

w czwartorzędzie [71, 46, 167], to można przypuszczać, że terasa 70—80 m pochodzi z początku czwartorzędu (Günz?), a dopiero poziom 100 m jest niewątpliwie plioceński. Z tego wynika, że formy plioceńskie, które rekonstruuje, mogą występować w poziomie spłaszczeń 100 m i powyżej nich, a formy dolinne i międzydolinne leżące w poziomie nie tylko terasy wysokiej (glacjał krakowski), ale i fragmentów 70—80 m są wyłącznie czwartorzędowe¹⁰. W dolinach bocznych, należy zachować dużą ostrożność przy posługiwaniu się kryterium wysokościowym. Brak wyższych teras i niewyrównane spadki rzek przemawiają za płytszym rozcięciem rzeźby przedczwartorzędowej.

3. Formy starszych cykli degradacyjnych, rozcięte dolinami, ulegały w okresach późniejszych niszczeniu przez procesy denudacyjne i erozyjne. Okresem intensywnej denudacji w Karpatach fliszowych był czwartorzęd. Występowanie pokryw soliflukcyjnych i proluwialnych o miąższości do 20 m na datowanych terasach wskazują na obniżenie zboczy doliny Sanu koło Soliny i Myczkowiec o około 10 m w jednym glacjale [32]. Dla zboczy tych wartość 30 m w skali całego czwartorzędu (3 główne glacjały) wydaje się na pewno nie za wysoka. Zbocza te są jednocześnie stokami pasm rusztowych. Obecność w pokrywach soliflukcyjnych odpornych piaskowców, budujących oś grzbietu, oraz wypreparowanie skalistych grani (np. Berda koło Myczkowiec) świadczy, że również kulminacja grzbietu została obniżona, być może, o niewiele mniejszą wartość. Na czwartorzędowe obniżenie grzbietów wskazują również wypreparowane formy skalne, badane przez Klimaszewskiego [71] i Świdzińskiego [152] w wielu rejonach Karpat fliszowych. Podobne wypreparowanie form skalnych w plejstocenie przyjmuje dla obszaru Karkonoszy Jahn [56], a Klatka dla Gór Świętokrzyskich [66]. Ale czy przekształceniu uległy również spłaszczenia? Cienkie (0,5—1,5 m miąższości) pokrywy zwietrzelinowe na spłaszczonych, szerokich, ale dziś zazwyczaj lekko zaokrąglonych garbach pogórskich (niewspółmierne do stwierdzonych około 4-metrowych interglacjalnych pokryw zwietrzelinowych [32]) oraz obecność form skalnych, wieńczących te wyrównane wierzchowiny (np. Kamień Leski) wskazują, że i tu również zachodziła denudacja. Jeśli uwzględnimy łączną kilkunastometrową „wydajność” wietrzenia okresów interglacjalnych (przegradzanego fazami denudacji), a śladów tych pokryw na spłaszczeniach dziś prawie nie znajdujemy, to można przypuszczać, że o tę wartość zostały obniżone spłaszczone garby, a jed-

¹⁰ Na mapie geomorfologicznej Lesko [89] (załączone barwne wycinki), przyjmując akumulację z glacjału krakowskiego za najstarszą czwartorzędową, zaznaczyłem barwą pliocenu nie tylko zbocza powyżej terasy 35—55 m, ale i cokolwiek erozyjny tej terasy oraz odpowiadające mu zrównania denudacyjne. Obecnie uważam je jednak za formy staroczwartorzędowe.

nocześnie uległy one zwężeniu. Jeśli uwzględnimy, że czas przekształcania form pierwotnych był w przypadku wyższych zrównań i grzbietów znacznie dłuższy, możemy się spodziewać, że im wyżej nad korytem rzeki leżą dawne formy, tym silniej mogą być przekształcone. Nasuwa się przypuszczenie, że obecnie nie mamy konkretnych form rzeźby plioceńskiej, ale co najwyżej rzeźbę powtarzającą relief dawnego poziomu.

4. Ze stwierdzeniem takim sprzeczne są fakty występowania na spłaszczeniach nie tylko w dolinie Dunajca [128, 69], ale również w dolinie górnego Sanu (poziom 100 m), starych żwirów rzecznych. Żwiry te leżą jednak na cokołach zbudowanych z warstw bardziej odpornych. Denudacja czwartorzędowa była więc wyraźnie selektywna, rozmiary przekształcenia zależały od odporności podłoża.

Rolę odporności podłoża w zachowaniu form starych podkreślano od dawna [116, 38, 133]. Na przykładzie poziomu 100 m widzimy, że stopień zachowania podłoża jest w obrębie różnych skał różny¹¹. W obrębie średnio odpornych piaskowców poziom 100 m zachował się jeszcze jako fragmenty płaskich garbów słabo obniżonych, w obrębie zaś serii łupkowo-piaskowcowej obserwujemy szeregi kopulastych lub grzędowych wzniesień, poddzielanych nieckowatymi depresjami na wychodniach łupków (obniżenie o 10—50 m). Również załomy między poziomami o różnej wysokości najwyraźniej rysują się w miejscach występowania odpornych ławic. Można więc przyjąć, że wysokość wzniesień zależy nie tylko od odporności, ale im wyższe spłaszczenia, tym na odporniejszych skałach powinny być zachowane.

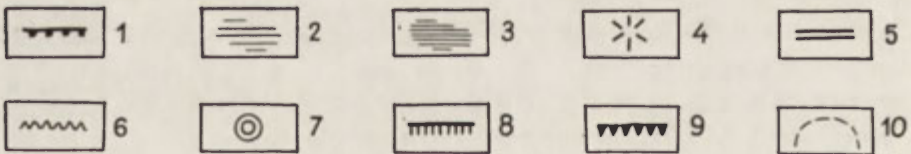
5. Przy rekonstrukcji zrównań zwrócono też uwagę na odległość od bazy erozyjnej, jaką stanowią dna głównych dolin. Bliżej doliny głównej wyższe poziomy są z reguły silniej przeobrażone niż w obrębie słabo rozciętych obszarów wododzielnych w strefach podłużnych obniżen denudacyjnych. Z analizy samych wysokości wynika, że blisko działu wodnego (np. obniżenie Czarnej) resztki wyższych poziomów destrukcyjnych miały większą szansę zachowania się. Z drugiej strony należy pamiętać, że na podstawie fragmentów rzeźby w strefie wododzielnej nie można rekonstruować dawnego reliefu na całym obszarze. W obrębie jednego poziomu destrukcyjnego stwierdza się w strefach wododzielnych znacznie wyższe wysokości (n. p. m.) i większe deniwelacje niż w pobliżu dolin.

6. Rekonstrukcja określonego poziomu destrukcyjnego na mało odpornym fliszu natrafia na duże trudności. O tym, czy istnieje lub istniał generalny poziom destrukcyjny, można wnioskować na podstawie: a) rozprzestrzenienia spłaszczeń na dużym obszarze o podobnej wysokości lub

¹¹ Mician [94] w dolinie Hornadu na zlepieńcach i piaskowcach stwierdził występowanie zrównania, które w obrębie mało odpornych łupków i piaskowców jest około 20—30 m niższe. Obniżenie to przypisuje plejstocenijskiej soliflukcji.

o jednostajnym kierunku nachylenia (np. z biegiem rzeki), b) ścinania przez spłaszczenie różnych serii skalnych, c) występowania osadów rzecznych w strefach spłaszczeń przydolinnych, d) występowania gór o charakterze twardzielcowym (w przypadku wyraźnych różnic odporności). Gdy zrównanie jest źle zachowane, góry twardzielcowe powinny wyrastać jakby z jednego poziomu.

Najlepszą granicę oddzielającą obniżoną, ale wyraźnie spłaszczoną



Ryc. 11. Elementy rzeźby poziomu 100 m między doliną Sanu a Starego Potoku (fragment analitycznej mapy rzeźby neogeńskiej)

1 — grzbiety monoklinalne; 2 — spłaszczenia na garbach ostańcowych powyżej spłaszczeń na wysokości 100 m; 3 — spłaszczenia w poziomie 100 m; 4 — pagórki ostańcowe w obrębie poziomu 100 m; 5 — szerokie garby w poziomie 100 m; 6 — garby szerokie nieco obniżone; 7 — kopulaste wzgórza sięgające poziomu 100 m (obniżony poziom); 8 — załomy dzielące rzeźbę poziomu 100 m od zboczy rozcinających go dolin; 9 — załomy — progi związane ze strukturą; 10 — obecny zasięg rzeźby poziomu 100 m

rzeźbę wierzchowin od niższych zrównań czy od zboczy doliny, stanowią załomy erozyjne najwyraźniej zachowane na skałach bardziej odpornych. Gdy brak wyraźnych załomów, granicą oddzielającą są wypukłe odcinki stoków powstałe z przeobrażenia pierwotnych załomów.

7. Z badań w różnych regionach Karpat [73, 46, 136] wynika, że nie można sobie wyobrazić zrównań karpackich jako idealnie płaskich powierzchni, tym bardziej w dorzeczu górnego Sanu, w głębi gór. Wykazanie istnienia pierwotnych deniwelacji poziomu destrukcyjnego (poza ostro oddzielonymi twarżielcowymi grzbietami) w świetle faktów, które mówią o przeobrażeniach, jest bardzo utrudnione. Spotykamy jednak nad załomami, oddzielającymi relief starszy od zboczy, płyty płaskich powierzchni, poddzielanych dziś dolinkami (ryc. 11). Otaczają one wokół kopulaste nabrzmienia niezależnie od przebiegu skał różnej odporności (np. w rejonie Bóbrki i Stefkowej; fot. 5). Sądzę, że nabrzmienie takie, choć może nieco obniżone, jest pierwotnym wzniesieniem w obrębie dawnej zrównanej rzeźby. Gdy stwierdza się szereg takich pagórów ostańcowych na garbach międziodolinnnych, można mówić o deniwelacjach poziomu, o dojrzałości dawnego reliefu.

8. Silne przekształcenie form przez denudację czwartorzędową nasuwa możliwość interpretowania spłaszczeń na garbach w podobnej wysokości jako czwartorzędowych zrównań altyplanacyjnych (Blenk [7]). Nad Sanem powinny zaznaczyć się przede wszystkim na skałach mało odpornych. Tymczasem spłaszczenia badane w dorzeczu górnego Sanu zachowały się najlepiej w obrębie skał o odporności większej. Można się więc najwyżej spodziewać altyplanacyjnego typu obniżenia starych powierzchni destrukcyjnych.

Na podstawie omówionych uwag, dotyczących rekonstrukcji starych etapów rozwoju rzeźby, wyodrębniono z pełnej mapy geomorfologicznej elementy rzeźby trzeciorzędowej i poddano je szczegółowej analizie. Stwierdzono występowanie wyraźnych ułożonych pięter powierzchni destrukcyjnych i wydzielono w ich obrębie: fragmenty spłaszczeń, garby i kopki powstałe przez denudacyjne przekształcenie i obniżenie fragmentów spłaszczeń oraz formy ostańcowe i twarżielcowe wznoszące się nad tymi spłaszczeniami (ryc. 11, 12).

EWOLUCJA RZEŻBY PRZED POWSTANIEM POZIOMU 200-METROWEGO

Na podstawie zdjęcia geomorfologicznego wyróżniono dwa wyraźne poziomy przedczwartorzędowe, leżące na wysokościach 100 i 200 m nad korytem Sanu i jego dopływów. Jedyne formy, które mogą mieć elementy należące do cyklów erozyjno-denudacyjnych, starszych od poziomu 200 m, są sterzące ponad nim pasma twarżielcowe.

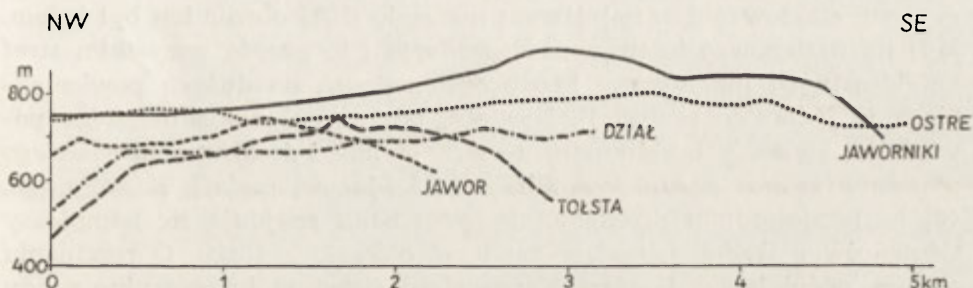
Grzbiety te osiągnęły na badanym obszarze wysokość 680—900 m, przy czym niekiedy rysują się w ich obrębie spłaszczenia (szerokość 50—100 m), a często linie grzbietowe są wyrównane (fot. 1, 2; ryc. 13). Drobne spłaszczenia lub wyrównane linie grzbietowe występują w pasmie Działu na wysokości (680—725 m), Żukowa (720—770 m), Jaworników (do 800 m), Jawora (680—720 m), Ostrego (720—800 m), Otrytu (740—830 m), Korbani (760—810 m) i Durnej (850—900 m). W zbliżonej wysokości leżą kulminacje Markowskiej (747 m), Tołstiej (748 m) i Połomy (775 m). Nad wyrównanymi grzbietami sterczą wyraźnie odcinające się wyższe kulminacje np. Jaworników (910 m) i Korbani (894 m). Wspólną dla tych spłaszczonych powierzchni jest zbliżona wysokość względna (300—400 m) i wzrost wysokości bezwzględnej ku południowi. W strefie połonin (na południe od obszaru badań — ryc. 1), których szczyty leżą na wysokości 1250—1350 m, spotyka się również boczne ramiona grzbietów o wyrównanej linii wierzchowinowej na wysokości około 1000 m n. p. m. (około 400 m wysokości względnej). Być może, że są to odpowiedniki opisanego poziomu 700—800 m na północnym obrzeżeniu Bieszczadów. Czy mogą to być resztki jednej powierzchni destrukcyjnej?

Brak jest możliwości dokładniejszego prześledzenia tej powierzchni. Zarówno pierwotne spłaszczenia, jak i załomy oddzielające elementy tej na razie nieokreślonej powierzchni od niższych powierzchni — zostały zniszczone. Jedyne opisane wyżej wyrównane linie grzbietów twardzielcowych mogą wskazywać na istnienie powierzchni, która pierwotnie musiała być prawdopodobnie o kilkadziesiąt metrów wyższa.

Wyrównane grzbiety ścinają różne elementy tektoniczne, zarówno wąskie synkliny (grzbiety inwersyjne regionu północno-wschodniego), jak osie i skrzydła antyklin (część południowa). Niektóre z tych spłaszczeń (Otryt, Markowska) mają charakter strukturalny (ryc. 3). Opadają łagodnie na południo-zachód jako powierzchnie progów denudacyjnych, ale i wówczas ścinają różne warstwy. Ścinanie przez pasma twardzielcowe warstw dolno- i środkowokrośnieńskich, jak również stromo, często pionowo ustawionych struktur (ryc. 3) wskazuje, że degradacja fliszu po jego sfałdowaniu musiała być już daleko posunięta. Z rekonstrukcji form tektonicznych [101, 111, 165] wynika, że zanim erozja doszła do poziomu grzbietów, została zdarta gruba seria nadkładu, często grubości 1000 m. To znaczne ścięcie struktur również implikuje istnienie dojrzałej powierzchni destrukcyjnej.

O rzeźbie tej wiemy niewiele. Ze wznoszenia się ostańcowych kulminacji Korbani, Otrytu czy Jaworników nad wyrównanymi grzbietami (ryc. 13) wynika, że deniwelacje w obrębie tego poziomu wynosiły minimum 100—200 m (i to typu twardzieli), a pasma połonin wznosiły się nad tą powierzchnią nawet do 300 m. Istniała już jakaś sieć rzeczna. San

(Solina — Zwierzyń) i Solinka — Wetlina (Zawój — Polanki) płyną w głębokich synklinach dziś niekiedy zupełnie pozbawionych mało odpornego nadkładu. Można stąd wnosić o istnieniu już wówczas odcinków subsekwentnych. Nachylenie rekonstruowanej powierzchni na północ, choć podkreślone późniejszym i nierównomiernym podnoszeniem dorzezcza Sanu [73, 17, 46], wskazuje również na odwodnienie ku północy.



Ryc. 13. Profile podłużne osi wybranych grzbietów

Na wysokości 680–800 m zaznaczają się odcinki wyrównane, niekiedy o charakterze spłaszczeń

Cys [16, 17] przyjmuje, że kulminacje grzbietów obszaru Bieszczadów wyznaczają poziom śródgórski Karpat Zachodnich, wysoko podniesiony i rozciągnięty do głębokości 300 m. Jeśli przyjmiemy wzrost amplitudy ruchów i głębokości rozcinania ku wschodowi, to pogląd Cysia należy uznać za słuszny. Przyjmując za Klimaszewskim [67, 69] dolnosarmacki wiek powierzchni śródgórskiej, widzimy, że stosunkowo niewiele czasu upłynęło od ostatniej zasadniczej górotwórczej fazy fałdowej po dolnym toronie. Wydaje się mało prawdopodobne, aby wiele setek metrów liczące masy nadkładu mogły zostać usunięte w tak krótkim czasie.

Odpowiedzi mogą dostarczyć wyniki badań geologicznych, szczególnie przeprowadzonych w ostatnich latach. Już Opolski [102] przyjmował dwie fazy fałdowania oddzielone silnym ścięciem erozyjnym antyklin. Świderski również stwierdza [149], że u schyłku sedymentacji następowało jednoczesne niszczenie wypiętrzeń fliszowych. Koszarski i Żytko [78] na badanym terenie stwierdzili, że w czasie sedymentacji warstw krośnieńskich zmieniały się kierunki transportu i frakcja materiału. Z rozmieszczenia facji i kierunków hieroglifów prądowych wnoszą o istnieniu podłużnych kordylier-wałów, okresowo podnoszonych, które rozdzielały zbiornik fliszowy i często dostarczały materiału. W czasie osadzania warstw krośnieńskich środkowych i górnych były rozmywane starsze utwory fliszowe. Brak warstw krośnieńskich środkowych i górnych w jednostce Otrytu tłumaczą oni podnoszeniem w tym czasie części południowej. Alexandrowicz, Jasionowicz i Szymakow-

ska [2, 58] stwierdzili w zachodniej części centralnej depresji karpackiej (na północ od Jasła) w obrębie warstw krośnieńskich otoczaki i osunięte płyty warstw magurskich, uważanych za ich wiekowy odpowiednik w płaszczynie magurskiej. Fakty te świadczą o degradacji fliszu już w czasie sedymentacji wyższych ogniwi. Warstwy krośnieńskie osadzone były według jednych autorów do końca oligocenu, a zgodnie z najnowszymi badaniami jeszcze w najniższym miocenie¹². Po pierwszym intensywnym sfałdowaniu w najniższym miocenie [102] obszar ten był łądem. Musiała następować intensywna degradacja i to przede wszystkim stref antyklinalnych (np. utwory kredy odsłonięte są na dużych powierzchniach w jednostce skolskiej). Niestety, trudno coś dokładniejszego powiedzieć, bo osady brzeżne strefy morza dolno- i środkowomiocenijskiego schowane są pod nasuniętym fliszem. Ale już w osadach helwetu [98, 46] na bezpośrednim przedpolu dorzecza Sanu znajdują się kompleksy zlepieńców z Dubnika, mające zawierać otoczaki z fliszu. O rozcinaniu obszaru późniejszego Pogórza Karpackiego świadczą też erozyjne rynny wypełnione utworami tortonu w dorzeczu Wisłoki w rejonie Ropczyc [136]. Następne, tortońskie pchnięcie fliszu na przedpole, powtórne sfałdowanie i złuszkowanie w obrębie centralnej depresji karpackiej [102, 153] objęło więc już ścięte struktury tektoniczne. Ostateczne strome ustalenie skał po styryjskiej fazie ruchów pozwoliło procesom niszczącym na jednoczesne degradowanie serii warstw krośnieńskich dolnych, środkowych i górnych. Zaistniała więc możliwość selektywnej denudacji, wypreparowania skał mniej odpornych w obrębie ściętych struktur w centralnej depresji, zarówno w szerokich antyklinach i wąskich synklinach części północnej, jak i w szerokich synklinach części południowej.

Sądę, że dzięki współpracy czynników tektonicznych już w górnym tortonie zarysowała się w części północnej badanego obszaru inwersja rzeźby (w stosunku do elementów tektonicznych), która jest rezultatem prostego wypreparowywania uprzednio ściętych, stromo ustawionych odpornych kompleksów, a nie długotrwałego procesu stopniowego obniżania antyklin, odwracania sieci rzecznej i działów wodnych.

W okresie względnego spokoju tektonicznego powstała wyrównana rzeźba na poziomie 300—400 m nad dnami dolin (700—1000 m n. p. m.), nawiązująca do kompleksów odpornościowych. Późniejsze etapy rozcinania i tworzenia zrównań uważam więc za kontynuację rozwoju już istniejących (w zarysie) obniżen i grzbietów, pogłębiania pierwszych i wypreparowywania drugich.

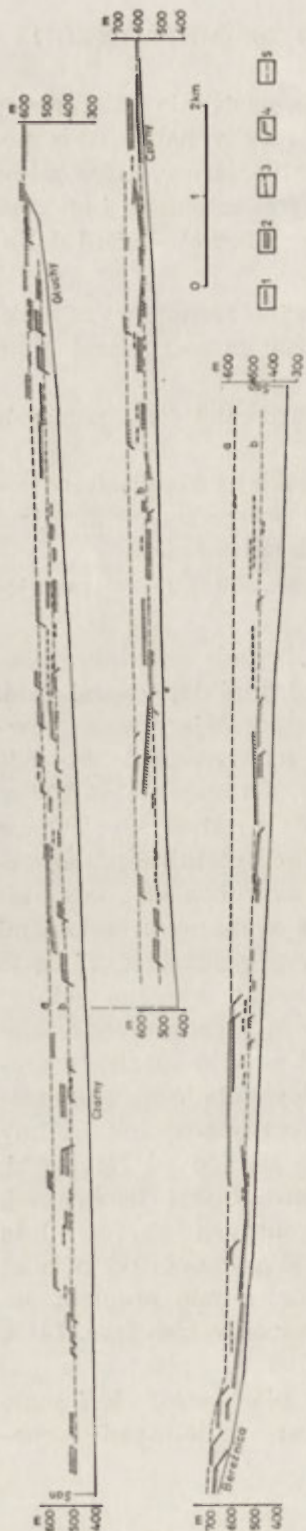
¹² Patrz ostatnio opublikowany zbiorowy artykuł w Kwartalniku Geologicznym (1963) nr 3.

POWSTANIE POZIOMU DESTRUKCYJNEGO 200-METROWEGO

Rozcięcie rzeźby wyższego poziomu dolinami, a następnie długotrwały zastój ruchów stworzyły warunki do powstania rzeźby na niższym poziomie. Pozostałością po tej rzeźbie są już konkretne formy, które mimo późniejszej degradacji odcinają się często wyraźnymi załomami i stokami (o nachyleniu 15—25°) od niżej leżących form wierzchwinowych i dolinnych (ryc. 14, 12). Są to:

1. Spłaszczenia (powierzchnie o nachyleniu jednokierunkowym maksymalnie do 2—3°, tj. 5%) na wysokości około 200 m nad dnami dolin lub nieco wyżej.
2. Szerokie, zaokrąglone garby o wyrównanym profilu — w poziomie spłaszczeń lub nieco wyższe.
3. Garby o wyrównanym profilu (niekiedy wąskie) i kopulaste odizolowane wierzchołki leżące zwykle nieco poniżej spłaszczeń wskazujące mimo przekształcenia na pierwotne występowanie spłaszczenia.
4. Grzbiety i kopy twarżielcowe oraz progi denudacyjne wyrastające nad poziomem (niekiedy typu ostańcowego).

Rzeźba poziomu 200 m zachowała się lepiej w rejonie południowo-zachodnim. Na działach wodnych między konsekwentnymi dopływami Sanu (Hoczewka, Bereźnica, Solinka itd.), w obrębie odporniejszych piaskowców warstw krośnieńskich dolnych występują tu na wysokości 580—630 m n. p. m. (200—250 m nad dnem dolin) nieliczne, ale szerokie do 200 m spłaszczenia (na wschód od Bereźnicy) i o wiele częstsze wyrównane szerokie garby i kopulaste nabrzemia, pooddzielane płytkimi przełęczami. Powierzchnie te, zachowane w wyraźnych „czworobokach”, odgraniczone są od północo-wschodu i południo-zachodu wyraźnymi załomami o charakterze progów twarżielcowych. Można by przypuszczać, że są to spłaszczenia strukturalne. Tymczasem równie niemal wyraźne załomy i stoki odgraniczają je od spłaszczeń poziomu 100 m zachowanych w dolinach poprzecznych. Takie około 80 m wysokości stoki o założeniu erozyjnym najlepiej zachowały się w dolinie Bereźnicy koło Woli Matiaszowej, w dolinie Solinki koło Polańczyka i w poprzecznym odcinku doliny Sanu koło Rajskiego i Horodka (ryc. 15, 16). Na zachód od Hoczewki, gdzie nastąpiło znaczniejsze odmłodzenie subsekwentnymi dopływami, wyrównane kulminacje równoległych, subsekwentnych garbów leżą na wysokości 550—620 m (ryc. 3, przekrój A). Na południe od później wypreparowanej strefy obniżeń Żernica — Górzanka, nad progiem denudacyjnym Markowskiej, na wychodni piaskowców otryckich (ryc. 14, 3, przekrój D, E) ciągnie się na wysokości 630—700 m spłaszczona powierzchnia wierzchwinowa. Ścina ona nie tylko piaskowce, ale i mało odporne łupki. Szerokość jej przed rozczłonkowaniem dolinami docho-



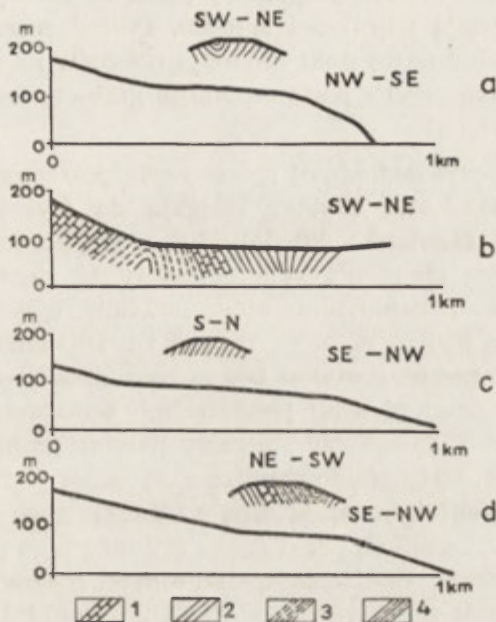
Ryc. 15. Poziomy płościanki wzdłuż doliny Czarnego, Głuchego i Berezniicy

1 — spłaszczenia na poziomie 100 i 200 m; 2 — spłaszczone garby o większej rozpiętości wysokości; 3 — garby i kopulaste wzniesienia w poziomie spłaszczeń; 4 — spłaszczenia ograniczone wyraźnymi załomami od zboczy; 5 — przypuszczalny przebieg osi doliny na poziomie 100 i 200 m

działa do 1 km. Kulminacja (747 m) leży już może na wysokości starszego poziomu (śródgórskiego). Samą powierzchnię uważam jednak za równoległą z poziomem 200 m (leży ona około 300 m nad poziomem Sanu), ponieważ opada ku dolinom Solinki i Hoczewki i przechodzi tam w 200-metrowe spłaszczenia (ryc. 14). Spłaszczenia na progu jestem skłonny uważać za altyplanacyjne modelowane jednocześnie z rzeźbą poziomu 200 m, oczywiście również później zrównywane [7]. Na południowym krańcu obszaru płaskie garby zajmują obniżenie Terki (między Tołstą — Otrytem a Korbanią — Połomą) i obniżenie Łopienki (na południe od Korbani). Koło Terki spłaszczenia leżą na wysokości 600—650 m. Zachowały się one powyżej progów twarżelcowych na piaskowcu północnego skrzydła antykliny Korbani (ryc. 3). W obniżeniu Polanek spłaszczenia w wysokości 670—700 m ścinają wyraźnie łupki i podścielające je piaskowce otryckie. Dzięki dużej odporności piaskowców spłaszczenia te, jak również odpowiadające im wysokościowo załomy na zboczach przełomowych dolin Solinki i Wetliny, są dobrze zachowane. Uległy one prawdopodobnie nieznacznemu obniżeniu. Tym należałoby tłumaczyć dużą różnicę wysokości (20—50 m) w porównaniu ze spłaszczeniami na północ od Korbani. Grzbiety twarżelcowe Korbani, Durnej, Tołstej, Połomy — ostro wyrastają z poziomu 200 m. Rolę płaskiego ułożenia odpornych

skał i poprzecznej sieci dolinnej najlepiej można dostrzec, porównując ten teren z subsekwentnym obniżeniem Sanu (na południe od Otrytu), gdzie spłaszczenia poziomu 200 m są na łupkach zdegradowane.

W części wschodniej resztki rzeźby poziomu 200 m zachowały się znacznie gorzej. Resztki spłaszczeń leżą tu w szerokich na 4—6 km obni-



Ryc. 16. Fragmenty zrównań poziomu 100 m wskazujące na jego destrukcyjny charakter

a — spłaszczenie na lewym zboczu doliny Sanu w Rajskim; b — spłaszczenie na północnym skłonie Kiczery (koło Wołkowyi); c — spłaszczenie na zboczu poprzecznej doliny Bereźnicy; d — spłaszczenie na północno-zachodnim skłonie Czulni; 1 — piaskowce gruboławicowe (odporne); 2 — serie piaskowców średnio i mało odporne; 3 — serie łupkowe mało odporne; 4 — serie łupkowo-piaskowcowe odporne

żeniach między grzbietami rusztowymi i podnoszą się w kierunku wschodnim od 600 do 700 m n. p. m. Są to niewielkie spłaszczenia wierzchowinowe (szerokości do 50 m, rzadko większej), kopulaste wzniesienia i szerokie garby o wyrównanej osi. Większe płyty tego poziomu oddzielone wyraźnymi stokami (w obrębie serii o jednakowej odporności) zachowały się na działach wodnych koło Lutowisk na wysokości około 700—720 m. Podobne, rozległe wierzchowiny wysokości 600—630 m leżą na działle między dorzeczem Czarnego a Daszówką. W obniżeniu Polany poziom 200 m zachował się w pasie odporniejszych piaskowców (ryc. 14, 15). Najczęściej drobne fragmenty poziomu 200 m leżą wokół twardzielcowych, inwersyjnych grzbietów. Nieliczne fragmenty zachowały się zwykle dzięki oparciu się twardszej ławicy planacji w poziomie niższym.

Gdy spłaszczeń brak, wówczas i tak stromy stok grzbietu wyrasta z nasady leżącej na wysokości odpowiadającej tym spłaszczeniom. Inwersyjne grzbiety o 100—250 m wyższe kończą się bardzo ostro, ponieważ odporne skały na poprzecznych elewacjach zostały zniszczone. Planacja w tym poziomie pozostawiła tylko grzbiety o stokach zbudowanych z serii odpornych, zakorzenionych poniżej poziomu zrównania. Grzbiety są szerokie, odpowiadają szerokości synklin. Doliny rozczłonkowane dziś przeważnie ich południowe stoki nie mają załomów na poziomie 200 m — w okresie tworzenia rzeźby poziomu 200 m grzbiety były jeszcze zwarte, nierozczłonkowane.

W części północno-zachodniej spłaszczenia poziomu 200 m nie zachowały się. Twardzielcowe grzbiety sięgają do wysokości 550—580 m (Gruszka, Czulnia, Grodzisko, Berdo). Można przypuszczać, że z racji odporności piaskowca glaukonitowego, grzbiety te sterczały jako niewysokie wzgórza nad zrównaniami, które powinny były znajdować się tu poniżej wysokości 550 m n. p. m. (zgodnie z ich nachyleniem ku NW).

Rekonstruuąc rzeźbę poziomu 200 m można stwierdzić, że miała ona charakter wyrównanej płaskiej powierzchni, ścinającej skały o różnym upadzie i odporności. Ponad nią sterczały jedynie grzbiety, których stoki w odcinku dolnym były zbudowane ze skał odpornych. Wskazuje to na znaczną rolę planacji bocznej w długim okresie tego zrównywania. Na mapce (ryc. 14) wykreśliłem przybliżone izohipsy tego poziomu, uwzględniając 20—50-metrowe obniżenie spłaszczonych fragmentów. Powierzchnia poziomu podnosi się wyraźnie w kierunku południowym i południowo-wschodnim od 550 do 700 m. W osi Sanu nachylenie jest niewielkie, ale przeciętnie (mierzone np. wzdłuż doliny Sanu lub Czarnego) sięga $5^{\circ}/_{00}$ ¹³. Jest ono za duże jak na nachylenie pierwotne wyrównanej powierzchni; rzeki przy tych spadkach normalnie erodują. Sądzę, że spadek ten jest rezultatem późniejszych nierównomiernych ruchów podnoszących¹⁴.

Rozległy poziom 200 m sięga po obszary wododzielne. Przebieg i nachylenie poziomu 200 m nie wykazują ściślejszego związku ze współczesną siecią dolinną. Tylko dolinom Sanu, Solinki i Wetliny, przecinającym odporne serie piaskowców otryckich, towarzyszą wyraźne spłaszczone listwy z załomami na wysokości poziomu 200 m. Założenia tych dolin są starsze. Wypadkowy kierunek płynięcia Sanu zbliżony do SSE — NNW jest skośny, przecina pod ostrym kątem elementy tektoniczne (ryc. 8).

¹³ San i jego dopływy główne mają współcześnie spadek $2—3^{\circ}/_{00}$.

¹⁴ W pobliżu działu wodnego na południe od Połoniny Wetlińskiej, w dolinie Wetliny odpowiednik poziomu 200 m leży na wysokości około 850 m n. p. m.

Kierunek ten jest jednocześnie kierunkiem ogólnego nachylenia poziomu 200 m, jak i wyższego poziomu grzbietowego. Należy sądzić, że San płynął i rozcinał kolejne powierzchnie destrukcyjne, stale ustawione skośnie przez ruchy tektoniczne, których amplituda wzrastała ku wschodowi. San na tym odcinku jest więc rzeką spływającą konsekwentnie po skłonie wielkiej elewacji tektonicznej Karpat Wschodnich [151]. Na stary wiek kierunku Sanu (również i Wetliny) wskazuje wspomniane już wykorzystywanie przez te rzeki synklin, pomimo że w części północnej strefy synklinalne są wypreparowane w postaci grzbietów, a depresje są na mniej odpornych utworach antyklin. Solinka z Wetliną, Osława i Hoczewka, płynące poprzecznie do struktur, niemal prosto ku północy, mają założenie również stare. Wydaje się, jakby spływały po skłonie piętrzonego głównego grzbietu karpackiego. Dopływy prawe Sanu, choć zgodne na długich odcinkach z przebiegiem struktur, mają też odcinki poprzeczne i płyną właściwie na zachód (ryc. 7, 14), a jednocześnie „pod górę” podnoszących się ku zachodowi struktur tektonicznych [154]. To zjawisko można wyjaśnić ruchami podnoszącymi (po okresie zrównania) o amplitudzie rosnącej nie tylko ku południowi, ale i ku wschodowi. Wszystkie główne doliny dorzecza górnego Sanu, rysujące się już na poziomie 200 m wykazują więc związek z młodą tektoniką. Obraz dorzecza Sanu staje się pełniejszy (ryc. 8). San płynąłby zatem po skłonie wielkiego wypiętrzenia Karpat Wschodnich osią ukośnie biegnącej depresji, ku której zbiegałyby się dopływy z podłużnych drugorzędnych elewacji. Czy ruchy przebiegały jednakowo, czy też różny był przebieg podnoszenia w poszczególnych okresach? W drugim przypadku kierunki jedne byłyby starsze od drugich — taki wydaje się być kierunek Sanu i o podobnym przebiegu kierunek górnego Stryja. Odpowiedź na to mogą dać szczegółowe badania zrównań i kierunków dolin w źródłowych odcinkach Sanu, Dniestru i jego dopływów. Jedno wydaje się być pewne: dolina Sanu ma założenia starsze od rozpoznanych zrównań, jest założona na powierzchni wypiętrzonej i nie zależy od osi struktur centralnej depresji, jak uważają Cyś [17], Gofsztejn [46] i inni.

Wiek rzeźby poziomu 200 m określeń na razie przez nawiązanie do zrównań Karpat Zachodnich.

Splaszczona wschodniej części Karpat Zachodnich wyróżniane przez Fleszara [38], Klimaszewskiego [67, 69], Starkla [136] nie odpowiadają wysokościowo poziomom w dorzeczu górnego Sanu (tab. 1). Poziom 200 m jest niższy od śródgórnego, ale wyższy od pogórnego. Jeśli jednak uwzględnimy pogłębienie doliny Sanu od glaciału krakowskiego o 30—35 m, to poziom 200 m ma 165—170 m ponad dno erozyjne sprzed glaciału krakowskiego, a zatem jest niewiele wyższy od poziomu pogórnego w dolinie Dunajca, Wisłoki i Wisłoka. Jest to ponad dnami przed-

czwartorzędowych dolin również poziom drugi, który tutaj, podobnie jak w brzeżnej części Pogórza Karpackiego [136], ma największe rozprzestrzenienie. Jedynie twardzielcowe grzbiety wznosiły się ponad nim. W dorzeczu Dunajca włożenie osadów środkowo- i górnopliocenijskich w rynnę w nich wycięte (Klimaszewski [73]) wskazuje na jego wiek dolnopliocenijski (tj. pont). Klimaszewski przyjmuje, że na przedpolu Tatr

Tabela 1

Korelacja wysokości względnej poziomów morfologicznych
Karpat Zachodnich i dorzecza górnego Sanu

Dolina Dunajca (Klimaszewski [69])	Dolina Wisłoki (Starkel [136])	Dolina Wisłoka (Fleszar [38])	Dorzecze górnego Sanu	
			nad obecnym poziomem koryta	nad poziomem dna sprzed zlodowacenia krakowskiego
poziom śródgórski 230—260 m		200—220(?)	300—400 m	260—360 m
poziom pogórski 120—150 m	ok. 150 m	140 m	200 m	160—170 m
terasy erozyjne na wysokości 50, 90 m	poziom Nockowej 60—80 m	80 m	90—110 m	60—80 m

miał on charakter pedymentu [76] i tworzył się w warunkach klimatu półpustynnego [73]. Wskazuje na to eolizacja utworów dolnopliocenijskich w innych częściach Polski i nad Renem (Kieseloolit) oraz okresowy charakter zbiornika jeziornego w północnej Polsce (S. Różycki [117]). W dorzeczu górnego Sanu ostro odcinające się od płaskich zrównań grzbiety twardzielcowe również wskazywałyby, że ówczesna rzeźba miała charakter pedypłeny.

POWSTANIE POZIOMU DESTRUKCYJNEGO 100-METROWEGO

Ruchy podnoszące fazy rodąńskiej spowodowały rozcięcie poziomu 200 m. Z badań Szafera [145] nad pliocenem Podhala wiemy, że rozciąganie odbywało się początkowo w warunkach klimatu subtropikalnego wilgotnego. W okresie późniejszym zaistniały warunki (różni autorzy przyjmują zastój ruchów) dla tworzenia zrównań na poziomie około 100 m nad poziomem dzisiejszych koryt. Rzeźba tego poziomu jest wyraźnie urozmaicona, spłaszczenia ciągną się wzdłuż dolin rzecznych i są często dość dobrze zachowane. W obrębie rzeźby ówczesnej wydzielim następujące elementy (ryc. 11, 12, 15, 16, 17):

1) spłaszczenia o charakterze erozyjnym, płaskie, towarzyszące dużym dolinom rzeczny, z zachowanymi lokalnie pokrywami aluwii, o wysokości 90—115 m;

2) spłaszczone powierzchnie (szerokości nawet do 100 i więcej metrów) nachylone w kierunku osi dolin pod kątem 2—4° — zatem o charakterze łagodnych podnóży stoków (u stóp wyższych wzniesień);

3) szerokie, zaokrąglone garby o wyrównanym profilu lub jednokierunkowym spadku — w poziomie spłaszczeń;

4) garby o niewyrównanym profilu, złożone z szeregu kopek odpowiadających wysokością poziomowi 100 m i wskazujące na występowanie spłaszczeń przed zdegradowaniem;

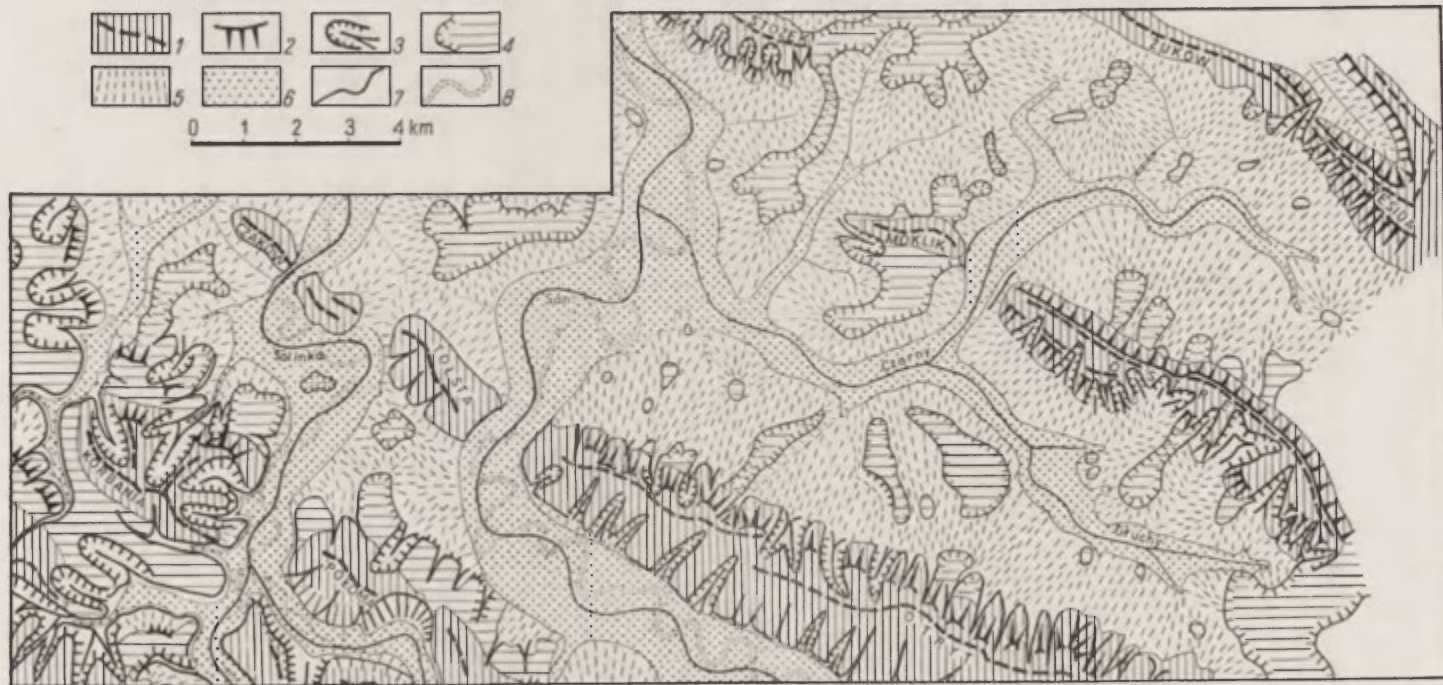
5) pagórki, garby i zwarte płyty wyższych wzgórz, zwykle występujące w obszarach wododzielnych (międzydolinnych), o charakterze ostańcowym, łagodnie lub stromo wznoszące się nad spłaszczeniami;

6) grzbieity twarżielcowe, kopy twarżielcowe (odizolowane erozyjnie), progi twarżielcowe (ze spłaszczeniami antyplanacyjnymi) i asymetryczne garby twarżielcowe — wznoszące się bezpośrednio nad spłaszczeniami poziomu 100 m lub też będące pozostałością starszych cyklów denudacyjnych.

Spłaszczenia i garby poziomu 100 m są odgraniczone ostrymi załomami lub wypukłymi odcinkami stoków od zboczy i niższych teras.

Spłaszczenia najlepiej są wykształcone w obniżeniach subsekwentnych obszaru północno-wschodniego.

W szerokim obniżeniu Olszаницы i Orelca, między pasmem Działu a grzbietami Czulni i Kozinca — zrównania poziomu 100 m zajmują największą powierzchnię. Bezpośrednio u podnóża Działu i Czulni są to poziome dolinkami powierzchnie łagodnie nachylone, opadające od 140 do 100 m nad dna dolin (480—430 m n. p. m.). Natomiast między dolinami subsekwentnymi (Jankowiec, Orelca, Starego Potoku) i poprzecznymi (Wańkowej, Bobrki) ciągną się garby faliste, szerokie, wyrównane w podobnej wysokości (450—500 m n. p. m.), w obrębie których można wydzielić spłaszczenia przydenne, o wysokości 60—100 m ponad dna tych dolin, oraz wznoszące się nad nimi od kilku do 20 m ostańcowe pagóry (ryc. 11, 17) o wypukło-wklęsłych stokach. Otoczenie tych nabrzmięń ze wszystkich stron spłaszczeniami (dziś niekiedy odizolowanymi przez erozję wsteczną) wyklucza ich twarżielcowy charakter. Tylko w strefie piaskowca budującego Kamień Leski ciągną się wyższe grzedy, które przynajmniej częściowo są już rezultatem selektywnej, obniżającej denudacji w czwartorzędzie. Gruboławicowy piaskowiec ścięty jest jednak na północno-zachodnim ramieniu Czulni w poziomie wklęsłych podnóży (ryc. 16).



Ryc. 17. Mapa paleomorfologiczna rzeźby poziomu 100 m (fragment)

1 — grzbieity twarżielcowe; 2 — progi denudacyjne; 3 — doliny rozcinające stoki grzbieitów; 4 — pogórza ostańcowe; 5 — nachylone równiny pedymenitów — *glacis*; 6 — dna dolin (równiny erozyjno-akumulacyjne); 7 — rzeki na poziomie 100 m; 8 — dzisiejsze koryta rzek

Na mało odpornym kompleksie w pasmie Jankowce — Orelec poziom 100 m nie zachował się (ryc. 6, 36). Wyższy wał garbu na przedłużeniu twardestwocowego pasma Żukowa (Holicy) wskazywałby na pierwotnie większy zasięg piaskowców środkowokrośnieńskich (i grzbietu) ku zachodowi — wał ten jest więc nieuprzętniętym „cokołem” tego grzbietu. Ku wschodowi ciągnie się obniżenie aż po kotlinę Czarnej. W węższej części (do 4 km), zachodniej, ku dolinom potoków Łobozewskiego i Daszówki opadają od stromych pasm twardestwocowych płaskie powierzchnie garbów o nachyleniu 2—4°. Garby te są rozczłonkowane równoległymi młodszymi dolinkami, które nie rozcinają północnego strome go stoku krawędziowego Jawora i Stożka, wgrzają się natomiast w podobny południowy stok Holicy (ryc. 3). Na garbach zachowały się resztki form typu pedymentów — *glacis*, ścinających stromo ustawione ławice skalne warstw krośnieńskich dolnych. Na północno-zachodnim obrzeżu Jawora w poziomie pedymentu ścięty jest odporny piaskowiec glaukonitowy (fot. 6). Nachylone powierzchnie opadają również od działów wodnych przecinających obniżenie, oddzielających poszczególne zlewnie. Ku wschodowi nad spłaszczeniami, oddzielony niekiedy stromszym stokiem, wznosi się garb wododzielny z resztkami spłaszczeń poziomu 200 m. W obniżeniu Czarnej rzeźba poziomu 100 m rozcięta jest płycej, bo od 60 m w części południowo-zachodniej do 20—40 m w strefie wododzielnej. Bezpośrednio u stóp grzbietów rusztowych ciągną się pasem szerokości 1—1,5 km nachylone powierzchnie (2—5°), opadające od 600—620 do około 560 m n. p. m. W części zachodniej podnóża te, pocięte dolinkami, nie schodzą aż do doliny głównej (potoku Czarnej), ale urywają się u zbiegu dolinek (ryc. 17), a w częściach centralnych szerokiej kotliny sterczą „tarczowe wzniesienia” z kulminacjami poziomu 200 m. Stoki ich mają profil wypukło-wklęsły, z długim odcinkiem wklęsłym (*glacis*). U podnóża południowego stoku pasma Besidy (przedłużenie Żukowa) ciągnie się wyrównana powierzchnia typu *glacis* bardzo płytko rozczłonkowana, okryta pokrywami soliflukcyjnymi (ryc. 32, stok 6). Forma ta wskutek nierozcięcia była nadal aktywna w czwartorzędzie. Na tę powierzchnię wychodzą głębokie do 40 m dolinki rozcinające stromy stok Besidy. Materiał wynoszony nimi prawdopodobnie współdziałał w tworzeniu tej podłogi skalnej. Jedno z rozcięć, wykorzystując poprzeczne dyslokacje, przepiłowało pasmo Żukowa i przyłączyło do dorzecza Czarnej dolinę Żołobka, która jak widać z pozostałości poziomu 100 m (ryc. 17), była uprzednio źródłową częścią obniżenia Rabego odwadnianego przez dopływ Strwiąża¹⁵.

¹⁵ Według badań Henkła [50] był to jeszcze dawniej źródłowy odcinek doliny Starego Potoku — Olszanki.

Obniżenie Polany ma podobny charakter. Poniżej stromych stoków Otrytu i Ostrego opadają łagodnie nachylone powierzchnie garbów. Dzięki głębszemu rozcięciu (80—100 m) poziom zachował się o wiele gorzej — często tylko nierówna powierzchnia opadająca ku osi obniżenia a złożona z szeregu twardevilcowych kopek i grzęd (ryc. 3, 17) oddzielonych płytkimi nieckami znaczy istnienie pierwotnego nachylonego *glacis*. Południowy stok Ostrego i próg denudacyjny Otrytu są pocięte wciosami na 100 m głębokimi, które — sędzę — mają założenie przedczwartorzędowe. Łączenie się wód z tych dolin przed dojściem do głównej rzeki subsekwentnej spowodowało, że między dolinnymi pasami zrównań typu *glacis* zachowały się pojedyncze wzniesienia, a w strefach odporniejszych — całe płaty wyższych pogórzy z resztkami poziomu 200 m (ryc. 14, 17). W północno-zachodniej części obniżenia zanikanie pasma twardevilcowego Moklika i poprzeczne doliny Czarnego i potoku Paniszczowskiego umożliwiły powstanie jedynie wąskich spłaszczeń typu *glacis* u stóp pagórów ostańcowych.

Dolinę Sanu oddzielającą dwa regiony charakteryzuje bogaty zespół form. W obniżeniu na południe od Otrytu poziom 100 m zachował się w wielu miejscach jako płaskie zrównanie (fot. 7), ścinające różno odporne serie skalne, ostro odcięte od stoku Otrytu, który był wówczas podcinany i zapewne uległ pocięciu głębokimi dolinkami. O erozyjnym charakterze zrównania świadczą dobrze zachowane żwiry rzeczne w rejonie Chmiela (98 m nad poziomem rzeki, znalezione przez T. Galarowskiego). W przełomie przez pasmo Otrytu dno doliny na poziomie 100 m znaczą listwy erozyjne. Koło Rajskiego na lewym zboczu doliny ciągnie się szeroka do 1 km strefa spłaszczeń typu *glacis*, która jest odcięta stromym stokiem od wierzchowiny poziomu 200 m. Stok ten, niezwykle świeżo wyglądający, nie może mieć założeń strukturalnych (wcięty w jednolitym materiale), jego zakolowy przebieg jakby naśladował meandrowy bieg rzeki. *Glacis* poziomu 100 m musiało powstać w okresie trwania erozji bocznej Sanu, który odbierał materiał dostarczony z tworzącego się zrównania (ryc. 16).

W następnym odcinku subsekwentnym po Solinę z obu stron towarzyszą rzece garby około 100 m wysokości. Wyraźnie nachylone *glacis* na mało odpornych piaskowcach i łupkach u stóp Stożka, zachowane niestety w resztkach, było modelowane przez materiał wynoszony dolinkami, rozczłonkowującymi południowe pasmo, które wówczas nie miało jeszcze chyba charakteru odizolowanych kopek (ryc. 17). Niewielkie płaskie fragmenty na garbach bezpośrednio u stóp stromego południowego stoku Jawora (o charakterze progu twardevilcowego) wskazują, że San podcinał stoki Jawora, które były rozczłonkowane. Największa dolina na zachodnim stoku Jawora przecinająca sfałdowane serie synkliny ma na

odpornych piaskowcach wyraźnie zachowane stare zbocza oraz resztki dna i załomy w poziomie 100 m (fot. 8, 9). Duży zasięg płaskiego poziomu 100 m powyżej przełomu przez piaskowce skrzydła synkliny Jawora wskazuje, że San na tym poziomie meandrował. W strefie przełomu na płaskim garbie na zachód od grzbietu 499 m wysokości n. p. m., znaleziono w zwietrzelinie pojedyncze, dobrze obtoczone, zażelazone żwiry. W obrębie synkliny brak spłaszczeń. Wąskie monoklinalne grzbiety Kozinca, Berda oraz stożki Grodziska i Żukowca [32] wskazują, że nastąpiło wypreparowanie przez erozję Sanu bardziej odpornych kompleksów skalnych. Dopiero w odcinku przełomu między Czulnią a Grodziskiem na stoku Czulni, na równinie (wysokość 115 m nad poziomem rzeki) ścinającej odporny piaskowiec znalazł T. Gerlach zwartą warstwę żwirów. Dalej wzdłuż Sanu poziom 100 m ciągnie się szerokim pasem, szczególnie dobrze zachowanym na północnym skłonie Gruszki, jako powierzchnia łagodnie nachylona z pojedynczymi ostańcowymi pagórami.

W rejonie południowo-zachodnim, gdzie przeważa sieć konsekwentna, poprzeczna, zasięg spłaszczeń poziomu 100 m jest o wiele mniejszy. Między Hoczewką i Sanem (w rejonie Rajskiego), a na południe po próg Markowskiej i pasmo Tołstej, rzeźba poziomu 100 m jest bardzo urozmaicona. Pomimo poprzecznej sieci dolin zostały wypreparowane krótkie strefy płaskich podłużnych obniżzeń, np. na linii Średnia Wieś — Berek — Myczków — Polańczyk, Żernica — Bereźnica Wyżna — Górzanka oraz kilka mniejszych (Wołkowyja — Rajskie). Powierzchnia ich ma charakter *glacis* u stóp rozczłonkowany progów twarzielcowych lub niewysokich grzbietów (Kamieniec). Wskutek rozcięcia tylko do głębokości 20—40 m spłaszczenia te zachowały się bardzo dobrze w dorzeczach Bereźnicy i potoku Wołczego. Powyżej progów twarzielcowych występują spłaszczenia w różnej wysokości — niższe z nich (20—50 m nad spłaszczeniami poziomu 100 m) mają charakter zrównań altyplanacyjnych, wyższe są zachowanymi resztkami poziomu 200 m. Rzeczywiście, w dolinach poprzecznych wyższe pogórza są oddzielone stromymi zboczami od erozyjnych den i zrównań przydennych poziomu 100 m o szerokości 200—500 m. Takie zrównania, oddzielone od wyższych wyraźnym stopniem utworzonym w tym samym materiale skalnym, zaznaczają się wyraźnie w środkowym biegu Bereźnicy, w dolinie Hoczewki koło Nowosiołek i w dolinie Solinki koło Polańczyka (ryc. 15, 16). Świadczą one o tworzeniu podłóg skalnych w jednorodnych utworach lub w odpornych seriach skalnych. W mniejszych dolinkach poprzecznych (długości 1—3 km), nie wykształciło się w poziomie 100 m szersze dno dolinne — mają one charakter rozwartych wciósów.

Na zachód od Hoczewki dobrze wykształcone, choć krótkie doliny subsekwentne, założone na seriach mniej odpornych, umożliwiły powstanie

subsekwentnych zatok typu *glacis* o nachyleniu 2—6° (ryc. 12). Doliny te są oddzielone asymetrycznymi garbami twarżielcowymi. Ich strome stoki północne powstały na czołach warstw; u ich podnóża zrównania podstokowe są szczególnie dobrze rozwinięte. Mała odporność i późniejsze pocięcie dolinkami doprowadziło do wypreparowania poszczególnych ławic (rzędy kopek np. w dolinie Dziurdziowa), a w efekcie do silnego przekształcenia poziomu.

Ku południowi, w obrębie właściwych Bieszczadów, poziom 100 m jest wykształcony wzdłuż większych dolin poprzecznych jako listwy. Tylko w rejonie Mchawy (synklina Baligrodu) i koło Bukowca (dolina Solinki) na seriach przeważnie łupkowych powstały szersze płaskie obniżenia. Zachował się tu natomiast dobrze poziom wyższy (ryc. 12). W dolinach przełomowych Solinki, Wetliny i ich dopływów zaznaczają się jednak listwy erozyjne i załomy na stokach, które świadczą o rozcięciu tego obszaru w tym czasie dolinami (ryc. 3, 17). W dolinie Solinki koło Polańek na wysokości 90 m nad poziomem rzeki T. Gerlach znalazł żwiry. Leżą one około 10 m poniżej łagodnie nachylonego skalnego *glacis* u podnóża Korbani. Młody wiek form dolinnych na poziomie 100 m wskazuje, że rzeki poprzeczne miały mało czasu dla wyrównania krzywej erozyjnej. Były opóźnione w rozwoju. Odporne podłoże utrudniało też cofanie stoków¹⁶.

Poziom 100 m wyraźnie towarzyszy dolinom rzeczonym. Rekonstruuje spadki dolin na podstawie zachowanych zrównań terasowych i zrównanych podnóży stoków można stwierdzić, że spadek poziomu z biegiem osi doliny Sanu, Solinki i Wetliny wynosi 4—6‰, jest więc wyraźnie większy niż spadek współczesnego koryta Sanu (2—3‰). Koryto u zbiegu Wetliny i Solinki leżało na wysokości 550 m n. p. m., koryto Sanu koło Chmiela na wysokości 590 m n. p. m., a poniżej Zwierzynia na wysokości około 445 m n. p. m. Duże nachylenie może być związane z nierównomiernym późniejszym wypiętrzeniem; odwrotnie zaś mały spadek koryt wiąże się z wcięciem rynien meandrowych o dużym rozwinięciu. Wysokość względna poziomu ponad dna dolin wyraźnie maleje w górę rzeki (erozja wsteczna dopiero postępuje). O ile koło Zwierzynia wysokość względna sięga 115 m, to w południowej części obszaru spada poniżej 100 m, zaś w pobliżu źródeł Wetliny nawet do 75—80 m¹⁷. W świetle przedstawionych danych wydaje się trudne do przyjęcia istnienie du-

¹⁶ Podobne opóźnienie rozwoju stwierdza Wright [170] w poprzecznych dolinach Appalachów.

¹⁷ W górnym biegu Wetliny uczestnicy obozu Koła Naukowego Geografów U. J. stwierdzili w 1962 r. koło Smereka żwiry na tym poziomie (ok. 700 m n. p. m.; ryc. 1).

zych subsekwentnych dolin rzecznych pra-Sanu na poziomie 100 m (Alfieriew [3], Cys [17], Gofsztajn [45]). W obniżeniach typu denudacyjnego odwadnianych w tym okresie przez różne dopływy Sanu (i Dniestru) rysują się wyraźne poprzeczne działy wodne, często z resztkami starszego poziomu 200 m (Daszówka, Lutowiska).

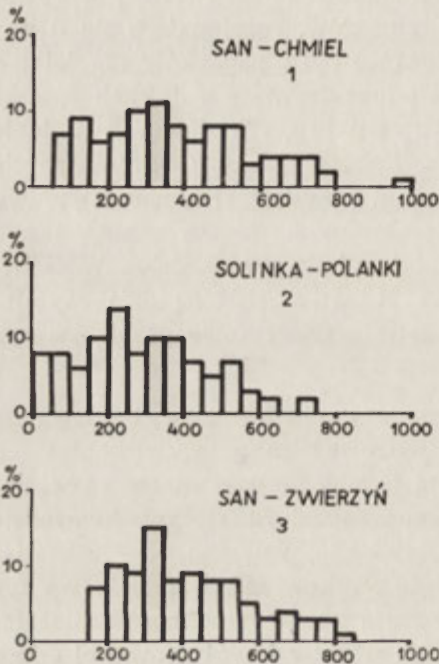
Rzeźba poziomu 100 m była bardziej urozmaicona niż poziomu 200 m (ryc. 17). Spłaszczenia miały mniejszy zasięg, wykształciły się dobrze tylko w obrębie skał mało i średnio odpornych; ławice o różnej odporności zostały przez te powierzchnie ścięte. Skały twardsze zostały wypreparowane w postaci twardzieli. W obniżeniach subsekwentnych poziom tworzyły długie stoki o wygładzie pedymentów, rozciągające się u podnóży grzbietów rusztowych lub też ostańcowych pagórków na działach wodnych. W ich utworzeniu dużą rolę odegrały wody z dolinek rozcinających stoki grzbietów rusztowych (Bryan [8]), rozwiniętych najlepiej po stronie południowej (Jawor, Stożek, Żuków, Ostre). Obecność rozcięć i progów (typowych lub twardzielcowych) powyżej zrównań stokowych jeszcze bardziej upodabnia je do pedymentów — *glacis*, modelowanych przez materiał wynoszony z górnej, cofającej się części stoku. Właściwie wszystkie elementy wyróżnione przez Kinga [65] są dziś czytelne, nawet „rosnący” odcinek wypukły (partie podszczytowe grzbietów synklinalnych).

Czy jednak nie są to tylko spłaszczenia strukturalne utworzone przez szybsze obniżanie na skałach mniej odpornych? Za związkiem spłaszczeń z procesem cofania stoków przemawiają jednak podłogi skalne rozwinięte również (choć słabiej) w dolinach poprzecznych. Stoki typu krawędziowego w rejonie Bereźnicy czy też Rajskiego, utworzone w materiale jednorodnym, jak i spłaszczenia ścinające piaskowiec gruboławicowy synkliny Czulnia — Jawor najlepiej wskazują na powszechność i niezależność tego typu zrównywania od ułożenia warstw i zróżnicowanej odporności. Jedynie w głębi gór w kompleksach odpornych (piaskowce otrzykie) poza wąskimi zrównaniami erozyjnymi nie doszło do powstania wyraźnych podnóży — *glacis*. Rzeźba erozyjna nie osiągnęła tam etapu późnej dojrzałości.

Mniejszy zasięg zrównań poziomu 100 m niż poziomu wyższego i wykształcenie spłaszczeń przeważnie na skałach o małej odporności wskazuje, że czas jego tworzenia był krótszy niż poziomu 200 m. Intensywne zrównywanie przy współdziałaniu wód płynących przerwała faza erozji wgłębnej.

Stopień zachowania się poziomu 100 m jest dobry w obrębie skał średnio odpornych i z dala od dolin rzecznych. W obrębie skał mało odpor-

nych w pobliżu Sanu poziom 100 m został kompletnie zniszczony (obniżony o 30—50 m w rejonie Jankowiec, Bachlowej, Orelca). Żadne utwory pokrywowe nie zachowały się na zrównaniach typu pedymentów. Jedynymi osadami, które mogłyby rzucić światło na morfogenezę tego okresu, są zachowane w kilku miejscach aluwia. Na trzech stanowiskach żwiry te zostały szczegółowiej zbadane: koło Chmiela, w Polankach i na stoku Czulni.



Ryc. 18. Histogramy współczynników obtoczenia żwirów terasy górnopliocenińskiej

Numerzy stanowisk i ich położenie podano na ryc. 19. Analiza stanowiska nr 3 w Zwierzyniu jest niekompletna, gdyż udało się zebrać tylko 93 żwiry

1. C h m i e l. 2 km na zachód od wsi jeden z płaskich garbów u podnóża Otrytu jest pokryty grubą serią żwirów. Równina ta osiąga wysokość 98 m nad poziom koryta Sanu (fot. 7). We wkopie około 70 cm głębokim stwierdziłem tłok żwirowy o średnicy do 25 cm. Żwiry wyłącznie piaskowcowe, zależnie od odporności, są w różnym stopniu zwietrzałe. Tylko nieliczne rozsypują się; około 25% jest silnie zwietrzałych (rozpadają się pod lekkim uderzeniem młotka — przeważnie średnioziarniste), natomiast około 20% to piaskowce o lepszemu krzemionkowym, bardzo słabo lub niemal zupełnie niezwieterzałe. Pomiar stopnia obtocze-

nia metodą Cailleux¹⁸ wykazał duży rozrzut w obtoczeniu materiału (ryc. 18). Obok dość dużej ilości materiału słabo obtoczonego (16% w klasie 50—150) występuje zbliżona jak w obecnym korycie rzeki ilość w klasie 300—500 (33%) i dość znaczny procent bardzo dobrze obtoczonych (w klasie ponad 600 — 15%).

2. Polanki. Na południo-zachód od dawnej wsi, na ostrodze między Solinką a doliną potoku spływającego z Korbani, zaznacza się szeroki garb na wysokości poziomu 100 m przedzielony na dwie części płytką dolinką. Kulminacja części północnej o wysokości 106 m nad poziomem Solinki jest pokryta rumoszem piaskowcowym (podłoże skalne), na jej południowym zboczu od wysokości 96 m pojawiają się masowo żwiry. Ostroga południowa jest niższa o nachyleniu 5—8°. Na wysokości 91 m w zboczu wcięcia drogowego ukazują się pokrywy soliflukcyjne, pod którymi stwierdziłem stare aluwia (strop aluwiiów na wysokości 88,3 m nad poziomem Solinki). Od stropu odsłaniają się (głębokości w centymetrach):

- 0—85 glina pylasto-piaszczysta (osad proluwialny)
- 85—175 glina piaszczysta smugowata, z silnie zwietrzałym płasko ułożonym rumoszem piaskowcowym (pokrywa soliflukcyjna)
- 175—268 glina złożona ze smug piaszczystych i ilastych, z grubym rumoszem (do 20 cm) i pojedynczymi żwirkami (osad soliflukcyjno-proluwialny, powstały częściowo z degradowanych aluwiiów)
- 268—278 glina piaszczysta zielonoszara z licznymi otoczkami o średnicy 6—10 cm, ułożonymi poziomo (stropowe aluwia)
- 278—306 ił zielonoszary przegrodzony poziomem orsztynu ze żwirkami
- 306—314 piasek gruboziarnisty szarobrunatny z przerostami glin i pojedynczymi żwirkami
- 314—326 glina piaszczysta żółtobrunatna z pojedynczymi żwirkami
- 326—380 tłok żwirowy tkwiący w piasku żelazistym; żwiry o średnicy do 25 cm, silnie zwietrzałe, spękane (wietrzenie mrozowe), zażelazione; ułożenie wyraźnie dachówkowe, upady płaszczyzn otoczek do 30° na S — osad leży zatem na miejscu.

Większość żwirów ma grube otoczki żelaziste, koncentryczne (pierścienie Liesynganga), identyczne z pierścieniami obserwowanymi na żwirach pliocenu Podhala. Spośród otoczek niezwięzniętych, które stanowią około 50% ogółu, wybrano materiał do analizy (ryc. 18). Zaskakująco duży jest udział bardzo słabo obtoczonych (16% w grupie poniżej 100, a 32% łącznie z grupą 100—200), stosunkowo niewielki jest procent grupy najczęstszej we współczesnym korycie (300—500 — 32%) i minimalny udział bardzo dobrze obtoczonych (w grupie ponad 600 — 4%).

¹⁸ Pomiary wykonywano metodą Cailleux na kółkach współśrodkowych z dokładnością do 1 mm promienia koła wpisanego.

Seria żwirowa jest przykryta serią aluwiów gliniasto-piaszczystych, które mają charakter osadu składanego przez opadające wody powodziowe. Obecność żwirów na garbie północnym do wysokości 96 m wskazuje, że w miejscu odkrywki strop aluwiów został zdegradowany i przykryty czwartorzędową pokrywą soliflukcyjną. Z położenia żwirów w stosunku do wyższego północnego garbu skalnego wynika, że był on podcinany przez meandrującą rzekę, która poszerzała dno niszcząc spłaszczone podnóże stoku Korbani. Żwiry zatem mogą być młodsze od powierzchni typu *glacis*¹⁹.

3. Z w i e r z y ń — s t o k C z u l n i. Na prawym brzegu na płaskim grzbiecie otoczonym zakolem Sanu na wysokości 115 m nad poziomem rzeki leży pokrywa żwirowa. Spoczywa ona na cokole ścinającym odporne piaskowce spągu warstw krośnieńskich środkowych. Miąższość jej nie jest znana. W rowie strzeleckim występują żwiry o średnicy do 15 cm, niekiedy przemieszane z materiałem ostrokrawędzistym pochodzącym z wyżej sterczącej ławicy piaskowcowej. Analizy otoczków, których znaczna część ma koncentryczne pierścienie żelaziste, wykazała jedynie 8% słabo obtoczonego materiału (do 200), 44% w grupie 300 — 500 i 16% bardzo dobrze obtoczonych (ponad 600).

Z porównania trzech stanowisk wynika, że żwiry spod Czulni są znacznie lepiej obtoczone i przypominają materiał współcześnie transportowany w korycie. Natomiast żwiry w Polankach i Chmielu wskazują na dużą dostawę materiału z bocznych dolin, ze stoków lub podcięć (erozja boczna rzeki). Zrównania podstokowe typu *glacis* i dolinki nad nimi zawieszona świadczą również o intensywnej degradacji. Dwa pierwsze stanowiska leżą w obszarze górskim — u podnóży grzbietów wznoszących się do 300 m nad dna dolin. Stoki tych grzbietów musiały być intensywnie rozczłonkowywane i podcinane (Polanki leżą właściwie w przełomie). Natomiast w rejonie Zwierzynia nad niemal płaską powierzchnią poziomu 100 m wznosiły się wąskie, około 100 m wysokie grzbieciki łąki Czulni — nie mogły one dostarczać większych ilości odporniejszego rumoszu. Było to już przedpole ówczesnych gór. Materiał niesiony na większą odległość uległ lepszemu obtoczeniu.

Rzeźba poziomu 100-metrowego, wyraźnie dowiązująca do struktury, z dobrze zaznaczającymi się zrównaniami typu pedymentów i z resztkami aluwiów stosunkowo słabo obtoczonych, nasuwa przypuszczenie, że tworzyła się w warunkach klimatu półsuchego. Poziom 100 m leży około 70 m nad dnami dolin sprzed glacjału krakowskiego i odpowiada terasie

¹⁹ Położenie żwirów sugeruje, że mogą one pochodzić z pierwszej fazy rozcinań poziomu, albo też pogłębianie koryt mogło następować jednocześnie z tworzeniem zrównań stokowych.

80 m Wisłoka [38] i poziomowi Nockowej [136]. Czas jego tworzenia powinien przypadać na górny pliocen (lewant), podobnie jak powstanie tzw. *poriećnej urovni* w Karpatach Słowackich [81, 86, 90]. Szafer [145] analizując osady pliocenu (*sensu stricto* — bez pontu), wykazał istnienie następujących po sobie trzech okresów klimatycznych: klimatu subtropikalnego, umiarkowanego chłodnego i ciepłego — półsuchego. Klimat ostatniego okresu obejmującego górną część pliocenu na Podhalu miał charakteryzować się średnią temperaturą roczną $+12^{\circ}$ i opadami o wysokości około 600 mm w ciągu roku. Rósł wtedy rzadki, suchy las liściasty z roślinnością krzewiastą typu zarośli pontyjskich. Na suchość ówczesnego klimatu wskazują również stanowiska kopalnej stepowej fauny ssaków na obszarze Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, uznane za górnopliocenijskie (Stach [43], Kowalski [79], Różycki [117] i in.).

Klimat dorzecza górnego Sanu był podobny do klimatu Podhala; ze względu na położenie ku wschodowi mogło tu być nawet bardziej sucho. Szafer [145] porównuje ówczesną roślinność z roślinnością strefy śródziemnomorskiej — półsuchej w rejonie Noworosyjska na północno-zachodnim krańcu Kaukazu, gdzie średnia temperatura roku wynosi $+12,7^{\circ}$, a roczna suma opadów 640 mm.

W lipcu 1962 r. zapoznałem się z rzeźbą okolic Tbilisi we wschodniej Gruzji. Jest to obszar średniogórski, położony w dorzeczu Kury, o deniwelacjach 300—800 m, wzniesiony nad poziom morza od 400 do około 1500 m. Jest zbudowany z piaskowców, łupków ilastych i margli, z wkładkami gipsu i tufitów [35]. Są to utwory fliszu paleogeńskiego, sfałdowane łącznie z mioceniem kotlin w równomierne fałdy stojące o przebiegu równoleżnikowym. Skrzydła fałdów są zazwyczaj dość stromo ustawione (25 — 60°). Panuje tu klimat śródziemnomorski o odmianie półsuchej²⁰. Średnia roczna temperatura waha się od $12,6^{\circ}$ w dolinach do poniżej 10° w częściach wyżej wzniesionych (tab. 2), temperatura najcieplejszego miesiąca waha się od 20 do 24° , najzimniejszego zaś — zbliżona jest do 0° . Opad roczny wynosi 500—600 mm; rozmieszczony jest w ciągu całego roku, ale najwyższy jest w miesiącach wiosennych i jesiennych (często opady ulewne). Klimat różni się więc niewiele od klimatu okolic Noworosyjska²¹. Roślinność jest uboga, krzewiasta. Stronnsze stoki pozbawione są zwartej szaty roślinnej, wzdłuż

²⁰ Według klasyfikacji Budyki, omówionej przez Zaninę [173] klimat regionu Tbilisi można określić jako niedostatecznie wilgotny, o ciepłym lecie i umiarkowanie łagodnej zimie.

²¹ Najwyraźniejszą różnicę stwierdzono w średniej wilgotności powietrza, która w rejonie Tbilisi jest o wiele niższa, i w przesunięciu maksimum opadów na okres zimy w rejonie Noworosyjska [173].

Tabela 2

Stosunki klimatyczne w Karpatach, w rejonie Noworosyjska i Tbilisi

Oznaczenia	Współczesny klimat dorzecza górnego Sanu	Klimat kotliny Podhala w górnym pliocenie (Szafer [145])	Współczesne stosunki klimatyczne w otoczeniu Kaukazu (Zanina [173])		
			Noworosyjsk	Tbilisi	Duszeti (na NE od Tbilisi)
Wysokość n.p.m. w m	350—700	500—700	37	404	902
Średnia temperatura roku	5—7°	12°	12,7°	12,6°	9,8°
Średnia temperatura : najcieplejszego miesiąca	16—18°		23,7° (VIII)	24,2° (VII)	20,5° (VII)
najzimniejszego miesiąca	-3 — -5°		+2,5° (I)	+0,5° (I)	-1,5° (I)
Opad roczny w mm	700—800	600	688	513	650
Miesiąc z najwyższymi opadami			86 (XII) 70 (VII)	92 (V) 43 (X)	105 (V) 58 (XI)
Średnia roczna wilgotność (o godz. 7 i 13)			76; 66%	76; 49%	

rzek i w wyższych piętrach gór występują lasy liściaste. W wiekach średnich, przed najazdami Turków, lasy miały zajmować większy procent powierzchni.

Budowa geologiczna i stosunki wysokościowe są więc podobne jak w dorzeczu górnego Sanu, a klimat i szata roślinna zbliżone do klimatu i roślinności, jaką stwierdza Szafer [145] dla Podhala w górnym pliocenie.

Badacze gruzińscy [19, 35] przyjmują, że poziomy dolinne aż do wysokości 300 m nad poziomem Kury są wieku czwartorzędowego i pliocenckiego. Podobne rozcięcie (rzędu 300 m) górnopliocenckich i dolnoczwartorzędowych poziomów stwierdzono też dla wschodniego Kaukazu [25]. Cereteli [19] z piętrzem bakińskim (najniższy czwartorzęd — Donau — Günz) powiązał w dolinie Kury poziom ze żwirami na wysokości

170—230 m, z pięciem chazarskim terasę 100—140 m (odpowiednik Mindel — Riss), a z pięciem chwałyńskim terasę 40—50 m (ostatni interglacjał lub Würm). Terasy te są erozyjno-akumulacyjne; ponieważ teren ma stałe tendencje podnoszące, w korytach trwa erozja wgłębna.

W rzeźbie okolic Tbilisi wyraźnie zaznacza się rola struktury. Grzbieity są często monoklinalne, na stokach na wychodniach odpornych ławic widać skaliste progi. U podnóży pasm górskich, jak i u podnóży zboczy, współcześnie nie podcinanych, zaznaczają się wyrównane powierzchnie stoków o nachyleniu 2—10°, ścinające niezgodnie litą skałę, przykryte cienką warstwą pokryw stokowych. Wykształciły się one też w odcinkach dolin poprzecznych do biegu struktur, zostały więc utworzone przez niezależny od litologii proces równoległego cofania stoków. Szerokie (ok. 1 km) podnóża typu *glacis* lub pedymentów towarzyszą na niektórych odcinkach dolinie Kury na wysokości 100—150 m i dowiązują wysokościowo do środkowoplejstoczeńskiej terasy 100 m. Są one zawieszane nad stromymi zboczami i nacięte młodszymi dolinkami V-kształtnymi, podobnie jak liczne *glacis* zachodniej części regionu śródziemnomorskiego [92]. Wyglądem przypominają one najlepiej zachowane fragmenty poziomu 100 m w podłużnych obniżeniach dorzecza górnego Sanu. Nie są to formy dziś tworzone.

W dolinie Wery (dopływ Kury) obserwowałem również podobne formy, choć znacznie węższe (100—200 m), wychodzące na terasę 40 m. Terasę tę rozcina jedynie wąski kanion rzeki, w obrębie którego znajdują się małe listwy niższych teras. Terasę 40 m — wieku górnoplejstoczeńskiego buduje ponad 10-metrowa seria żwirów leżących na cokole. Stoki typu *glacis* nawiązują do równiny terasy, są więc prawdopodobnie młodsze od pokrywy aluwii. Formy *glacis* są okryte pokrywami piaszczysto-gliniastymi z rumoszem miąższości 1—3 m, o wyraźnym ułożeniu fluidalnym. Są to pokrywy deluwii i proluwii — materiał wyniesiony z debrzy i obnażonych górnych partii stoków. Widać tu świeżą akumulację — torencjalne stożki i świeże nacięcia wód okresowych. Jeszcze wyraźniejsze są ślady zmywania wietrzejącej skały w górnych częściach stoku. Granica między powierzchnią podstokową a degradowanym stokiem jest ostra, degradowany stromy stok cofa się. Proces modelowania stoków typu *glacis* — pedymentów zachodzi współcześnie. Niekiedy z rozrastających się *glacis* sterczą pojedyncze skalne nabrzmienia nie zniszczone przez wody okresowe, u wylotów większych rozcięć miąższość stożków jest większa. Powierzchnia skalna *glacis* nie jest więc idealnie płaska.

Obserwacja współczesnych procesów nasuwa przypuszczenie, czy nie są to jednak formy starsze, obecnie tylko przemodelowane? Wiek terasy pozwala na przyjęcie wümskiego albo postglacjalnego wieku *glacis*.

Maruaszwili [90] przyjmuje, że w glacialach piętra klimatyczne na południowym stoku Kaukazu były obniżone o 500—700 m, klimat był nieco chłodniejszy i wilgotniejszy. Obszar ten leżał w zasięgu zwartego lasu liściastego, modelowanie opisanych form było więc raczej niemożliwe. Formy typu *glacis* — pedymentów należy zatem uznać za powstające tam w warunkach klimatu holocenu i interglacialów, szczególnie ich faz suchszych. Osady gipsów ze starszego plejstocenu [19], obecność wyższych stopni typu pedymentów także i w poziomie teras górnoplioceńskich [25] świadczą, że w kontynentalnej części strefy śródziemnomorskiej okresy klimatu półsuchego wielokrotnie powtarzały się od górnego pliocenu.

Na podstawie podobieństwa form, podobieństwa obecnych warunków klimatycznych rejonu Tbilisi i Podhala w górnym pliocenie [145] uważam, że spłaszczenia u podnóży grzbietów, leżące w poziomie 100 m w dorzeczu Sanu, są resztkami form typu pedymentów *glacis*, powstałych w warunkach klimatu śródziemnomorskiego — półsuchego górnego pliocenu. Również nierówności podłóg skalnych i typ wypreparowania odporniejszych ławic jako grzbiecików i progów twarżeli-cowych, widoczne w rzeźbie poziomu 100 m nad Sanem, są charakterystyczne dla rzeźby wschodniej Gruzji.

Uderza duże podobieństwo tych form z długimi zboczami dolin typu pedymentów, opisywanymi przez Frye'a i Smitha [40] z wyżyn stanu Kansas, gdzie panuje klimat okresowo suchy (opad roczny 450 mm), a dużą rolę w tworzeniu zrównań odgrywają osuwiska.

Podobne rozcięte formy typu pedymentów lub nachylonych powierzchni piedmontowych opisywane są z Karpat słowackich (tzw. *poriečna uroveň* [81, 86, 90, 94]) i rumuńskich [42, 108, 109] i na podstawie stosunku do osadów i innych teras uważane za górnoplioceńskie. Znany zjawiskiem jest występowanie w całej strefie śródziemnomorskiej form typu pedymentów *glacis*, które na terasie gór Hiszpanii i północnej Afryki zostały uznane m. in. przez Menschinga i Reynala [92, 93] za formy przedczwartorzędowe (ze schyłku pliocenu), często jednak modelowane i odnawiane w czwartorzędzie.

WIEK I WARUNKI ROZWOJU POZIOMÓW ZRÓWNAŃ DORZECZA GÓRNEGO SANU NA TLE ROZWOJU CAŁYCH KARPAT

Ze względu na to, że w Karpatach Zachodnich i Wschodnich (z wyjątkiem Podhala) nie prowadzono szczegółowych badań utworów lądowych miocenu i pliocenu, odwoływano się często do Karpat rumuńskich [69, 60, 3], przyjmując jednoczesność ruchów dla całych Karpat.

Ostatnio Klimaszewski [73] i Gofsztejn [46] dali próby rekonstrukcji procesów w Karpatach na podstawie analizy niepełnych serii lądowych i morskich osadów korelatnych na północnym przedpolu Karpat. Aby uzasadnić jednoczesność ruchów na północnym i południowym skłonie Karpat, porównałem osady środkowej części północnego przedpola [73, 98] z osadami na terenie tzw. Rusi Zakarpackiej zestawionymi przez Jermakowa [61] (tab. 3)²². Widzimy, że po obu stronach Karpat zaznaczają się niemal jednoczesne okresy wzmożonej erozji i ruchów tektonicznych oraz okresy zastoju ruchów i osłabionego transportu. Pierwsze — reprezentowane są przez serie zlepieńców, żwirów i piasków oraz pokrywy lawowe (na południowym stoku), drugie — przez serie ilaste i ilastopiaszczyste. Wyraźne okresy ożywionej erozji i ruchów zaznaczają się w akwitanie, na początku helwetu, niemal w całym tortonie, następnie w górnym sarmacie, meocie oraz w pliocenie (*sensu stricto* — tj, bez pontu). Okresy spokoju zaznaczają się wyraźnie w helwecie, w dolnym sarmacie i poncie²³. Fakty te są zgodne z datowaniem Klimaszewskiego [67, 69, 73] w dorzeczu Dunajca i z datowaniem zrównań w Karpatach rumuńskich [14] oraz z niektórymi poglądami badaczy ukraińskich (tab. 3). Poza tym powszechnie stwierdzono występowanie w Karpatach, na skałach o mniejszej odporności, jeszcze młodszego poziomu destrukcyjnego z dolnego pliocenu. Istnienie zróżnicowanej amplitudy ruchów trwających często dalej w czwartorzędzie uniemożliwia wiązanie poziomów w odległych regionach jedynie na podstawie podobnych wysokości względnej lub tym bardziej bezwzględnej. W całych Karpatach: Zachodnich, Wschodnich i Południowych zaznaczają się jednak trzy wyraźne poziomy zrównań po głównej fazie ruchów fałdowych (w Karpatach polskich ostatniej), która miała miejsce w tortonie²⁴. Z ich zestawienia wynika, że są to odpowiedniki środkowo- lub górnosarmackiego poziomu śródgórskiego, pontyjskiego poziomu pogórskiego i górnopliocenińskiego zrównania dolinnego (*poriečna uroveň* Mazura i Lukniša [86, 91]).

Poziom śródgórski leżący w dorzeczu Dunajca (Karpaty Zachodnie) na wysokości względnej 230—260 m [69] jest ku wschodowi coraz wyżej podniesiony i głębiej rozciąty. W dorzeczu górnego Sanu leży na wysokości 300—400 m nad poziomem rzek (700—800 — 1000 m n. p. m.)

²² Stratygrafii osadów podanej przez Gofsztejną [46] nie omawiam szczegółowiej ze względu na inne datowanie przez niego niektórych serii.

²³ W osadach pontu i lewantu kotlin wschodniej Słowacji [44] zaznaczają się jednak serie żwirowe, które mogą świadczyć o klimacie suchym.

²⁴ Nie uwzględniając wysokiego zrównania przedtortońskiego lub paleogeńskiego, ograniczonego do wysokich masywów górskich Rumunii [14].

i prawdopodobnie odpowiada zrównaniu o wysokości względnej 500—650 m na południowym stoku Karpat Wschodnich. Ścina on tam osady dolnego sarmatu, a leżą na nim lawy wieku meotu [60, 133]. Zrównania z osadami sarmatu w Karpatach Południowych leżą na wysokości względnej 500—700 m (poziom „Riuses” de Martonne’a [14]), w rumuńskich Karpatach zachodnich (Siedmiogród) na wysokości 800—1300 m n. p. m. (zrównanie „Marisel”, P o p [107, 14]), a w rumuńskich Karpatach Wschodnich na wysokości 1450—1600 m (poziom Cerbul — Sircu [125]), a nawet do 1800 m (góry Rodna — poziom Bartina, M o r a r i u [95]).

Poziom pogórski o wysokości 120—150 m (350—400 m n. p. m.) w pogórskim odcinku Dunajca [69], Wisłoki [136] i Wisłoka [38] jest już w dorzeczu górnego Sanu rozcięty do głębokości 200 m (580—700 m n. p. m.), a dalej ku wschodowi głębokość rozcięcia prawdopodobnie jeszcze rośnie. Odpowiada mu 250—300 m zrównanie Karpat Wschodnich opisywane przez Jermakowa [60], Alfierewa [3], przez Cysia uważane jednak w całych Karpatach Wschodnich za dolnosarmackie [16, 17], zaś przez Gofsztejnę nawet za górnotortońskie [46]. Na południowym stoku Karpat poziom pogórski o wysokości 500—1100 m n. p. m., ścinający andezyty sarmatu, stwierdzają L u k n i ś i M a z u r [86], zaś dalej ku wschodowi należałoby może wiązać z nim poziom 150—200 m wysokości względnej opisywany przez Jermakowa [60] i Spiridonowa [133], ścinający lawy wulkaniczne meotu, a niekiedy i osady pontu. Jest on tu prawdopodobnie tektonicznie obniżony [81]. Tego wieku są też zrównania na mioceńskich skałach wulkanicznych na Węgrzech (L a n g [82]). W Karpatach Południowych odpowiednikiem jego wydaje się być poziom Gornovica o wysokości względnej do 300 m [14]. W rumuńskich Karpatach Wschodnich dolnopliocieńskie zrównanie Mestecaniș stwierdza Sircu na wysokości 800—1200 m n. p. m. W Górach Kalimańskich Girbacea stwierdza [42] poziom 300 m ścinający lawy wulkaniczne i podścielające je osady sarmatu. W rumuńskich Karpatach zachodnich zrównanie Feneș o wysokości 400—600 m n. p. m. (200—300 m wysokości względnej) odnozione jest również do pliocenu (*sensu lato* [14]).

Górnopliocieńskie zrównanie dolinne najslabiej zarysowane jest w Karpatach Zachodnich, gdzie rozcięte jest stosunkowo najpłycej, bo od 50 do 80 m [69, 38, 136]. S t e h l i k i inni badacze czescy [140, 21] wiążą z poziomem pogórskim na Morawach zrównanie wysokości względnej często tylko 100 m. W dorzeczu górnego Sanu zrównanie dolinne osiąga już wysokość 100 m. W Karpatach Wschodnich i na ich przedpolu odpowiada mu poziom Łojowej [74], wiązany słusznie przez Alfierewa [3], Jermakowa [60] i Gofsztejnę [46] z górnym pliocenem. W dolinie Dniestru na terenie Mołdawii odpowiada mu terasa wysokości 165 m z osadami zawierającymi faunę górnopliocieńską [46]. Na Słowacji, tego wieku

jest dobrze wykształcona *poriečna uroveň* o wysokości 100—150 m nad dna dolin, często o charakterze pedymentu [90, 94, 81]. Jej rozcięcie przyjmuje się na pograniczu pliocenu i plejstocenu [85]. We wschodniej Słowacji poziom dolinny 80—100 m, często ze żwirami, obserwowałem jeszcze koło Medzilaborec (w dolinie Laborca), kilka kilometrów na południe od głównego działu wodnego Karpat na pograniczu Bieszczadów. Ku południowi powierzchnia ta jest tektonicznie obniżona i pocięta uskokami. Kvitkovič i Harman [81] stwierdzili, że ścina ona górno-pannońskie andezyty i pokryta jest zwietrzalymi żwirami andezytowymi i pstrymi ilami — osady te na progu Vihorlatu okrywają pedymnt, a na przedpolu budują górnoplioceńskie akumulacyjne *glacis* (Lang [82]). W rumuńskich Karpatach Wschodnich Po sea [108, 110], Gîrbacea [42] i inni opisują rozległe zrównane powierzchnie piedmontowe, utworzone w górnym pliocenie w obrębie kotlin śródgórskich na utworach mało odpornych. Odpowiedniki tej powierzchni obserwowałem w wielu rejonach strefy Subkarpat na południowym stoku Karpat Południowych. Jest to powierzchnia ścięta, okryta niekiedy cienką warstwą grubych żwirów rzecznych, rozcięta do głębokości 100—150 m. Jej osadami korelatnymi są grube żwiry lewantu, tworzące piedmont akumulacyjny [48]. W konglomeratach Kondeszti, leżących na terasie 150 m, A t a n a z i u w 1915 r. znalazł faunę lewantu [14, 60].

W historii rzeźby Karpat charakterystyczne jest powstawanie zrównań w warunkach klimatu półsuchego (pont, górny pliocen). Intensywna degradacja w klimatach półsuchych była przegradzana okresami intensywniejszego wietrzenia chemicznego, postępującego w warunkach klimatu wilgotnego, subtropikalnego (pliocen dolny Szafera [145]). Stwierdzenie rytmicznych zmian klimatycznych nie tylko w czwartorzędzie i w pliocenie, ale i w miocenie [146] nasuwa przypuszczenie, że szybkie obniżanie Karpat fliszowych i tworzenie zrównań odbywało się w warunkach zmieniającego się klimatu, następowania po sobie okresów wilgotniejszych, głębszego wietrzenia chemicznego i okresów suchszych, intensywnej degradacji powierzchniowej.

Ilość dowodów popierających taką tezę rośnie. Czerwone pokrywy zwietrzelinowe, zawierające do 50% minerałów ilastych, podobne do gleb Kolchidy, występują na południowym stoku Karpat Wschodnich na utworach meotu, a także na aluwjach pliocenu (Fridland [39], Kamantin i Iwanowa [63]) i plioceńskich skałach wylewnych (Kvitkovič, Harman [81]). Jermakow [61] stwierdza na Rusi Zakarpackiej olbrzymią zmienność osadów neogeńskich. Podobną rytmikę w osadach neogenu Karpat rumuńskich tłumaczy się zmiennością nie tylko procesów tektonicznych, ale i klimatycznych [14]. Na północnym skłonie Kaukazu Rodzjanko [115] znalazł w utworach pliocenu kilka poziomów ilów

pstrych, poprzegradzanych poziomami piasków. Zmiany te tłumaczy istnieniem okresów klimatu wilgotnego i półpustynnego.

Jahn [55] i Różycki [117] stwierdzają fazy o klimacie półsuchym (trójgrańce) na pograniczu pliocenu i czwartorzędu²⁵. Podobną fazę z dużym udziałem roślinności stepowej stwierdził w oceanicznej Holandii Z a g w i j n [171]. Na konieczność istnienia zmian klimatycznych, umożliwiających skuteczne niszczenie i zrównywanie zwrócili też uwagę M o r t e n s e n [96], L a n g [82] i J. P. B a k k e r w wykładach wygłoszonych w Krakowie w 1961 r.

Związek dojrzewania albo zrównywania rzeźby neogeńskiej ze zmianami klimatycznymi jest jeszcze sprawą otwartą. Sądzę jednak, że rytmika zmian klimatycznych nałożyła się w jakiś określony sposób na fazowość ruchów tektonicznych, podobnie jak zostało to już stwierdzone dla czwartorzędu [32, 43].

EWOLUCJA RZEŻBY W CZWARTORZĘDZIE

Zasadniczymi formami, które były tworzone lub ulegały przekształceniu w czwartorzędzie, są dna dużych i mniejszych dolin oraz stoki. Poznanie szczegółowe teras pozwala określić etapy pogłębiania dolin rozcinających poziom górnoplioceniński, a analiza form i osadów stokowych — rozmiary i kierunek przekształcenia starszej rzeźby pliocenińskiej oraz czwartorzędowych zboczy erozyjnych.

KSZTAŁTOWANIE DOLIN DORZECZA GÓRNEGO SANU W CZWARTORZĘDZIE

Klimaszewski stwierdził w dolinie Sanu terasy skalno-osadowe, świadczące o czwartorzędowym pogłębianiu dolin [68]. Na odcinku Solina—Zwierzyń, razem z Dziezańskim powiązaliśmy trzy pokrywy aluwialne z trzema glacjałami na podstawie występowania aluwiów na odrębnych cokołach, zazębienia i nadsypania młodszymi pokrywami stokowymi oraz występowania poziomów interglacjalnego wietrzenia [32]. Stwierdziliśmy, że spłaszczenia terasowe mają złożoną genezę: na nachylonej powierzchni erozyjnej spoczywa seria aluwiów, w której wycięte są niższe stopnie erozyjne. Dopiero poniżej występuje krawędź. Terasa okryta utworami soliflukcyjnymi jest dziś często formą kopalną. Badania te pozwoliły potwierdzić istnienie faz akumulacji w glacjałach, faz erozji wgłębnej

²⁵ Stratygrafii Różyckiego, opartej na osadach organicznych nie omawiam, gdyż jest ona kwestionowana przez paleobotaników (Ś r o d o ń [1962]).

w interglacjalach i faz intensywnej erozji bocznej oraz tworzenia meandrów ześlizgowych w okresach przejściowych [31—33].

W celu stwierdzenia ogólnych prawidłowości oraz podobieństw i różnic w rozwoju dolin całego obszaru przedstawiam inne odcinki doliny Sanu i nowsze materiały z rejonu Soliny oraz niektóre doliny boczne.

DOLINA SANU

W poziom górnopłocieński wcięta jest głęboka na 90—110 m dolina o krętym biegu. Na jej zboczach i dnie zaznaczają się stopnie teras o wysokości 70—80 m, 30—60 m, 12—25 m, 6—10 m i niskie przykorytowe 1—4 m nad poziomem Sanu (ryc. 19, 20, 36).

1. Terasa o wysokości 70—80 m zachowała się w postaci nielicznych spłaszczeń. Na lewym brzegu przy ujściu Solinki do Sanu, na spłaszczonym garbie występuje do wysokości 75 m nad poziomem koryta zwarta pokrywa żwirów rzecznych (ryc. 36), dobrze obtoczonych (51% w grupie obtoczenia 300—500 i 35% ponad 500), o średnicy do 20 cm. Przeważa odporny materiał piaszczysty z dorzecza górnej Solinki (nie krośnieński). W innych miejscach brak żwirów. Na podstawie położenia między terasą ze zlodowacenia krakowskiego a poziomem górnopłocieńskim oraz stwierdzenia podobnych stopni w Karpatach Wschodnich [17, 46] i rumuńskich [14] oraz w podnoszonych obszarach wschodnich Alp [167, 37] wiąże terasę 70—80 m z wczesnym plejstocenem. Przerwa w erozji wgłębnej została prawdopodobnie spowodowana zmniejszeniem siły transportowej rzek i zwiększoną dostawą ze stoków w czasie chłodnego Günzu.

2. Terasa 30—60 m wysoka zajmuje największe powierzchnie w dolinie Sanu (ryc. 19, 36). Przebieg terasy i zasięg akumulacji wskazuje, że dolina Sanu miała dno szerokości 0,5—2 km. Bieg doliny, mimo zakoli w odcinkach przełomowych, był bardziej wyrównany niż późniejszej rynnny meandrowej (ryc. 19). Aluwia spoczywają zawsze na cokole, którego wysokość nad poziomem koryta waha się od 30 do 53 m. Cokół jest nierówny, niekiedy ma charakter ześlizgowej powierzchni erozyjnej (Myczkowce [31]). Spadek cokołu mierzony po osi ówczesnej doliny wynosi 1,8—2,0‰. Pokrywa żwirowa ma w profilach miąższość 1—13 m. Są to żwiry o średnicy do 30 cm, w spągu scementowane węglanem wapnia, w stropie często zwietrzałe i odwapnione. Stopień obtoczenia dość dobry w części spągowej (średnio 40% w grupie obtoczenia 300—500, około 20% ponad 500), wykazujący jednak dostawę materiału świeżego ze stoku (10% poniżej 150), wyraźnie pogarsza się ku stropowi (ryc. 21). Wiąże się to, jak wykazały odkrywki w Solinie — Zabrodziu [31], z dostawą pokryw gruzowo-gliniastych ze stoków, które zaszcząbiają

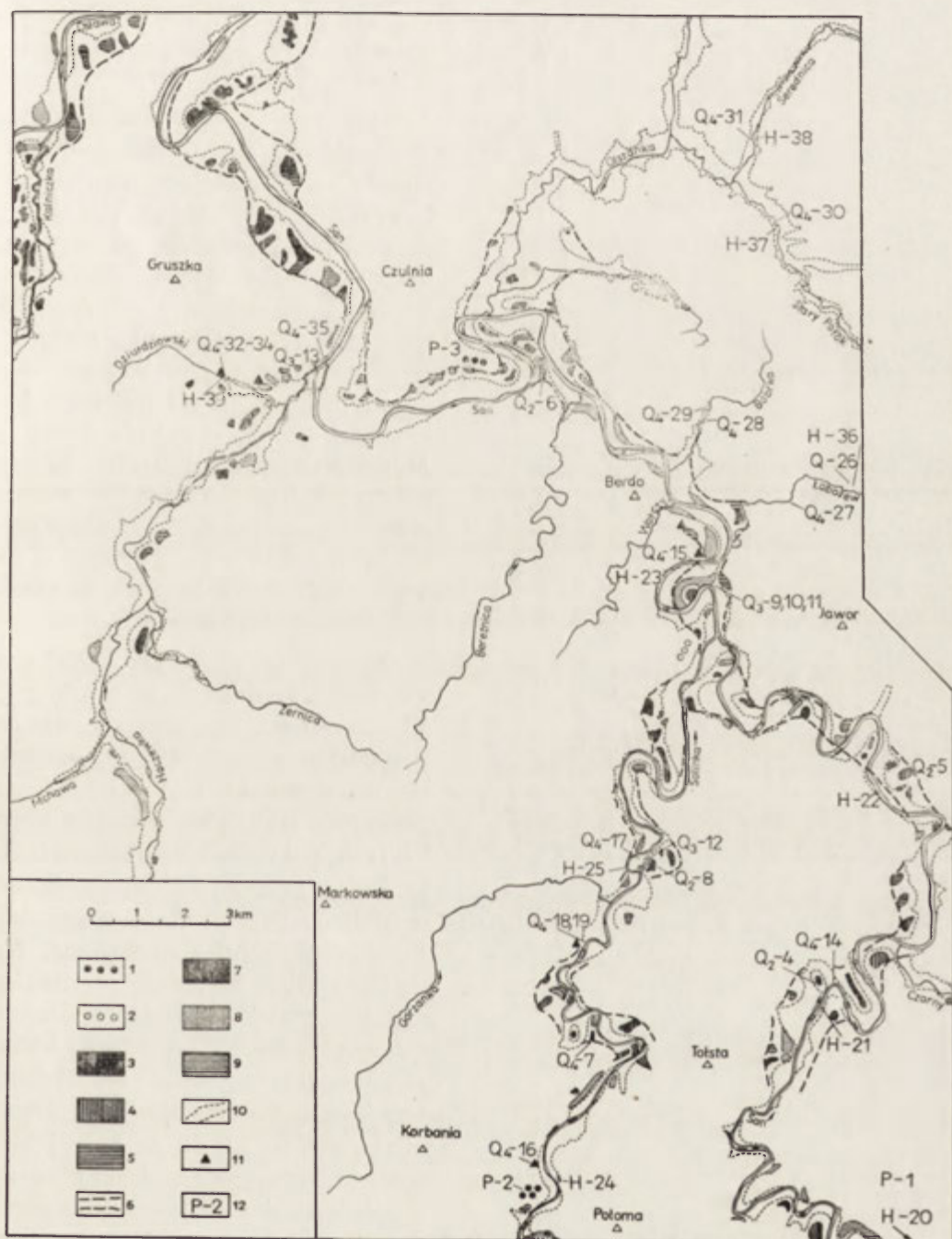
się z osadami rzecznyymi (fot. 10). Osady stokowe wkraczają wreszcie na strop aluwiów (ryc. 22). Powierzchnia akumulacyjna na całym badanym odcinku sięga do 52—54 m nad poziom obecnego koryta i wykazuje nachylenie rzędu 3‰ (w rejonie Solina — Zwierzyn).

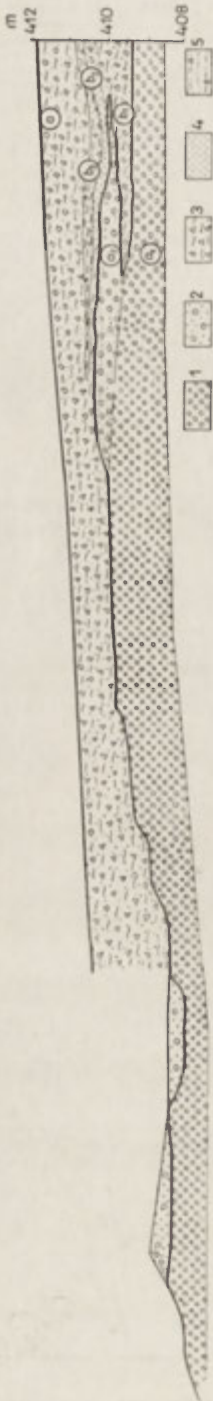
Maksymalna miąższość aluwiów terasy wysokiej osiągała więc 20—25 m. W pokrywie rzecznej zostały wycięte stopnie erozyjne, zachowane na ostrodze Grodziska [31]. Rezultatem ścięcia erozyjnego są cienkie pokrywy żwirowe (2—8 m), budujące płaskie równiny w rejonie Posady Leskiej — Postołowa. Występują one w zakolach wciętych w nie dolin meandrowych, co świadczy o tworzeniu meandrów w czasie uprzęta pokrywy. Najlepszy pogląd na przebieg rozcinania równiny akumulacyjnej daje nowsze odsłonięcie w Zabrodziu (ryc. 22). Rzeka wciśnała się tu stopniami, przesuując koryto ku północo-wschodowi, a na osady rzeczne wkraczały utwory stokowe. Stopnie te, nierównej wysokości, z wyraźnymi okresami zastoju erozyjnego (równina erozyjno-akumulacyjna w wysokości 52 m), dają łącznie powierzchnię nachyloną — ześlizgową, tworzącą się w czasie rozcinania meandrów ześlizgowych. W momencie dojścia do najniższego cokołu (osi rynny przedglacjalnej) nastąpiło zahamowanie erozji wgłębnej — pozostałością tego są znajduwane w poziomie 30 m terasy erozyjne (ostroga Grodziska, prawie zbrocze naprzeciw ujścia Hoczewki).

Na osadach rzecznych spoczywa zazwyczaj warstwa osadów stokowych niekiedy do 12 m miąższości, których część pochodzi z młodszych okresów glacialnych [32]. Występowanie cokołu skalnego pod powierzchnią erozyjną wyciętą w żwirach (Myczkowce [31]), zwiertzałego do 4 m głębokości w okresie ciepłym, interglacialnym, pozwala wiązać przykrywające je gliny soliflukcyjne z następnym glaciałem. Osady te maskują większość spłaszczeń terasowych, które mają wygląd łagodnych stoków zawieszonych nad stromymi zboczami. Formę pierwotną zachowały tylko te spłaszczenia terasowe, które leżą z dala od stoków, w kotlinowatych rozszerzeniach (koło Postołowa, Uherzec). W przypadku podcinania, fragmenty teras uległy zmniejszeniu i denudacyjnemu obniżeniu, np. pagór epigenetyczny na prawobrzeżnej ostrodze meandrowej w Solinie (52 m nad poziomem rzeki) lub pagórek żwirowy w północnej części

Ryc. 19. Terasy plejstoceńskie i stanowiska badań żwirów

1 — równina terasy górnopliocenińskiej; 2 — równina terasy z glaciału Günz; 3 — równina terasy z glaciału krakowskiego; 4 — równina terasy z glaciału krakowskiego zdegradowana lub ścięta erozyjnie; 5 — równina terasy z glaciału krakowskiego kopalna (pokryta pokrywami stokowymi); 6 — zasięg dna doliny w glacialu krakowskim; 7 — równina terasy z glaciału środkowopolskiego; 8 — równina terasy z glaciału środkowopolskiego zdegradowana; 9 — równina terasy z glaciału środkowopolskiego kopalna; 10 — zasięg młodoczwartorzędowego dna; 11 — stanowiska szczegółowo zbadane (ryc. 23—25); 12 — stanowiska badań morfometrii żwirów zamieszczone na ryc. 18 i 21 (stanowiska 1—39). Litery oznaczają wiek serii: P — pliocen górny; Q₂, Q₃, Q₄ — glaciały: krakowski, środkowopolski i batycki; H — holocen





Ryc. 22. Profil terasy wysokiej w Zabrodziu, przedstawiający schyłek akumulacji

i początkowy okres rozcinania równiny terasy

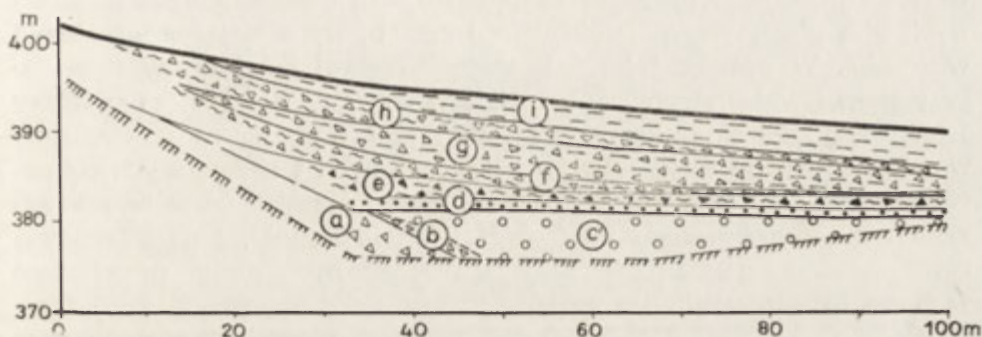
1 — żwirny rzeczny; 2 — piaski rzeczne z drobnym żwirem; 3 — gliny soliflukcyjne z rumoszem; 4 — piaski proluwialne; 5 — gliny i piaski soliflukcyjno-proluwialne; a_1 — aluwia facji korytowej; a_2 — aluwia facji powodziowej; b_1 — gliny soliflukcyjne zaszablające się ze żwirami; b_2 , b_3 — proluwia i utwory soliflukcyjne nalożone bezpośrednio na serię aluwii; c — utwory stokowe silniej zwietrzałe, w stopniu przemieszczone w młodszych glacialach

kotlinki Uherzec; wtedy żwirny znaczą tylko przestrzenny zasięg akumulacji.

3. Terasa średnia o wysokości 12—20 m tworzy spłaszczenia w obrębie doliny meandrowej, wyciętej po akumulacji w glacialu krakowskim. Cokół skalny terasy jest niewyrównany; w obrębie tej powierzchni zaznaczają się rynny i powierzchnie ześlizgowe (deniwelacje do 8 m [32, 34]). Oś rynny erozyjnej leży na zmiennej wysokości 10—14 m nad poziomem obecnego koryta, jej spadek w rejonie Solina — Myczkowce wynosił 2,6‰. Równinom erozyjnym towarzyszą strome podcięcia skalne, dziś zwykle otulone pokrywami, które świadczą o intensywnej erozji bocznej w czasie tworzenia erozyjnego dna.

Na cokole spoczywa seria aluwii o miąższości do 12 m (Solina). W Zabrodziu, w nowym wkopie u podnóża wzgórza 499 m, odsłania się na wysokości 15,5—21,9 m nad poziomem rzeki seria aluwii przykrytych pokrywami stokowymi. Są to żwirny rzeczne dobrze obtoczone, o średnicy do 25 cm, w spągu scementowane węglanem wapnia. Ku stropowi (ryc. 23) coraz częstsze są soczewki piasków. U stóp podcięcia, żwirny przechodzą w rumosz budujący kopalne usypiska. Na żwirach leży warstwa piasków rzecznych miąższości 1—1,5 m, na której bezpośrednio spoczywają piaski gliniaste z pojedynczymi okruchami piaskowca, a bliżej stoku gliniasto-rumowiskowe pokrywy soliflukcyjne. Brak

powierzchni erozyjnych i stopniowe zastępowanie osadów rzecznych (w stropie facja powodziowa) osadami stokowymi świadczy o wkraczaniu pokryw soliflukcyjnych w czasie tego samego okresu zimnego. Jednocześnie działała erozja wgłębna w korycie Sanu. Na prawobrzeżnej ostrodze meandrowej (stanowisko A [32]) widać również słabnięcie siły transportowej rzeki w 11-metrowej serii aluwiów. Szczególnie wyraźnie zana-



Ryc. 23. Przekrój pokryw rzecznych i stokowych na terasie średniej w Zabrodziu (schematyczny, wg J. Dziewańskiego i L. Starkla [34]).

Pokrywy z glaciału środkowopolskiego: a — pokrywy usypiskowe; b — pokrywy stokowo-rzeczne, c — żwiry i piaski rzeczne, d — mułki piaszczyste rzeczne i proluwialne, e — pokrywy stokowe ze schyłku glaciału silnie odwapnione; pokrywy z glaciału bałtyckiego: f, h — serie soliflukcyjne z rumoszem, g — seria proluwialno-soliflukcyjna z nielicznym rumoszem, i — stropowe pokrywy proluwialne (gliniasto-piaszczyste)

cza się tu zmniejszanie się stopnia obtoczenia od spągu ku stropowi (pobrano 3 próbki: ze spągu, z części środkowej i ze stropu — ryc. 21). Gdy w spągu przeważa grupa obtoczenia 300—500 (38%), częste są otoczaki grupy 500 (24%) i niemal zupełnie brak typowo „peryglacialnych” poniżej 150 (2%), to w stropie najliczniejsze są grupy 150—300 (52%) i poniżej 150 (34%), a zupełnie brak otoczek w grupie > 500.

Na aluwiach spoczywają pokrywy stokowe o miąższości do 15 m (Zabrodzie), w obrębie których występują poziomy odwapnienia [34], świadczące o dwudzielności pokryw. Stropowa część pochodzi z ostatniego glaciału, spągowa zaś, odwapniona, z przedostatniego (ryc. 23). Zatem aluwia leżące na cokole wyższym od den z ostatniego glaciału i przykryte dwudzielnymi osadami pochodzą ze zlodowacenia środkowopolskiego. Młodsze pokrywy zazwyczaj otulają równinę terasową tak, że terasa średnia ma charakter terasy kopalnej (spłaszczenia zboczowe u podnóży Kozińca, Berda i in.).

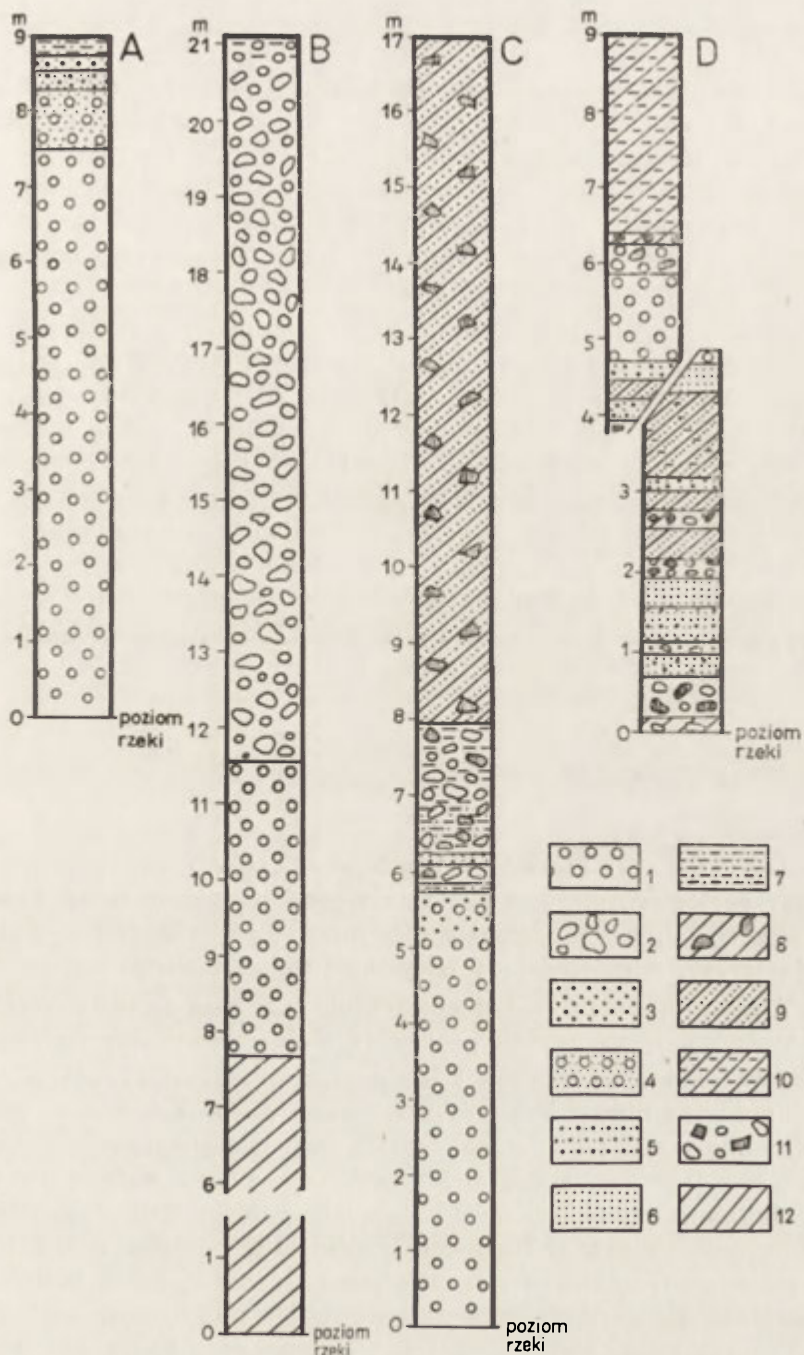
4. Terasa niska o wysokości 6—10 m zajmuje znaczną część dna doliny Sanu, którego szerokość waha się od 200 do 1000 m. Dno erozyjne pod aluwiami leży na poziomie dzisiejszego koryta. Odcinkami występuje cokół erozyjny o wysokości 2 m, ale u wylotów odciętych zakoli

(kotlinka Uherzec) cokół leży 1—2 m poniżej koryta. Terasa jest zbudowana ze żwirów i piasków rzecznych, wykazujących dobre obtoczenie (ryc. 21). W Rajskim najliczniejsze są żwiry grupy 300—500 (33^o/o) i ponad 500 (34^o/o), w Solinie 150—300 (43^o/o) i 300—500 (38^o/o).

Terasa na wysokości 9 m w Rajskim (ryc. 24A) jest zbudowana z grubych żwirów o średnicy do 25 cm, w których stropie leży metrowa warstwa piasków z drobnym żwirem i 0,5 m postglacialnych humusowych glin piaszczystych (z okruchami cegieł), wypełniających obniżenia w terasie. W podcięciu jest odsłonięty przekrój całej rynny Sanu — przy zboczu widać stopniowe przejście w pokrywą stokową, co świadczy o jednoczesności akumulacji. W rynnie starorzecza Uherzec stwierdzono w wierceniu dwie serie aluwiów przegrodzonych i nadsypanych pokrywami stokowymi [32]. Równina terasy nie jest płaska. Obok wyraźnych rynien odciętych starorzeczy (powyżej ujścia Solinki, koło Postołowa) równina terasy podnosi się u wylotów bocznych dolin, przechodząc w stożki napływowe (np. u podnóża Stożka — do wysokości 17 m). Granica między równiną a zboczem jest wyraźna w miejscach niedawnego podcinania przez San (odcinek Teleśnica — ujście Solinki, lewy brzeg od ujścia Hoczewki po Lesko). Świadczy to o intensywnej erozji bocznej. W nielicznych miejscach dno przechodzi łagodnie w stok, na terasie leżą pokrywy soliflukcyjno-proluwialne (Solina [32], na północ od Leska). W kilku miejscach na zakolach terasa opada z biegiem rzeki od 8 do 3—4 m. Dowodzi to ześlizgiwania się Sanu w czasie rozcinania równiny terasy.

Równina terasy ma spadek mniejszy od koryt dzisiejszych. Na odcinku Rajskie — Postołów jej spadek wynosi tylko 1,5—1,6^o/o. Późniejsze zwiększenie spadku wiąże się ze skróceniem biegu Sanu, który w trzech miejscach ściał zakola (w Rajskim, powyżej ujścia Solinki i w kotlinie Uherzec). Rozcięcie rynnami erozyjnymi i włożenie aluwiów holocenijskich oraz nawiązywanie do pokryw soliflukcyjnych (z dala od nurtu rzeki) wskazuje, że pokrywą i równiną akumulacyjną należy wiązać z glaciałem bałtyckim.

5. Koryto i najniższe terasy. Koryto Sanu 50—100 m szerokie jest wycięte w aluwiach terasy bałtyckiej i przeważnie docięte do litej skały. Długie odcinki koryt wycięte w skale wiążą się ze skróceniem biegu Sanu i podcięciem zboczy. Dno erozyjne lokalnie poszerza rzeka wcięta meandrami w dno doliny. Spadek koryta jest nierówny, odporniejsze ławice tworzą szereg równoległych barier, które utrudniają ruch turbulentny wody i łapią grubszy materiał w podłużnych obniżeniach eworsyjnych, wymytych w skałach o mniejszej odporności. Dlatego łachy kamieńca są wąskie i stosunkowo rzadkie. Analiza obtoczenia materiału (ryc. 21) wska-



Ryc. 24. Profile terasy z ostatniego glaciału

A — San — Rajske, B — Solinka — Polanki, C — Solinka — Woikowyja, D — Potok Dziurdziowski — Dziurdziów; 1 — żwiry rzeczne dobrze obtoczone, 2 — żwiry rzeczne słabo obtoczone, 3 — drobne żwirki, 4 — grube żwirki z piaskiem, 5 — drobne żwirki z piaskiem, 6 — piaski rzeczne, 7 — mułki rzeczne, 8 — gliny piaszczyste z rumoszem (soliflukcyjne); 9 — gliny piaszczyste (soliflukcyjne i prouwalne); 10 — gliny pylaste (prouwalne); 11 — rumosz stokowy z domieszką materiału obtoczonego; 12 — cokół skalny

zuje na największy udział otoczków grupy 300—500 (29—42%) oraz 150—300 (18—42%). Większy niż w pokrywie z ostatniego glaciału jest udział żwirów słabo obtoczonych (poniżej 150); w Chmielu wynosi on 16%, w Rajskim 15%, a w Solinie 10%. Gorsze obtoczenie osadów współczesnych świadczy o pogłębianiu koryta i zabieraniu materiału z wietrzejących ścian podcięć skalnych, oraz o słabym niszczeniu i przemywaniu pokrywy z ostatniego glaciału.

Korytu towarzyszą fragmenty akumulacyjnych teras zalewowych. W Rajskim, w spągu 1,5 m terasy stwierdziłem szczątki roślinne z okresu subatlantyckiego [138]. U ujścia Olszanicy w rynnę erozyjną wyciętą w żwirach starego zakola Sanu jest włożona niska 2—3 m terasa, zbudowana z aluwiów miąższości do 6 m [32]. Na zakolach, obniżona erozyjnie terasa z glaciału bałtyckiego, jest nadsypana piaszczystymi madami (Zwierzyń, Postołów). Niskie, często dwustopniowe terasy o powierzchni urozmaiconej rynnami wód powodziowych osiągają powyżej ujścia Hoczewki i koło Postołowa szerokość 500 m. Wycięcie w osadach z okresu glacialnego i nadsypanie świeżymi aluwiami holocenijskimi wskazuje na postglacialny wiek tych teras [138].

DOLINY DUŻYCH DOPŁYWÓW SANU Z DOBRZE WYKSZTAŁCONYMI ZESPOŁAMI TERAS CZWARTORZĘDOWYCH

A. Dolina Solinki (od połączenia z Wetliną), poprzeczna do struktur geologicznych, jest znacznie węższa od doliny Sanu. Obok odcinków prostych ma i odcinki meandrowe. Na zboczach i w dnie występują terasy, odpowiadające wszystkim terasom Sanu:

1. Terasa 70—80 m — koło połączenia z Sanem (opisana wyżej).

2. Terasa wysoka 42—50 m jest zachowana najlepiej na ostrogach meandrów. Obserwowano cokół skalny na wysokości 37—45 m, w osi jest on zapewne niższy. Przykrywa go warstwa żwirów do 5 m grubości (maksymalna stwierdzona). Jest to tłok żwirowo-piaszczysty o średnicy otoczków do 30 cm, silnie zwietrzały, wykazujący słabsze obtoczenie niż w dolinie Sanu (48—63% o obtoczeniu poniżej 300). Znacznie słabsze obtoczenie żwirów w Bukowcu (poniżej 150 — 24%, ryc. 21) wiąże się z pobraniem próbki ze stropowej części żwirów, która również nad Sanem wykazuje gorsze obtoczenie. Można by stąd wnioskować, że jest tu zachowany strop aluwiów, dolina uległaby więc zasypaniu tylko do 42 m nad poziom obecnego koryta. Na długich ostrogach meandrowych (np. koło Polańczyka — fot. 11) żwirzy nie są przykryte pokrywami stokowymi. Z rozmieszczenia stanowisk wynika, że dolina na poziomie terasy wysokiej miała przebieg bardziej wyrównany (ryc. 19). Równina

terasy miała zmienną szerokość, powyżej przełomów dochodziła do 1 km (rejon Bukowca i Zawozu). W powierzchni zasypania została wycięta rynna meandrowa, znacznie powiększająca istniejące zakręty, szczególnie dobrze wykształcone powyżej przełomu przez pasmo Czaków — Kiczera. Zakola te mają więc częściowo charakter wymuszonych strukturą (Solina, Zwierzyń [32]).

3. Terasa średnia, 15—22 m — występuje w postaci wąskich listew na zakolach i zawieszonych stożków bocznych dolin. Cokół skalny stwierdzono na wysokości 12—18 m, nie jest więc równy. Na cokole leży 0,5—5 m żwirów, które są słabiej obtoczone od żwirów terasy wysokiej (ryc. 21). Powierzchnia terasy jest nachylona wskutek otulenia młodszymi pokrywami stokowymi.

4. Terasa niska, 6—10 m — zajmuje znaczną część dna szerokiego na 100—500 m. Cokół skalny, często spotykany w odsłonięciach, koło Terki sięga 3—4 m. Występowanie płaskiego 8-metrowego cokołu w Polankach u wylotu dwu dużych dolin rozcinających stok Korbani wskazuje, że w tej wysokości leżało dno przed akumulacją żwirową. Wysokość cokołu podnosi się zatem w górę biegu. Dno skalne sprzed akumulacji żwirów było nierówne. Najlepiej wskazuje na to kopalna rynna na południe od Wołkowyi schodząca do poziomu dzisiejszego koryta, które ma inny przebieg i wycięte jest w litej skale. Koryto interglacjalne było zatem wąskie — akumulacja przerwała erozję wgłębną.

Pokrywa aluwiiw osiąga miąższość 3—14 m. Złożona jest zwykle z dobrze obtoczonych żwirów. W Polankach seria jest dwudzielna (ryc. 24B). Na cokole leży 3,9 m żwirów dość dobrze obtoczonych, o średnicy do 40 cm. Są to częściowo otoczaki piaskowców kwarcytowych, przyniesionych z górnego biegu Solinki. Znaczny udział materiału słabo obtoczonego (25% poniżej 150) wskazuje na jednoczesną dostawę przez potok boczny. Na tych żwirach leży wyraźnie odmienna pokrywa miąższości 10 m, złożona z bardzo słabo obtoczonego tłoku żwirowego, tkwiącego w glinie piaszczystej. Poszczególne głązy osiągają 1 m średnicy. Częste ułożenie dachówkowate (upady otoczków na zachód) wskazuje na dostawę przez potoki ze stoków Korbani. Sama powierzchnia wypukła, o charakterze dużego stożka, jest pocięta korytami potoków do głębokości 1—2 m. Te nacięcia i brak odrębnych niższych stożków wskazują, że taką wysokość osiągają stożki z ostatniego glacjału, nałożone na terasę Solinki ze starszej części tegoż glacjału (por. Beskid Wyspowy [137]).

Terasę ograniczają niekiedy strome podcięcia; u ich podnóży zaznaczają się nachylone równiny zbudowane z pokryw stokowych. U wylotu przełomu przez pasmo Czaków — Kiczera na terasę nałożony jest stożek małej suchej dolinki, nacinającej stok Czakowa. Ma on nachylenie 6—8°. W podcięciu na wysokości 17 m odsłania się jego budowa (ryc. 24C).

Od poziomu koryta do wysokości 5,9 m widać żwiry rzeczne Solinki ułożone dachówkowato, o średnicy — w części spągowej do 35 cm, ku górze wyraźnie drobniejsze. Stopień obtoczenia bardzo dobry (tylko 7% w grupie poniżej 150, natomiast 46% od 300—500 i 18% powyżej 500), lepszy niż w terasie średniej czy też w korycie Solinki (ryc. 21). Żwiry przykrywa 10-centymetrowa warstewka zaglinionego, pylastego piasku, wyraźnie warstwowanego, o charakterze mady powodziowej. Na niej leży 25 cm warstwa żwirów o różnym stopniu obtoczenia z przewagą rumożu (do 50 cm średnicy), dostarczonego z bocznej dolinki. Na wysokości 6,15—6,30 m leży piasek poziomo warstwowany z drobnym żwirkiem — jest to ostatni osad rzeczny Solinki (fot. 12). Odtąd do głosu dochodzi transport z dolinki bocznej. Początkowo jest to 1,7 m tłoku żwirowego z domieszką gliny piaszczystej, złożonego z warstw bardziej gruzowych (średnica głazów rzędu 20 cm) i bardziej piaszczystych. Pomiar 43 żwirów z pionowej ściany wykazał, że 80% materiału ma obtoczenie poniżej 150, reszta poniżej 250. Jest to więc osad soliflukcyjnego strumienia gruzowego. Strop (8—17 m) stanowi glina piaszczysta z pojedynczym gruzem; stożek złożony jest z osadu typu proluwiów.

Profil rzuca światło na morfogenezę terasy. Początkowa słaba dostawa materiału ze stoku przy jednoczesnym podnoszeniu poziomu koryta wskazuje na okres chłodny, ale o klimacie względnie łagodnym. Zaostrzenie klimatu następuje dopiero później, wtedy rzeka „ustępuje” przed dostawą boczną. Strop typu proluwiów reprezentowałby schyłek okresu zimnego. Następstwo zdarzeń, podobne do profilu w Polankach, pozostaje w zgodności z krzywą zmian klimatycznych — główna dostawa z bocznych dolin zaznacza się w drugiej części glacjału [169, 5].

5. Najniższe terasy i koryto. W równinie terasy 6—10 m są wycięte niższe stopnie wysokości 1—5 m. W Polankach na zakolu poniżej terasy 9 m występują terasy na wysokości 6,5 m, 5 m i 1—2 m. Wskazują one na etapowe rozcinanie i ześlizgiwanie się rzeki. Rezultatem erozji jest też odcięta terasa erozyjna koło Terki na wysokości 5 m, zbudowana z 1-metrowej warstwy żwirów na cokole. Występowanie późnoglacialnych pokryw stokowych na terasie glacialnej (Wołkowyja, Polańczyk) wskazuje, że rozcinanie (podobnie jak w glacji środkowopolskiej [52]) rozpoczęło się u schyłku glacjału. Erozja boczna doprowadziła wtedy do ścięcia zakola koło Bukowca i wycięcia nowej rynny meandrowej. W holocenie powstały niższe stopnie, często akumulacyjne, na zakolach nadbudowywane.

Koryto Solinki, 30—60 m szerokie, ma spadek niewyrównany i jest niemal na całej długości wycięte w skale. Poniżej ujścia Wetliny średni spadek wynosi 4‰, ale są odcinki o spadku poniżej 2,5‰, natomiast w obrębie kompleksów bardziej odpornych — powyżej Terki, w przełomie

przez Czaków — Kiczerę i poniżej Polańczyka osiąga on 6—9‰. Około 10-metrowy stopień na 3 km powyżej ujścia (ryc. 20), na stosunkowo mało odpornych piaskowcach krośnieńskich dolnych wskazuje na niedocięcie się Solinki do poziomu Sanu (zawieszenie). Na współczesną erozję wgłębną wskazuje również dość mały stopień obtoczenia żwirów (ryc. 21). Choć przeważają otoczaki grupy 300—500 (41—42‰), to jednak w Polankach jeszcze 12‰ stanowią żwiry o obtoczeniu poniżej 150.

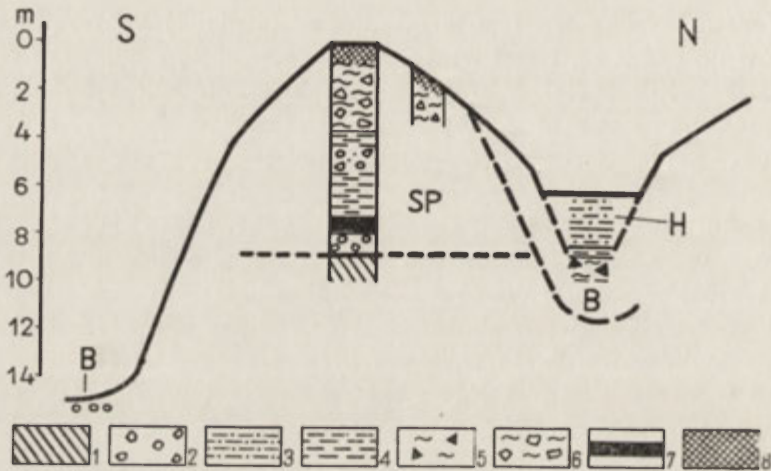
B. Dolina Hoczewki jest także doliną poprzeczną, o zlewni kilkakrotnie mniejszej od Solinki. Poniżej słabo rozwiniętych spłaszczeń poziomu 100 m występują nieliczne fragmenty teras zboczowych (wysoka i średnia) oraz niska, zajmująca niemal całe dno. W dolnym biegu (od Baligrodu) wykonano szczegółowe pomiary spadku koryta, wysokości i budowy niskich teras (ryc. 20).

1. Terasa wysoka występuje od ujścia Żernicy jako fragmenty płaskich równin (Żernica, Hoczew). Część jest formą kopalną, sygnalizowaną przez żwiry sypiące się na krawędziach spłaszczeń okrytych pokrywami stokowymi. Strop cokołu uchwycono w Hoczwi, na wysokości 44 m nad poziomem koryta. Seria żwirów, słabiej obtoczonych niż w dolinie Sanu (17‰ poniżej 150, 9‰ powyżej 500), osiąga miąższość 5—7 m. Żwiry mają często otoczki żelaziste. Strop równiny żwirowej sięga w Żernicy do 46 m, a w Hoczwi do 51 m (388 m n. p. m. — podobnie jak w dolinie Sanu). Wzrost wysokości w dół rzeki wiąże z płytszym rozcięciem w górę biegu i podparciem przez akumulację w dolinie Sanu. Obecność pojedynczych żwirów na dziale wodnym koło Bachlowej (wys. 369—380 m n. p. m.) w widłach Sanu i Hoczewki oraz pokrywy drobnych, słabo obtoczonych żwirów na spłaszczeniach stokowych w dolinie potoku Dziurdziowskiego (wys. 20 m; 385—390 m n. p. m.) wskazuje, że akumulacja związana z podparciem sięgała w głąb szerokich już wówczas dolin bocznych.

2. Terasa średnia zachowała się zwykle jako forma kopalna. Koło Hoczwi ma cokół wysokości 15—18 m nad poziom koryta. Na nim spoczywają osady rzeczne — do 22 m. Otula je co najmniej kilkumetrowa pokrywa stokowa (fot. 13). W Hoczwi na wysokości 26 m nad poziomem rzeki, na opadającym ku Hoczewce zaokrąglonym garbie oddzielającym dolinę potoku Dziurdziowskiego od małej nieckowatej dolinki, znaleziono torf w czasie kopania studni u ob. Krężła (ryc. 25). W wierceniu przebito następujące utwory²⁶ (głębokości w metrach):

²⁶ Wiercenie wykonał Instytut Botaniki PAN przy współudziale autora. Materiały paleobotaniczne opracowuje dr W. Koperowa; wraz ze szczegółowym profilem zostaną osobno opublikowane.

- 0— 3,60 gliny i mułki piaszczyste z silnie zwietrzalymi okruchami piaskowca w części spągowej (utwór proluwialno-soliflukcyjny)
- 3,60— 4,40 mułki smugowate (osad proluwialny)
- 4,40— 5,20 mułki piaszczyste z okruchami piaskowca i otoczkami o średnicy rosnącej ku spągowi do 12 cm (osad rzeczny — przy jednoczesnej dużej dostawie ze stoku)
- 5,20— 7,20 mułki piaszczyste z detritusem roślinnym, pojedynczymi okruchami piaskowca (osad typu proluwialnego); przepełnienie blaszkami miki wskazuje na chłodny klimat (słabe wietrzenie chemiczne)
- 7,20— 7,74 torf brunatny z mułkiem piaszczystym, smugowany
- 7,74— 7,90 mułki piaszczyste (stropowy osad rzeczny — powodziowy)
- 7,90— 8,70 piasek rzeczny ze żwirami dobrze obtoczonymi, przechodzący ku spągowi w coraz grubsze żwiry
- 8,70— cokół skalny (na wysokości 17,3 m nad poziomem rzeki).



Ryc. 25. Położenie osadów z glaciału środkowopolskiego w Hoczwi
 SP — pokrywa z glaciału środkowopolskiego, B — pokrywa z glaciału bałtyckiego, H — pokrywa holocenińska: 1 — cokół skalny; 2 — żwiry rzeczne; 3 — mułki piaszczyste; 4 — mułki pylasto-piaszczyste; 5 — pokrywy soliflukcyjne z rumoszem słabo zwietrzałe; 6 — pokrywy soliflukcyjne z rumoszem silnie zwietrzałe; 7 — torf; 8 — warstwa humusowa

W profilu rysują się wyraźne dwa poziomy ze żwirami, przegrodzone miększą (2,70 m) warstwą utworów rzecznych facji powodziowej i stokowych — proluwialnych. Z sześciu analiz pyłkowych wykonanych przez W. Koperową (głębokości 5,35—7,60 m) wynika, że okres oddzielający dwie warstwy aluwialne był stosunkowo chłodny i suchy. Ku górze zaznacza się ocieplenie (wzrost pyłków drzew w stosunku do zielnych w spągu od 17:33 do 45:55 w stropie). Profil ten reprezentuje schyłek jakiegoś chłodnego okresu i początek ocieplenia (interstadialnego?). Górna warstwa aluwii świadczyłaby, że rzeka, która pogłębiła swe koryto, ponownie zaczęła akumulować. Powodem akumulacji było nowe

ochłodzenie (żwiru z rumoszem). Stropowe pokrywy stokowe z silnie zwietrzałym rumoszem musiały po osadzeniu podlegać długiemu okresowi wietrzenia.

Osady na 17 m cokole nie mogą być starsze od glaciału środkowopolskiego. Garb z wierceniem wznosi się około 10 m nad terasą z ostatniego glaciału, na którą wychodzi nieckowata dolinka. Oddziela ona od północy garb (ryc. 25). W dolince tej pod dwumetrową warstwą namywów holocenijskich [138] znalazłem świeżą pokrywę typu soliflukcyjnego, nie napotykając ani torfu ani żwirów. Pokrywa na garbie musi być zatem starsza od interglacialnego rozcięcia (założenie dolinki nieckowatej). Strop serii jest również starszy, gdyż w ostatnim glacialu był degradowany i należy wykluczyć osadzanie materiału w wąskiej strefie osiowej garbu. Profil w Hoczwi reprezentuje dwudzielną pokrywę z przedostatniego glaciału, zamaskowaną już u jego schyłku utworami stokowymi.

3. Terasa niska, wysokości 7—12 m, zajmuje większą część dna o zmiennej szerokości 100—600 m. Na całej długości występuje cokół skalny, którego wysokość nad korytem rzeki jest zmienna. Koło Baliogrodu wynosi 8 m, dalej obniża się do 5 m (koło ujścia Mchawy — przy płytszym rozcięciu). Spadek cokołu jest większy od akumulacyjnej równiny terasowej, której wysokość zmienia się (około 10 m — ryc. 20). Niżej, w przełomie koło Kiczery cokół skalny sięga powierzchni terasy 7—9 m. Bliżej ujścia Żernicy dno rozszerza się, cokół opada z 9 do 6—7 m, na nim leży warstwa żwirów i piasków miąższości 1—3 m. Na południe od Hoczwi cokół obniża się do wysokości 4—5 m, rośnie pokrywa aluwii. Ze stosunku cokołu do równiny akumulacyjnej widać, że kopalne dno erozyjne opada jakby schodami i ma charakter teras regresyjnych (ryc. 20), akumulacja zaś wyrównała spadek (średnio 8—10‰), wypełniając wklęsłe odcinki krzywej wycięte zwykle w skałach o mniejszej odporności. Akumulacja przebiegała w glacialu, na co wskazuje wychodzenie na równinę terasową bocznych dolinek nieckowatych (Hoczew), nałożenie pokryw stokowych oraz słaby stopień obtoczenia stropu żwirów, charakterystyczny dla pokryw w innych dolinach. Na południe od Hoczwi stwierdzono 33‰ otoczków o obtoczeniu poniżej 150, a 50‰ w klasie 150—300.

4. Terasy najniższe i koryto. Poniżej terasy niskiej występują 2—4 stopnie terasowe, z których wyższe mają charakter erozyjny (z cokołami wysokości 2—4 m). Terasy te mają wyraźne krawędzie. Krawędź terasy niskiej ma przebieg zatokowy (ryc. 36), co wskazuje na meandrowanie rzeki w czasie rozcinań powierzchni akumulacyjnej. Rozcinanie postępowało od ujścia Sanu (zniszczenie stropu aluwii) i zatrzymało się na południe od Hoczwi. Tu, prawdopodobnie w związku z wyższymi cokołami, zaznacza się próg terasy niskiej w poprzek doliny, nacięty dwie-

ma rynnami (koryto dzisiejsze i płytką rynna, obecnie sucha). Zmiana klimatu spowodowała jednak rozcinanie pokrywy na całej długości (ryc. 20). Dzisiejsze koryto Hoczewki o niewyrównanym spadku (średnio 8,4‰) wcięte jest głęboko w skałę. Wyjątek stanowi krótki odcinek akumulacji powyżej progów koło ujścia Mchawy. Analiza spadków i progów w korycie wykazuje, że odcinki z progami cofają się powoli w górę rzeki — w stosunku do stref progów w obrębie cokołu terasy niskiej. Lokalna baza dla przyszłych teras regresyjnych ulega zatem przesuwaniu. Wyraźny odcinek o dużym spadku powyżej ujścia potoku Dziurdziowskiego (ryc. 20) świadczy o postępującej erozji wstecznej, a jednocześnie o zawieszeniu Hoczewki w stosunku do Sanu.

C. Dolina dolnej Kalniczki i odcinek doliny Osławy. Badaniami objęto wylot doliny Kalniczki do kotlinki erozyjnej Tarnawy (o wysokościach względnych 30—70 m), w obrębie której łączy się z Osławą oraz fragment dużej doliny Osławy (ryc. 19). W obu dolinach poprzecznych rozcinających poziom 100 m stwierdzono terasę wysoką, terasę średnią oraz terasy denne.

1. Terasa wysoka, 27—53 m — zajmuje duże powierzchnie w obu dolinach, a przede wszystkim w kotlinie Tarnawy (fot. 13, 14). Tworzy dwa stopnie wysokie 40—53 m i 27—30 m nad poziomem koryt. Cokół wyższego stopnia leży w różnej wysokości, schodząc jednak do 32 m (góra pseudomeandrowa w widłach Osławy i Kalniczki), a zatem do poziomu niższego stopnia. Na cokole leży warstwa żwirów dość dobrze obtoczonych, 3—14 m miąższości. W prawobrzeżnym podcięciu poniżej ujścia Kalniczki sięga ona najwyżej, bo do wysokości 53 m (wysokość zasypania identyczna jak w dolinie Sanu). Równina akumulacyjna w kotlinie Tarnawy jest dobrze zachowana ze względu na brak wysokich wzniesień (dostarczających pokryw stokowych). Natomiast w dół Osławy żwiry sypią się we wcięciach dróg i na stromych stokach spod pokryw gliniastych, maskujących terasy. Niższy stopień jest okryty cienką warstwą żwirów. Tworzy on dno zawieszonyj rynny erozyjnej ponad 100 m szerokiej, ciągnącej się równolegle do obecnej doliny Kalniczki (ryc. 20, 19). Ta opuszczona dolina świadczy, że w czasie rozcinania pokrywy terasy wysokiej rzeka płynęła dwoma korytami, a z chwilą docięcia się do skalnego dna nastąpiło zahamowanie erozji wgłębnej, po czym rzeki wcinając się w skałę ustaliły swe koryta.

2. Terasa średnia, 16—20 m — zachowała się w kilku miejscach. Na cokole skalnym 13—16 m wysokim spoczywa cienka, 3—5-metrowa warstwa żwirów otulonych pokrywami stokowymi.

3. Terasa niska, 5—7 m — we wszystkich obserwowanych profilach ma wyraźny cokół 2—4-metrowy. Leżą na nim żwiry, bliżej stoków nadbudowane pokrywami stokowymi (międzyrzecze Osławy i Kalniczki).

4. Terasy najniższe i koryto. W pokrywie aluwiów są wycięte stopnie, z których wyższe (3—5 m wysokie) mają cokół terasy niskiej (glacjalnej) i niekiedy resztki pokrywy akumulacyjnej. Na terasach tych zaznaczają się wyraźne rynny starorzeczy i półkoliste podcięcia świadczące o zakolach w miejscu, gdzie dziś koryto jest wyprostowane (Osława w Wielopolu). Niższe terasy 1—2 m wysokości są zbudowane nad Osławą ze świeżych aluwiów (holoceńskich), natomiast w dolinie Kalniczki nawet te najniższe terasy mają własne cokoły skalne (0,5—1 m wysokie).

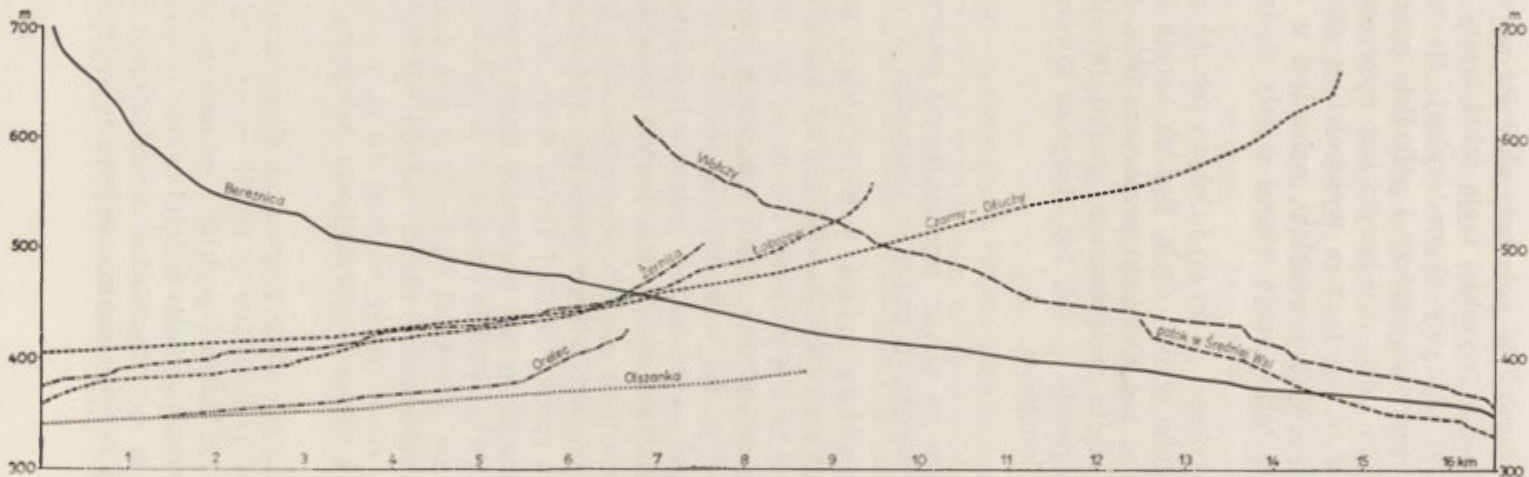
Koryta Kalniczki (szerokości do 20 m) i Osławy (ok. 50 m szerokości) są wycięte na całej długości w litej skale. Spadek koryta Osławy sięga na badanym odcinku $4^0/00$, zaś Kalniczki przekracza $6^0/00$. Blisko ujścia Kalniczki zaznacza się strefa zwiększonego spadku ($8^0/00$). Obie rzeki wcinają się w litą skałę (berda — fot. 14). Korytom towarzyszą wąskie łąchy przemieszczanego kamieńca.

DOLINY DOPIŹYWÓW SANU ZE SŁABO ROZWINIĘTYM SYSTEMEM TERAS ORAZ WYBRANE DOLINKI MNIEJSZE

A. Poprzeczne doliny między Solinką a Hoczewką.

1. Dolina potoku Wołczego (Myczkowskiego) 9,5 km długa, jest poprzeczną doliną wciętą w rzeźbę poziomu 100 m od 20—100 m. W dolnym biegu ma przebieg meandrowy. Obok spłaszczeń zboczowych wysokości względnej 20—30 m ma wykształconą jedynie terasę niską do 8 m wysoką, nawiązującą do spłaszczeń akumulacji podstokowej. W tę pokrywę z ostatniego glacjału wcięte jest koryto pogłębiane w skałę. Koryto ma duży, niewyrównany spadek, przeciętnie $24^0/00$ (ryc. 26). Charakterystyczne są dwa odcinki dużych spadków, oddzielone dłuższymi strefami wyrównanymi o spadku poniżej $10^0/00$. Jedna strefa leży blisko ujścia na wysokości około 20 m nad poziomem Sanu i znajduje się powyżej progów na odpornych ławicach piaskowca gruboławicowego (glaukonitowego); druga zaś na wysokości około 70 m nad poziomem Sanu. Gdy przedłużymy oba spłaszczone odcinki aż do ujścia, widzimy, że dolny odcinek celuje w cokół terasy średniej 10 m, a górny opada do wysokości około 40 m, a zatem w przybliżeniu do cokołu wysokiej terasy Sanu.

2. Dolina Bereźnicy 16 km długa rozpoczyna się na stoku proggu Markowskiej. Wcięta jest w poziom 100 m od 40 m w górnym biegu do 100 m w dolnym (ryc. 15). Załomy podcięcie i spłaszczone ostrogi w wysokości 20—40 m, towarzyszą głęboko wciętej rynnie meandrowej w dolnym biegu rzeki, wydają się odpowiadać meandrowemu rozcięciu wysokiej terasy Sanu. Dno zajmuje skalno-osadowa terasa niska wysokości



Ryc. 26. Profile podłużne mniejszych dopływów Sanu

Krzywe obniżające się od strony lewej do prawej to profile podłużne lewostronnych dopływów (Wolczy, Bereznica, potok w Średniej Wsi); krzywe przecinające je to profile prawostronnych dopływów (Czarny—Gluchego, potoku Łobozew, Olszanki z Orelcem) oraz prawego dopływu Hoczewki — Żernicy

4—8 m. Koryto niemal na całej długości aktualnie pogłębiane ma średni spadek 12‰ (na odcinku 12 km). Gdybyśmy mierzyli spadek po osi doliny i nie uwzględniali wyciętych meandrów, wzrósłby do 17‰. Spłaszczenia profilu powyżej załamań, choć nie tak wyraźne jak w dolinie Wołczego, rysują się na wysokości 30—60 m nad poziomem Sanu (ryc. 26).

3. Dolina Średniej Wsi (ujście 2,5 km powyżej ujścia Hoczewki) składa się z kilku łączących się u ujścia dolin 4—6 km długich. W górnym biegu są to wciosy o dużym spadku. Niżej, na wysokości 30—20 m nad poziomem koryta Sanu, przechodzą w szerokie nieckowate doliny płytko rozcięte korytami i oddzielone spłaszczonymi garbami (do wysokości 50 m nad poziomem Sanu). Dopiero koło ujścia potoki pogłębiają się tnąc fragmenty średniej terasy Sanu. Z analizy spadku widać, że owe nieckowate dna są wyraźnie zawieszane w poziomie terasy średniej. Wschodnia dolina w środkowym biegu przecina odporniejsze piaskowce (spadek 17‰) i jej górny bieg jest w rezultacie nieodmłodzony (ryc. 26). Jest to szeroka nieckowata forma o płaskim dnie wyścielona pokrywami soliflukcyjnymi o spadku osi do 10‰ zamknięta stromym cyrkiem skalnym, pociętym drobnymi debrzami (nieco podobna forma występuje w Polańczyku — fot. 15). Dno doliny leży na wysokości 70 m nad poziomem Sanu. Po przedłużeniu tego odcinka w dół doliny widać, że odpowiada garbom spłaszczonym na wysokości 40—50 m, a te z kolei terasie wysokiej Sanu. Stwierdzenie znacznego zasięgu akumulacji w czasie glacjału krakowskiego w dolnym biegu Hoczewki pozwala przyjąć, że również małe, boczne doliny zostały podparte, wyrównały swą krzywą erozyjną, a prowadząc niewiele wody nie mogły potem dowiązać do obniżonego poziomu Sanu. Większe z nich są zawieszane na poziomie cokołu terasy średniej, a wyżej opisana — nawet na poziomie terasy wysokiej.

B. Doliny prawostronnych dopływów Sanu.

1. Dolina Czarnej z Głuchym. W obniżeniu Czarnej rymna dolinna wcięta jest w poziom górnoplioceniński tylko 15—50 m. W przełomie przez pasmo Moklik — Ostre pogłębia się i koło połączenia z doliną Głuchego osiąga głębokość 70—100 m (ryc. 15). W obniżeniu Polany poniżej połączenia rysują się wyraźne spłaszczenia terasy wysokiej na wysokości 30—40 m (ryc. 3, przekrój *I, K*), na których w Polanie znaleziono żwir. Odpowiedniki terasy średniej są wyraźne w dolinie Głuchego, gdzie terasa wysoka 12—15 m ma 10-metrowy cokół. Na całej długości ciągnie się terasa niska, 5—10 m, z nierównym cokołem, przechodząca w stożki bocznych dolinek i spłaszczenia akumulacji soliflukcyjnej. W niej są wycięte lokalne terasy zalewowe 1—2 m wysokie. Koryto o przebiegu meandrowym docięte jest do litej skały. Spadek jego w dolnym odcinku

jest wyrównany i niski (poniżej 4‰); powyżej połączenia rysują się załamania (ryc. 26). Głuchy ma duży spadek, przeciętnie 19‰, natomiast Czarny — ponad 12‰. Wyraźnych stopni w profilu brak. Natomiast większość bocznych dolinek jest zawieszona, albo u wylotu ma odcinki o zwiększonym spadku.

2. Dolina potoku Łobozewskiego, 9 km długa, wykorzystuje odcinek subsekwentnego obniżenia między Jaworem a Holicą. Niżej przepiłowuje się przez piaskowce skrzydła synkliny Jawora. Dolina wcięta jest w rzeźbę poziomu 100 m od 40 m w biegu górnym do 80 m w dolnym. U wylotu zachował się fragment terasy wysokiej, a w górę doliny odpowiadają mu załomy na zboczach. W odcinku przełomu odsłania się fragment kopalnej terasy skalno-osadowej na wysokości 14 m. Żwiry silnie zwiertrzałe (około 90%), przykryte później glinami soliflukcyjnymi z rumoszem, wskazują na akumulację w glacie środkowopolskim. Dno zajmuje poziom niski wysokości 4—8 m, zbudowany z cokołu przykrytego żwirami potoku Łobozewskiego, stożkami bocznych dopływów i otulony pokrywami stokowymi, złożonymi z naprzemianległych warstw soliflukcyjnych i proluwialnych. Potok często podcina łagodne zbocza, które kryją terasę niską. Koryto wycięte w litej skale ma niewyrównany spadek (średnio 16‰) z wyraźnym zawieszeniem w przełomie blisko ujścia i wyrównanym odcinkiem górnym, odpowiadającym terasie wysokiej Sanu. Na erozję w korycie i słabą siłę transportową potoku wskazuje obtoczenie materiału, które jest podobne jak żwirów terasy glacialnej i niewiele lepsze od żwirów glacialnych stożków bocznych dolin (ryc. 21).

3. Poprzeczna dolina Bóbrki, 4 km długa, ma na zboczach załomy i spłaszczenia odpowiadające terasie wysokiej Sanu. Dno zajmuje terasa 1—3 m wysoka łącząca się z holoceniską terasą Sanu. Nad dnem powyżej załomów (wys. 6—10 m) ciągną się spłaszczenia podnóża stoków, kryjące starszą pokrywę akumulacyjną. Jest ona dwudzielna. W spągu jest to tłok żwirowy gorzej obtoczony niż w dolinie potoku Łobozewskiego (ryc. 21; 54‰ w grupie poniżej 150, 4‰ powyżej 300). U wylotów dolinek bocznych podobnie obtoczony materiał żwirowy sięga do wysokości 8 m. Jest to rumosz stokowy przemyty i nieco przemieszczony przez wody okresowe w klimacie zimnym. Aluwia te okrywa do 5 m gruba warstwa smugowanych glin proluwialnych, reprezentujących młodszą część glaciału. Koryto Bóbrki o spadku do 15‰ jest odcinkami wycięte w skale, odcinkami w aluwiach. Zaskakuje brak większych załamań spadku w dolinie przecinającej u ujścia grzbiet Koziniec — Żukowiec. Kotlinowate rozszerzenie doliny Sanu wskazuje na spiłowanie twardego piaskowca przez San.

4. Dolina Orelca, 5 km długa, wcięta w strefie mniej odpornej łup-

kowo-piaskowcowej rozszerza się szybko ku dołowi i kończy w opuszczonej rynn timer Sanu w kotlinie Uherzec (ryc. 19, 26, 36). W dolinie zaznaczają się oddzielone stromymi zboczami spłaszczenia na wysokości 40 m — odpowiedniki terasy wysokiej. Terasa niska, w górnym biegu jest rozcięta, niżej zanika. Terasa a częściowo i spłaszczenia podstokowe pokryte utworami soliflukcyjnymi chowają się pod 1—3 m grube aluwia holocenijskie, nałożone na osady terasy niskiej w odciętych zakolu Sanu [32]. Spadek płytko wciętego koryta sięga 4‰. Jak wykazują wiercenia [32] dno erozyjne Orelca jest oddzielone blisko 10 m progim od kopalnej rynn timer Sanu sprzed ostatniego glacjału (zawieszane).

5. Doliny Olszanki, Starego Potoku i Serednicy. Doliny dorzecza Olszanki składają się z długich odcinków podłużnych i krótkich — poprzecznych. Głębokość rozcięcia poziomu 100 m maleje w górę dolin i w rejonie Stefkowej spada do 70 m. Zbocza są strome, często rysują się listwy spłaszczeń wysokich na 30—40 m, dowiązujące do terasy wysokiej Sanu. W Uhercach terasa jest zbudowana z piasków i drobnych żwirów, co wskazuje na akumulację Olszanki. W Stefkowej występuje fragment terasy średniej na wysokości 16 m. Terasa niska wysokości 3—10 m zajmuje znaczną część den dolin, szerokich na 200—500 m. Przechodzi ona w stoki wyścielone soliflukcją i wiąże się z dużymi stożkami bocznych dolinek. Poniżej wylotu Serednicy z przełomu budują ją na przemian warstwy osadów rzecznych i stokowych. W spągu przeważają żwiry, w stropie gliny proluwialne. Żwiry budujące terasy Starego Potoku i Serednicy są podobnie obtoczone jak w dolinie Łobozwi (ryc. 21), przy czym zaznacza się wyraźniej lepsze obtoczenie w spągu pokrywy (Serednica). W terasie niskiej jest wycięta równina erozyjna, nadsypana aluwiami holocenijskimi budującymi terasę 1—3 m. Wiele bocznych dolin nie docięto się do poziomu tej terasy. W kotlinie Uherzec miąższość postglacialnego stożka Olszanki, włożonego w aluwia Sanu, sięga 6 m [32]. Koryto Olszanki wcięte w skałę, a niżej w aluwia ma spadek tylko 5‰, co wiąże się z podparciem Sanu — pod aluwiami jest ukryty kilkumetrowy stopień skalny (por. Orelec). Boczne doliny Starego Potoku i Serednicy mają spadek bardziej niewyrównany przekraczający 10‰. Trwa tu erozja wgłębna — poza progami, świadczy o tym obtoczenie materiału transportowanego w korycie, który jest wyraźniej gorzej obtoczony niż żwiry terasy niskiej (ryc. 26).

C. Doliny subsekwentnych dopływów Hoczewki.

Dwie przykładowo wzięte doliny dopływów Hoczewki: Żernicy (9,5 km długości) i potoku Dziurdziowskiego (4,5 km) wykazują pewne podobieństwo do dolin prawobrzeżnych dopływów Sanu (ryc. 26 [36]): wyraźne załomy z zachowanymi nad nimi spłaszczeniami w poziomie terasy wysokiej, brak terasy średniej, dobrze rozwinięta terasa niska oraz

brak dużych załamania spadku. Natomiast średni spadek koryt jak i terasy niskiej jest większy (Żernica 16,6‰) i bardziej niewyrównany. Koryta są zawieszane na wysokości cokołów niskiej terasy Hoczewki. Dlatego powyżej bystrzy odcinka ujściowego obserwujemy w środkowym biegu odcinka o wyrównanym spadku i obniżanie się wysokości cokołów, a jeszcze wyżej znów intensywną erozję wgłębną, np. w Żernicy Górnej rozcięcie do 10 m, z tego 6 m w litej skale.

W Dziurdziowie w odcinku doliny o mniejszym spadku, miąższość pokryw kopalnej dziś terasy niskiej przekracza 9 m. W podcięciu ześlizgowego meandru odsłania się (od dołu — ryc. 24D) (głębokości w metrach):

- 0—0,30 il z okruchami piaskowca (utwór soliflukcyjny)
- 0,30—1,25 żwiry rzeczne z okruchami rumoszu nieobtoczonego, przechodzącego ku stropowi w piaski warstwowane ze żwirkami; obtoczenie żwirów słabe (przewaga w grupie do 150, brak ponad 300; ryc. 21)²⁷
- 1,25—4,70 mułki warstwowane przewarstwiane z piaskami zawierającymi rumosze (do 30 cm długości) i smugi materiału obtoczonego, osad stokowy, okresowo przemywany przez potok
- 4,70—6,10 żwiry o średnicy do 10 cm, w części dolnej przewarstwione z piaskami; żwiry są wyraźnie lepiej obtoczone (24 żwiry w grupie poniżej 150 i 3 ponad 300)
- 6,10—6,50 tłupek żwirowo-piaszczysty, złożony z przeważnie słabo obtoczonych okruchów piaskowca (36 otoczków o obtoczeniu poniżej 150, ryc. 21) — jest to przemyty gruz soliflukcyjny
- 6,50—6,65 piasek z okruchami piaskowca i pojedynczymi żwirkami (warstwa soliflukcyjno-fluwialna)
- 6,65—9,25 piasek pylasty smugowany z drobnymi okruchami piaskowca (do 3 mm) i blaszkami miki — pokrywa stokowa w przewodzie proluwialna.

W dolnej części zostały zatem złożone kolejno osady stokowe, rzeczne, a dalej kompleks utworów stokowych częściowo przemytych przez potok, składanych niewątpliwie w chłodnym klimacie. Górne żwiry wskazują na ożywienie pracy rzeki, zmniejszenie dostawy ze stoku, pośrednio więc na ocieplenie (interstadiał). Potem następuje nawrót zimna — stopniowe przejście przez utwory soliflukcyjne do proluwialnych. Tą wyraźną dwudzielnością pokrywy z ostatniego zlodowacenia przekrój ten przypomina odsłonięcie na południe od Wołkowyi (ryc. 24C). Zachowanie się poszczególnych poziomów wskazuje na trwałe podnoszenie dna dolinki w ostatnim glacie.

D. D o l i n y m n i e j s z e. Różnorodność form dolinnych jest na badanym obszarze duża. Obok głębokich wciosów rozcinających stoki pasm rusztowych i progów występują rozczłonkujące poziom 100 m różnego rodzaju doliny nieckowate, płaskodenne i V-kształtne nawiązujące do den większych dolin lub zawieszane. Pragnąc wydobyć na plan

²⁷ Z trzech poziomów profilu i z koryta brano próbki tylko po 50 otoczków.

pierwszy założenia, wiek i funkcje morfogenetyczne tych form w czwartorzędzie, omawiam wybrane 4 grupy mniejszych dolin:

1. Doliny o dużym spadku ($50\text{--}200\text{‰}$), rozcinające stoki pasm górskich, które mają założenia przedczwartorzędowe, znajdujemy na stokach Jawora, Stożka, Otrytu, Korbani i in., w pobliżu dużych dolin rzecznych (niska baza erozyjna). Zbocza ich są strome ($20\text{--}50^\circ$), dno wąskie, współcześnie zwykle pogłębiane. Głębokość ($50\text{--}200$ m) i rozległość formy ($1\text{--}3$ km), a szczególnie załomy stwierdzone na zboczach (fot. 8) wykazują, że doliny te były elementami rzeźby poziomu 100 m. Większość tych dolin była pogłębiana zarówno w okresach glacialnych, jak i interglacialnych. O rozcinaniu w klimacie ciepłym świadczą holocenijskie rozcięcia, pogłębiane w litej skale. Ponad załomami $5\text{--}20$ m wysokości nad korytem zachowały się „barki” starszej plejstoceńskiej doliny, w której powyżej progów skalnych były warunki sprzyjające akumulacji. W dużym wciocie na zachodnim stoku Jawora (fot. 8) powyżej progów, nad $6\text{--}8$ m cokołem (dnem interglacialnym), leży 10-metrowa seria złożona w spagu ze słabo obtoczonych żwirów, przechodzących ku stropowi w pokrywy gruzowo-gliniaste lub piaszczyste. Przeważnie jednak miąższość rumoszków jest niewielka, bo materiał był dalej transportowany dnem o dużym spadku — poszerzał je i pogłębiał. Świadczą o tym stożki gruzowe leżące u wylotów wciosów na terasie niskiej w dolinie Solinki.

Na południowym stoku Otrytu koło Smolnika (poza obszarem opracowania) stwierdziłem dwa wcioty ponad 100 m głębokie, kończące się wypukłymi skalnymi powierzchniami kształtu stożków napływowych, o nachyleniu $> 100\text{‰}$, zawieszonymi $15\text{--}25$ m nad poziomem Sanu. Powyżej „stożka” w zachodnim wciocie zachowało się marginalnie rozcięte szerokie, o niespokojnej powierzchni dno, zasłane nieruchomym dziś rumoszem piaskowcowym — jest to przetrwałe z glaciału dno korozyjne, które daje wyobrażenie o typie pogłębienia w glacialu. Charakter doliny wskazuje, że owe „stożki” u wylotu to wachlarzowate podłogi skalne przypominające pedymenty. Dzięki dużej odporności budujących je piaskowców otryckich nachylonych na południe nie zostały zniszczone. Głębokie wcioty nawiązujące do wyższych cokołów Sanu obserwowałem też na południowym stoku Jawora — są one obecnie pogłębiane. Najczęściej wcioty uległy szybszemu pogłębieniu. Na przykładzie stoków Stożka i Ostrego (ryc. 12) widzimy, że doprowadziły one do przepiłowania odpornych ławic i powstania podwójnych grzbietów. Wyraźnie odmienne są wcioty na południowym stoku Besidy (Jaworników), wychodzące na płytko rozczłonkowany poziom 100 m w obniżeniu Czarnej. Wskutek nieznacznego pogłębienia dolin w strefie działu wodnego również one nie uległy większemu pogłębieniu w czwartorzędzie.

2. Doliny obszarów pogórskich, zaczynające się u podnóży stoków pasm rusztowych — rozcinają rzeźbę poziomu 100 m m. in. na południowym stoku Działu, północnym stoku Jawora, Stożka i Otrytu. Doliny te, długości 1—4 km, niezależnie od stopnia pogłębienia ich dolin zbiorczych (Czarnego, Daszówki i in.) w czwartorzędzie, wcięte są przeciętnie 40—60 m w powierzchnie górnoplioceniowego *glacis* i mają wyrównaną krzywą erozyjną. W dolnym odcinku mają dna płaskie (spadek 20—50‰), w górnym są wąskie, V-kształtne — ich odcinki źródłowe dochodzą do podnóży stromych stoków grzbietów, zbudowanych z odpornych skał. Te części źródłowe dolin są zasypane pokrywami stokowymi, pochodzącymi z degradacji grzbietów (por. badania Wichego w Lesie Wiedeńskim [166]). Zasypanie to wyrównujące profil podłużny leja źródłowego sięga do 10 m (południowy stok Działu, Serednie na północnym stoku Otrytu). Dlatego w postglacjale obserwujemy w odcinku źródłowym intensywną erozję, której celem jest odgrzebanie przedglacjalnego zamknięcia doliny. W holocenie, w rozszerzonym przez procesy stokowe zamknięciu, tworzy się sieć koncentrycznych dolinek, które nacinają też stromy stok skalny. W glaciałach soliflukcja poszerza i niszczy rynny, powstaje szerokie płytkie zagłębienie misowate, urozmaicające stromy stok grzbietu [138]. Na tym etapie znajdują się zazwyczaj doliny obszarów później rozcinanych, oddalonych od niskiej bazy erozyjnej Sanu. Ostatecznie proces ten prowadzi do rozcinania stoków grzbietów.

3. Doliny obszarów pogórskich, rozcinające rzeźbę poziomu 100 m stanowią najliczniejszą grupę. Zbocza ich są zwykle oddzielone wyraźnym załomem lub wypukłym odcinkiem stoku od spłaszczeń poziomu 100 m. Jeżeli pogłębione są jednocześnie z doliną nadrzędną, ich profil jest niewyrównany i na całej długości mogą mieć charakter wciosów. W przeciwnym razie zawieszane na wyższym cokole rozwijają się niezależnie i mają wyrównany profil wklęsły. Dno w dolnym odcinku lub powyżej zawieszenia jest płaskie, akumulacyjne, zaznacza się rozcięcie pokrywy glacialnej i włożenie holoceniowej. Górne odcinki mają formę rozwartych wciosów lub szerokich niecek — na ich zboczach zaznacza się załom oddzielający nieckowatą formę (wklęsłe zbocze) wyścieloną pokrywami soliflukcyjnymi od rozcięcia postglacjalnego [138]. Dolinki zaczynają się często szerokimi niszami przypominającymi kary (fot. 15) o nachyleniu zboczy 30—40° i dnie wyścielanym pokrywami proluwialnymi i soliflukcyjnymi. Przy braku źródeł w stromo ustawionych ławicach i dość przepuszczalnym podłożu są one kształtowane tylko przez procesy denudacyjne. Najlepiej nisze rozwinęły się w dolinach poprzecznych do struktur na lewym zboczu Starego Potoku i na stokach twarzielcowych garbów i progów regionu południowo-zachodniego. Erozja okresu ciepłego doszła do odpornych ławic nie mogąc ich przepiłować

(podobnie w holocenie), a selektywna denudacja okresów zimnych doprowadziła do poszerzenia odcinków źródłowych doliny w mniej odpornej skale. W dolinach równoleżnikowych zbocze o ekspozycji południowej jest często łagodniejsze. Doliny rozcinające poziom 100 m bywają zawieszane nad większą doliną (rejon Średniej Wsi, Żernicy) lub podcięciem (np. „karowe” dolinki na lewobrzeżnym podcięciu meandrowym Sanu w Solinie). Koło ujścia Hoczewki na terasę średnią Sanu schodzi wciós ze wschodniego stoku Gruszki. Nie przeciął on dotychczas cokołu tej terasy, a jego stożek złożony z ostrokrawędzistego rumoszu (ryc. 21) został w ostatnim glacie włożony w pokrywę aluwiów terasy średniej. Najczęściej boczne dolinki wychodzą na terasę z ostatniego glaciału nadsypując ją stożkami (dorzecze Olszanicy) lub docinają się do koryta większej rzeki, jeżeli prowadzą więcej wody (Cisowiec), a w terasie niskiej nie występuje wysoki cokół, wówczas ich dolne odcinki mają profil wciosu.

4. Młodo czwartorzędowe małe dolinki o głębokości od kilku do 20 m, rozcinające zbocza większych dolin i krawędzie teras zboczowych. Jest ich wielka różnorodność. Najczęstsze są trzy rodzaje:

a) Dolinki nieckowate, wypreparowane w skałach o mniejszej odporności przez procesy denudacyjne w okresach zimnych. Rozczłonkowały one garby i spłaszczenia w obniżeniu Jankowce—Orelec (ryc. 3, 6), w obniżeniu Dziurdziowa i in. Pogłębiane są w holocenie suchymi dolinkami erozyjnymi [139].

b) Debrze i wązoły na zboczach krawędzi teras i podcięć. Z tego terenu opisywałem zarówno formy holocenijskie [138], jak i kopalne interglacjalne [32]. Niektóre z nich, schodzące na terasę z ostatniego glaciału, były modelowane już w klimacie zimnym, np. głęboka niecka na krawędzi terasy wysokiej w Hoczwi schodzi do późnoglacialnego starorzecza, wyciętego w terasie niskiej. Ma wąskie dno, wyścielone gliniasto-gruzowymi pokrywami soliflukcyjnymi i asymetryczne zbocza. Jest to więc forma pogłębiania korozyjnie prawdopodobnie w ostatnim glacie. Inna forma nieckowata, rozcinająca terasę średnią w Hoczwi, wyścielona jest osadami soliflukcyjnymi (ryc. 25) i nadsypana madami z okresu subatlantyckiego [138].

c) Dolinki sufozyczne. Procesem prowadzącym do tworzenia nowych form dolinnych w pylasto-piaszczystych pokrywach zwierzelinowych i stokowych warstw krośnieńskich [12, 32] jest sufozja [18, 138]. Kanały sufozyczne i zapadliska związane ze spływem wód podziemnych po nieprzepuszczalnym podłożu (zazwyczaj w poziomie gruzowym) stwierdzono w osiach większych dolinek (stok Czulni, ślepe doliny koło Myczkowiec) i małych dolinek nieckowatych (Hoczew, Żernica), w lejach źródłowych na wklęsłych stokach (Tyskowa [18], Żernica, Bukowiec). Te lejki za-

padliskowe i dolinki prowadzą do rozczłonkowania stoków i zdzierania z nich pokryw plejstocęńskich (fot. 15, 16).

Przedstawione materiały pozwalają na wyciągnięcie szeregu wniosków, które zebrałem w cztery grupy zagadnień: etapy rozwoju dużych dolin w czwartorzędzie, rozwój dolin meandrowych, opóźnienie pogłębiania dolin bocznych i przebieg czwartorzędowych ruchów tektonicznych.

ETAPY ROZWOJU DUŻYCH DOLIN DORZECZA GÓRNEGO SANU W CZWARTORZĘDZIE

W dolinie Sanu, Solinki, Osławy, Kalniczki, Hoczewki oraz dolnych odcinków potoków Czarnego, Łobozwi i Olszanki zostały stwierdzone systemy teras o podobnej wysokości cokołów i podobnym następstwie osadów rzecznych i stokowych. Wyniki badań są zgodne ze szczegółowymi badaniami w dolinie Sanu na odcinku Solina—Zwierzyń [32].

Najwyższa terasa czwartorzędowa na wysokości 70—80 m, zbudowana ze żwirów leżących na odrębnym cokole, jest niższa od górnopliocęńskiej terasy (100—115 m), a wyższa od terasy wysokiej, powiązanej z glaciałem krakowskim. Nieliczne fragmenty wskazują, że dolina Sanu była wtedy węższa niż w glacie krakowskim. Położeniem swym wydaje się być ekwiwalentem teras Günzu wschodnich Alp (A. Penck [105], Winkler-Hermaden [167], Fink [37]) i Karpat rumuńskich [14, 43, 108], gdzie często występuje kilka teras, starszych od glaciału Mindel, a młodszych od teras pliocęńskich nawiązujących do powierzchni piedmontu akumulacyjnego.

Terasa wysoka, powiązana z glaciałem krakowskim, tworzy generalny poziom zasypania w dolinie Sanu; ma nierówny cokół z fragmentami powierzchni ześlizgowych w wysokości 30—50 m nad poziomem rzek. Przykrywa go seria aluwiiw zazębających się z utworami stokowymi, wkraczającymi u schyłku glaciału na aluwia. W równinie akumulacji rzecznej sięgającej 50—54 m są wycięte stopnie erozyjne i powierzchnie ześlizgowe. Najszerzy stopień rysuje się na poziomie odpreparowanego cokołu skalnego terasy (ryc. 19, 27) i znaczy okres zastoju — nie jest wykluczone, że wiąże się on ze stagnacją lądolodu na północ od rynn podkarpackiej [136, 75]. W litej skale wycięta jest interglacjalna rynna meandrowa o stromych zboczach.

Terasa średnia z cokołem wysokim 10—18 m jest zbudowana z aluwiiw o maksymalnej miąższości do 10 m, zazębających się i przechodzących ku stropowi w osady stokowe. Dwudzielność żwirów, przedzielonych proluwiami i warstwą torfu, wskazuje na dwudzielność zlodowacenia środkowopolskiego, która wyraźnie zaznacza się w dolinie Hor-

nadu (Pacłtowa [103]) i w stożku Ustronia (Stupnicka [141]²⁸). Równina akumulacyjna wykazuje również ścicia typu erozyjnego (ześlizgowe). Nadsypana jest pokrywami ze schyłku tego glacjału i z następnego.

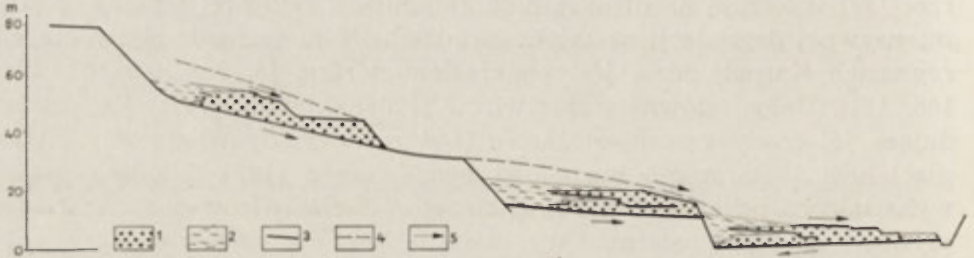
Aluwia terasy niskiej 5—12 m (lokalnie do 20 m) spoczywają na nierównym dnie erozyjnym, leżącym w poziomie koryta Sanu. W dolinach lewostronnych dopływów cokolwiek sięga nawet do wysokości 9 m. Aluwia rzek miąższości 5—12 m zazębiają się z osadami bocznych stożków i ze stokowymi oraz są nimi nadsypane (łącznie niekiedy do grubości 17 m). Profile w Dziurdziowie i Wołkowyi oraz w starej rynnie Sanu koło Uherzec [32] wskazują na dwukrotność akumulacji żwirowej i na dwie fazy intensywnej degradacji stożków. Dwudzielność ta zaznacza się w innych regionach Karpat, gdzie jest podkreślona torfem [5, 75, 130, 137, 147, 148, 131]. Dolna, główna seria żwirów (Polanki, Wołkowyja) i odpowiadające jej osady rzeczno-stożkowe (Dziurdziów) odpowiada wczesnemu glacjałowi i starszemu stadiałowi hoch-Würmu [169]. Młodsza, lepiej wykształcona pokrywa stokowa (i stropowa seria żwirów oraz stożki dopływów) zgodnie z ostatnimi wynikami badań odpowiadałyby maksymalnemu ochłodzeniu w młodszym Würmie. Duża miąższość pokryw stokowych, obecność w stropie serii proluwialnych i brak zazębienia młodszych pokryw z aluwiami w dużych dolinach wskazywałyby, że rzeki zaczęły erodować i obniżać swe koryta już przed późnym glacjałem.

Równina terasy jest lokalnie ścięta przez powierzchnie ześlizgowe, wycięte są w niej 2—3 stopnie erozyjne oraz koryta postglacjalne. Starsze stopnie są niewątpliwie późnoglacjalne, a jak wynikałoby z położenia torfu na Grełu [75] i z wyników badań Wichego w Lesie Wiedeńskim [166], rozcinanie zaczęło się po przejściu z maksimum glacjału do późnego glacjału. Na najniższych stopniach leżą aluwia holocenijskie.

Analiza teras, szczególnie w rejonie Soliny, Myczkowiec [32] i Hoczwi, wskazuje na cykliczne następowanie po sobie okresów interglacjalnej erozji wgłębnej i glacialnej akumulacji przegradzanych fazami erozji bocznej i tworzenia meandrów ześlizgowych [162], (ryc. 27). Na takie następstwo faz wskazują również analizy obtoczenia żwirów. Najlepiej obtoczone są żwiry spągu teras pochodzące z okresów przejściowych (ryc. 21), gdy rzeki miały największą siłę transportową (Trevisan [159], Jahn [54]), a koryta nie były pogłębiane w skale (ryc. 28). Nieco gorsze obtoczenie wykazują żwiry obecnie transportowane w pogłębianych erozyjnych korytach (ryc. 24). Najgorsze obtoczenie mają żwiry

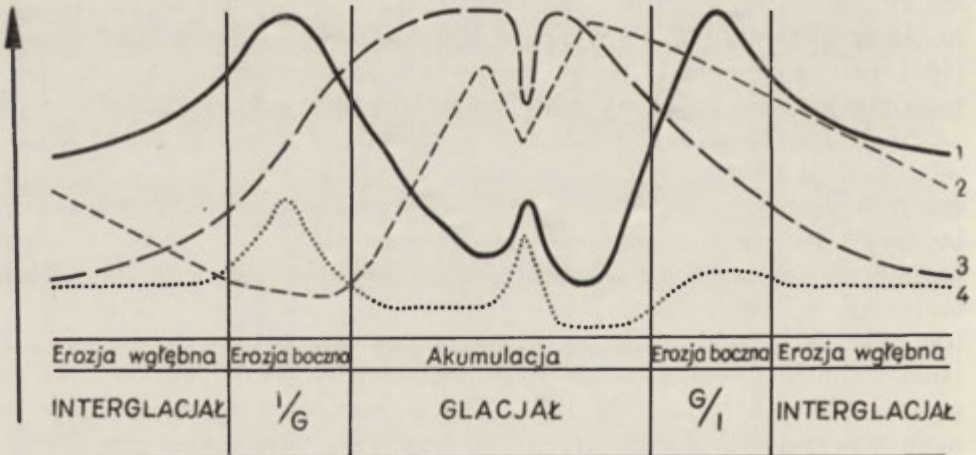
²⁸ Stożek Ustronia wysokości do 20 m Stupnicka [141] wiąże z glacjałem bałtyckim. Badając terasy Wisły od źródeł po Ustron stwierdziłem, że stożek Ustronia jest znacznie wyższy (a zatem starszy) od terasy 8—12 m nadsypanej pokrywami soliflukcyjnymi i wiążącej się z ostatnim glacjałem.

z pełni glacjału [160], wśród których, jak wskazuje profil w Dziurdzowie (ryc. 24D), lepiej obtoczone są żwiry interstadialne niż stadialne, tworzone przez przemywanie pokryw stokowych i stożków bocznych dolin. Efektem tych zmian w dostawie materiału ze stoku i sile transportowej rzeki jest zjawisko kolejnego następowania po sobie faz obniżania i podnoszenia koryta i całego dna doliny (ryc. 28). W obszarze podnoszonym w czwartorzędzie, doprowadziło to w efekcie do powstania stopni terasowych o odrębnych cokołach, które są powszechnie stwierdzane w Karpatach polskich [71], słowackich [91, 85], ukraińskich [3, 17, 46] i rumuńskich [14, 43].



Ryc. 27. Schemat faz erozji i akumulacji czwartorzędowej w dolinach dużych dorzecza górnego Sanu

1 — aluwia z okresów glacialnych (krakowskiego, środkowopolskiego i bałtyckiego); 2 — osady stokowe zalegające się z aluwiami; 3 — równiny erozyjne (wycięte w skale, w aluwiami i kopalne — śródaluwialne z interstadialów); 4 — okrycie teras młodszymi pokrywami stokowymi; 5 — kierunki przesuwania koryt — tworzenie powierzchni ześlizgowych w okresach przejściowych



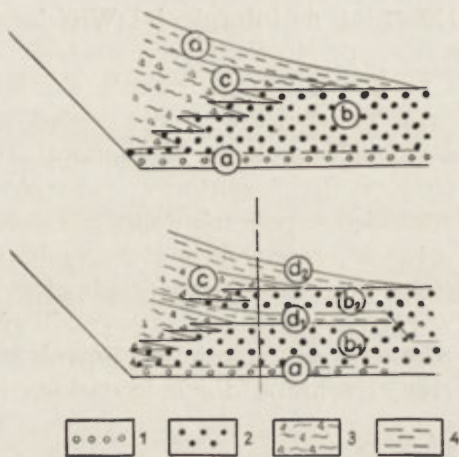
Ryc. 28. Zmiany siły transportowej w korycie i dostawy materiału ze stoków podczas czwartorzędowych zmian klimatu

1 — zdolność transportowa rzeki, 2 — wahania poziomu koryta; 3 — wielkość dostawy materiału ze stoku; 4 — różnice w stopniu obtoczenia materiału.

Uwaga: dla okresu glacialnego przyjęto jeden wyraźny okres interstadialny

Każdy stopień jest rezultatem jednego cyklu rozpoczynającego się u schyłku okresu ciepłego (ryc. 29 przekrój górny). Pełne następstwo osadów (niezaburzone erozją boczną rzek), budujących terasy dorzecza górnego Sanu, jest w partiach przyboczowych następujące (od spągu):

- żwiry fazy przejściowej, dobrze obtoczone, leżące na powierzchni erozyjnej,
- żwiry i piaski coraz słabiej obtoczone zazębiające się z pokrywami soliflukcyjnymi,
- pokrywy soliflukcyjne (często ich brak),
- pokrywy proluwialne — schyłku glacjału, jednowiekowe z tworzeniem listew erozyjnych w osi doliny rozcinanej dalej w interglacjale.



Ryc. 29 Schemat złożoności pokrywy terasowej z okresu glacialnego

1 — żwiry dobrze obtoczone; 2 — żwiry słabiej obtoczone; 3 — pokrywy soliflukcyjne; 4 — pokrywy proluwialne; a — aluwia z wczesnego glacjału, b — aluwia z pełni glacjału, c — pokrywy soliflukcyjne zazębiające się z aluwiami, d — pokrywy proluwialne ze schyłku glacjału. Przekrój dolny przedstawia pokrywę dwudzielną (b_1 i b_2 , d_1 i d_2) z wyraźną przerwą w akumulacji i erozją w okresie interstadialnym

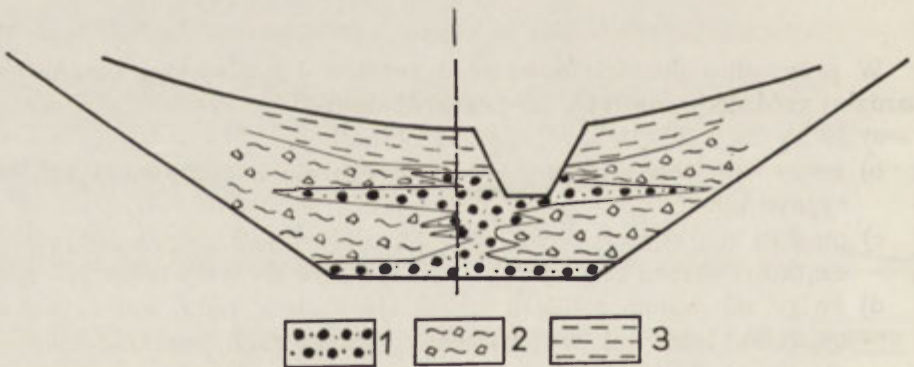
W przypadku dwudzielnosci serii terasowej następstwo osadów jest bardziej zróżnicowane (ryc. 29 przekrój dolny):

- żwiry fazy przejściowej, dobrze obtoczone,
- żwiry starszego stadiału zazębiającego się z pokrywami soliflukcyjnymi,
- piaski i mułki facji powodziowej i proluwialne, odpowiadające początkowi okresu cieplejszego i wskazujące na wcięcie koryta rzeki,
- żwiry młodszego stadiału, zazębiające się z pokrywami soliflukcyjnymi, leżącymi w partiach przystokowych przekraczającą na stropie aluwiiów,
- pokrywy proluwialne schyłku glacjału.

Na terasach starszych glacjałów leżą młodsze pokrywy soliflukcyjne i proluwialne. One to, jak również często utwory stokowe ze schyłku tego samego glacjału, maskują równiny terasowe ²⁹.

²⁹ Podobne zjawisko stwierdza P o s e a [108] w dolinie Lapus (Karpaty Wschodnie), C e g ł a [12] i inni.

Przedstawiona kolejność procesów tworzenia teras, która powtarza się również w górnych odcinkach dolin Karpat [5, 74, 75, 130, 137], potwierdza słuszność poglądów Schaefera [121, 122] i Jahna [54], którzy przyjmują wczesnoglacialną fazę (wyprzątania). Następstwo osadów terasowych, analizowane w oderwanych profilach, nasuwało Halickiemu [49], a wcześniej Büdelowi [10, 11] interpretację tych osadów jako kolejnych faz: akumulacji rzecznej, soliflukcyjnej i lessowej w glacie. Z drugiej strony obserwowano zalewanie się osadów rzecznych i stokowych (Klimaszewski [74], Starkel [137], Wiche [166], Wakó [163] i in.) i występowanie kilku horyzontów lessu [37, 169]. Żwirry datowane były w skrajnych przypadkach na „Hochglaciał” w dolinach zlodowaconych w odcinkach źródłowych (Klimaszewski [71, 75], Schaefer [121]) lub na interglacjal (Winkler-Hermaden [167]). Równoczesne stwierdzenie przekraczającego ułożenia pokryw stokowych w czasie glaciału i zanikanie lub „kurczenie się” aluwiów w zasypanych dnach pozwala przyznać częściową rację pogładowi Finka [37] i Büdela [11] o wczesnoglacialnej fazie akumulacji rzecznej. Profile przedstawione przez poszczególnych autorów pozornie przeczą sobie. Przyczyną jest brak odsłoneń w poprzek dolin, pozwalających stwierdzić rzeczywisty związek pokryw rzecznych i stokowych. Gdybyśmy na którymś z przekrojów stoku polskich Karpat (Wadowice, Solina) analizowali następstwo warstw w różnych profilach, otrzymalibyśmy inne następstwo i doszlibyśmy do odmiennych wniosków. Również fakty przytoczone przez Woldstedta [168] i zebrane dla holocenijskich [138] oraz górnoplejstoceńskich³⁰ teras



Ryc. 30. Schemat złożonej budowy pokrywy z ostatniego glaciału wyścielającej dolinę boczną (na podstawie profilu w Dziurdziowie)

1 — żwirry i piaski rzeczne; 2 — pokrywy soliflukcyjne; 3 — pokrywy proluwialne

³⁰ Zróżnicowanie pokryw i teras ostatniego glaciału przedstawiłem w artykule: Chronology of denudation processes in the last Glacial period in the Flysch Carpathians (Geographia Polonica vol. II, 1964).

dolin karpackich wskazują, że jednocześnie w różnych odcinkach dolin trwa erozja lub akumulacja. Nie było powszechnej fazy akumulacji jednocześnie w górach i na przedpolu. W brzeżnej części Karpat wczesnoglacialna pokrywa rzeczna (Wadowice [131], Zator [148], Rzeszów [138]) była rozcinana wówczas, gdy w górnych odcinkach trwało zasypywanie dolin. W małych dolinach (Gruszowiec [137], Dziurdziów) wcale nie zaznaczyła się faza erozji interstadialnej (znana z dużych dolin — Dobra [137], Hoczew, Ustroń [141]), akumulacja postępowała nieprzerwanie do schyłku glacjału (ryc. 30), podobnie jak u podnóży niepodcinanych stoków (Wadowice [131], Zabrodzie [32]). Uwzględniając zróżnicowanie sądzę, że przedstawiony wyżej schemat cyklicznego następstwa pokryw i procesów charakteryzuje wyłącznie górne odcinki dużych dolin Karpat fliszowych o dodatnich tendencjach tektonicznych w czwartorzędzie.

ROZWÓJ DOLIN MEANDROWYCH W CZWARTORZĘDZIE

W czwartorzędzie powstały rynny meandrowe Sanu i niektórych jego dopływów: Solinki, Osławy, odcinków Bereźnicy, Hoczewki, Czarnego i in. Rozszerzenia powyżej przełomów na poziomie cokołów terasy wysokiej, a nawet terasy górnopliocenińskiej (Zwierzyń) wskazują, że rzeka tworzyła już wcześniej lokalne meandry wymuszone [32]. Wyrażna dolina meandrowa jest wycięta dopiero w równinie terasy wysokiej (ryc. 19). Szczególna rola schyłku glacjału krakowskiego wiąże się z gwałtownym pogłębianiem dolin wysoko zasypanych, z rzekami błędzącymi po szerokim dnie, a następnie odryglowanych w czasie recesji lądolodu. Tworzenie meandrów ześlizgowych zostało udowodnione w dolinie Sanu [32] dla wszystkich okresów przejściowych zarówno dla schyłku glacjałów (K r e m e r, T r o l l [161, 162]), jak i dla schyłku interglacjałów. Powszechność zakoli w dolinie Sanu i w dolnych odcinkach dopływów wskazuje (K a d a r [62]), że środkowe biegi rzek karpackich znajdowały się wówczas w stanie równowagi między siłą transportową rzeki a dostawą materiału. Wielkość zakoli jest wyraźnie proporcjonalna do wielkości rzeki (ryc. 19).

W dolinach meandrowych można wyróżnić szereg młodszych generacji zakoli na wszystkich poziomach. Poszczególne zakola mieszczące się w obrębie rynny wyciętej w terasie wysokiej, w miarę jej poszerzania równoczesnego z akumulacją w glacjałach — przesuwają się w obrębie aktualnego dna i u schyłku glacjału tworzą koryta epigenetyczne (Solina [32], Wołkowyja). W miarę pogłębiania dolin większą rolę zaczynają grać lokalne bazy erozyjne, szczególnie w dolinach poprzecznych. Dlatego powyżej przełomów strukturalnych Sanu (Solina, Zwierzyń), So-

linki (Bukowiec), Hoczewki (Mchawa) i in. widzimy najbardziej rozbudowane zakola. Rola struktury, sumująca się ze słabnącymi ruchami podnoszącymi, doprowadziła w strefach rozszerzeń do zwięzania szyi meandrów i ścinania zakoli. W glacie bałtyckim rozpoczęła się faza wyprostowywania doliny. Na badanym terenie stwierdzono z tego okresu łącznie 5 gór meandrowych i ponad 10 pseudomeandrowych lub połączonych ze zboczem tylko wąską i niską ostrogą. Przepiłowanie kompleksu skalnego, zwykle 200—500 metrowej miąższości, wskazuje na znaczną intensywność czwartorzędowej erozji bocznej³¹. Wyrównywanie biegu dolin prowadzi do zwiększenia spadku i ożywienia erozji wgłębnej. Doliny odzyskują rzeczywisty spadek, który przez zakolowy bieg uległ złagodzeniu i hamował pogłębianie.

OPOŹNIANIE POGŁĘBIANIA DOLIN BOCZNYCH W CZWARTORZĘDZIE I JEGO WPŁYW NA KSZTAŁTOWANIE TYCH DOLIN

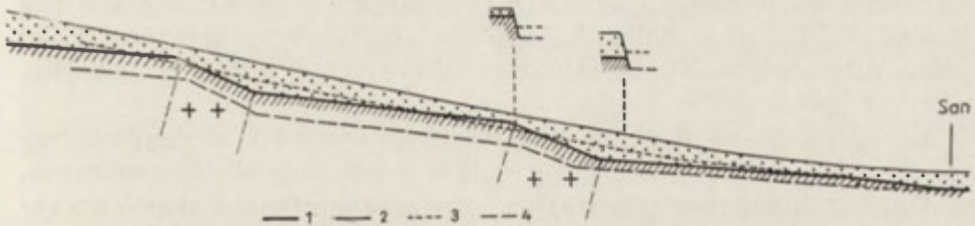
Z analizy teras niskich i profilów podłużnych koryt dopływów Sanu wynika, że pogłębianie dolin postępuje przede wszystkim od Sanu w górę dopływów, drogą erozji wstecznej. Wszystkie dopływy mają niewyrównany spadek, a ich koryta są w odcinku ujściowym zawieszane nad Sa-nem: od kilku metrów w przypadku dużych dolin (Solinka, Hoczewka, Kalniczka, Olszanica) do kilkudziesięciu w przypadku mniejszych (potok Wołczy, doliny Średniej Wsi). Doliny mniejsze są często zawieszane nad dopływami bocznymi (Żernica).

Wśród dolin dopływów Sanu zaznaczają się wyraźnie dwie grupy. Doliny poprzeczne (przeważające w części południowo-zachodniej) mają średnie spadki większe, a erozja wsteczna zatrzymała się w nich na kompleksach bardziej odpornych, prowadząc do tworzenia stopni teras typu regresyjnego, zawieszonych nad lokalnymi bazami. Doliny podłużne (powszechne w części północno-wschodniej) mają również odcinki o różnym spadku, ale odcinki erozji wstecznej dzięki podobnej odporności skał (przeważnie mało odpornych) rozłożone są na dłuższe strefy i zaznaczają się jako odcinki o niewyrównanym profilu wypukłym. Tym samym, zgodnie z poglądem L o u i s a [84], odmłodzenie górnego biegu doliny podłużnej rozkłada się na bardzo długi okres i praktycznie może się nie zaznaczyć.

Przedłużenie wyrównanych górnych odcinków profilu podłużnego mniejszych dopływów (Bereźnicy, Wołczego, Orelca i in.) w kierunku Sanu wskazuje, że koryta te „celują” w cokoły terasy średniej (10 m

³¹ Cofaniu ścian skalnych sprzyjało intensywne wietrzenie mechaniczne, które jak wynikałoby ze świeżości i stromości ścian skalnych oraz obserwacji współczesnych form wietrzenia (fot. 16), przebiegało intensywniej na stokach o ekspozycji południowej.

wys. wzgl.), a nawet terasy wysokiej (30—40 m wys. wzgl.). Z drugiej strony w dolnym biegu większych dopływów Sanu występują terasy erozyjno-akumulacyjne: wysoka i średnia, które wskazują na jednoczesne odmładzanie dolin bocznych. Wysokość względna teras, np. w dolinie Czarnej i Głuchego, maleje wyraźnie w górę dolin. Doliny większych dopływów były więc pogłębiane równoległe z doliną główną, ale zostały pogłębione płycej; opóźnienie w pogłębianiu zaznacza się wyraźnie dopiero po ostatnim interglacjale, w którym San na znacznych odcinkach osiągnął już poziom obecnego koryta, a dopasowywanie się dopływów do jego krzywej erozyjnej trwa w holocenie. Natomiast wspomniane doliny mniejsze, prowadzące mało wody i często przepiłowywujące odporne kompleksy, nie uległy pogłębieniu wraz z Sanem i często rozpiłowywują wstecznie dopiero poziom dna sprzed glacjału krakowskiego. Przyczyną tego dość powszechnego zawieszenia dolin jest ubóstwo wody (duże wsiąkanie), występowanie odpornych kompleksów utrudniających erozję wsteczną (np. piaskowce Otrytu) i krótki okres w porównaniu z czasem potrzebnym do pogłębiania dolin. Jedynie w Bieszczadach niektóre krótkie wcioty o dużym spadku dna, pogłębiane nie tylko erozyjnie, ale i korozyjnie (w glacjałach), potrafiły nadażyć za obniżoną bazą. Erozja wsteczna była też przerywana akumulacją w glacjałach. Ta ostatnia wyrównała i z reguły zwiększyła średni spadek podłużny dolin (ryc. 31; [84, 138]). W czasie rozcinania pokrywy u schyłku glacjału i w interglacjale odbywało się rozcinanie zagrzebanych stopni regresyjnych. Dzięki temu progi, zlokalizowane na stromo ustawionych piaskowcach, ulegają jednoczesnemu cofaniu i obniżaniu (ryc. 31). W mniejszych dolinach, np. potoku Wołczego, Średniej Wsi, Łobozwi i in., progi erozji wstecznej ulegają nieznacznemu przesuwaniu — stąd długotrwała „stała” lokalna baza doprowadziła do wyrównania profilu podłużnego i poszerzenia doliny, a nawet akumulacji rzecznej powyżej lokalnej bazy.



Ryc. 31. Schemat akumulacji i erozji w dolinach poprzecznych w młodszym czwartorzędzie (profil podłużny i profile poprzeczne)

1 — profil podłużny koryta wyciętego w skale przed akumulacją; 2 — profil podłużny koryta w czasie akumulacji w glacjałach; 3 — początkowa faza rozcinania (odcinki wycięte w skale i odcinki wycięte w aluwiach); 4 — dalsza faza pogłębiania koryta w skale na całej długości i nawiązywanie do niepogłębianego w skale koryta Sanu; + — skały odporniejsze

7 — Rozwój rzeźby

Stalość bazy wpłynęła tu również na łagodzenie stoków i zasypywanie ich podnóży. Dlatego w rejonie Średniej Wsi, w dolnym biegu Orelea czy też w obniżeniu Czarnej (gdzie rozcięcie poziome pliocińskiego jest nieznaczne) obserwujemy późnodojrzały relief o długich wklęsłych odcinkach stoków. W tych mało odpornych seriach stwierdzamy więc tworzenie czwartorzędowych zrównań, zbliżonych charakterem do zrównań schodowych W. Pencka [106].

Ogromna większość dolin bocznych dorzecza górnego Sanu ma jednak formy świeże, z wyraźnymi młodymi rozcięciami, często pogłębianymi w litej skale. Odnosi się to zarówno do odcinków głębokich wciósów źródłowych, które niezależnie od „zawieszenia” nad zwykle odległą od nich doliną Sanu miały zawsze formę młodą (od chwili rozcinania poziomego górnopliocińskiego, a często i wcześniej; ryc. 17), jak również do ich dolnych odcinków oraz większych i małych dolin rozcinających poziom 100 m. W ich górnych odcinkach interglacjalna forma V-kształtna (a przy mniejszych spadkach nieckowata — ryc. 30) jest wypełniona pokrywami różnej miąższości, rozciętymi śmiałymi formami erozyjnymi, pogłębianymi w holocenie w litej skale. Wszędzie w dolnych biegach tych dolin obserwujemy zasypianie osadami rzeczno-stokowymi, reprezentującymi zazwyczaj cały okres glacialny (ryc. 30, 31) i rozcięcie postglacjalne podkreślone załomami na zboczach. Cały obszar, od dużych dolin aż po leje źródłowe, sprawia zatem wrażenie jednocześnie pogłębianego i okresowo zasypywanego w glacialach. Jest to w pozornej sprzeczności z faktami zawieszenia i niedocięcia dolin bocznych. Przyczyną tego jest cykliczne następowanie po sobie okresów wzmożonej dostawy ze stoków w glacialach i osłabionej dostawy (wzmożonej erozji) w interglacjalach. Rytm ten pozostawia ślady głównie w przekroju poprzecznym doliny. Dolinki różnych wielkości są kolejno zasypywane, spadek ich jest wyrównywany, następnie są rozcinane i wskutek na ogół dużych spadków pogłębiane w litej skale. Czwartorzędowe okresy morfogenetyczne „nakładają się” na siebie, wpływ kolejnych okresów jest zacieraany. Dlatego w dolinach bocznych obserwujemy zazwyczaj tylko jedną formę plejstoceniową, otuloną pokrywami z ostatniego glacjału, i świeże holoceniowe rozcięcie.

W ten sposób rytm zmian klimatycznych, który tak wyraźnie zaznacza się w dolinach głównych tworzeniem stopni teras skalno-osadowych, w dolinach mniejszych powoduje wyrównanie spadków i stopniowo zaciera ostrość i skutki zawieszenia dolin bocznych.

PRZEBIEG CZWARTORZĘDOWYCH RUCHÓW TEKTONICZNYCH

Rzeźba dorzecza górnego Sanu ma znamiona obszaru podnoszonego przez młode ruchy tektoniczne: głęboko wcięte doliny, terasy z cokołami

erozyjnymi, niewyrównany spadek i zawieszenie bocznych dolin oraz względnie duże nachylenie przedczwartorzędowych powierzchni destrukcyjnych. Na podstawie analizy tych form rekonstruowano dotychczas w Karpatach Wschodnich typ ruchów, amplitudę, czas trwania i zróżnicowanie regionalne ruchów podnoszących. Metody badania przebiegu ruchów są jednak dotychczas niedoskonałe i stosuje się często rozumowanie uproszczone, które w skrócie tak się przedstawia: jeżeli terasa z pokrywą aluwiów określonego wieku ma cokolwiek skalny, to znaczy, że po utworzeniu terasy nastąpiły ruchy tektoniczne o amplitudzie odpowiadającej amplitudzie wysokości cokołów tej terasy i bezpośrednio niższej. Gdy chodzi o ruchy zachodzące w czwartorzędzie (przy rytmicznej zmienności dostawy ze stoków i siły transportowej rzeki), zagadnienie jest bardziej skomplikowane (ryc. 27, 28).

Dla dolin Karpat Wschodnich, aż po dolinę Wisłoki na zachodzie, były przyjmowane ruchy podnoszące, przebiegające skokowo (epicyklicznie) — miały one być równoczesne z interglacjalnym rozciniem teras [71, 3, 17, 45, 46]. Podobne ruchy dla wschodniego obrzeżenia Alp przyjmuje Winkler-Hermaden [167]. Ale szczegółowe badania geodezyjne wykazują, że skorupa ziemi ulega ustawicznym ruchom; nic nie wskazuje na ich zastój w glacjałach. Duża dostawa materiału ze stoków w glacjałach (w krakowskim również podparcie przez łądolód) — uniemożliwiało rozciniem den dolinnych³². W oparciu o zazębienie osadów rzecznych i stokowych wyraziliśmy taki pogląd razem z Dziewańskim [32]. Do podobnego wniosku doszedł w Rumunii Girbacea [43]. W interglacjale mogło zatem nastąpić rozcięcie o wielkość równą sumie podnoszenia w danym interglacjale i poprzedzającym glacjale. Amplituda podniesienia od początku glacjału krakowskiego wynosiła około 30 m (zgodnie z Klimaszewskim [71]). Po dodaniu starszych okresów czwartorzędowych otrzymamy łączne podniesienie obszaru o 100 m od chwili rozpoczęcia rozciniem poziomu górnopliocenińskiego, co potwierdzają wyniki badaczy ukraińskich (Cyś [17], Gofsztejn [46]³³). Cyś i Gofsztejn przyjmują, że amplituda ruchów skokowych w czasie czwartorzędu malała stopniowo, ponieważ odstęp między terasami erozyjnymi zmalały z 40—20 m do 2 m (w holocenie). Należałoby wyciągnąć z tego wniosek, że ruchy te zakończyły się albo wygasają zupełnie³⁴. Tezę o wygasają-

³² Przy zwiększonych przez stałe podnoszenie spadkach następowało jedynie intensywniejsze podcinanie zboczy.

³³ Alfieriew [3] i Skwarczewska [126] datując inaczej terasy, przyjmują rozcięcie 100-metrowe od glacjału Mindel.

³⁴ Autorzy tego nie robią — przeciwnie, wskazują na obecną erozję wgłębną jako na dowód trwania ruchów.

cych ruchach ilustrują zestawieniami wysokości teras w dolinach Karpat Zachodnich i Wschodnich [3, 46], a stwierdzając podobne ich wysokości, przyjmują niemal identyczny przebieg skokowych ruchów stopniowo wygasających. Niestety, w zestawieniu pomieszano wysokie terasy akumulacyjne (np. Dunajca) i erozyjne oraz wydzielono kilka stopni teras z ostatniego zlodowacenia i z holocenu [17], co do których wieku i erozyjnego charakteru ich równin, w świetle badań nad Sanem, mam wątpliwości.

Klimaszewski [71] pierwszy stwierdził erozyjne dno z interglacjału eemskiego w dolinie Sanu w poziomie koryta i przyjął ustanie podnoszenia przed ostatnim glaciałem. Dla okolic Solina — Zwierzyń wyraziliśmy podobny pogląd [32]. Równocześnie widać, że dno interglacjalne było niewyrównane, akumulacja „zaskoczyła” erodującą w głąb rzekę [32] — należy się zatem liczyć z opóźnieniem erozji i z wcześniejszym wygaśnięciem ruchów. Za opóźnieniem przemawiają również doliny boczne, zawieszane, o niewykształconej krzywej erozyjnej. Nawet górnoplioceński poziom w źródłowym biegu Wetliny (ryc. 1) jest rozcięty nie do 100, ale tylko do 70 m. A przecież amplituda ruchów w osi łuku karpackiego była większa [17, 46, 60, 149].

Należałoby wziąć pod uwagę szybkość erozji wgłębnej, dotychczas niedocenianą w rozważaniach nad ruchami podnoszącymi (Bucura [9]). Obecne tempo wcinania się Sanu w skałę nie jest znaczne. Dunajec o większym spadku i znacznie bardziej burzliwym przepływie w przełomie koło Tylmanowej wciął się 5—7 m od późnego glaciału w odporne piaskowce magurskie. Hoczewka w podobnym okresie wycięła w skale wąskie koryto głębokie na 4—9 m (przełom koło Mchawy). Natomiast w dolinie Sanu zaznacza się wyraźna zbieżność głębokości wcięcia Sanu z czasem trwania okresów interglacjalnych: w trwającym około 50 000 lat [13] interglacjale eemskim San pogłębił koryto w skale o 10 m, w ponad dwukrotnie dłuższym interglacjale mazowieckim o minimum 20 m. Jeżeli San wcina się z określoną szybkością, to albo ruchy trwają cały czas, albo trwały głównie w dolnym czwartorzędzie, a wcinanie przerywane akumulacją w glaciałach miałyby charakter potomny. Wynika stąd, że cokoły erozyjne teras i pogłębianie koryt nie mogą być wystarczającym dowodem na wykazanie dalszego trwania czy też dokładnego określenia czasu wygaśnięcia ruchów podnoszących.

Jednocześnie na badanym obszarze rysuje się kontrast między konsekwentnymi dopływami lewostronnymi Sanu i samym górnym Sanem powyżej Rajskiego — gdzie stale trwa erozja wgłębna niemal na całej długości, a prawymi dopływami i doliną Sanu poniżej Rajskiego — o spadku bardziej wyrównanym i kopalnym dnie interglacjalnym, schodzącym lokalnie nawet poniżej koryta rzek. Wskazuje to na amplitudę

ruchów podnoszących, większą w części południowej niż w północnej (podobnie jak w starszych okresach), ale może też, sędzę, wskazywać na trwanie nadal ruchów podnoszących począwszy od pasma Tolsta — Otryt na południe i na możliwość względnego wginania północnej części centralnej depresji karpackiej (Świdziński [154]). Ruchy podnoszące w starszym czwartorzędzie objęłyby więc cały obszar karpackiego dorzecza Sanu o amplitudach rosnących ku wschodowi i południowi (łącznie ze strefą Dołów Jasielsko-Sanockich), a później miałyby charakter ruchów wygasających, utrzymujących się w osiowej strefie łuku karpackiego. Zagadnienie jest trudne i upraszczanie nie ułatwi rozwiązania problemu młodych ruchów w Karpatach fliszowych.

Pozostaje sprawa początku ruchów. Rozcięcie poziomu 100 m świadczy niewątpliwie o ich istnieniu na początku czwartorzędzu. Powstanie zrównań typu *glacis* wskazywałoby na brak ruchów w górnym pliocenie. Jednak w świetle zmian, jakie klimat czwartorzędzu wprowadził w przebieg rozcinania dolin, wydaje mi się niewykluczone istnienie w tym czasie ruchów³⁵, które powodowały zwiększanie nachylenia skłonu Karpat.

Sumując uważam, że głównym okresem ruchów czwartorzędowych, będących kontynuacją ruchów plioceńskich, był dolny plejstocen³⁶, a ruchy młodoczwartorzędowe obejmują raczej ograniczone obszary osiowych stref wypiętrzeń. Natomiast zmiany klimatyczne spowodowały opóźnienia w pogłębianiu dolin nie tylko bocznych, ale i głównych.

EWOLUCJA STOKÓW W CZWARTORZĘDZIE

W pracy o dolinie Sanu wykazałem razem z Dziewańskim [32], że:

a) Wszystkie zbocza doliny Sanu, niezależnie od ułożenia i odporności skał oraz położenia nad bazą erozyjną (schodzące do dna, wychodzące na terasy wyższe i zawieszane nad podcięciami) dążą w czwartorzędzie do uzyskania profilu wypukło-wklęsłego; spłaszczane i obniżane są górne odcinki, a zasypywane są strome podnóża stoków.

b) Typ modelowania i związane z nim genetyczne typy pokryw (soliflukcyjne, proluwialne) zależą od litologii fliszu. Mało odporne piaskowce i łupki warstw krośnieńskich umożliwiły obniżenie górnych części zboczy doliny o około 10 m w czasie jednego glacjału.

³⁵ W dolinach polskich Karpat Zachodnich (*sensu stricto*) nie stwierdzono do tychczas tak wyraźnie rozwiniętej rzeźby poziomu górnopliocenijskiego.

³⁶ Podobne fakty głębokiego rozcięcia w pierwszej fazie czwartorzędzu stwierdza w Subkarpatach Rumunii Grumazescu [48].

OPIS I KLASYFIKACJA STOKÓW

Na opracowywanym obszarze zróżnicowanie stoków jest znacznie większe. Nie tylko kształty (wypukłe, wypukło-wklęsłe, wklęsłe, krawędziowe), długości i nachylenia stoków są różne, ale też różne jest stadium ich rozwoju, rozmaite związki z litologią i ułożeniem skał oraz z położeniem bazy.

W ewolucji rzeźby najistotniejsze jest poznanie roli procesów w poszczególnych okresach klimatycznych czwartorzędu, w których była zmieniana rzeźba plioceńska, jednocześnie odmładzana przez pogłębianie dolin. Dlatego przy opisie stoków zwracam uwagę na moment chronologiczny, na stosunek do form wyjściowych — plioceńskich i do bazy erozyjno — denudacyjnej. Najpierw omawiam wybrane stoki starsze (stoki grzbietów i garbów ostańcowych), odmłodzone przez rozcięcie dolinami lub przez podcięcie albo przekształcone przez procesy denudacyjne. Następnie przedstawiam typowe zbocza dolin czwartorzędowych, rozcinających rzeźbę poziomu górnopliocenińskiego.

A. Stoki stare, z pedymentami górnopliocenijskimi u podnóża, odmłodzone przez rozcięcie lub podcięcie w czwartorzędzie.

Najczęściej długie stoki zostały rozcięte dolinami częściowo lub całkowicie.

1. Północny stok pasma Gruszki ma w odcinku wschodnim profil wklęsły i długość do 800 m. Budują go stromo ustawione piaskowce, odporniejsze w części osiowej wąskiego grzbietu (ryc. 32—1)³⁷. Stok ma profil wklęsły; w górnej części stromy, skalisty (35—50° nachylenia), niżej przy nachyleniu 20° okryty rumoszem soliflukcyjnym, który dalej przy nachyleniu 10° zastąpiony jest gliną piaszczystą miąższości ok. 3 m. Tu zaczynają się niecki pogłębione wciosami holocenijskimi, odprowadzające materiał ze stoku do głębokich (rzędu 50 m) dolinek. Między dolinkami stok przechodzi w spłaszczenia poziomu 100 m. Podobny profil ma stok północno-wschodni monoklinalnego Kozińca, którego najwyższy odcinek stanowi czoło piaskowca gruboławicowego.

2. Południowo-zachodni stok Jawora (fot. 8) przy bliskiej bazie erozyjnej Sanu został pocięty głębokimi wciosami w odcinku dolnym, zbudowanym z rozsypliwych piaskowców (ryc. 32—2). Natomiast odcinek górny o nachyleniu 35—40° zbudowany z gruboławicowego piaskowca („glaukonitowego”) tworzy wysoki do 80 m próg, okryty zalesionym gołoborzem. Został on wypreparowany z mało odpornych piaskowców, na których ledwie się zachowały między dolinkami spłaszczone garby — ślad podnóża stoku górnopliocenijskiego.

³⁷ Numeracja stoków na ryc. 32.

3. Długi stok południowy Działu o profilu wypukło-wklęsłym ma nachylenie 20—30° w części górnej, zbudowanej ze stromo ustawionych piaskowców i łupków odpornej serii środkowokrośnieńskiej. W części środkowej nachylenie maleje poniżej 20° (ryc. 32—3), tu stary stok jest już urozmaicony rozległymi, bez wyraźnych zboczy i o lekko wklęsłym dnie płytkimi niszami stokowymi, w których pojawiają się liczne nacięcia holoceni. Koło połączenia rozcięć dna nisz osiągają nachylenie około 10° i wyścielone są grubymi (2—5 m) pokrywami soliflukcyjnymi i proluwialnymi. Poniżej doliny są wcięte 20—30 m w spłaszczone garby z resztkami zrównań podstokowych poziomu 100 m. Rozcięcie objęło zatem tylko strefę pedymentu wykształconego na stokach mniej odpornych, a wolno wgrzające się w grzbiet rusztowy leje źródłowe o profilu wklęsłym stanowiły w glacialach zbiorniki materiału znoszonego z górnych części stoku. Podobny charakter mają północne stoki pasma Jawora, Stożka i część północnego stoku Otrytu.

4. Południowe stoki rusztowych pasm Ostrego, Stożka i zachodniej części pasma Gruszki są rozcięte na całej długości dolinkami erozyjnymi. Ich nisze źródłowe sięgają po oś grzbietu, tworząc poprzeczne obniżenia linii grzbietowej. Doliny te, do 100 m głębokie, w razie występowania rozległych zrównań poziomu 100 m na przedpolu (ryc. 32—4) mają założenia jeszcze górnoplioceni. Nie uchwalił się tu pliociński stok grzbietu, są tylko zbocza rozcinających go dolin. Rozwój zboczy tych dolin doprowadził do wypreparowania podłużnych obniżen na mało odpornych ławicach w obrębie uprzednio szerokich grzbietów. Powstały ciągi podwójnych grzbietów (fot. 2).

5. Pagórkowata rzeźba poziomu 100 m na seriach mało odpornych w górnym biegu Orelca i Bóbrki (ryc. 32—5, 36) została rozcięta dolinami o głębokości 50—100 m. Nad załomami zbocza doliny (stok wierzchowiny) zachowały się równiny typu *glacis*, a ponad nimi wypukło-wklęsłe stoki wzgórz ostańcowych o nachyleniu 6—8°. Musiały być one modelowane w czwartorzędzie. W strefie tuż ponad załomem kilkakrotnie stwierdziłem grube, 2-metrowe utwory proluwialne, które świadczą o spełnianiu przez załom funkcji lokalnej bazy i kształtowaniu ponad nim profilu wypukło-wklęsłego.

6. Południowy stok grzbietu Besidy w obniżeniu Czarnej ma długość 2 km. Górna część o nachyleniu rosnącym do 25° zbudowana z odporniejszego kompleksu (ryc. 32 — 6) ma charakter progu rozciętego szeroko rozwartymi wciosami o założeniach pliocieni. Niżej ciągnie się wyrównana powierzchnia o nachyleniu do 6°, ścinająca rozsypliwie piaskowce. Leży ona nieco poniżej fragmentów górnopliocieni *glacis* i schodzi do osi doliny Czarnej, naciętej płytką rynną (10—15 m). Powierzchnię pokrytą warstwą soliflukcyjną urozmaicają płytkie, szerokie

dolinki i prostopadłe do nich kilkumetrowej wysokości grzędy twar-dzielcowe, świadczące o wypreparowywaniu twardszych ławic wskutek poszerzenia płytkich dolinek w skałach mniej odpornych. Zachowaniu wszystkich elementów stoku górnoplioczeńskiego sprzyjało zróżnicowanie odporności skał i płytkie rozcięcie doliny Czarnej. Morfogeneza czwartorzędowa nie doprowadziła tym razem do powstania **kontrastowo** odmie-nych form.

Z przytoczonych przykładów widać, że przeobrażeniu przez rozcinięcie uległy przede wszystkim stoki długie i leżące bliżej bazy. Rozcinanie górnych odcinków stoku plioczeńskiego, zbudowanego ze skał bardziej odpornych, jest opóźnione. Najszybciej postępuje ono w pobliżu doliny Sanu ze względu na niską bazę erozyjną (Jawor, Stożek), najwolniej w strefie działu wodnego najpłycej rozczłonkowanej w czwartorzędzie (obniżenie Czarnej).

Stoki krótsze, podcięte i przekształcone przez procesy denudacyjne:

7. Zachodni stok Czulni nad ścianą podcięcia Sanu (wysoką 20—40 m) długości 700 m ma profil wypukło-wklęsły (ryc. 32 — 7). Ścina on róż-nie odporne piaskowce i łupki osi i zachodniego skrzydła synkliny. Górny, krótszy, odcinek wypukły otulony rumoszem osiąga nachylenie ponad 20° — niżej nachylenie maleje do 15° i pojawiają się płytkie nacięcia erozyjne. Bezpośrednio nad załomem ciągnie się wąskie spłaszczenie o nachyleniu $8\text{—}10^\circ$, wycięte w litej skale i otulone pokrywą glin pro-luwalnych (do 2 m).

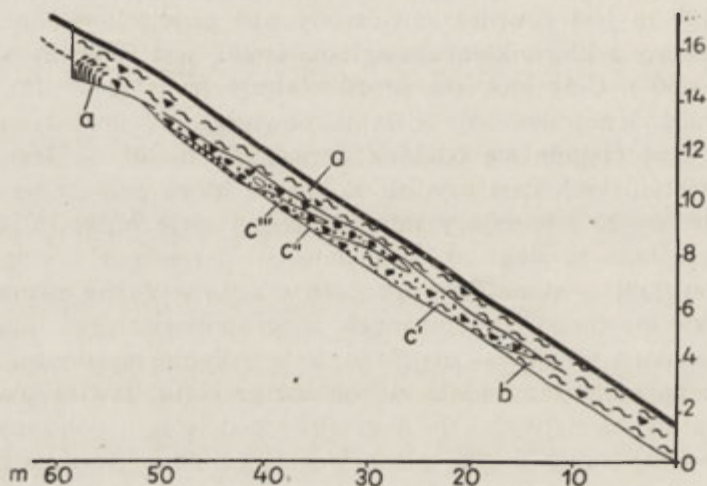
8. Południowy stok Jawora między dwiema rozcinającymi go dolin-kami podobnej długości ma profil typowy dla stoku krawędziowego. Po-niżej odcinka wypukłego ciągnie się stromy, prosty odcinek o nachyle-niu $30\text{—}40^\circ$, zbudowany z gruboławicowych piaskowców skrzydła syn-kliny Jawora, o upadzie przeciwnym do spadku powierzchni stoku (ryc. 32 — 8). Niżej ciągnie się ograniczona wyraźnym załomem lekko wklęsła równina typu *glacis* z nachyleniem malejącym od 15 do 7° . We wko-pach, w części górnej i środkowej *glacis* występuje rumosz piaskowcowy tkwiący w glinie. Woda na głębokości 1 m wskazuje na płytkość podłoża, które widać w dolinie rozcinającej marginalnie zrównanie (rozsypliwie piaskowce). Bliżej podcięcia Sanu miąższość pokrywy soliflukcyjnej prze-kracza 2 m. Do niej nawiązuje zawieszony stożek dolinki spod Jawora, złożony z dużych bloków piaskowca spoczywających na cokole i rozcięty świeżym postglacjalnym wciosem. Jest to stożek powstały w ostatnim glacie — jednocześnie z degradacją soliflukcyjną. Forma zrównania podstokowego typu *glacis* zawieszona (20—30 m) i znacznie niższa od spłaszczeń górnoplioczeńskich wskazuje na intensywną degradację stoku w czwartorzędzie, która doprowadziła do wypreparowania czoła skał odpornych i utworzenia *glacis* na mniej odpornej serii.

9. Zbocza doliny Serednicy w przełomie przez pasmo Działu są zbudowane z odpornych piaskowców i łupków warstw środkowokrośnieńskich, o biegu zgodnym z nachyleniem stoku. W rezultacie stok zbudowany jest na całej długości z jednolitych ławic. Nad załomami podcięcie ciągną się strome ($20\text{--}30^\circ$) stoki, przeważnie o spadku jednolitym, częściej jednak wypukłe z krótkim, słabo rysującym się odcinkiem wklęsłym ponad załomem (ryc. 32 — 9). Stok urozmaicony jest dolinkami nieckowatymi lub wciosami, założonymi w seriach mało odpornych i grzędami wolniej degradowanych piaskowców. Podobny charakter ma stok Jawora schodzący ku przełomowi Daszówki, północno-zachodni stok Grodziska (wyraźnie zaznaczony odcinek wklęsły) nad 50-metrowym podcięciem Sanu i południowy krótki stok wzgórza 499 m w Zabrodziu [32] o profilu prostym i nachyleniu ponad 30° , obecnie podcinany.

10. Północno-wschodni stok monoklinalnego grzbietu Berda o długości 500—700 m jest również zawieszony nad podcięciem Sanu. Upad skał, choć zgodny z kierunkiem nachylenia stoku, jest znacznie od niego większy ($50\text{--}60^\circ$). Cały stok ma profil wklęsły (ryc. 32 — 10). Górny odcinek o nachyleniu $40\text{--}55^\circ$ odsłania powierzchnię gruboławicowego piaskowca. Niżej ciągnie się odcinek o nachyleniu 30° — jest to powierzchnia zarośniętych dziś usypisk skalnych, która przechodzi w stok o nachyleniu $20\text{--}25^\circ$, ścinający mniej odporną serię łupkowo-piaskowcową. Powierzchnia ta sięga aż do podcięcia albo schodzi aż do terasy średniej Sanu ([32] — stanowisko E). Zaznacza się wyraźny związek długości odcinka stromego zbudowanego z gruboławicowego piaskowca z długością stoku i erozją boczną Sanu, który płynie łagodnymi zakolami. Gdy ściana podcięcia oddala się od osi grzbietu, ławica piaskowca jest wypreparowana najwyżej do 5 m. Przy podcięciach położonych bliżej grzbietu i wyższych ściana piaskowca sięga 20 m wysokości, czyli bliskość bazy i wzrost odprowadzania przyspiesza proces wypreparowania ławicy odpornej i spłaszczania dolnych części stoku. Podobne zjawisko obserwujemy również na przeciwległym zboczu Sanu — na stoku Kosińca.

11. Północno-wschodni stok wzgórza 499 m, częściowo już opisywany [32], jest zawieszony na poziomie wysokiej lub średniej terasy Sanu. Stok ma różną długość i generalny profil wklęsły; górny odcinek stromy ($25\text{--}30^\circ$) ma wypukłą część przygrzbietową, poniżej nachylenie stopniowo maleje do $6\text{--}10^\circ$ w obrębie spłaszczenia terasowego. Tylko partia podszczytowa jest zbudowana z piaskowca gruboławicowego, niżej powierzchnia stoku ścina serię łupkowo-piaskowcową. Gdzie stok jest krótszy, tam niemal bezpośrednio poniżej stromego odcinka skalnego rośnie mięszczość pokryw stokowych, które osiągając do 20 m mięszczości budują w zasadzie cały odcinek wklęsły ([34], ryc. 32 — 11). Pod pokrywami

ukryte są ściany podcięć i równiny teras (wysokiej w części północnej, średniej w części południowej). Na stoku rysuje się wyraźna zmienność pokryw: pokrywy usypiskowe i usypiskowo-soliflukcyjne są przy nachyleniu $10\text{--}15^\circ$ zastępowane przez soliflukcyjne, a te przy nachyleniu $8\text{--}10^\circ$ przez proluwialne. Dolne części pokryw zazębiają się z aluwiami teras kopalnych, górne po zakryciu stopnia terasowego zasypują agradacyjnie wyższe części i schodzą aż do dna doliny (do terasy z ostatniego glacjału). Profil wypukło-wklęsły składa się zatem z górnego odcinka denudacyjnego i dolnego akumulacyjnego, związanego z lokalną bazą. O wypreparowaniu piaskowca grzbietotwórczego świadczy nałożenie na warstwę soliflukcyjną z rumoszem tego piaskowca warstwy ilastej wiążącej się hakami z serią łupkową. Dolna część stoku była zatem intensywniej i dłużej degradowana (ryc. 33).



Ryc. 33. Fragment środkowej części stoku w Zabrodziu

W podłożu zalega seria łupkowo-piaskowcowa, przechodząca w horyzont haków (a). Niżej pokrywy stokowe nie zostały przebite. W spągu leży seria glin z pojedynczym rumoszem (b) — zwierzeliina serii a. Na niej leży język piaszczysto-gruzowy (c) z różną zawartością piasku i rumoszu (c', c'') piaskowca gruboławicowego, budującego oś grzbietu. Przykrywa go pokrywa gliniasta (d), wiążąca się z poziomem haków

Podobnie wygląda zachodni stok południowej części Kozińca (ryc. 32 — 11), wklęsły z niewyraźną wypukłością u szczytu. Na odpornych piaskowcach o upadzie $65\text{--}70^\circ$ stok ma nachylenie $30\text{--}39^\circ$, ale niżej, wraz z pojawieniem się łupków, pomimo nachylenia około 25° miąższość pokryw wzrasta do 4 m.

12. Część zachodniego stoku ramienia Jawora schodzącego ku ostrodze w Solinie ([32] — obszar A) ma profil wypukło-wklęsły (ryc. 32).

Cały dolny odcinek o nachyleniu 8—15° kryje kopalne terasy wysoką i średnią oraz załom stokowy na piaskowcu gruboławicowym otulone pokrywami stokowymi, które schodzą aż do równiny terasy z ostatniego glacjału. Profil wklęsły odcinka dolnego wskazuje, że akumulacja doprowadziła tu do osiągnięcia profilu równowagi [139].

13. Północny stok Besidy długości 400 m nie ma śladów podcięć i schodzi ku osi doliny inwersyjnej Żołobka. Niżej odcinka wypukłego (10—30°) i prostego (40°) o charakterze progów na wychodniach piaskowca gruboławicowego ciągnie się wklęsłe podnóże o nachyleniu 8—10° zbudowane z mało odpornych łupków i piaskowców, otulonych ku osi doliny coraz grubszą pokrywą soliflukcyjną (ryc. 32 — 13). Odcinek wypukły i prosty modelowany jest wspólnie przez speływanie i nacięty płytkimi rynnami erozyjnymi, podnóże zaś jest pocięte płytkimi dolinkami typu wądołów [138]. Stok starego grzbietu rusztowego został w dolnej części wyraźnie obniżony — podłoga skalna jest tu powierzchnią transportu materiału z górnego, stromszego odcinka. Stok przystosował się do bazy obniżonej w czwartorzędzie o około 40 m.

14. Zachodni wypukło-wklęsły stok Korbani, opisany szczegółowo przez Z. Czeppego [18], składa się ze stromego odcinka górnego (nachylenie 30—50°), zbudowanego z piaskowców otryckich, i z dolnego odcinka wklęsłego o nachyleniu malejącym od 20 do 10° (ryc. 32—14). Część wypukłą okrywa gołoborze (dziś utrwalone), dolną — gliniasto-gruzowa pokrywa soliflukcyjna i gliny proluwialne o łącznej miąższości 2 m, spoczywające na ściętych łupkach. W pokrywach żywo rozwijają się obecnie procesy sufozyjne, prowadzące do rozczłonkowania i dalszego obniżania dolnej części stoku. Stok zawieszony jest jedynie nad wcięciem holocenijskim potoku z Tyskowej.

Wszystkie omówione stoki (7—14) o założeniach plioceńskich, podcięte w czwartorzędzie są stokami krótkimi, o długości nie przekraczającej 1 km; dlatego nie uległy rozcięciu dolinami. Wskutek erozji bocznej zostały zawieszane nad korytem i rozwijały się często niezależnie od bazy, dlatego też stoki 7—10 nie zostały okryte grubszymi pokrywami u podnóża, a pomimo to uzyskały z reguły profil wypukło-wklęsły albo wklęsły z podnóżami zbliżonymi charakterem do form *glacis* (stok 8). Tylko niektóre stoki w dolinach bocznych słabiej pogłębionych mogły dowiązać do bazy przez obniżenie odcinka dolnego (stoki 13, 14). Stoki starszych pasm wraz z czwartorzędowym zboczem doliny nawiązujące do lokalnych baz — równin starszych teras, osiągnęły profil wypukło-wklęsły przez zasypanie odcinka dolnego.

Stoki starsze rozcięte lub podcięte są zbudowane z reguły z materiału niejednorodnego. Dlatego podcięte stoki grzbietów rusztowych, zbudowane u podnóża przeważnie z mało odpornych łupków czy piaskowców,

zostały obniżone w dolnej części najintensywniej — nastąpiło w ten sposób wypreparowanie serii grzbietotwórczych i podkreślenie stromości stoków twardzielcowych. Ułożenie skał wpłynęło na wykształcenie profilu stoku, który najczęściej jest wypukło-wklęsły. Jednak stoki zbudowane w części górnej z cienkiej serii stromo nachylonej, ale zgodnie ze spadkiem stoku, uzyskały przez selektywną denudację profil wklęsły (stok 11), a stoki na skałach o upadzie przeciwnym mają wykształcone wszystkie elementy stoku Kinga (krawędziowego — stoki 8, 13). Płaszczyzny stoków zawieszonych, poprzecznych do biegu struktur (stok 9) mają rzeźbę urozmaiconą, ale generalny profil wypukło-wklęsły lub wypukły (przy intensywnym odprowadzaniu i podcinaniu).

B. Zbocza dolin czwartorzędowych, rozcinających poziom górnoplioceniński:

Są to zbocza dolin schodzących do pogłębianego koryta lub też wychodzące na poziom dna z ostatniego glacjału czy w inny sposób zawieszane.

15. Zbocza dolin bocznych stale pogłębianych w czwartorzędzie, a zatem o dużym spadku, mają profil wypukły. Górny odcinek wciosu przecinającego zachodni skłon Jawora ma zbocza o nachyleniu $12\text{--}30^\circ$ — najstromejsza jest część przykorytowa, powstała wskutek rozcięcia w holocenie (ryc. 32—15). Podobny profil ma dolinka dopływu Sanu spod Kamienia Leskiego i szereg innych, zwłaszcza w części południowo-zachodniej o śmielszych formach na piaskowcach otryckich.

16. Dolny odcinek omówionej dolinki spod Jawora ma zbocza wypukło-wklęsłe, zawieszane nad zboczami wciosu holocenijskiego (ryc. 32 — 16). Zbocze ścina serię łupkowo-piaskowcową o przebiegu ukośnym do osi dolinki. Nachylenie od góry rośnie do 28° , niżej w odcinku wklęsłym maleje do 15° — tu odsłaniają się pokrywy soliflukcyjne kilkumetrowej miąższości okrywające w osi dolinki stare żwiry, a wyżej spoczywające na skalistym zboczu. Profil wypukło-wklęsły jest zatem rezultatem denudacji okresu zimnego, która zasypała dolny odcinek zbocza. Podobny profil ma prawe zbocze doliny w środkowym biegu Łobozwi, wyścielone u podnóża o nachyleniu $10\text{--}15^\circ$ naprzemianległymi warstwami soliflukcyjnymi i proluwialnymi. W wielu dolinkach odcinek dolny pozbawiony jest miąższych pokryw, mimo to utworzył się profil wypukło-wklęsły.

17. Lewe zbocze w środkowym odcinku doliny Bukowca ma długość 500 m i profil wypukło-wklęsły. Bieg stromo ustawionych warstw jest poprzeczny do osi doliny [138]. Górny odcinek o nachyleniu około 25° jest okryty rumoszem zwietrzelinowym, dolny — dłuższy, o nachyleniu malejącym do $15\text{--}10^\circ$, okrywa 1—2 m grubości pokrywa grawitacyjno-proluwialna (ryc. 32— 17). Zawieszenie stoku nad korytem holocenijskim

przyśpiesza rozwój form sufozyjnych w pokrywach i rozczłonkowanie stoków. W miejscach przebiegu odporniejszych ławic denudacja górnych partii jest słabsza — tworzą się nabrzmienia i obniżenia w osi garbu, a w górnej części stoku nieckowate dolinki. Podobny profil stoku i rozczłonkowanie na poprzeczne grzędy dawnych spłaszczeń poziomu 100 m stwierdzam w wielu dolinach poprzecznych (rejon Bereski, Teleśnicy).

18. W Średniej Wsi i na południe od Stefkowej krótkie doliny poprzeczne są zamknięte niszami o zboczach wypukło-wklęsłych lub częściej wklęsłych (wysokości 50—100 m), ostro kontrastujących z wyrównanymi wierzchowinami. Nachylenie górnych części nisz sięga 30—40°, u podnóża maleje do 15—10°. Boczne ściany niszy są łagodniejsze. Przyczyną stromości jest występowanie stromo ustawionych odpornych ławic, które są odpreparowywane, a brak źródeł utrudnia ich rozpiłowywanie i cofanie leja źródłowego. Leje poszerzają się tylko. Niszowate zamknięcia występują najczęściej na liniach progów twardzielcowych, które dzięki temu przetrwały i zostały jeszcze wyraźniej podkreślone w czwartorzędzie (ryc. 32 — 18).

19. Na północ od Leska w rejonie Jankowiec biegnie szeroka subsekwentna dolina. Jej lewe dopływy tną w poprzek mało odporne piaskowce i łupkowe serie warstw dolnokrośnieńskich (ryc. 6a). Płaskie, szerokie dna, nawiązujące do niskiej terasy Sanu, przechodzą łagodnie w stoki o długości 200—300 m. Są to stoki pagórków i krótkich grzęd poprzecznych do dolin o wysokości względnej 10—25 m. Stoki tych wzgórz są wypukło-wklęsłe (ryc. 32 — 19). Na kulminacjach ukazuje się rumosz skalny. Poniżej krótkiego odcinka wypukłego o nachyleniu 10—15° ciągną się długie podnóża nachylone 4—1°, otulone utworami proluwialnymi i soliflukcyjnymi. Niektóre pagórki są już zupełnie odizolowane i sterczą z równiny podstokowej. Na zachód wzdłuż doliny Sanu ciągną się spłaszczenia terasy wysokiej — jej wysokości odpowiadają kulminacje ostańców — twardzieli. Ku południowi wysokość wzgórz rośnie; przechodzą one w schodowo wznoszące się garby z resztkami poziomu górnopliocenińskiego. Stosunek do form bardziej odległych od doliny wskazuje, że w mało odpornych utworach doszło do obniżenia i zupełnego zniszczenia co najmniej poziomu terasy wysokiej, a częściowo i poziomu 100 m. Obniżenie o 20—30 m w stosunku do terasy wysokiej i około 50 m do poziomu 100 m — najlepiej świadczy o wielkości przeobrażeń. Długie wklęsłe podnóża wskazują, że degradacja odbywała się tu na drodze cofania zboczy dolinek.

20. W obniżeniu Czarnej na zachód od dolnego biegu potoku z Żołobka występuje podobna rzeźba szerokich dolinek i ostańcowych wzgórz. Poziom górnoplioceniński rozcięty jest tu do głębokości 20—30 m. Krótkie wypukłe stoki pagórków i grzęd o nachyleniu 15—20° ostro odcinają

się od długich wklęsłych podnóży o nachyleniu $1-4^{\circ}$ (ryc. 32 — 20). Mają one charakter erozyjnych *glacis*, są niemal pozbawione pokryw i nawiązują do niskiej terasy Żołobka [138] zbudowanej z cokołu z 1—2-metrową warstwą aluwii i proluwii. Nieznaczne obniżenie bazy w czwartorzędzie sprzyjało dojrzewaniu stoków w pobliżu działu wodnego.

21. Prawy stok w dolnym biegu doliny Orelca o długości 500 m ma profil stoku krawędziowego. Sprzyja temu upad serii skalnych na północ (ryc. 32 — 21). Górny odcinek wypukły (rosnący) przechodzi niżej w stromy o nachyleniu do 30° , rozczłonkowany krótkimi nieckami o niszowatych zamknięciach, oddzielonych krótkimi ostrogami denudacyjnymi [26]. Niżej schodzi długie podnóże o nachyleniu 6° , cienko okryte pokrywami soliflukcyjnymi, które chowają się pod aluwiami holocenijskimi potoku Orelca, zawieszonoego nad starą rynną Sanu [32].

22. W Myczkowcach podcięte zbocze terasy wysokiej na północnym krańcu Kozińca, choć jest krótkie (ok. 100 m), ma profil wypukło-wklęsły (ryc. 32 — 22a). Odcinek górny o nachyleniu do 21° jest degradowany; niżej wklęsłą powierzchnię o nachyleniu 12° tworzy 3—5-metrowa seria utworów soliflukcyjno-proluwialnych. Załom 20-metrowego podcięcia stanowił więc lokalną bazę denudacyjną. Podobny stok wypukło-wklęsły, zawieszony nad podcięciem wysokości 40 m w odcinku doliny poprzecznym do biegu warstw, występuje na ostrodze w Solinie ([32], ryc. 32 — 22b).

23. O kierunku przemian zboczy czwartorzędowych informują najlepiej przekształcenia ścian podcięć w obrębie teras, a zatem niezależnie od dostawy z górnych (starszych) partii stoków. Ściany takie znajdujemy na zakolach Sanu (Wola Postołowska, Solina, Myczkowce) i Solinki (Polańczyk, Zawóz). Na kształt tych ścian duży wpływ wywiera ułożenie skał. Gdy pocięcie biegnie zgodnie z biegiem warstw, ściany tworzą powierzchnie stromo ustawionych ławic, które wietrzejąc powodują odpadanie, zsuwanie się bloków oraz łuszczenie się powierzchni (szczególnie przy ekspozycji południowej). Gdy bieg skał jest prostopadły do ściany, zaznacza się rola odporności. W Woli Postołowskiej (ryc. 32 — 23) łupki szybko wietrzeją, kruszą się, sypią i pełzną nasiąknięte wodą (fot. 16). Górny, stromy odcinek cofa się, dolny o nachyleniu $10-30^{\circ}$ ma charakter skalnej powierzchni transportu. Odcinki podcięć zbudowane z twardych piaskowców tworzą występy skalne o charakterze baszt i murów.

24. Dojrzałe podcięcie opisane z Myczkowiec (wschodnie zbocze terasy wysokiej [32] ma krótki odcinek wypukły na utworach terasowych, długi prosty odcinek skalny z hakami zboczowymi przy nachyleniu

30—35° z niewielką hałdą usypiskową u podnóża (ryc. 32 — 24). Bliskość rzeki nie sprzyjała przekształceniu profilu w wypukło-wklęsły.

25. Północny stok ostrogi terasy wysokiej w Woli Postołowej schodzi na równinę terasy niskiej. W najmniej odpornych seriach powstały głębokie nieckowate dolinki. Między dolinkami stok jest wyraźnie trzęściowy (ryc. 32 — 25). Górny, wypukły, o nachyleniu 9—11° przechodzi dość nagle w stromizną nachyloną o 38°, modelowaną przez świeże zasuwy [138]. U podnóża ciągnie się wklęsła powierzchnia akumulacyjna o przeciętnym spadku 4°. Ściana podcięcia utrzymuje się zatem najlepiej w części środkowej, która się cofa, od góry jest spiłowywana przez splukiwanie, od dołu zasypywana materiałem zesuwanym się i dalej nie uprzętym. Przekształcenie zmierza do osiągnięcia profilu wypukło-wklęsłego. Dalej na wschód, rzeczywiście, starsza krawędź terasy wysokiej, tylko u podnóża podcięta, osiągnęła już profil wypukło-wklęsły.

26. Podobny trzęściowy profil ma podcięcie na wysokości 40 m nad terasą niską Sanu w Łączkach (ryc. 32 — 26). Zbocze ma nachylenie 45° i jest pocięte głębokimi do 5 m debrzami, odprowadzającymi okresowe wody również z wypukło-wklęsłego stoku powyżej podcięcia. Duża gęstość debrzy powoduje utworzenie u podnóża płaszczyzny połączonych stożków o nachyleniu do 25°, które maskują dolną część podcięcia i są rozmywane na równinie terasy. Podobny kierunek przeobrażeń stwierdzono przy zasypywaniu kopalnych podcięć nad wyższymi terasami [32, 34].

27. W Uhercach znajduje się wzgórze ostańcowe o wysokości 380 m n. p. m. z resztką pokrywy terasy wysokiej (ryc. 32 — 27). Jego zbocza długości 250 m są wyraźnie wklęsłe. Niżej spłaszczenia szczytowego ciągnie się stromy stok (20°) o nachyleniu malejącym do 6—4°. To zrównanie podstokowe przechodzi w równinę akumulacji podstokowej nachyloną 2—4°.

Zbocza dolin czwartorzędowych wykazują daleko większe zróżnicowanie niż starsze stoki, ponieważ ulegają ustawicznym zmianom w położeniu bazy i powstały w różnych okresach czwartorzędu, są na różnym etapie rozwoju.

Ze względu na stosunek do bazy można wyróżnić stoki strome w dolnym odcinku schodzące do koryta (podcinane — stok 15 lub ściany podcięć — stoki 23, 24), stoki schodzące do równiny terasy z ostatniego gładka z wykształconymi u podnóża zrównaniami typu akumulacyjnego (stok 16) lub typu podłóg skalnych (stoki 17, 19—21, 27), stoki dowiązujące do poziomu wyższych teras (części stoku 11) i nad podcięciami (stok 22).

Najistotniejsze dla rozważań późniejszych są stoki nawiązujące do lokalnej bazy utrzymującej się przez dłuższy czas, wszystkie one mają wykształcony profil wypukło-wklęsły [32].

Rola struktury ze względu na małą długość stoków i ich występowanie w seriach bardziej jednorodnych litologicznie zaznacza się w mikroreliefie stoku. W dolinach poprzecznych odporność odgrywa rolę w tworzeniu nieckowatych obniżen i grzęd oraz w nierównomiernym obniżaniu garbów międzydolinnych. Jedynie stok 21 dzięki różnicom w odporności i ułożeniu skał uzyskał profil krawędziowy. Odporność spełnia zasadniczą rolę w tempie dojrzewania stoków. Na skałach mało odpornych (stoki 19—21) stoki osiągnęły profil późno dojrzały o długim odcinku wklęsłym i krótkim wypukłym. Na skałach najodporniejszych zbocza czwartorzędowych dolin (nadal pogłębiane lub poszerzane) mają profil wypukły ze słabo wykształconym odcinkiem wklęsłym u podnóży, często nad ścianami podcięć. Młode zbocza erozyjne nie osiągnęły dotychczas profilu wypukło-wklęsłego, ale na seriach mniej odpornych wyraźnie widać, że rozwój podcięć przez cofanie ścian, zasypywanie podnóży i zaokrąglanie załomu też idzie w tym kierunku.

ZMIENNOŚĆ I RYTMIKA PROCESÓW STOKOWYCH W CZWARTORZĘDZIE

Procesy modelujące stoki odczytuję na podstawie analizy pokryw otulających stoki (szczególnie ich podnóży), analizy form w obrębie stoków i procesów współcześnie na nich zachodzących.

Zmienność pokryw na stokach badanego obszaru jest różna. W dół stoku zmienia się zarówno skład mechaniczny, jak i typ genetyczny pokryw [32, 137]. Na stokach o obniżonej bazie erozyjnej obserwujemy najczęściej (kolejno od grzbietu):

a) pokrywy zwietrzelinowe — gruzowe na piaskowcach odpornych, gliniasto-piaszczyste z pojedynczym rumoszem na seriach łupkowo-piaskowcowych, piaszczysto-pylaste na rozsypliwych piaskowcach krośnieńskich (Ł o z i ń s k i [88]);

b) pokrywy grawitacyjno-eluwialne — na stromszych stokach grzbietów rusztowych i w górnych częściach zboczy dolin o nachyleniu $> 15^\circ$, tworzące nieczynne dziś gołoborza (w obrębie twardszych piaskowców) lub poziomy z hakami (w obrębie serii łupkowo-piaskowcowych);

c) pokrywy soliflukcyjne — otulające wklęsłe odcinki stoków o nachyleniu $6\text{—}18^\circ$, schodzące niekiedy do dna doliny, złożone z glin piaszczystych lub ilastych z rumoszem;

d) pokrywy proluwialne i soliflukcyjno-proluwialne u podnóży stoków (i nad załomami), najczęstsze przy nachyleniu $2\text{—}12^\circ$, złożone z piasków i pyłów często warstwowych, z pojedynczym rumoszem;

e) pokrywy usypiskowe, gruzowo-piaszczyste, otulające podnóże młodych lub kopalnych podcięć, o nachyleniu 20—30°.

Zmienność pokryw wskazuje, że poszczególne odcinki stoku mogą być często modelowane przez różne procesy. Następstwo pokryw na stoku jest podobne jak w innych rejonach Karpat [71, 137] i we współczesnej strefie klimatu zimnego (Spitsbergen [56, 113], północna Szwecja [112]).

Pokrywy stokowe wykazują zróżnicowanie zależnie od budowy podłoża. Nie tylko skład mechaniczny i miąższość zwietrzliny są różne [32]. Ułożenie i odmienne cechy fizyczne zwietrzliny wpłynęły na różny typ denudacji w obrębie poszczególnych stoków. Rumosz piaskowcowy ulegał o wiele trudniej soliflukcji niż wietrzejąca seria łupkowo-piaskowcowa. Dlatego w Solinie — Zabrodziu na pokrywie soliflukcyjnej wypełnionej rumoszem piaskowca gruboławicowego budującego oś grzbietu spoczywa ilasta pokrywa soliflukcyjna, pochodząca z degradacji serii łupkowo-piaskowcowej, budującej środkowy odcinek stoku (ryc. 33). Soliflukcja przetrwała więc na stokach zbudowanych z łupków. Natomiast piaszczysta zwietrzlina na rozsypliwych piaskowcach krośnieńskich dolnych szybko ulegała rozmyciu — w tych rejonach przeważają pokrywy proluwialne [32]. W odkrywce na terasie średniej w Zabrodziu stwierdzono, że wraz ze wzrostem udziału ilołupków w budowie degradowanego odcinka stoku rośnie ilość wkładek soliflukcyjno-proluwialnych [34].

Obok tego rysuje się zmienność osadów w profilu pionowym. Jest ona trudna do uchwycenia na stokach ze stale obniżaną bazą lub na stromych, gdzie materiał był stale odprowadzany i znajdujemy tylko jedną cienką warstwę soliflukcyjną lub proluwialną (z najmłodszego okresu klimatu zimnego). Nałożone na siebie różne pokrywy zachowały się w dolnych odcinkach nie podcinanych stoków, o ustalonej bazie denudacyjnej, przeważnie wychodzących na wyższe terasy większych dolin.

Na podstawie analizy tych odsłoneń oraz rzeźby stoków i procesów współczesnych podaję przegląd procesów zarejestrowanych dla poszczególnych okresów czwartorzędzu — począwszy od glaciału krakowskiego.

Z glaciału krakowskiego pochodzą najstarsze datowane pokrywy stokowe. Są to zazębające się z aluwiami utwory soliflukcyjne i proluwialne (fot. 10; ryc. 22; [31]). Wkraczanie pokryw na aluwia wskazuje, że proces soliflukcji trwał jeszcze w czasie rozcinania równiny terasy wysokiej.

W interglacjale mazowieckim odbywało się wietrzenie chemiczne starszych pokryw i podłoża. W Myczkowcach kopalna pokrywa zwietrzlinowa pod żwirami terasy wysokiej osiąga 4 m miąższości [31]. Kopalne dolinki w Solinie [32], zasypane pokrywami z dwóch młodszych glaciałów, wskazują na rozcinanie zboczy małymi dolinkami.

Pokrywy z glaciału środkowopolskiego są częstsze. Na prawym zboczu w Solinie stwierdzono, że jednocześnie z akumulacją rzeczną trwał transport soliflukcyjny, zakończony akumulacją proluwiów [32]. W dużym odsłonięciu w Zabrodziu znajdujemy dowody na ząębienie się facji usypiskowo-soliflukcyjnej z aluwiami tego glaciału ([34], ryc. 23). Odwapnienie dolnego kompleksu pokryw stokowych, przykrywających piaski rzeczne, złożonego z około trzech horyzontów soliflukcyjnych przegradzanych warstwami typu proluwiów, wskazuje, że osady pochodzą przynajmniej częściowo ze schyłku glaciału środkowopolskiego³⁸, a zatem w tym glacie należy się spodziewać więcej niż jednego okresu z przewagą soliflukcji i jednego z przewagą zmywania. W Hoczwi (profil z torfem) dwie serie żwirów przedzielają utwory proluwialno-soliflukcyjne reprezentujące schyłek okresu stadialnego, zaś po akumulacji górnych aluwii nastąpiło złożenie warstwy soliflukcyjnej i w końcu górnych proluwiów (ze schyłku glaciału). Gruba seria osadów tego wieku leżąca na terasie wysokiej w Myczkowcach wykazuje wyraźną trójdzielność [31]. W spągu występuje 3—9-metrowa seria proluwiów, wyżej 1 m glin soliflukcyjnych z rumoszem, a w stropie 1—3 m górnych proluwiów. Pomimo wyraźnej złożoności glaciału [28, 117] profil Myczkowiec rejestruje trzy zasadnicze fazy: wczesnoglacialną fazę proluwialną degradacji interglacialnych zwietrzelin, główną fazę degradacji soliflukcyjnej (z górnej partii stoków) i schyłkową — proluwialną.

Interglacjał eemski zaznaczył się wietrzeniem chemicznym wyraźnie zarejestrowanym przez odwapnione pokrywy w Solinie [32], Zabrodziu [34], a także silnie zwietrzałe utwory soliflukcyjno-proluwialne na terasie średniej w Hoczwi. Brak jednak pełnych profilów wietrzeniowych z kopalnymi glebami, ponieważ strop został zdarty na początku ostatniego glaciału [139].

Ze zlodowacenia bałtyckiego pochodzi znaczna część utworów stokowych leżących na powierzchni. Stoki degradowane są otulone cienkimi pokrywami zwietrzelinowymi i grawitacyjnymi. Uderza duża różnorodność pokryw odsłaniających się u podnóży stoków. W pokrywach wychodzących na równinę terasy z ostatniego glaciału obserwujemy przeważnie proste następstwo (dolina Sanu, Bóbrki, Serednicy, Kalniczki i in.). Na żwirach rzecznych spoczywa cienka warstwa soliflukcyjna z rumoszem, przykryta warstwą pylasto-piaszczystych proluwiów grubą niekiedy 3—5 m. W dolinie Solinki (ryc. 24) poziom soliflukcyjny zastępują stożki soliflukcyjno-napływowe u wylotów dolinek bocznych. W Łobozewie leżą na sobie osady soliflukcyjne i proluwialne (każdy grubości rzędu 0,5 m).

³⁸ Mogą to być w stropie osady wczesnego Würmu [131], w którym zwietrzelina interglacialna była przemieszczana po stoku.

W Dziurdziowie zaznacza się wyraźna dwudzielność pokryw stokowych ostatniego glaciału (ryc. 30). Poniżej żwirów interstadialnych cienkie warstewki soliflukcyjne i proluwialne były stale przemywane przez wody potoku — wskazuje to na istnienie klimatu typu borealnego o zmiennej termice i wilgotności. Po złożeniu żwirów górnych przychodzi główne ochłodzenie: faza soliflukcji i schyłkowa faza akumulacji proluwiów. W pokrywach nałożonych na terasę z poprzedniego glaciału należałoby oczekiwać zarejestrowania wszystkich faz klimatycznych. W kilku miejscach stwierdzono nałożenie naprzemianległe dwu warstw osadów soliflukcyjnych i dwu proluwialnych. Najpełniejszy jest profil w Zabrodziu (ryc. 23, [34]).

Seria zaczyna się odwapnionymi warstewkami proluwiów i języków gruzowych o nachyleniu do 15° (interpretacja wyżej). Na nich spoczywa gruba warstwa soliflukcyjna, przechodząca w dół stoku w utwory soliflukcyjno-proluwialne. Następny gruby kompleks (3—5 m) mułków piaszczystych i ilastych z rzadkimi wkładkami z rumoszem wskazuje na dużą rolę splukiwania i osłabienie transportu soliflukcyjnego. Pokrywa go ostro odcinający się horyzont soliflukcyjny z grubym rumoszem miąższości 2—3 m. Powierzchnię spłaszczenia akumulacji podstokowej wyrównuje seria proluwiów pylasto-piaszczystych. Ograniczenie poziomów soliflukcyjnych z obu stron warstwami proluwiów świadczy o poprzedzaniu i następowaniu po fazie soliflukcji faz zmywania stwierdzonych w Wadowicach [131] i znanych z innych obszarów [1, 28, 75]. Następstwo pokryw wzdłuż stoku ulega zmianom. U stóp ściany kopalnego podcięcia występują wyłącznie utwory gruzowe i gruzowo-gliniaste o ułożeniu typowym dla pokryw grawitacyjno-usypiskowych (tworzyły się tu zwały usypisk, stale degradowane). W dół stoku wraz ze zmniejszaniem nachylenia rośnie wśród glin soliflukcyjnych udział wkładek proluwialnych. Wreszcie, z dala od zbocza, wśród czystych glin proluwialnych zaznaczają się jedynie nieliczne wkładki soliflukcyjne z rumoszem. Zmienność pionowa połączona z poziomą wskazuje, że w poszczególnych okresach rola soliflukcji była większa, pokrywy te sięgały wówczas dalej. W innych okresach utrzymywała się ona co najwyżej na stronszych zboczach, w górę stoku wkraczały pokrywy proluwialne.

Przesuwanie się odcinków transportu grawitacyjnego i wodnego na stoku w czasie jednego glaciału i różne następstwo osadów w poszczególnych profilach na całej długości stoku skłania do przyjęcia równoczesności, a zarazem zmiennego układu procesów modelujących czwartorzędowy profil oraz zmusza do zachowania daleko posuniętej ostrożności przy interpretacji klimatycznej i wiekowej odosobnionych odkrywek bez znajomości budowy całego stoku (por. [49]). Pokrywy soliflukcyjne odpowiadają okresom o klimacie ostrzejszym, w którym piaskowce w osi

grzbietów monoklinalnych wietrzały i rumosz pełzył w dół stoku³⁹. Rozmywanie — a więc proluwia — wiążą się z okresami nieco cieplejszymi i suchszymi ([27, 29]), przejściowymi. Śladów ciepłego interstadiału brak — poziomy ziemistych proluwiów pod rumosząmi wskazują na istnienie przerw w denudacji stoków — zwietrzelina interstadialna przy nachyleniu stoku 8—15° została na początku następnego ochłodzenia zdarta i przemyta. Nie uchowały się tu nawet niższe poziomy profilu glebowego jak w Wadowicach [131].

Następstwo osadów stokowych w Zabrodziu, Dziurdziowie i in. profilach oraz ich stosunek do aluwiów z ostatniego glacjału pozwala na wyróżnienie dwu wyraźnych okresów chłodnych — głównych stadiałów: starszego o stopniowo pogarszającym się klimacie na ogół typu borealnego, z licznymi drobnymi falami chłodu i nawrotami ciepła, oraz młodszego, bardziej zwartego, oddzielonego ciepłym interstadiąłem — zdecydowanie chłodnego, podkreślonego grubą warstwą osadów soliflukcyjnych i serią stropowych proluwiów osadzanych w klimacie bardziej kontynentalnym⁴⁰. Profile z dorzecza górnego Sanu wykazują zgodność z profilami Wadowic [131], Błazowej [80] oraz z ostatnimi wynikami badań nad stratygrafią ostatniego glacjału [169, 172, 29]. Odmienne stanowisko reprezentuje tylko Büdel [11]. Schyłkową fazę zmywania można na podstawie badań w Kotlinie Nowotarskiej [75] wiązać z późnym glaciałem, w którym przeważał klimat typu kontynentalnego.

Stoki kształtowane w ostatnim glacialu zachowały swą formę zazwyczaj do dziś, dzięki zmianie zespołu procesów uwarunkowanych klimatem. W holocenie pokrywy na wszystkich stokach są objęte wietrzeniem chemicznym. Występowanie gliniastej zwietrzliny poniżej poziomu haków [32] i głębokiego zwietrzenia piaskowców na piasek na ostrodze w Solinie wskazuje, że postglacialne wietrzenie chemiczne doprowadziło do zwietrzenia podłoża (względnie rumoszu) od 0,5 m na odpornych piaskowcach do 2 m, a nawet 4 m na łożupkach, rozsypliwych piaskowcach i pokrywach z okresów zimnych. Wietrzenie fizyczne przebiega intensywnie na ścianach podcięć (łuszczenie, rozpad ziarnisty). Spłukiwanie

³⁹ Jak wskazuje profil położony nieco dalej na północ (ryc. 33), spływanie soliflukcyjne trwało dłużej na łożupkach. Stropowe ilaste pokrywy soliflukcyjne odpowiadają wiekowo facji proluwialnej na stokach piaskowcowych. W świetle tych danych sędzę, że stwierdzone przez Klimaszewskiego poziomy ilaste i gruzowe soliflukcji w Krościenku [77] można interpretować jako wskaźniki oscylacji klimatu. Jednak horyzontów ilastych nie należy wiązać z okresami chłodnymi (stadialnymi), a piaszczysto-gruzowych z interstadialnymi. Przeciwnie, ily reprezentują schyłek okresów stadialnych.

⁴⁰ Proluwia w brzeźnej części pogórza przechodzą w lessy lub są przez nie zastąpione [12, 131].

odgrywa większą rolę na polach ornych — jego efektem jest zasypanie den małych dolin 2—3 m mięszymi warstwami proluwiów (Hoczew [138]). W obszarach zbudowanych z warstw krośnieńskich zmywaniu przeciwdziała duża porowatość i nasiąkliwość pokryw piaszczystych i pylastych, które gromadzą dużo wody nie przekazując jej skalnemu podłożu. Ułatwia to proces wietrzenia, a przede wszystkim odwapniania stropowych partii pokryw plejstocenijskich. Część przesiąkających wód spływa do rzek, dlatego transport węglanów w rzekach tego obszaru jest znaczny (Figura [36]). Brak marzłoci uniemożliwia soliflukcję. Złaziska i drobne osuwiska spotyka się przy nachyleniu 12° w pobliżu wycieków wody na niewielkich powierzchniach zbudowanych z łożupków. Na stromych zboczach ($> 30^\circ$) zsuwa się zwietrzelina piaszczysta (Postołów [138]). Niesprzyjająca tektonika (stromo ułożenie skał również uniemożliwia tworzenie głębokich osuwisk i rozcięć związanych z poziomami wodonośnymi. Jedynym procesem, który ma większe znaczenie na stokach otulonych cieńszymi (1—3 m) pylasto-piaszczystymi pokrywami, podścielonymi warstwą bardziej wodoszczelną (podłoże skalne, poziom ilasty), jest sufozja. Leje i dolinki sufozyczne tworzą się na stokach i w osiach dolin starszych wyścielonych pokrywami [18, 138].

Analiza osadów i form stokowych z poszczególnych okresów czwartorzędzu wskazuje na istnienie rytmicznej zmienności zespołu procesów [139]. W czwartorzędzie następują po sobie:

a) glacialne okresy wietrzenia mechanicznego, powierzchniowego krążenia wody i wzmożonej, powszechnej, choć powierzchniowej denudacji (soliflukcja, splukiwanie);

b) interglacialne okresy głębokiej infiltracji, wietrzenia chemicznego i zlokalizowanych procesów niszczących, nawiązujących do obniżonej bazy denudacyjnej.

Na początku każdego glacialu rozpoczyna się uprzątywanie ze stoków gleb interglacialnych, głównie przez splukiwanie. Część z nich zostaje złożona u podnóża w postaci warstwowanych pokryw proluwialnych i proluwialno-soliflukcyjnych (Zabrodzie [34], Wadowice [131]). Potem do głosu dochodzi soliflukcja dostarczająca grubego materiału do koryt rzecznych. W okresach o zmiennym klimacie, na przemian cieplejszym i chłodniejszym, bardziej oceanicznym i kontynentalnym, jaki panował w starszym Würmie przed Paudorfem [69], składane były na przemian osady proluwialne i soliflukcyjne o charakterze gruzowych osadów stokowych rytmicznie warstwowanych [27]. W okresie maksimum glacialu (klimax) obok intensywnego wietrzenia mechanicznego panował raczej transport soliflukcyjny — z tym okresem wiąże ostro odcinające się poziomy gruzowe, świadczące o bezpośredniej degradacji twardego podłoża. U schyłku glacialu wraz z powszechnie stwierdzoną kontynentalizacją

klimatu [169] i wygasaniem soliflukcji wzrosło znaczenie spłukiwania. W przypadku istnienia okresów interstadialnych u schyłku poprzedzającego go i na początku następującego po nim stadiału obserwujemy tworzenie pokryw proluwialnych.

Każdy glacjał (również każdy większy stadiał) charakteryzuje następstwo faz procesów stokowych, identyczne ze stwierdzonym w Ardenach przez Alexandre'a [1]:

- 1) faza początkowa o przewodze spłukiwania;
- 2) faza główna o przewodze soliflukcji;
- 3) faza schyłkowa o przewodze spłukiwania.

Następstwo tych faz nie wyklucza jednoczesności procesów — zależnie od nachyleń stoków i litologii degradowanych skał — może przeznaczać jeden proces nawet przez cały glacjał na poszczególnych stokach lub ich odcinkach. Rezultatem procesów działających w glacjale jest obniżenie górnej części lub nawet całego stoku.

W interglacjale transport stokowy ulega zahamowaniu. Wraz z głęboką infiltracją wód postępuje wietrzenie chemiczne zarówno na stokach zbudowanych z litej skały lub otulonych gruzowo-gliniastą zwietrzeliną, jak i w obrębie grubych pokryw u podnóży stoków. Wietrzenie interglacjalne postępujące nierównomiernie przygotowuje materiał dla następnego okresu chłodnego. Rozdrobnione pokrywy stropowe są w następnym okresie zimnym zdzierane przeważnie na całej długości stoku. Drobne formy erozyjne, sufozyjne czy osuwiskowe tworząc wyrwy w obrębie stoku nadają kierunek późniejszemu transportowi soliflukcyjnemu [139].

EWOLUCJA KSZTAŁTU STOKÓW W CZWARTORZĘDZIE

Identyczny rytm zmian klimatycznych, które warunkują wzmożoną degradację w glacjałach i osłabioną w interglacjałach powinien prowadzić do powstawania stoków o jednolitych kształtach. Wszystkie tak różnorodne grupy stoków, o różnych założeniach (często plioceńskich), różnej długości okresu modelowania, o różnym kształcie, wycięte w różnych utworach i o różnym stosunku do zmieniającej się bazy denudacyjnej — mają rzeczywiście pewne cechy wspólne. Dążą do osiągnięcia profilu wypukło-wklęsłego [32]. Zawsze obserwujemy na stokach rywalizujące ze sobą dwa kierunki degradacji: obniżanie (spłaszczenie) i cofanie. Pierwszy z nich dąży do obniżenia i łagodzenia górnych odcinków stoku i przekształcania elementów rzeźby starszych cykli morfogenetycznych (Davis [22]), drugi zaś przez odprowadzanie materiału poza obręb stoku lub gromadzenie go u podnóża dąży do tworzenia wklęsłych form typu *glacis* w dolnym odcinku stoku i cofania stronszych górnych odcinków (W. Pencik [106], King [65]).

Elementy stoku wypukło-wklęsłego spotykamy we wszystkich typach stoków. Słabo odmłodzone stoki grzbietów rusztowych zachowały wyraźną trój- lub czteroczłonowość, odziedziczoną dzięki litologii podłoża po okresie póisuchym górnego pliocenu. Odcinek rosnący i obnażony (King [65]) tworzą łącznie formę wypukłą, zaś usypiskowy i zanikający — wklęsłe podnóże otulane pokrywami soliflukcyjno-proluwialnymi. Stoki podcięte, zbudowane w dolnej części ze skał mniej odpornych, ulegają selektywnej denudacji — wolno obniżane i wypreparowywane są partie grzbietowe, natomiast szybko obniżany jest odcinek dolny — przy odprowadzeniu tworzy się wklęsłe zrównanie typu *glacis d'érosion*. Na granicy dwu odcinków tworzy się stok obnażony, który jednak przy stromym ustawieniu skał nie cofa się, lecz jest spiłowywany odgórnie. Gdy taki stok wychodzi na wyższą terasę, wówczas dolny odcinek wklęsły (kryjący kopalne podcięcie) ma charakter akumulacyjnego *glacis* (L a w s o n [83]). Stoki wielu grzbietów monoklinalnych przy małej miąższości ławic grzbietotwórczych mają profil wklęsły — z niedorozwiniętym odcinkiem wypukłym. Stoki pasm rusztowych z rozciętymi podnóżami ulegają zaokrągleniu w części górnej, przy równoczesnym tworzeniu odcinka wklęsłego poprzez modelowanie wklęsłych nisz korazyjnych na stromych stokach i zasypywanie den lejów źródłowych dolin rozcinających podnóże.

Jeżeli zbocza dolin rozcinających poziom 100 m nie są stale podcinane, mają również najczęściej profil wypukło-wklęsły. Odcinek wypukły jest tu przekształconym załomem oddzielającym dwa cykle rozwoju rzeźby. Odcinek wklęsły w skałach bardziej odpornych i w obszarach stale pogłębianych (nad podcięciami) jest wykształcony słabo, natomiast szerokie zrównania typu *glacis* spotykamy w dolinach zbudowanych z serii mniej odpornych, o bardziej stabilnej bazie (Orelec, Średnia Wieś). Przy odprowadzaniu materiału poza stok tworzą się zrównania denudacyjne typu kryoplanacyjnego, ostro odcinające się od obnażonych krawędzi identycznych z *free face* Kinga [65] i zboczami ostańców kadłubowych D y l i k a [26]. W seriach najmniej odpornych nad rozrośniętymi zrównaniami podstokowymi pozostały pagórki ostańców — twardzieli o stromych wypukłych zboczach (często wyraźnie dwudzielnych — ze stromym odpowiednikiem *free face*). Wreszcie zbocza podcięć, choć początkowo cofane i łagodzone, ulegają przekształceniu w stok wypukło-wklęsły degradacyjno-akumulacyjny [32].

Z omówienia widać, że mimo wyraźnego wpływu zmian bazy na tempo i styl przekształcenia stoków i mimo modyfikacji wprowadzanych przez budowę geologiczną, na niemal wszystkich stokach obserwujemy dążenie do profilu wypukło-wklęsłego, który — uważam — jest rezultatem współdziałania w czwartorzędzie 2 tendencji: spłaszczenia i cofania.

Ten profil należy uznać za profil równowagi (B a u l i g [4], Dziewański, Starkel [32]).

Jak dochodzi w czwartorzędzie do tworzenia stoków wypukło-wklęsłych?

Górny odcinek wypukły jest kształtowany przez procesy grawitacyjne — spelzowanie, soliflukcję [4, 65, 97], które trwały raczej w okresach glacialnych [6, 7, 26, 71, 84, 97, 32]. Zdaniem Bauliga [4] transport mas jest możliwy na stoku wypukłym, gdy rośnie siła transportu. Nie tłumaczy to jednak, jak doszło do powstania tego odcinka. W dorzeczu Sanu jest to przeważnie przekształcony przez procesy grawitacji i splukiwania załom między zboczem czwartorzędowej doliny a falistą rzeźbą poziomów plioceńskich albo stok progę lub grzbietu twarżielcowego. Wietrzenie chemiczne (głównie interglacialne) jak i fizyczne (w glacialach) przebiega nierównomiernie. Najintensywniejsze bywa w strefie załomu zbocze — spłaszczona wierzchowina, gdzie w gruboziarnistej, przepuszczalnej zwietrzelinie możliwa jest głębsza infiltracja, a ilość wód opadowych powiększa się o wodę spływającą po powierzchni i w obrębie gruntu z szerokich spłaszczonych wierzchowin [24]. Zwietrzelina osiągająca tu największą miąższość była odprowadzana w glacialach przez soliflukcję i zmywanie w dół stoku — odsłaniał się coraz bardziej zaokrąglony wypukły stok skalny, który podlegał w następnych okresach dalszemu wietrzeniu i spłaszczaniu. Z rozrastaniem odcinka wypukłego obniżała się wysokość załomu zbocze — wierzchowina i małe powierzchnie zrównań plioceńskich. Degradacja była wyraźnie selektywna, szybciej przebiegała na skałach solifluidalnych i łatwo rozmywanych; stąd przy niszczeniu zrównań następowało wypreparowywanie skał mniej odpornych — tworzyły się obniżenia i nabrzemia w osi grzbietu.

Jednocześnie odcinek wypukły ma często dolną część bardzo stromą; stromość ta może być pozostałością po dawnym stromym zboczach (ryc. 32 stok 6, 14) albo warunkuje ją większa odporność skał (stok 8, 21) lub też jest ona rezultatem szybkiej degradacji, w tej części najsilniejszej, która prowadzi do cofania się stromizny (King) i wzrostu odcinka wklęsłego (stoki 16, 17, 19, 23, 25).

Odcinek dolny — wklęsły, ma być według jednych badaczy powierzchnią transportu i degradacji [4, 6, 23, 65, 106], zdaniem innych równiną akumulacji podstokowej [83, 32]. Obydwa typy budowy odcinka wklęsłego spotykamy w dorzeczu górnego Sanu [32]. W przypadku degradacji procesem wiodącym jest, zdaniem Bauliga [4] i Kinga [65], splukiwanie, według Birota [6] spelzowanie. Na podstawie składu pokryw otulających dolne części stoków w dorzeczu Sanu uważam, że obydwie procesy w równej mierze dążą do osiągnięcia krzywej wklęsłej. W dół stoku rośnie udział wody płynącej, krzywa erozyjna żłobin ma profil

wklęsły (Baulig [4]). Jednak transport wodny na stoku jest krótkoodcinowy, skokowy, samo zmywanie nie może wystarczać do utworzenia profilu wklęsłego (Biro t [6], Gerlach [41]). Zmniejszanie spadku w dół stoku wiąże się z rozdrabnianiem materiału i z większą możliwością dalszego jego rozmywania, a jednocześnie ze zmianą jego podatności (tarcia, kohezji) na procesy grawitacyjne, głównie soliflukcji. Im bardziej gliniasty materiał, tym kąt graniczny równowagi mas na stoku jest mniejszy. Powierzchnia wklęsła jest nie tylko krzywą równowagi mas budujących stok (stoki osuwiskowe), ale również i mas składanych na stoku. Przy zasypywaniu dolnych odcinków i maskowaniu równin teras i ścian podcięć ([32], ryc. 32) akumulacja pokryw prowadzi do tworzenia agradacyjnego odcinka o profilu wklęsłym (L a w s o n [83]). Wówczas poszczególne typy transportu i pokryw (usypiskowe, soliflukcyjne, prouwalne) stopniowo zastępują się w dół stoku, wraz z przekraczaniem przez równinę akumulacyjną kąta granicznego dla poszczególnych procesów akumulacja posuwa się powoli w górę stoku. Następuje oddolne, agradacyjne podpieranie osadów (Biro t [6]). Grube pokrywy soliflukcyjne utrzymują się wówczas w górnych częściach wklęsłych stoku nawet przy nachyleniu 15—18° (Büdel [10]). Inaczej mówiąc, to wsteczne „powstrzymywanie” wiąże się z osiągnięciem profilu równowagi grawitacyjnej.

Stoki, które już osiągnęły profil wypukło-wklęsły, ulegają w dorze-czu górnego Sanu dalszemu dojrzewaniu przez wzrost odcinka wklęsłego (przesuwanie się punktu przegięcia) albo też zmianom związanym z wahaniami bazy i zmianami klimatu. Obniżanie bazy, zazwyczaj u schyłku glacjału i w interglacjale, powoduje okresowe zawieszenie stoku nad lokalną bazą. Jeżeli jest to szeroka terasa, nie podlegająca później procesom erozyjnym, tworzy się wklęsły odcinek akumulacyjny. Po zniszczeniu lokalnej bazy przez denudacyjne ścięcie i cofnięcie krawędzi terasy czy podcięcia oraz po zasypaniu równiny terasowej, pokrywy schodzą znów aż do koryta (Zabrodzie). Stok wydłuża się, bo odcinek akumulacyjny — wklęsły przesuwa się w dół stoku. W innych przypadkach obniżenie bazy prowadzi do obniżania i rozczłonkowania dolnych części stoku (holocen [138]), a przy powierzchniowym odprowadzaniu powstają w następnych glacjałach zrównania typu kryoplanacyjnego.

Istotny wpływ na kształtowanie profilu wypukło-wklęsłego mają zatem zmiany klimatu. W okresach interglacjalnych, pozornego spokoju, tworzą się na mało odpornych warstwach krośnieńskich grube pokrywy zwietrzelinowe, które są zdzierane w czasie następnego glacjału. Również w dolnych częściach stoków, rozczłonkowanych rynnami interglacjalnych dolinek i osuwisk, zwietrzałe chemicznie pokrywy są tym łatwiej uprzątane w glacjałach (zmienia się ich kąt spoczynku i odporność

na rozmywanie). Odnawia się cały stok [139]. W młodszych stadiach niszczeje już obnażona skała — materiał jest transportowany z górnej części w dół po stoku.

Ze zmiennym klimatem, zmianami bazy i litologią podłoża wiąże się na konkretnych stokach przewaga jednego z dwóch kierunków przekształcania stoków: spłaszczania (obniżania od góry — *down wearing*) lub cofania bocznego i tworzenia zrównań podstokowych (*back wearing*)⁴¹. Szybkość wietrzenia mało odpornego fliszu powoduje, że ilość zwietrzliny nagromadzonej przez okres interglacjalny i tworzonej nadal w glacie jest na degradowanych spłaszczeniach plioceńskich i w górnych częściach stoków tak duża, że równowaga między dostawą (degradacją), a możliwością transportu (uprzątania) poza obręb stoku w glacie zostaje zachwiana już w środkowej części stoku. Dlatego na stokach, z których materiał nie był zabierany w glacialach przez wody rzek, obserwujemy agradację oddolną, sięgającą bardzo wysoko — nieraz blisko osi grzbietu (ryc. 32 — 11). Takie stoki są obnażane w górnej części (spłaszczane), a w dolnej „zatapiane” w pokrywach, szczególnie u schyłku glacialu. Pokrywy z poszczególnych glacialów nakładają się nawet na siebie (stoki wychodzące na terasy wyższe).

W dorzeczu Sanu, pogłębianym w czwartorzędzie, bardzo często są jednak stoki, na których nie tylko w górnych, ale w środkowych i dolnych odcinkach uprzątanie przeważa nad dostawą. Ten wzrost siły transportu w dół stoku jest niekiedy spowodowany osłabieniem dostawy z najwyższych części stoku (np. gdy oś grzbietu jest zbudowana z grubej serii skał odpornych) lub korodowaniem transportowanym materiałem po powierzchni podnóża zbudowanego z reguły z mniej odpornych skał. Częściej jednak wiąże się on ze stałym położeniem koryta rzeki poniżej podnóża stoku. Obnażenie podłogi skalnej ułatwia erozja boczna rzeki, zabierająca znoszony ze stoku materiał. Takie stoki o dodatnim bilansie denudacyjnym (Jahn [53]) na całej długości stoku, po ustaniu podcinania, ulegały cofaniu w glacialach (stok 17, 19—21, 27). Tendencję do cofania i stopniowego zanikania stromego obnażonego odcinka stoku (*free face*) obserwujemy również na ścianach podcięć (stok 23, 25).

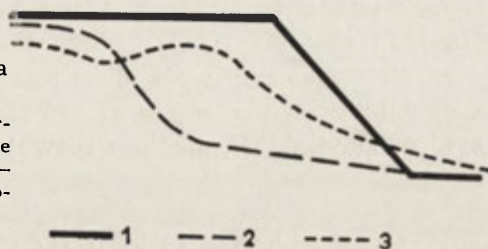
Stwierdzamy zatem w czwartorzędzie zarówno obniżanie — spłaszczanie, jak i cofanie. Obniżanie, którego efekty wiążą się z małą odpornością podnóża, jest w czasie rytmicznych zmian klimatu czwartorzędu procesem powszechnym (ryc. 34). Cofanie zaś zależy od wzrostu siły transportowej w dół stoku i odnoszenia pokryw poza obręb stoku (stąd charakterystyczne dla klimatów półsuchych lub okresowo suchych) i dla-

⁴¹ Podobnie dwa kierunki przemian w czwartorzędzie stwierdzają Czudek i Demek na Wierzchowinie Czesko-Morawskiej [20].

tego ogranicza się do stoków w jakikolwiek sposób zawieszonych nad korytem (ryc. 32 — 8, [10, 21]). Czwartorzędowe podnoszenie i związane z nim pogłębianie dolin ułatwiło więc proces cofania stoków. Jednak z drugiej strony skokowe pogłębianie dolin, przerywane akumulacją w glacjalach, utrudniło powstanie szerszych zrównań podstokowych —

Ryc. 34. Główne kierunki przekształcania stoków w pliocenie i czwartorzędzie

1 — zbocza doliny rozcinającej zrównanie (forma wyjściowa); 2 — stok dojrzały w klimacie półsuchym pliocenu (przewaga cofania); 3 — stok dojrzały w zmiennym klimacie czwartorzędu (przewaga spłaszczenia)



z reguły przeważają więc „młode” stoki wypukło-wklęsłe z krótkim i często dość stromym odcinkiem wklęsłym (stoki 7—9, 15, 22). Wyraźniejsze zrównania rozwinęły się w skałach o najmniejszej odporności i tam, gdzie z różnych przyczyn koryto rzeki nie ulegało przez dłuższy okres czasu obniżaniu (stoki 19—21). Na tych dojrzałszych stokach mamy rozwinięte elementy stoku wyróżnione przez Kinga [65]. Nie oznacza to jednak, by nie było w obrębie tych stoków obniżania postępującego od góry, które jest podyktowane litologią podłoża i klimatem [32, 47, 97].

Rozwój stoków dorzecza Sanu szedł w czwartorzędzie w dwu kierunkach obniżania i cofania, tak jak to zaczął przyjmować w swych późniejszych pracach Davis [23]⁴². Rozrastanie odcinka wklęsłego przyjmuje Baulig [4]. Dwukierunkowy rozwój stoków uznaje też King [65], który w klimacie bardziej wilgotnym i na skałach mało odpornych stwierdza rozrastanie się odcinka górnego — wypukłego, i tworzenie się stoku wypukło-wklęsłego.

Uważam, że stok wypukło-wklęsły, charakterystyczny dla czwartorzędu i związany z przeważającym procesem „odgórnego” spłaszczenia stoków, choć formowany głównie w okresach glacjalnych, nie jest jednak ani czystym stokiem strefy peryglacjalnej (jak stok wklęsły Birota [6]), ani też stokiem normalnym powstającym w strefie klimatu umiarkowanego (Baulig [4]). O jego wyglądzie zdecydowało występowanie po sobie okresów wietrzenia chemicznego i obniżania bazy w interglacjalach oraz okresów wietrzenia mechanicznego i intensywnej degradacji na

⁴² Davis już na swym klasycznym profilu rozwoju stoku zaznacza poza spłaszczeniem również i drugi kierunek rozwoju w postaci rozrastania się płaskiego wklęsłego podnóża stoku [22].

zmianę zmywowej i grawitacyjnej w glaciałach (por. *alternierende Abtragung* — M o r t e n s e n [96]). Jest to zatem stok poligeniczny.

Bogactwo form stoków na niewielkim obszarze fliszowym wskazuje, że obok ogólnych tendencji rozwojowych uwarunkowanych klimatem [4, 65, 84], a raczej rytmem jego zmian [96], należy uwzględnić przy analizie: 1) wahania bazy erozyjnej, związane z ruchami tektonicznymi (Penck [106]), jak i ze zmianami klimatu (L o u i s [84], W o l d s t e d t [169], Starkel [138]), 2) różnice w odporności i tektonice skał budujących stok, 3) formy wyjściowe: młode — erozyjne lub też odziedziczone z dawniejszych okresów oraz 4) czas trwania procesu, czyli mówiąc językiem Davisa [22], stadium rozwojowe rzeźby.

ROZMIARY I TEMPO DENUDACJI I EROZJI W CZWARTORZĘDZIE

Przy ocenie natężenia i tempa przebiegu poszczególnych procesów, niezbędnej do poznania wielkości przeobrażeń rzeźby w czwartorzędzie, należy zwrócić uwagę na urozmaiconą budowę geologiczną i ustawiczne zmiany klimatu, które powodują zmienność natężenia procesów tak przestrzenną, jak i w czasie. Dlatego podobnie jak w poprzednich pracach [138, 139, 32] staram się określić jedynie szacunkowo wielkość denudacji, erozji i okresowej akumulacji na podstawie analizy miąższości i rozprzestrzenienia utworów pokrywowych oraz wielkości i gęstości form erozyjnych i denudacyjnych.

Ze względu na odprowadzenie, nawet z zawieszonych stoków, części materiału poza obszar stoku czy zlewni wartości szacunków są z reguły nieco za niskie.

Wietrzenie skał w czwartorzędzie przebiegało z różną szybkością. Interglacialne wietrzenie chemiczne sięgało w seriach łupkowo-piaskowcowych do 4—5 m (interglacjał wielki [32]). Postglacialne gliniaste lub piaszczyste pokrywy wietrzeniowe, rozwinięte na degradacyjnych stokach okrytych cienkim rumoszem peryglacialnym, mają grubość od 0,5 m (na odporniejszych piaskowcach) do 2 i więcej na seriach łupkowo-piaskowcowych i na rozsypliwych piaskowcach dolnokrośnieńskich. Wietrzenie mechaniczne współdziałające z chemicznym doprowadziło do spękania powierzchniowych warstw skał wzdłuż płaszczyzn ciosowych (degradowanych w glaciałach) i ułatwiło utlenienie skały wzdłuż tych powierzchni i płaszczyzn uławicenia. Gruboławicowe piaskowce, budujące zbocze młodoczwartorzędowe Sanu w obrębie synkliny Jawora, wykazują utlenienie wzdłuż spękań jeszcze na głębokości 20 m od powierzchni skały (obwódki o żółtawej barwie do 5 cm grubości). Wietrzenie ścian skalnych, zbudowanych z rozsypliwych piaskowców dolnokrośnieńskich,

postępuje obecnie dość szybko przy ekspozycji południowej (łuszczenie i rozpad ziarnisty). Można je oszacować obserwując świeże łuszczenie się na 0,5—1 mm/rok. W klimacie glacjałów wietrzenie mechaniczne postępowało szybciej, jeżeli ściany zbudowane ze skał odpornych na Spitsbergenie i w północnej Szwecji cofają się obecnie o 0,02—0,2 mm/rok (Rapp [112, 113]).

Splukiwanie prowadzi obecnie na użytkach zielonych w Karpatach fliszowych do obniżenia 0,005—0,00005 mm/rok (Gerlach [141]). Zdaniem wielu badaczy Arktyki ma ono tam niewielkie znaczenie (Rapp [112], Suchodrowski [143]). Według pomiarów Jahna [56] obniżanie na stokach Spitsbergenu wynosi około 0,006 mm/rok — jest to wartość zbliżona do współczesnego zmywania na łąkach w Karpatach. Grube pokrywy proluwialne w dorzeczu Sanu wskazują jednak, że w pewnych fazach glacjałów zmyw był zasadniczym procesem morfogenetycznym. Krygowski [80] wykazał, że 3,5 m gruba warstwa proluwii została złożona w ciągu 350 lat — czyli w tym czasie składana była corocznie warstwa grubości 1 cm.

Procesem zachodzącym w glacjałach na stokach o nachyleniu powyżej 4—6° (na zwietrzelinie warstw krośnieńskich) była soliflukcja. Agradacyjne pokrywy soliflukcyjne spotyka się na stokach „podpieranych od dolnie” jeszcze przy nachyleniu 15° i więcej. Czas trwania soliflukcji, a zatem i jej rola morfologiczna, były różne; na łożyskach cieczenie gruntu było procesem długotrwałym (ryc. 33). Z obserwacji Rappa [112], Suchodrowskiego [143], Jahna [56], Jackiego [59] i innych wynika, że szybkość płynięcia jest różna, z reguły nie przekracza kilku centymetrów w ciągu roku. Odmiennego zdania jest Büdel [11], który przyjmuje, że obniżanie stoków na Spitsbergenie przez soliflukcję osiąga 0,5 m w ciągu 1000 lat na stokach o nachyleniu 10°, a 2—10 m przy nachyleniu 20° (czyli 0,5 mm/rok i 2—10 mm/rok). Spełnianie w postglacjale wiąże się w Karpatach fliszowych z typem podłoża (ilołupki) i nie jest procesem powszechnym (Starkel [138], Gerlach [41], Wiche [166]).

Z innych procesów modelujących stoki w dorzeczu Sanu na podkreślenie zasługuje sufozja, prowadząca w klimacie umiarkowanym do szybkiego rozwijania się kanałów, zapadlisk i form dolinnych (Czeppe [18]). Na obszarze 340 km² [89] znaleziono łącznie 129 zapadliskowych lejów sufozycznych, przy czym na powierzchni 1 km² stwierdzono nawet ponad 20 lejów. Sufozja i erozja liniowa, wykorzystując denudacyjne obniżenia wypreparowane przez soliflukcję i splukiwanie w warstwach mniej odpornych, doprowadziły w samym tylko holocenie do wzrostu gęstości rozdolinienia przeciętnie o 50%. Mówiąc o pełnej degradacji stoków, należy odróżnić obniżanie górnych części stoków (co nie oznacza degradacji całej powierzchni) od cofania stromych, zwykle skalistych zboczy.

Obliczenia obniżania według grubości osadów korelatnych (Solina i Myczkowce [32, 34]; porównawczo Wadowice [131]) i interglacialnych poziomów wietrzeniowych (zdzieranych w następnych glacialach) — wskazują na szybkość obniżania górnych części stoków o około 0,2 mm/rok. Wartość ta odnosi się do stoków o nachyleniu 15—30°. W całym okresie glacialnym obniżenie sięgało 10 m [32]. Zatem nawet na mało odpornych warstwach krośnieńskich podawana przez Búdela [11] liczba 0,5—10 mm/rok jest trudna do przyjęcia. W skali czwartorzędu oceniliśmy obniżenie górnych części zboczy doliny Sanu na minimum 20—30 m (bez okresów starszych od glacialu krakowskiego [32]). Z wysokości pagórków ostańcowych koło Jankowiec czy też koło Orelca wynika, że obniżenie w strefie skał najmniej odpornych, szybko wietrzejących, od chwili rozcięcia poziomu 100 m osiągnęło 40—60 m. Obniżenie szerokich spłaszczeń, jak na to wskazywałaby wysokość skałki Kamienia Leskiego, mogło być rzędu 10—15 m (por. Jahn [57], Klatka [66]). Poziomy ze żwirami plioceńskimi na skałach bardzo odpornych uległy nieznacznemu obniżeniu. Grzbiety Bieszczadów sięgające 1300 m n. p. m. były degradowane intensywniej, jak wskazują na to wypreparowane liczne grzędy skalne. Sądzę więc, że degradacja górnych partii stoków, przebiegająca ze zmiennym natężeniem, osiągnęła w skali całego czwartorzędu wartość 10—50 m zależnie od odporności podłoża, nachylenia stoków i wysokości nad poziomem morza. Wartość ta jest porównywalna z szacunkami obniżania w innych regionach. Na mało odpornych łupkach i piaskowcach dorzecza Hornadu stwierdza Mician [94] obniżenie górnopliocenijskiego poziomu o 20—30 m w stosunku do zrównań na twardszych skałach. Klatka [66] przyjmuje obniżenie kwarcytowego grzbietu Łysogór o 10—15 m w czwartorzędzie. Winkler-Hermaden [167] szacuje obniżenie wschodnich pogórzy Alp o 10—50 m zależnie od odporności podłoża, a Blenk [7] obniżenie piaskowcowych grzbietów północno-zachodniego Harzu o 30—40 m. Jedynie daleko odbiegają szacunki S u c h e l a [142] dla krawędzi gór Hils.

Obniżenie 10—50 m w ciągu 1 miliona lat trwania czwartorzędu [13, 105] wskazuje na przeciętne obniżanie o 0,01—0,05 mm/rok, które jest efektem wietrzenia w zmiennym klimacie i okresowej denudacji. Przyjmując wartość 0,2 mm/rok [32] za miarodajną dla okresów zimnych dochodzimy do wniosku, że wystarczyło jedynie 100—200 tysięcy lat do obniżenia stoków o tę wartość. Wynika z tego, że intensywne spłaszczenie (obniżanie) stoków odbywało się w 3 głównych okresach chłodnych zarejestrowanych w osadach korelatnych [33], a wydajność starszego plejstocenu, o cieplejszym klimacie, nie mogła być wielka.

Cofanie ścian podcięć skalnych, a zatem proces regresji stromych stoków, zależał od postępu wietrzenia i odprowadzania przez rzekę. Są-

dzę, że wskaźnikiem rozmiarów wietrzenia i cofania może być wielkość przesunięcia podcięć na zakolach Sanu, Solinki i innych rzek, które w zasadzie odprowadzają zwietrzały materiał. Przesunięcie to sięga często 200—400 m w rynnę wyciętej w terasie wysokiej. Przyjmując, że od glaciału krakowskiego upłynęło 300—400 tysięcy lat [13, 169], można obliczyć, że ściany podcięć cofają się przeciętnie o 1 mm/rok, co zgadza się z szacunkiem współczesnego postępu wietrzenia ścian podcięć erozyjnych. Rapp stwierdza na Spitsbergenie cofanie ścian skalnych o 0,02—0,2 mm/rok [113], w górach północnej Szwecji 0,04—0,15 mm/rok [112]. Suchodrowski [143] obliczył na Ziemi Franciszka Józefa cofanie o 0,05—0,07 mm/rok. W porównaniu z wynikami we współczesnej strefie klimatu zimnego (peryglacjalnego) wartość roczna 1 mm wydaje się przesadzona. Wszystkie pomiary strefy polarnej odnoszą się jednak do skał bardzo odpornych, przeważnie krystalicznych. Różnica ta świadczy, że mało odporne warstwy krośnieńskie wietrzeją na ścianach podcięć kilkadziesiąt razy szybciej niż skały masywne i in. Wskutek małej odporności zarówno na procesy fizyczne, jak i chemiczne proces cofania ścian nie jest ograniczony wyłącznie do okresów glacialnych.

Postęp erozji wgłębnej na obszarze podnoszonym w czwartorzędzie zależał od przepływu rzek i dostawy ze stoków. Tempo erozji wgłębnej ograniczonej do okresów interglacjalnych i przejściowych (ryc. 28) obliczam dla doliny Sanu na 0,2 mm/rok na podstawie głębokości rozcięć w litej skale. Obecnie obserwowana w dolinach dopływów (środkowy bieg Solinki i Hoczewki) erozja wgłębna, czyli rozcięcie cokołu terasy niskiej do 4—8 m, wskazuje na pogłębianie koryta z szybkością około 0,5 mm/rok. Wartości te ulegały zmianom wraz z wyrównaniem krzywej i wygasaniem ruchów. Zgodność głębokości rozcięć w skale z czasem trwania interglacjalów przemawia jednak za tezą, że czas trwania erozji był tu czynnikiem decydującym.

Jednocześnie ulegał wahaniom transport rzeczny. Dziś z powierzchni 1 km² Karpat fliszowych jest unoszone poza obręb gór około 150 m³ materiału [139]. Dużo, bo około 1/3 stanowi materiał rozpuszczony (Figula [36]), natomiast 2/3 — materiał zawieszony i wleczony. W skali całego holocenu z 1 km² zostało wyniesione średnio 750 000 m³ (75 m³ rocznie). W glacialu transport był raczej krótkoodcinkowy, wyprzątanie z gór odgrywało największą rolę u schyłku glacialów i na ich początku. Przewaga dostawy spowodowała w glacialach akumulację obliczoną dla trzech kolejnych glacialów w dolinie Sanu na 8,5, 4,5 i 1,5 miliona m³ na 1 km biegu rzeki [32].

Zakładając, że wynoszenie współczesne (holoceńskie) daje obraz przeciętny, otrzymamy, że w czasie 1 miliona lat trwania czwartorzędu z 1 km² powierzchni zostało wyprzątane 75 mln m³, co równałoby się

obniżeniu (denudacyjnemu i erozyjnemu) powierzchni o 65 m. Analiza degradacji stoków, głębokości i szerokości dużych dolin pozwala przyjąć, że obniżenie rzeźby górnoplioceńskiej waha się od kilku do 100 m (głębokość dolin głównych). Ze stosunku obszarów dolinnych do stoków i powierzchni wierzchowin (przekroje ryc. 3) wynika, że najczęściej obniżenia wahają się od 20 do 70 m. Można więc przyjąć średnią wartość do 50 m za przybliżone obniżenie w czwartorzędzie. Wartość ta nie może być większa, ponieważ głębokość dolin jest znana i przyjęto raczej maksymalne obniżenie denudacyjne. Zatem wartość 65 m obliczona na podstawie szacunku transportu jest za wysoka i wskazuje na istnienie długich okresów słabego wyprzątania — były to okresy pleniglacialne [172].

Z 50-metrowego obniżenia rzeźby badanego obszaru w czwartorzędzie wynika, że przeciętne obniżanie roczne w części dorzecza górnego Sanu wynosiło 0,05 mm przy wyprzątaniu około $60 \text{ m}^3/\text{km}^2$. Jest to nieco mniej niż wynosiło wyprzątanie w holocenie ($75 \text{ m}^3/\text{km}^2/\text{rok}$), a 2,5 raza mniej niż współczesny transport. Różnice wyjaśnia fakt agradacji den dolin i podnóży stoków w glacialach. Liczby te są znacznie niższe od wartości podawanych dla Alp przez Jackiego (0,58 mm/rok — [58]), Pippa (0,3—0,48 mm/rok)⁴³ i przyjętych dla całego czwartorzędu przez Winkler-Hermadena (0,2—0,4 mm/rok). Przyczyny tych różnic wiążą się z jednej strony z wysokogórską rzeźbą (wysokości, spadki) i wilgotnym klimatem Alp, a z drugiej z pogórską i średniogórską rzeźbą Karpat fliszowych, bardziej kontynentalnym klimatem okresów glacialnych w Polsce [28, 29] i cechami litologiczno-tektonicznymi podłoża. W obszarach osuwiskowych Karpat fliszowych obniżenie rzeźby wskutek cofania się stoków jest kilkakrotnie wyższe [138]. Poza tym część pokryw pochodzących z degradacji stoków nie została w dorzeczu górnego Sanu wyprzątana i jest złożona u podnóży stoków i na spłaszczeniach wyższych teras.

Pogłębianie dolin i degradacja stoków odbywały się rytmicznie. Masy transportowane po stoku i gromadzone w dolinach w okresie glacialnym były — od jego schyłku poprzez interglacial aż po początek następnego glacialu — wyprzątane poza obszar gór (ryc. 28). W starszym czwartorzędzie przeważała erozja wgłębna, nastąpiło rozcięcie doliny Sanu, Solinki, Osławy o około 65—70 m. Na późniejsze okresy, począwszy od glacialu krakowskiego, przypadło pogłębienie tylko o 30—35 m przerywane akumulacją. Z obliczeń wynika, że gdy po akumulacji w glacialu krakowskim zostało z 1 km odcinka doliny Sanu wyprzątane 20 mln m^3 , to po glacialu środkowopolskim 11 mln m^3 , a po glacialu bałtyckim

⁴³ Komunikat przedstawiony przez T. Pippa z Salzburga na Sympozjum Komisji Badania Stoków MUG w Gottingen w 1962 r.

1,5 mln m³ (Dziewański, Starkel [32]). Cyfry te, otrzymane z obliczeń w przekrojach doliny, nie są ścisłe, ale wskazują na słabnięcie erozji wgłębnej i wyprzątania. Jednocześnie obecność grubych pokryw stokowych z ostatniego glacjału i niemal zupełne zdarcie pokryw starszych wskazuje, że materiałem transportowanym w rzekach stawały się coraz bardziej pokrywy stokowe, otulające dolne części stoków i utrudniające wietrzenie litej skały. Wygasanie ruchów i rosnący transport stokowy w zimnych glacjałach młodszego plejstocenu są więc przyczyną stopniowego w ciągu czwartorzędu słabnięcia erozji wgłębnej i odgórnego obnażania stoków, a zatem powolnego dojrzewania rzeźby.

WNIOSKI KOŃCOWE

ETAPY EWOLUCJI RZEŻBY DORZECZA SANU

Analiza grzbietów, poziomów zrównań i dolin oraz teras w dolinach pozwoliła stwierdzić istnienie okresów zrównywania (dojrzewania rzeźby) przegradzanych okresami erozji wgłębnej (odmładzania rzeźby). Wyróżniono różnowiekowe zespoły form:

1) rzeźbę poziomu śródgórskiego (w postaci szczątkowej w partiach grzbietowych) na wysokości 300—400 m nad poziomem koryt (sarmat);

2) rzeźbę zrównania pogórskiego — na wysokości 200 m nad poziomem koryt (pont);

3) rzeźbę poziomu 100 m najlepiej zachowaną, ale o najmniejszym stopniu dojrzłości (górną pliocen);

4) rzeźbę dolin rozcinających poziom 100 m (czwartorzęd).

Biorąc pod uwagę również starsze okresy degradacji gór (u schyłku oligocenu i w miocenie) rejestrowane w osadach korelatnych i powierzchniach ścięcia oraz coraz wyraźniejsze akcentowanie zmian klimatycznych w ewolucji okresów młodszych, wyróżniam dwa zasadnicze okresy (w okresie młodszym nadto dwa podokresy) ewolucji rzeźby Karpat fliszowych w dorzeczu Sanu.

1. Okres tworzenia gór — fałdowania i okresowego wypiętrzania połączonego już z degradacją od schyłku oligocenu po początek sarmatu (schyłek tortonu). Obok powstawania form tektonicznych kształtowanie głównych założeń rzeźby: rusztowego układu twardzielcowych grzbietów (poprzez ścięcia stromo ustawionych struktur) i powstanie na skłonie wypiętrzania Karpat Wschodnich doliny Sanu o kierunku niezależnym od struktur.

2. Okres trwania fazowych ruchów podnoszących, prowadzących do etapowego rozcinania gór już wcześniej wypiętrzonych i sfałdowanych

od początku sarmatu po dziś. W tym długim okresie na niewątpliwe fazy ruchów, wspólne dla obszaru całych Karpat [14, 17, 75, 85, 86], coraz wyraźniej nakłada się rytm zmian klimatycznych, następowania po sobie okresów suchych i wilgotnych, ciepłych i chłodnych. Ruchy podnoszące miały w pliocenie duże znaczenie w pogłębianiu dolin. W czwartorzędzie zmiany klimatu, różnice w stosunku między dostawą ze stoku a możliwościami odprowadzania przez rzekę, decydują o wahaniach poziomu koryt rzecznych. Odmienny rytm zmian klimatycznych neogenu [75, 145, 146] i czwartorzędu [105, 144] warunkuje też inny kierunek ewolucji rzeźby. Można więc wydzielić dwa podokresy:

a) cyklicznego pogłębiania i zrównywania w neogenie (sarmat — pliocen), głównie przez boczne cofanie stoków (w okresach o klimacie półsuchym: pont, pliocen górny), co pozwoliło na zachowanie na skałach odporniejszych i z dala od rzek, rzeźby starszych cyklów erozyjno-denuwacyjnych (ryc. 34, 35);

b) w czwartorzędzie — cyklicznego pogłębiania dolin sprzężonego ze zmianami klimatu i obniżania, zacierania rysów starszej rzeźby przez obniżanie wzniesień (spłaszczenie stoków), tworzenie profilu wypukło-wklęsłego stoków i wypreparowanie skał odpornych.

JEDNOSTKI MORFOGENETYCZNE

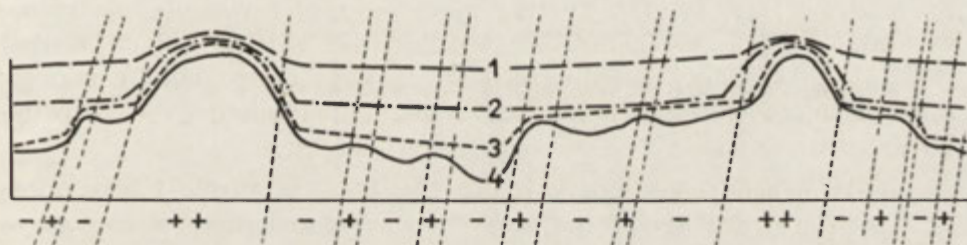
Obszar dorzecza górnego Sanu zbudowany ze stromo ustawionych warstw krośnieńskich (centralna depresja karpacka) znajduje się na północno-zachodnim skłonie wielkiego, aktywnego dotychczas wypiętrzenia Karpat Wschodnich. Oś podłużnej depresji (słabiej podnoszona) jest wykorzystywana przez górny San. Jego prawobrzeżne dopływy wykorzystując północną część centralnej depresji, płyną w podłużnych obniżeniach wyciętych w skałach mniej odpornych; lewobrzeżne, tnące w poprzek elementy strukturalne, wyrzeźbiły głębokie doliny poprzeczne biorąc początek w osi wypiętrzenia łuku Karpat.

O zróżnicowaniu rzeźby badanej części dorzecza górnego Sanu decydują: a) układ stref litologiczno-tektonicznych, b) układ sieci dolinnej, c) przebieg młodych ruchów podnoszących. Wyróżniam trzy główne obszary (ryc. 1, 12):

1. Góry i pogórza „kadłubowe” — obejmujące południową część Pogórza Dynowskiego i północne obrzeżenie Bieszczadów (na prawym brzegu Sanu) o amplitudzie ruchów rosnącej ku wschodowi [70]. Inwersyjne grzbiety twarzielcowe zbudowane z warstw krośnieńskich środkowych zachowanych w synklinach (w strefach ich poprzecznych depresji) są oddzielone obniżeniami denudacyjnymi. Zachowały się tu rozczłonkowane zrównania górnopliocenijskich pedymentów, najpłycej rozcięte w stre-

fie europejskiego działu wodnego [49, 138]. Ten typ „górkadłubowych” obejmuje północną część centralnej depresji i leży na przedłużeniu Dołów Jasielsko-Sanockich, w obrębie których struktury fliszowe są wyżej podniesione (ryc. 2). W obrębie Dołów na mało odpornych warstwach krośnieńskich dolnych obserwujemy rozległe obniżenia, zaś niewysokie grzbiety odpowiadają wypreparowanym osiom antyklin zbudowanym ze starszych odpornych serii. Podnoszenie osi struktur ku zachodowi i obecność czwartorzędowych ruchów (terasy erozyjne [71]) utrudnia, moim zdaniem, przyjęcie obniżania tektonicznego Dołów Jasielsko-Sanockich [75, 154]. Różna wielkość ścięcia fliszu przy różnym udziale erozji bocznej (w Dołach zbiega się szereg dużych dolin) doprowadziła do powstania rzeźby inwersyjnego typu w obrębie gór „kadłubowych”, a na zachód rzeźby resekwentnej.

2. Przewaga dolin poprzecznych we wschodniej części Pogórza Bukowskiego mimo braku dużych kontrastów w odporności warstw krośnieńskich dolnych doprowadziła do wytworzenia się krajobrazu schodów, stopni i grzęd twarżycowców, do zachowania starszych poziomów zrównań (w strefach skał bardziej odpornych — ryc. 14, 35) i opóźnienia odmładzania dolin bocznych.



Ryc. 35. Etapy ewolucji rzeźby w trzeciorzędzie i czwartorzędzie i związek zrównań ze strukturą

1 — rzeźba poziomu śródgórskiego; 2 — rzeźba poziomu pogórskiego z grzbiętami twarżycowymi; 3 — rzeźba zrównania dolinowego rozwiniętego najlepiej na skałach o mniejszej odporności; 4 — rzeźba czwartorzędowa (wypreparowanie skał odpornych, ogólna tendencja do obniżenia wzniesień). Plusy i minusy oznaczają skały o większej lub mniejszej odporności

3. Południowa część badanego obszaru począwszy od pasm Korbani, Tołstej, Otrytu, zbudowana jest z grubych serii skał odpornych, oddzielonych stosunkowo wąskimi pasmami skał mniej odpornych. Obszar wyższy, źródłowy Sanu, Solinki i Osławy jest przecięty głębokimi dolinami poprzecznymi i podłużnymi, intensywniej podnoszony, dlatego głębiej i nadal rozcinany, o rzeźbie dopasowującej się do struktur. Brak resztek bardzo rozległych zrównań potwierdza tezę Rudnickiego [118] i innych [46, 47] o istnieniu w okresach powszechnej planacji rzeźby co najwyżej dojrzałej w partiach wododzielnych.

PRAWIDŁOWOŚCI EWOLUCJI RZEŻBY WSCHODNICH KARPAT FLISZOWYCH W NEOGENIE I CZWARTORZĘDZIE

1. Jednoczesność podnoszenia, fałdowania — tworzenia gór i ich degradacji. Obecność otoczków fliszowych osadów oligoceńskich w najmłodszych ogniwach fliszu (na wtórnym złożu) i stwierdzenie powierzchni ścięcia starszych od ostatniej fazy orogenicznej w tortonie pozwala na przyjęcie faz degradacji Karpat Zewnętrznych już u schyłku sedymentacji i w trakcie wypiętrzania i fałdowania osadów fliszowych. Wczesne ścięcie stromo ustawionych struktur oraz kierunek dolin walnych, niezależny od stref odpornościowych, świadczą o miocenijskich założeniach rzeźby. Fakt jednoczesnego podnoszenia i niszczenia gór wskazuje, że miocenijskie powierzchnie ścięcia, poprzedzające ostatnie fazy ruchów fałdowych, miały charakter zbliżony do *Primärrumpf* — W. Pencka [106].

2. Równoczesność faz zrównywania i rozcinania na obszarze całego łuku Karpat. W dorzeczu Sanu zachowały się wyraźne resztki trzech poziomów destrukcyjnych: sarmackiego poziomu śródgórskiego, pontyjskiego poziomu pogórskiego i górnopioceńskiego zrównania dolinnego (ryc. 35). Nie były to idealnie płaskie powierzchnie, ale mniej lub bardziej dojrzałe krajobrazy w strefach wododzielnych o deniwelacjach setek metrów [119, 46, 73]. Te trzy neogeńskie, piętrowo ułożone różnowiekowe dojrzałe krajobrazy są wspólne dla obszaru całych Karpat (tab. 3), co świadczy o jednoczesności rozwoju całego łuku górskiego: faz orogenicznych i faz względnego spokoju tektonicznego — zrównywania.

3. Nierównomierność podnoszenia. Wysokości względne i bezwzględne trzech zrównań ulegają na obszarze Karpat znacznym wahaniom — wiąże się to ze zmienną amplitudą ruchów oraz prawdopodobnie z różną długością ich trwania. Obszar dorzecza górnego Sanu, położony na zachodnim skłonie wypiętrzania Karpat Wschodnich, wykazuje rośnięcie amplitudy ruchów ku wschodowi. Podłużne strefy ulegały nierównomiernemu podnoszeniu [3, 15, 46, 149] — najsilniej była podnoszona strefa wododzielna Bieszczadów, mająca swe przedłużenie na zachodzie w Beskidzie Wysokim; najslabiej — strefa centralnej depresji karpackiej.

4. Jednoczesność zmian tektonicznych i klimatycznych. Dokładne określenie czasu trwania ruchów jest bardzo skomplikowane, gdyż na określony kierunek zmian tektonicznych nakładają się zmiany klimatu. Tworzenie zrównań poziomu pogórskiego i poziomu dolinnego w warunkach klimatu półsuchego świadczy, że zmiany klimatyczne już w neogenie nakładały się w określony sposób na fazy ruchów tektonicznych. W czwartorzędzie, mimo trwania ruchów, klimat okresów glacialnych

uniemożliwiał erozję wgłębną, która koncentrowała się w okresach ciepłych i przejściowych. Dlatego epicykliczne pogłębianie dolin Karpat Wschodnich ma przede wszystkim genezę klimatyczną i nie może świadczyć o skokowych ruchach, wygasających w czwartorzędzie.

5. Pierwotna sieć dolin konsekwentnych. Obserwacje z dorzecza Dunajca [69] i Sanu [32, 68] wskazują, że walne doliny poprzeczne Karpat fliszowych mają założenie starsze. San wykorzystuje część longitudinalnej depresji na skłonie wypiętrzenia. Doliny przeważające subsekwentne są wynikiem późniejszego dopasowania do kompleksów o różnej odporności budujących stromo ustawione skiby, łuski i fałdy Karpat Wschodnich. Rzeki wykorzystują równoległe obniżenia denudacyjne, wy-preparowane w warunkach neogeńskiej pedyplanacji, a rosnąca ku wschodowi amplituda podnoszenia spowodowała, że wysokości tych obniżzeń opadają ku północo-zachodowi. Nie można uznać tych form za erozyjne, za doliny dopływów pra-Sanu, ponieważ nie znaleziono plioceńskich pokryw żwirowych na działach wodnych, a poziom 100 m towarzyszy dolinom.

6. Wpływ litologii i tektoniki podłoża na typ i tempo dojrzewania rzeźby w określonej fazie zrównywania i na tempo przekształcania form starszych w zmienionych warunkach klimatycznych i tektonicznych. O znaczeniu struktury najlepiej świadczą grzbiety — twardziele, wznoszące się nad zrównaniami typu pedymentów oraz różna wielkość obniżenia stoków i grzbietów w czwartorzędzie (średnio o 10—50 m). W podnoszonych obszarach Karpat fliszowych zbudowanych ze stromo ustawionych skał możemy przyjąć jako regułę, że zrównania starszych cyklów leżące wyżej nad dnami dolin zachowały się tylko na odporniejszych skałach (ryc. 35). Stopień zachowania względnie przekształcenia zależy nie tyle od czasu, co od odporności.

7. Różne tempo dojrzewania krajobrazu i związana z tym równoczesność rozwoju elementów rzeźby na różnych poziomach. Formy określonego cyklu rozwijają się nierównomiernie. Różny stopień dojrzałości rzeźby poziomu dolinnego (ryc. 17) świadczy, że zależnie od odporności skał, kierunków dolin i odległości od bazy (doliny głównej) stopień dojrzałości jest różny. Stąd jednocześnie istniały obok siebie fragmenty zrównań — pedymentów oraz grzbiety i doliny o cechach młodości. Opóźnienie w czwartorzędowym rozcinaniu dolin bocznych, prowadzących mało wody, spowodowało zawieszenie tych dolin i niedocięcie ich do poziomu koryta Sanu. Szczególnie w dolinach poprzecznych zachowały się powyżej lokalnych baz erozyjnych długo (często dotychczas) nieodmłodzone formy, przetrwały ze starszych okresów morfogenetycznych. Nie rozcięte formy dojrzewają w odmiennych warunkach (płytko rozcięty poziom 100 m w obniżeniu Czarnej, staroczwartorzędowe doliny

koło Średniej Wsi). W ten sposób „przechowały się” w Karpatach stare krajobrazy, w polskich Karpatach stwierdzone po raz pierwszy przez Klimaszewskiego [76] w Tatrach. Dojrzewanie rzeźby na różnych poziomach ma wiele cech wspólnych ze zrównaniami piedmontowymi W. Pencka [106].

8. Cofanie stoków w pliocenie, a spłaszczanie ich w czwartorzędzie. Ewolucja stoków Karpat fliszowych wiąże się z typem i ze zmiennością klimatu, a szybkość ich dojrzewania i przekształcania zależy od odporności skał. W pliocenie o klimacie na przemian suchszym i wilgotniejszym (*alternierende Abtragung* [96]), w głównych okresach tworzenia zrównań (klimat suchy) przeważała boczna planacja, której dziełem są dwa piętra spłaszczeń, datowane na pont i górny pliocen. Cofanie stoków przeważało nad obniżaniem, kształtował się stopniowy (schodkowy) krajobraz Karpat. Dziełem pedyplanacji są też wypreparowane, sterczące z płaskich pedymentów grzbiety, kopy i progi twardzielcowe Karpat zarówno wschodnich, jak i zachodnich (ryc. 3, 34). W rytmie zmian klimatycznych czwartorzędu produkcja zwietrzliny i obniżenie „odgórne” (nowy proces: soliflukcja) przeważały nad odprowadzeniem i cofaniem — stary relief „piętrowy” uległ obniżeniu, selektywnej denudacji. Zaznaczyła się jednolita tendencja klimatyczna do tworzenia wypukło-wklęsłych stoków (ryc. 34), których odcinek górny — wypukły, jest zazwyczaj przekształconym załomem między zboczem a zrównaniem przedczwartorzędowym [4, 24], a dolny wklęsły zależnie od stosunku do bazy, tektoniki i możliwości odprowadzania ma charakter akumulacyjnego podnóża [32, 83] lub denudacyjnego zrównania podstokowego [1, 4, 26].

9. Czas „czynnikiem morfogenetycznym”. Ustawiczna zmienność klimatu, fazy ruchów, różnorodna struktura geologiczna zdają się usuwać na plan dalszy zagadnienie cyklu rozwojowego — dojrzewania rzeźby, które jest funkcją czasu (Davis [22]). Zrównywanie w poncie trwało prawdopodobnie dłużej — powstała rozległa powierzchnia destrukcyjna; zrównywanie w górnym pliocenie trwało znacznie krócej — powstały wąskie pedymenty wzdłuż dolin, najlepiej wykształcone na skałach mało odpornych. Najlepiej ilustruje to zagadnienie tempo pogłębiania dolin w czwartorzędzie. San wyciął 100-metrowej głębokości dolinę, a dopływy nie mogą „nadażyć”. Szybkość erozji małego potoku jest mniejsza. Podobnie obniżenie obszaru o ok. 50 m w czwartorzędzie jest wartością średnią — zachowały się przecież dobrze terasy plioceńskie. Czwartorzęd był okresem za krótkim, aby pomimo obniżenia bazy doszło w nim do zniszczenia starszej rzeźby. Dlatego w dorzeczu Sanu rzeźba dolin, będąca w stadium młodości lub wczesnej dojrzałości (w sensie Davisa), tak żywo kontrastuje z krajobrazem falistych, późnodojrzałych garbów międzydolinnych, nad którymi wznoszą się twardzielcowe grzbiety.

Rzeźba fliszowych Karpat Wschodnich, choć o założeniach mioceni-
skich, ma rysy pliocenijskiego krajobrazu schodkowego i rusztowego, do-
pasowanego do litologii i tektoniki podłoża, rozcinanego i obniżanego
w czwartorzędzie. Wszystkie formy destrukcyjne (duże i małe, stare
i współcześnie tworzone), choć wykazują wyraźne i określone związki
ze strukturą, powstawały w warunkach określonego klimatu i określo-
nych tendencji tektonicznych. Rzeźba fliszowych gór stale i dość łatwo
(na warstwach krośnieńskich) była adaptowana do nowych warunków
klimatycznych i zmian bazy erozyjnej. Dlatego starsze rysy rzeźby są
w swych szczegółach zacierane i maskowane przez drobne formy i po-
krywy ostatnich okresów morfogenetycznych (patrz: mapa geomorfo-
logiczna). Tymczasem te krótkie okresy stanowią jedynie ogniwa w łań-
cuchu rytmicznych zmian klimatu i tendencji tektonicznych. Poznanie
i określenie nie tylko jakościowe, ale i ilościowe roli poszczególnych
ogniw czasowych w ogólnych tendencjach ewolucji rzeźby Karpat uwa-
żam za zadanie najważniejsze. Ścisłe i pełne poznanie funkcji poszcze-
gólnych okresów morfogenetycznych wymaga dalszych szczegółowych
i żmudnych badań, przede wszystkim studiów ilościowych, stratygraficz-
nych oraz badania powiązań między zasadniczymi elementami rzeźby:
dnami dolin, stokami i odziedziczonymi z neogenu formami wierzcho-
winowymi.

Instytut Geografii PAN

Zakład Geomorfologii i Hydrografii Gór i Wyżyn
w Krakowie

LITERATURA

- [1] Alexandre J., Le modèle quaternaire de l'Ardenne Centrale, Ann. Soc. Géol. Belg. t. 81, 1957—1958.
- [2] Alexandrowicz S., Jasionowicz J., Szymakowska F., Profil i mikrofauna najwyższej części warstw krośnieńskich w Kluczowej koło Jasła. Przegl. geol. nr. 6, 1963.
- [3] Алферьев Т. П., Некоторые соображения о молодых движениях Карпат. Труды Львовского Геол. Общества при Льв. Госс. Унив., геол. серия вып. 1, Львов 1948.
- [4] Baulig H., Le profil d'équilibre des versants. Ann. de Géogr. t. 49, 1940.
- [5] Birkenmajer K., Śröder A., Interstadial oryński w Karpatach. IG Biul. 150, Warszawa 1960.
- [6] Birot P., Essai sur quelques problèmes de morphologie générale. Centro Estudos Geogr. Lisbonne 1949.
- [7] Blenk M., Morphologie des nordwestlichen Harzes und seines Vorlandes. Gött. Geogr. Abh. H. 24, Göttingen 1960.

- [8] Bryan K., Gully Gravure, A Method of Slope Retreat. Journ. Geomorph. vol. 3, nr 2, 1940.
- [9] Буцура В. В., Плейстоценовый возраст Восточных Карпат. Докл. АН СССР, т. 53, № 6, 1946.
- [10] Büdel J., Die morphologische Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet, Geol. Rundschau, B. 34, 1944.
- [11] Büdel J., Die Gliederung der Würmkaltzeit. Würzburger Geogr. Arb. H. 8, 1960.
- [12] Cegła J., A study of silt formations in the Carpathian Basins. Ann. UMCS, vol. 15, 7 sec. B, Lublin 1961.
- [13] Charlesworth I. K., Tse Quaternary era. London 1957.
- [14] Cotet P., Martiniuc C., Geomorfologia. Monografia geografica a Republicii Populare Romine. I. Geografia Fizica, Acad. RPR, Bucuresti 1960.
- [15] Цысь П. Н., Основные итоги и дальнейшие задачи геоморфологического изучения Советских Карпат. Геогр. Сборник Львовск. Госс. Унив., вып. 2, Львов 1954.
- [16] Цысь П. Н., Полонинский пенеппен и денудационные уровни Советских Карпат. Геол. Сборник Львовск. Геол. Общества № 4, 1957.
- [17] Цысь П. Н., Некоторые вопросы неотектоники Советских Карпат. Мат. Совец. по Изуч. Четвертич. Периода, т. 2, 1961.
- [18] Czerpe Z., Zjawiska sufozyjne w glinach zboczowych górnej części dorzecza Sanu. IG Biul. 150. Z badań czwartorzędu t. 9, Warszawa 1960.
- [19] Церетели Д. В., Четвертичные континентальные отложения восточной Грузии и их палеогеографическая интерпретация. Мат. Совец. по изуч. Четвертичного периода, т. 2, Москва 1961.
- [20] Czudek, T. Demek J., Vyznam pleistocenni kryoplanace na vyvoj povrchových tvaru České Vysociny, Anthropozoikum, č. 14, Brno 1961.
- [21] Czudek, Demek, Laznička, Linhart, Quitt, Seichterowa, Stehlik, Stelci, Prehled geomorfologických poměrů středni části Československé socialistické republiky. Prace Brn. Zakl. ČSAV., t. 33, z. 11, 1961.
- [22] Davis W. M., Rühl A., Die erklärende Beschreibung der Landformen. Leipzig—Berlin, 1912.
- [23] Davis W. M., Rock floors in arid and in humid climates. Journ. Geol. vol. 38, 1930.
- [24] Dumanowski B., Zagadnienie rozwoju stoku na przykładzie Gór Stołowych. Czas. geogr. t. 32, z. 3, 1961.
- [25] Думитрашко Н. В., Лилиенберг Д. Н., Будогов В. А., Рельеф и новейшая тектоника юго-восточного Кавказа. АН СССР, Москва 1961.
- [26] Dylik J., Próba porównania powierzchni zrównań w warunkach półsuchych klimatów gorących i zimnych. Biul. perygl. nr 5, Łódź 1957.
- [27] Dylik J., Gruzowe osady stokowe rytmicznie warstwowane. Biul. perygl. nr 8, Łódź 1960.
- [28] Dylik J., Sur le système triparti de la stratigraphie du Pléistocène dans les pays d'accumulation glaciaire. Biul. perygl. nr 9, Łódź 1960.
- [29] Dylik J., Analyse sédimentologique des formations de versant remplissant les dépressions formées aux environs de Łódź. Biul. perygl. nr 10, Łódź 1961.
- [30] Dziewański J., Geologiczno-inżynierskie problemy budowy stopni wodnych na odcinku doliny górnego Sanu. Przegl. geol. nr 3, 1963.
- [31] Dziewański J., Starkel L., Geneza i wiek terasy wysokiej w dolinie Sanu. Rocznik P. T. Geol. t. 30, z 2—3, Kraków 1961.

- [32] Dziewański J., Starkel L., Dolina Sanu między Soliną a Zwierzyniem w czwartorzędzie. Prace Geogr. IG PAN nr 36, Warszawa 1962.
- [33] Dziewański J., Starkel L., Relationship between fluvial and solifluction accumulation as a criterion for dating of Quaternary terraces in the Carpathians. Abstracts of papers VI INQUA Congress, Warszawa 1963 r.
- [34] Dziewański J., Starkel L., Pokrywy stokowe na terasie średniej w Zambrodziu nad Sanem (w przygotowaniu do druku).
- [35] Джавахишвили А. Н., Геоморфологические районы Грузинской ССР, Москва—Ленинград 1947.
- [36] Figuła K., Erozja w terenach górskich. Wiadomości IMUZ t. I, z. 4, Warszawa 1960.
- [37] Fink J., Leitlinien einer österreichischen Quartärstratigraphie. Mitt. der Geol. Ges., in Wien, B. 53, 1960.
- [38] Fleszar A., Próba morfogenezy Karpat położonych na północ od Krosna. Kosmos t. 39, Lwów 1914.
- [39] Фридлянд В. М., Древние коры выветривания в Закарпатской области УССР и формирующиеся на них почвы. Докл. АН СССР, т. 71, № 2, 1950.
- [40] Frye J. C., Smith H. T. U., Preliminary observations of pediment-like slopes in the Central High Plains. Journ. Geomorph. vol. 5, nr 3, 1942.
- [41] Gerlach T., Extension des transformations des versants méridionaux du Haut Beskide a l'époque actuelle. Abstract of papers VI INQUA Congress. Warszawa 1963.
- [42] Girbacea V., Piemontul Calimanilor (Le piedmont des Monts Calimani) Stud. si cercetari de geol.-geogr. Acad. R. P. R. 1—4, t. 7. Cluj 1956.
- [43] Girbacea V., Terasele Bistritei ardelen si ale Sicului, Bulet. Univ. V. Babes si Bolysi Cluj, t. 1, z. 1—2, 1957.
- [44] Głowacki E., Neogeńskie zapadlisko wschodniosłowackie. Przegl. geol. nr 1, 1963.
- [45] Гофштейн И. Д., Перестройка речной сети и террасы в карпатской части долины Днестра. Известия АН СССР, Серия географ. № 6, 1961.
- [46] Гофштейн И. Д., Неотектоника и морфогенез верхнего Придністров'я. Київ 1962.
- [47] Götzinger G., Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen. Geogr. Abhandl., B. 9, H. 1, Leipzig 1907.
- [48] Grumazescu H., Contributii la cunoasterea teraselor fluviale din zona subcarpatica dintre Cilnau si Susita. Problème de Géographie, vol. 8, Bucuresti 1961.
- [49] Halicki B., Znaczenie procesów peryglacjalnych dla studiów morfogenezy Karpat. Biul. perygl. nr 2, Łódź 1955.
- [50] Henkiel A., Geomorfologia strefy europejskiej działu wodnego pomiędzy dorzecziami Sanu i Strwiąża. Ann. UMCS, vol. 16, 4, sec. B, Lublin 1963.
- [51] Horwitz L., Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w roku 1928 na arkuszu Ustrzyki Dolne. Spraw. PIG, t. 6, z. 2, Warszawa 1931.
- [52] Horwitz L., Geologia Centralnej Depresji Karpackiej na póln. od Lutowisk. Roczn. Pol. Tow. Geol. t. 12, Kraków 1936.
- [53] Jahn A., Denudacyjny bilans stoku. Czas. geogr. t. 25, z. 1—2, 1954.
- [54] Jahn A., The action of rivers during the Glacial Epoch and the stratigraphic significance of fossil erosion surfaces in Quaternary deposits. Przegl. geogr. vol. 28, Supplement, Warszawa 1956.

- [55] Jahn A., The oldest periglacial period in Poland. *Biul. perygl.* nr 9, 1960.
- [56] Jahn A., Quantitative analysis of some periglacial processes in Spitzbergen. *Zeszyty naukowe Uniw. Wrocław, Nauki o ziemi*, z. 2, Wrocław 1961.
- [57] Jahn A., Geneza skałek granitowych. *Czas. geogr.* t. 33, z. 1, 1962.
- [58] Jasionowicz J., Szymakowska F., Próba wyjaśnienia genezy płytów magurskich w okolicy Jasia oraz płyta podśląskiego w okolicy Wielopola Skrzyńskiego w świetle nowych badań. *Roczn. Pol. Tow. Geol.* t. 33, z. 1—3, Kraków 1963.
- [59] Jackli H., *Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes*, *Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Geotechnische Serie* 36, Bern 1957.
- [60] Ермаков Н. П., Схема морфологического деления и вопросы геоморфогенезиса Советских Карпат. *Труды Львовского Геол. Общества при Льв. Госс. Унив., Геол. серия, вып. 1, Львов* 1948.
- [61] Ермаков Н. П., К стратиграфии неогеновых отложений Советского Закарпатия. *Труды Львовского Геол. Общества, Геол. серия вып. 1, Львов* 1948.
- [62] Kadar L., *Das Problem der Flussmaander*, *Abhandl. aus d. Geogr. Inst. in Debrecen*, nr 21, 1955.
- [63] Каманин Л. Г., Иванова Г. А., К геоморфологии предгорной полосы юго-западного Закарпатья, *Труды Инст. Геогр. АН СССР*, т. 62, Москва 1954.
- [64] Kamiński M., *Skały budowlane w Polsce*. *PIG Biul.* 57, Warszawa 1949.
- [65] King L. C., *Canons of landscape evolution*, *Biul. Geol. Soc. Am.* t. 64, 1953.
- [66] Klatka T., Geneza i wiek gołoborzy łysogórskich. *Acta Geogr.* nr 12, Łódź 1962.
- [67] Klimaszewski M., *Z morfogenezy polskich Karpat zachodnich*. *Wiad. Geogr.* t. 12, z. 5—9, Kraków 1934.
- [68] Klimaszewski M., *Z morfologii doliny Sanu między Leskiem a Przemysłem*, *Przegl. geogr.* t. 16, Warszawa 1936.
- [69] Klimaszewski M., *Morfologia i dyluwium doliny Dunajca od Pienin po ujście*. *Prace Inst. Geogr. U. J.* nr 18, Kraków 1937.
- [70] Klimaszewski M., *Podział morfologiczny południowej Polski*. *Czas. geogr.* t. 17, z. 3—4, 1946.
- [71] Klimaszewski M., *Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym*. *Prace Wrocław. Tow. Nauk. Ser. B*, nr 7, Wrocław 1948.
- [72] Климашевски М., *Развитие Западных Карпат*. *Природа* № 7, 1956.
- [73] Klimaszewski M., *Rozwój geomorfologiczny terytorium Polski w okresie przedczwartorzędowym*. *Przegl. geogr.* t. 30, z. 1, Warszawa 1958.
- [74] Klimaszewski M., *Pleistocene outcrop at Dobra near Limanowa-Carpathian Mts*. *Bull. Acad. Polonaise Sci., ser. chim, geol. geogr.* t. 6, nr 5 1958.
- [75] Klimaszewski M., *Guide-book of excursion; From the Baltic to the Tatras, Part. III South Poland*, VI INQUA Congress, Warszawa 1961.
- [76] Klimaszewski M., *Zarys rozwoju rzeźby Tatr Polskich, Tatrzański Park Narodowy*. *Wyd. Zakł. Ochr. Przyr. PAN* 1962.
- [77] Klimaszewski M., Szafer W., Szafran B., Urbański J., *Flora dryasowa w Krościenku nad Dunajcem*. *IG Biul.* 24, Warszawa, 1950.
- [78] Koszarski L., Żytko K., *Łupki jasielskie w serii menilitowo-krośnieńskiej w Karpatach Środkowych*. *IG Biul.* 166, Warszawa 1961.
- [79] Kowalski K., *Fauna pliocenńska z Węzów koło Działoszyna*. *Wszechświat*, z. 7—8, 1961.

- [80] Krygowski B., O jednorocznych warstewkach pokrywy stokowej w okolicy Błażowej. Zesz. nauk. Uniw. A. M., Geografia z. 3, Poznań 1960.
- [81] Kvitkovič J., Harman M., Niekoľko poznámok o vyskyte kory zvetravania a jej vzťahu k reliefu v podhori sopečného obluka Vihorlat-Popricny. Geografický časopis, t. 14, 3, 1962.
- [82] Lang S., Vyvoj tret'ohorných vulkanických parovni v Madarsku. Geografický časopis, t. 11, z. 2, 1959.
- [83] Lawson A., Rain wash erosion in humid regions. Bull. of Geol. Soc. of Amer., 1932.
- [84] Louis H., Rumpffflächenproblem, Erosionszyklus und Klimageomorphologie. Peterm. Geogr. Mitt. Ergänzungsheft Nr 262, Machatschek-Festschrift, Gotha 1957.
- [85] Lukniš M. Die Reliefentwicklung der Westkarpaten. Wiss. Zeitschrift Univ. Halle-Wittenberg, Math. Nat. XI/10, s. 1235—1244, 1962.
- [86] Lukniš M., Mazur E., Sučasny stav a novšie vysledky geomorfologickeho vyskumu Slovenska. Geografický časopis, t. 8, č. 2—3, Bratislava 1956.
- [87] Łoziński W., Wpływy tektoniczne w rozwoju rzek Karpat fliszowych, Kosmos t. 46, 2—3, Lwów 1922.
- [88] Łoziński W., Miejscowe dyluwium Karpat. Sprawozd. Kom. Fizj. PAU, t. 48/49, Kraków 1925.
- [89] Wycinki mapy geomorfologicznej Lesko, Inst. Geografii PAN.
- [90] Марушвили Л. И., Вопросы палеогеографии четвертичного периода на Кавказе в свете новейших региональных и общих представлений. Мат. совещ. по изуч. четвертич. периода, т. 2, Москва 1961.
- [91] Mazur E., Žilinska Kotlina a prilahle pohoria (geomorfologia a kwarter). Bratislava 1963.
- [92] Mensching H., Entstehung und Erhaltung von Flächen im Semiariden Klima am Beispiel Nordwest-Afrikas. Deutsche Geographentag, Würzburg 1957.
- [93] Mensching H., Glacis-Fussfläche-Pediment. Zeitschrift für Geomorph. B. 2, H. 3, 1958.
- [94] Mician L., Niekoľko poznámok k prelomu Hornadu v Stratenskej hornatine a morfologii jeho okolia. Geografický časopis, t. 14, z. 1, 1962.
- [95] Morariu T., Vieata pastorală in Muntii Rodnei. Studii si cercetari geografice 2, Bucuresti 1937.
- [96] Mortensen H., Neues zum Problem der Schichtstufenlandschaft. Nachrichten der Akad. der Wissenschaften in Göttingen, Mat. Phys. Klasse nr 2. 1953.
- [97] Mortensen H., Neues über den Bergrutsch südlich der Mackenröder Spitze und über die holozäne Hangformung an Schichtstufen im mitteleuropäischen Klimabereich. Zeit. für Geomorph. Suppl. 1, 1960.
- [98] Ney R., O miocenie na przedgórzu Karpat między Przemyślem a Chyrowem. Przegl. geol. t. 5, nr 1, 1957.
- [99] Obuchowicz Z., Wstępne badania nad rozpozniowaniem warstw krosńskich (oligocen) Centralnej Depresji Karpackiej. IG Biul. 116, Warszawa 1957.
- [100] Ochocka J., Krajobraz Polski w świetle mapy wysokości względnych. Prace geogr. E. Romera 13, Lwów 1931.

- [101] Opolski Z., O stratygrafii warstw krośnieńskich. Spraw. PIG, t. 7, z. 4, 1933.
- [102] Opolski Z., Najmłodsze ruchy tangencjalne i małopromienne w polskich Karpatach. Zbiór prac poświęconych E. Romerowi, Lwów 1934.
- [103] Pacltova B., Mikropaleontologický rozbor rostlinných zbytků z pleistocenni lokality v údolí Hornadu na Slovensku. Anthropozoikum, č. V za 1955, Praha 1956.
- [104] Pawłowski S., W sprawie wieku nowszej rzeźby polskich Karpat fliszowych. Spraw. Kom. Fizj. t. 50, Kraków 1916.
- [105] Penck A., Brückner E., Die Alpen im Eiszeitalter. B. 1, Leipzig 1909
- [106] Penck W., Die Morphologische Analyse. Stuttgart 1924.
- [107] Pop G., Contributii la stabilirea virstei si a conditiilor morfoclimatice in geneza suprafetei de eroziune Marisel din Muntii Gilaului — Muntele Mare. Studii si cercetari de geol.-geogr. Acad. R. P. R. Fil. Cluj, t. 8, z. 4—5, 1957.
- [108] Posea G., Terassele din depresiunea Lupusului (La terrasses de depression du Lapus). Studii si cercetari de geol. geogr. Acad. R. P. R. 1—4, t. 7, Cluj 1956.
- [109] Posea G., Raionarea geomorfologica a bazinului Lapus cu privity speciala asupra zonei depresionare. Bull. Univ. V. Babes si Bolyai Cluj, vol. I nr 1—2, 1957.
- [110] Posea G., Girbacea V., Depresiunea Bozovici. Probleme de geografie, vol. 8, Bucuresti 1961.
- [111] Przewodnik XXXIV Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Sanok 25—28. VI. 1961 (praca zbiorowa p. red. S. Wdowiarza). Warszawa 1961.
- [112] Rapp A., Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, Northern Scandinavia. Geografiska Annaler vol. 42, No 2—3, 1960.
- [113] Rapp A., Talus slopes and mountain walls at Tempelfjorden, Spitsbergen. Norsk Polarinstituts Skrifter, No 119, Oslo 1960.
- [114] Rehman A., Karpaty opisane pod względem fizyczno-geograficznym, Lwów 1895.
- [115] Родзянко Г. Н., К вопросу стратиграфии террас р. Кубани и плиоценовых отложений Ергеней и Западного Предкавказья. Материалы совещ. по изуч. четвертич. периода, т. 2, Москва 1961.
- [116] Romer E., Próba morfometrycznej analizy grzbietów Karpat Wschodnich. Kosmos 34, z. 7—9, Lwów 1909.
- [117] Różycki S. Z., From the Baltic to the Tatras part II Middle Poland, t. I, Guide-book of excursion VI INQUA Congress, Warszawa 1962.
- [118] Рудницьки С., Знадобі по геоморфології карпатського стоціща Дністра. Збірник Мар.-пріт.-лік. Секції Наук Тов. ім. Шевченка, т. 10, Львів 1905.
- [119] Sawicki L., Z fizjografii Karpat Zachodnich. Archiwum Naukowe, Lwów 1909.
- [120] Sawicki L., O młodszych ruchach górotwórczych w Karpatach. Kosmos 34, Lwów 1909.
- [121] Schaefer I., Die diluviale Erosion und Akkumulation-Erkenntnisse aus Untersuchungen über die Talbildung in Alpenvorland, Forsch. z. deutsch. Landeskunde 8, 1950.
- [122] Schaefer I., Über methodische Fragen der Eiszeitforschung im Alpenvorland. Zeitschr. d. D. geol. Gess., 102, 1950.
- [123] Schramm W., Zsuwiska stoków górskich w Beskidzie — Wielkie zsuwisko w lesie wsi Duszatyn ziemi Sanockiej. Kosmos t. 50, Lwów 1925.

- [124] Sikora W., Uwagi o stratygrafii i paleogeografii warstw krośnieńskich na przedpolu Otrytu między Szewczenkiem a Polaną. *Kwart. geol.* t. 3, z. 3, 1959.
- [125] Sircu I., Contributii la studiul suprafetelor de nivelare din partea nordica a Carpatilor Orientali Rominesi. *Ann. Stiint. d. Univ. Al. I. Cuza din Iasi*, sec. II, t. 7, z. 1, 1961.
- [126] Скварчевская Л. В., К геоморфологии долин рек Стрыя и Опора. *Геогр. Сборник Львовск. Госс. Унив.*, вып. 3, Львов 1956.
- [127] Smoleński J., Z morfogenezy Beskidu Niskiego. *Księga Pam. Zj. Lek. i Przyrod.* Kraków 1911.
- [128] Smoleński J., O „zubożałych” żwirach tatrzańskich w północnej części karpackiego dorzecza Dunajca. *Sprawozd. PIG*, t. 1, z. 1, Warszawa 1920.
- [129] Smoleński J., W sprawie wieku i genezy krajobrazu Beskidów Zachodnich. *Wiad. geogr.* 15, Kraków 1937.
- [130] Sobolewska M., Srodoń A., Late-pleistocene deposits at Białka Tatrzańska (West Carpathians). *Folia Quaternaria* 7, Kraków 1961.
- [131] Sobolewska M., Starkel L., Srodoń A., Młodoplejstocenne osady z florą kopalną w Wadowicach. *Folia Quaternaria* t. 16, Kraków 1964.
- [132] Souchez R., Evolution des versants et théorie de la plasticité. *Revue Belge de Géographie*, Fasc. 1, 1963.
- [133] Спиридонов А. И., Денудационные и аккумулятивные поверхности южного склона Украинских Карпат. *Бюлл. Моск. общества испыт. природы*, нов. серия отд. геол., т. 29, вып. 1, 1952.
- [134] Stach J., *Arctomeles pliocenicus*, nowy rodzaj i gatunek z podrodziny borsukowatych. *Acta geol. pol.*, vol. 2, Warszawa 1951.
- [135] Starkel L., Sprawozdanie z kursokonferencji geomorfologicznej pomocniczych pracowników naukowych w Wołkowie. *Przegl. geogr.* t. 29, z. 1, 1957.
- [136] Starkel L., Rozwój morfologiczny progów Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzycianą. *Prace Geogr. IG PAN*, nr 11, Warszawa 1957.
- [137] Starkel L., Periglacial covers in the Beskid Wyspowy (Carpathians). *Biul. perygl.* nr 8, Łódź 1960.
- [138] Starkel L., Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie. *Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN*, nr 22, Warszawa 1960.
- [139] Starkel L., Stand der Forschungen über morphogenetische Prozesse in den Karpathen während des Quartärs. *Nachrichten der Akad. der Wissenschaften*, Göttingen 1963.
- [140] Stehlik O., Denudační povrchy v povodí řeky Lomne. *Geografický časopis*, t. 12, č. 3, Bratislava 1960.
- [141] Stupnicka E., Szumański T., Dwudzielność młodoplejstocennych poziomów żwirów w Karpatach. *Acta geol. pol.*, t. 7, z. 4, Warszawa 1957.
- [142] Suchel A., Studien zur quartären Morphologie des Hilsgebiets. *Göttinger Geogr. Abhandl.*, H. 17, Göttingen 1954.
- [143] Суходровский В. Л., Склоновые процессы в перигляциальной зоне Земли Франца-Иосифа. *Известия АН СССР*, серия геогр. № 6, 1962.
- [144] Szafer W., Stratygrafia plejstocenu w Polsce na podstawie florystycznej. *Rocznik P. T. Geol.* t. 22, z. 1, Kraków 1953.
- [145] Szafer W., Pliocenna flora okolic Czorsztyna. *Prace IG*, t. 33, Warszawa 1961.
- [146] Szafer W., Miocenna flora ze starych Gliwic na Śląsku. *Prace IG*, t. 33, Warszawa 1961.

- [147] Srodoń A., Tabela stratygraficzna plejstoceńskich flor Polski. Roczn. Pol. Tow. Geol. t. 29, z. 4, Kraków 1960.
- [148] Srodoń A., Starkel L., Pleistocene flora in the river system of the Upper Vistula. Guide-book of excursion. From the Baltic to the Tatras, Part III, VI INQUA. Congress, Warszawa 1961.
- [149] Swiderski B., O młodych ruchach tektonicznych, erozji i denudacji Karpat. Roczn. Pol. Tow. Geol. t. 7, z. 1, 1932.
- [150] Swiderski B., Przyczynki do badań nad osuwiskami karpacczki. Przegl. geogr. t. 12, 1932.
- [151] Swiderski B., Zarys morfologii polskich Karpat fliszowych. Przegl. geogr. t. 14, z. 1—2, 1934.
- [152] Swidziński H., „Kamień Leski” w Glinnem koło Leska. Zabytki Przyr. Nieożywionej 2, Warszawa 1933.
- [153] Swidziński H., Karpaty fliszowe między Dunajcem a Sanem. Region. Geol. Pol. t. I, z. 2, Kraków 1953.
- [154] Swidziński H., Problemy geologiczne Ziemi Sanockiej. Przegl. geol. rocz. 9, nr 6, 1961.
- [155] Teisseyre H., Powierzchnia szczytowa Karpat. Prace Geogr. E. Romera. t. 10, Lwów 1928.
- [156] Teisseyre H., Problemy morfologiczne wschodniego Podkarpacia. Sprawozd. PIG, t. 7, nr 3, 1932—33.
- [157] Teisseyre H., Materiały do znajomości osuwisk w niektórych okolicach Karpat i Podkarpacia. Roczn. Pol. Tow. Geol. t. 12, 1936.
- [158] Teisseyre J., Studium profilów podłużnych rzek wschodniokarpacczki. Roczn. Pol. Tow. Geol. t. 14, 1938.
- [159] Trevisan L., Genèse des terrasses fluviales en relation avec les cycles climatiques. C. R. Congr. Int. Géogr. Lisbonne 1949, t. 2.
- [160] Tricart J., Schaeffer R., L'indice d'érouse de galets, moyen d'étude des systèmes d'érouse. Rev. de Géomorph. Dynamique I, 1950.
- [161] Troll C., Über Alter und Bildung von Talmäandern. Erdkunde, B. 8, 1954.
- [162] Troll C., Tiefenerosion, Seitenerosion und Akkumulation der Flüsse im fluvio-glazialen und periglazialen Bereich. Geomorphologische Studien, Ma-chatschek-Festschrift. Gotha 1957.
- [163] Wakô T., River terraces and gentle slopes along the Shokotsu River, North-eastern Hokkaido. Science Reports of Tohoku Univ. Serie 7, No 10, Sendai 1961.
- [164] Walczak W., Wietrzenie piaskowców w gorgańskich rumowiskach skalnych. Czas. geogr. t. 18, 1947.
- [165] Wdowiarz J., Tektoniczne jednostki centralnej depresji Karpat Środkowych i ich roponośność. Nafta 2, 1946.
- [166] Wiche K., Ergebnisse klimamorphologischer Untersuchungen im Wienerwald. Sitzungsber. der Österr. Akad. d. Wiss. Math. — naturw. Kl. Abt. 1, B. 167, Heft 1 u. 2, Wien 1958.
- [167] Winkler-Hermaden A., Ergebnisse und Probleme der Quartären Entwicklungsgeschichte am östlichen Alpensaum ausserhalb der Vereisungsgebiete. Österr. Akad. der Wiss. Mat-Naturw. Kl. B. 110, 1 Abhandl. Wien 1955.
- [168] Woldstedt P., Probleme der Terrassenbildung. Eiszeitalter und Gegenwart B. 2, Öhringen 1952.

- [169] Woldstedt P., Über die Gliederung des Quartärs und Pleistozäns. Eiszeitalter und Gegenwart B. 13, 1962.
- [170] Wright F. J., Erosional history of the Southern Appalachians. Jour. Geomorph. vol. 5, No 2, 1942.
- [171] Zagwijn W. H., Aspects of the Pliocene and Early Pleistocene vegetation in the Netherlands. Proefschrift Leiden. Maastricht 1960.
- [172] Zagwijn W. H., Vegetation, climate and radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands. Memoirs of the Geol. Foundation in the Netherlands. Nieuwe Serie nr 14, 1961.
- [173] Занина А. А., Климат СССР — Кавказ, Ленинград 1961.
- [174] Zytko K., Możliwości występowania ropy naftowej w okolicy Ustrzyk Dolnych. IG Biul. 154, Warszawa 1961.

ЛЕШЕК СТАРКЕЛЬ

ЭВОЛЮЦИЯ РЕЛЬЕФА ПОЛЬСКИХ ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ (На примере бассейна верхнего Сана)

Резюме

Изученная территория занимает часть бассейна верхнего Сана (фиг. 1) протекающего через восточные Карпаты (их относительная высота 150—500 м, а высота над уровнем моря 300—1000 м). Основным методом настоящей работы было геоморфологическое картирование, проведенное коллективно. Целью работы было ознакомление с эволюцией рельефа этой части Карпат и изучение некоторых закономерностей эволюции молодых флишевых гор в неогене и четвертичном периоде.

МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ЕДИНИЦЫ

Территория бассейна верхнего Сана, сложена круто падающими кросненскими слоями (центральная карпатская депрессия) лежит на северо-западном склоне крупного, до настоящего времени активного поднятия Восточных Карпат. Сан в своих верховьях течёт вдоль оси слабо поднимающейся продольной депрессии. Его правые притоки текут в продольных понижениях образовавшихся в менее устойчивых породах. Левые притоки, поперечно прорезывающие структурные элементы, образовали глубокие поперечные долины, а их истоки находятся в центральной части карпатской дуги. Таким образом расчленение рельефа бассейна верхнего Сана зависит от: а) системы литолого-тектонических зон, б) системы сети долин, в) процесса молодых восходящих движений. Я выделяю 3 основных района (фиг. 1, 2):

1. „Островные” горы и предгорья южной части Дыновского предгорья (Pogórze Dynowskie) [70] и северная окраина Бещад (на правом берегу Сана) с возрастающей к востоку амплитудой движений. Инверсионные (синклинальные) хребты-останцы разделены де-

удационными понижениями. Здесь сохранились верхнеплиоценовые выравненные педименты, неглубоко расчлененные в зоне европейского водораздела.

2. Восточная часть Буковского предгорья (Pogórze Bukowskie) (на запад от Сана). Преобладание поперечных долин, в результате отсутствия больших различий в устойчивости пород привело к образованию ступенчатого ландшафта и останцевых гряд, как и к сохранению более древних уровней выравнивания (в зоне более устойчивых пород — фиг. 14, 35), а также к запаздыванию омолаживания долин притоков.

3. Бещады — южная часть исследуемого района — сложены мощными сериями устойчивых пород отделенных узкими поясами сравнительно менее устойчивых пород. Истоки Сана и его притоков прорезанные глубокими продольными и поперечными долинами, подвержены более интенсивным восходящим движениям и в дальнейшем подвергаются разрезанию, образуя рельеф приспособляющийся к структуре.

ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ

При анализе хребтов, уровней выравнивания и долинных форм было обнаружено существование сарматского средьгорного уровня (в остаточной форме), высотой в 300—400 м н. у. Сана, нижнеплиоценового (понт) уровня высотой в 200 м, и верхнеплиоценового педимента, высотой в 100 м, а также четвертичных террас в долинах. Принимая во внимание фазы деградации, зарегистрированные в коррелятивных отложениях, а также возрастающее значение климатических изменений в более поздних периодах — я выделяю 2 основных этапа эволюции гор:

1. Период образования гор (конец олигоцена — тортон), складкообразования и периодических поднятий, происходящих уже одновременно с деградацией (образование основных черт рельефа: расположение главных долин и хребтов);

2. Период эпейрогенических движений (сармат — в настоящее время), приводивших к поэтапному расчленению ранее поднятых и смятых в складки гор. В более поздней части этого периода на них отчетливо накладывается ритм климатических изменений, различных в плиоцене и в четвертичном периоде.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА ФЛИШЕВЫХ ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ

1. Синхронность процессов горообразования, поднятий и деградации гор начиная с конца флишевой седиментации в олигоцене. На

древней поверхности срезания образовалась современная долинная сеть

2. Синхронность фаз выравнивания и тектонических поднятий на территории всей Карпатской дуги. Эквиваленты обнаруженных в долине Сана сарматского, понтийского и верхнеплиоценового уровней существуют на всей территории Карпат.

3. Неравномерность поднятия (колебания относительной и абсолютной высоты 3 уровней) в связи с различной амплитудой и продолжительностью движений. Морфология бассейна Сана указывает на рост амплитуды движений к юго-востоку, а также на существование продольных зон более или менее сильного поднятия.

4. Синхронность тектонических и климатических изменений — обуславливает сложность определения продолжительности движений. В плиоцене изменения климата совпадали с фазами движений (выравнивание в периоды сухого климата). Эпициклическое переуглубление долин в четвертичный период обусловлено изменениями климата и не свидетельствует о скачкообразных движениях.

5. Происхождение и возраст долин. Главные поперечные долины являются долинами древнего возраста. Верхний Сан частично использует депрессию на склоне поднятия Восточных Карпат. Молодая субсеквентная сеть связана с устойчивостью пород и часто использует параллельные понижения, возникшие в условиях плиоценовой педиplanationи.

6. Решающее влияние устойчивости коренных пород на темпы созревания рельефа в определенной фазе выравнивания и на темпы адаптации рельефа в измененных климатических и тектонических условиях. Чем старше поверхность выравнивания и чем выше они расположены, тем устойчивее порода, на которой они сохранились. На малоустойчивом флише — уменьшение отчетливости плиоценового рельефа (снижение рельефа в четвертичном периоде на 10—50 м).

7. Неравномерность созревания ландшафта — одновременность развития рельефа на разных уровнях. В зависимости от устойчивости пород основания, направления долин и расстояния от базы, — степень зрелости одновозрастного рельефа различна — рядом один возле другого существуют выравнивания и хребты, а также долины обладающие признаками молодости. В долинах боковых притоков Сана, врезание которых запаздывает по сравнению с главной долиной, сохранились неомоложенные плиоценовые и древнечетвертичные формы рельефа, созревающие в различных условиях.

8. Эволюция склонов флишевых Карпат зависит от климатических изменений и от уровня базы. В неогене, в главных периодах

образования выравниваний (полусухой климат) боковая планация — отступление склонов преобладало над их понижением. В Карпатах формировался ступенчатый ландшафт либо ландшафт останцевых гор и понижений. В четвертичном ритме изменений климата образование дресвы и снижение идущее сверху преобладает над выносом и отступанием — намечается тенденция к изменению плиоценового рельефа.

LESZEK STARKEL

DEVELOPMENT OF RELIEF OF THE POLISH EAST CARPATHIANS (UPON THE EXAMPLE OF THE UPPER SAN BASIN)

S u m m a r y

The examined area comprises the part of the upper San basin (Fig. 1) situated in the East Carpathians (relative height 150 to 500 m. — 300 to 1000 m. above sea level). Our basic method consisted in geomorphological mapping performed in groups. The aim of the paper has been to determine the evolution of the relief in that part of the Carpathians and to distinguish some of the regularities occurring in the development of young Flysch mountains in Neogen and Quaternary.

MORPHOGENETIC UNITS

The area of the upper San basin built up of steeply disposed Krosno layers (central Carpathian depression) is located upon the NW slope of the large and still active East Carpathian uplift. The upper San flows along the axis of a longitudinal depression (uplifted to a lesser extent). Its right-bank tributaries flow in longitudinal depressions cut in less resistant rocks; whereas its left-bank tributaries, transversally cutting the elements of structure, have sculptured deep transversal valleys; the latter tributaries flowing from the uplift axis of the arc of the Carpathians.

Thus, the differentiation of relief in the upper San basin is the result of: a) the system of lithological and tectonic zones, b) the valley net system, c) the course of young uplift movements. Three basic regions have been distinguished (Figs. 1, 2):

1. The "trunk" or residual mountains and sub-montane areas comprising the southern part of Dynów Upland [70] and the northern border of the Bieszczady Mts. (on the right bank of the San) their amplitude of movement increasing eastwards. The inversional (synclinal) ridges of resistance are separated from each other by means of denudational

depressions. Planations of Upper Pliocene pediments have been preserved here whose cutting is at its shallowest in the zone of European watershed.

2. The eastern part of Bukowsko Upland (west of the San). The predominance of transversal valleys, despite the absence of striking contrasts in the rock resistance, has led to the formation of a stair- and *cornice-de-resistance* type landscape, as well as to the preservation of the older planation surfaces (in zones made of more resistant rocks — Figs. 14, 35) and to a belated rejuvenation process of lateral valleys.

3. The Bieszczady proper — i. e. the southern part of the examined area consists of thick series of resistant rocks, separated by comparatively narrow stripes of rock of lesser resistance. The upper, i. e. source area of the San and of its tributaries has been cut by deep transversal and longitudinal valleys; being more intensively uplifted, it continues to be cut through, while its relief adapts itself to structures.

STAGES IN RELIEF EVOLUTION OF THE SAN BASIN

The analysis of ridges, of surfaces of planation, of valleys and of terraces in valleys has permitted to recognize the occurrence of planation periods (maturation of relief) intervening with periods of deep erosion (rejuvenation of relief). Several form complexes have been distinguished:

- 1) intermontane surface relief (in its residual form in ridge parts), 300—400 m. high above trough level (Sarmatian);
- 2) submontane planation surface — 200 m. high above trough level (Pontian);
- 3) 100 m. surface relief, best preserved, but of least degree of maturation (Upper Pliocene);
- 4) relief of valleys intersecting the 100 m. surface (Quaternary).

Taking into consideration also the older periods of mountain degradation (during the late Oligocene and the Miocene) registered in correlative sediments and cut surfaces I distinguish two basic periods in the evolution of relief of Flysch Carpathians in the San basin.

1. The period of mountain formation — of folding and periodical uplift associated with degradation lasting from the late Oligocene to the late Tortonian. Along with the growth of tectonic forms the main foundation of relief was formed: of the trellised system of ridges of resistance and, upon the slopes of the East Carpathian uplift. The San valley was also formed. Its direction was quite independent of structures.

2. The period including several phases of uplift movements which led to a gradual (in stages) cutting of mountains still previously uplifted

and folded lasting from the early Sarmatian till the present day. During that long period upon the indubitable movement phases, with a growing distinctness there was superimposed the rhythm of climatic changes of alternating arid and moist, or hot and cold periods. During the Pliocene uplift movements played an important part in valley-deepening. The different rhythm of climatic changes in the Neogene [75, 145, 146], as against the Quaternary [105, 144] conditions a different direction of the evolution of relief. Thus two subperiods can be distinguished:

a) a period of cyclic deepening and planation in the Neogene (Sarmatian — Pliocene), mainly through a lateral slope retreat (during periods of semi-arid climate: Pontian, Upper Pliocene);

b) in Quaternary — a period of cyclic valley deepening connected with climatic changes — and of the lowering and blurring of the traces of older relief through mound-depression (slope-flattening), concave-convex slope profile formation and exhumation of resistant rocks.

REGULARITIES IN THE EVOLUTION OF RELIEF OF FLYSCH EAST CARPATHIANS DURING THE NEOGENE AND QUATERNARY

1. Synchronism of uplifting and folding of mountains and their degradation. The occurrence in the youngest Flysch links of re-deposited Flysch gravels derived from Oligocene sediments along with the recognition of cut surfaces previous to the last orogenic phase in the Tortonian has permitted to admit the existence of phases of degradation still at the final stage of sedimentation and during the uplifting and folding processes in Flysch sediments. The early cutting of steeply standing structures and the direction of the principal valleys, independent of resistance zones, bear witness to the Miocene foundations of relief.

2. Synchronism of the levelling and cutting phases upon the whole area of the Carpathian arc. Within the San basin the residues of three destruction surfaces have been preserved: the Sarmatian intermontane surface, the Pontian submontane surface, and the Upper Pliocene valley planation surface (Fig. 35). They were not flat surfaces. In watershed zones their differences in level reached up to hundreds of metres [118, 46, 73]. These three Neogene landscapes, disposed in floors and of different maturation ages, are common to the whole Carpathian area (Table 3) which testifies to the simultaneous development of the whole mountain arc: of orogenic phases and phases of relative tectonic still-stand, i. e. of planation.

3. Unequal uplift. Both the relative and absolute heights of the three planations have been subject in the Carpathian area, to consider-

able oscillations, a fact connected with the varying amplitude of movements and, probably, with the differences in their duration. The upper San basin area shows an increase in the amplitudes of movements eastwards. The longitudinal zones were subject to different uplifting [3, 15, 46, 149]: thus the Bieszczady watershed zone had the strongest uplift, while the central Carpathian depression zone — the weakest.

4. Synchronism of tectonic and climatic changes. The accurate establishment of the duration of movements is very complicated: upon some definite tendency of tectonic changes there are superimposed climatic changes. The formation of planation surfaces of the submontane and of the valley levels under semi-arid climatic conditions indicates that still during the Neogene climatic changes were superimposed in a definite way upon the phases of tectonic movements. In the Quaternary, despite the fact that movements were still in progress, the climate of glacial periods put a check to deep erosion, which thus took place mostly during warm and transitional periods.

5. Primary net of consequent valleys. The principal transversal valleys of the Flysch Carpathians are of older origin [32, 68, 69]. The river San avails itself of longitudinal depression upon the slope of the uplifting. The prevalent type of valleys, i. e. subsequent valleys, is the result of a later adaptation to complexes of a different degree of resistance. Rivers take avail of parallel denudational depressions exhumated under conditions of Neogene pediplanation.

6. The effect of lithology and tectonics of the substratum upon the type and rate relief-maturation in a definite phase of planation and upon the rate of transforming older forms under changing climatic and tectonic conditions. The role of structure is best testified to by ridges of resistance, rising above planation surfaces of pediment-type as well as by the varying degree of slope and ridge lowering in the Quaternary (averaging 10—50 m.). In the uplifted areas of Flysch Carpathians built of steeply inclined rocks we can assume as a rule that the older the planation surfaces and the greater their height above the valley floors, the more resistant the rocks on which these surfaces are preserved (Fig. 35). The degree of conservation or transformation depends not so much upon the lapse of time as upon resistance.

7. A different rate of landscape-maturation, and the interconnected synchronism of the development of elements of relief upon different zones. The particular forms of a definite cycle do not develop uniformly. The varying degree of maturation in the relief of valley surface (Fig. 17) testifies to the impact of rock resistance, direction of valleys and distance from the base (principal valley) upon the degree of maturation which differs accordingly; fragments of planation pediments existed at

the same time and along with ridges and valleys of young character. The belated cutting of lateral valleys in the Quaternary led to the hanging of those valleys, particularly in the case of transversal valleys. Uncut, they mature under different conditions. Thus it was that some old landscapes [76] are „preserved” in the Carpathians.

8. Retreat of slopes in the Pliocene and their flattening in the Quaternary. The evolution of the Flysch Carpathian slopes is connected with the type and variability of the climate, whereas the rate of their maturation and transformation depends upon rock resistance. During the Pliocene whose climate was alternately more arid and moister (alternierende Abtragung [96]), during the principal periods of surface formation (arid climate) it was the lateral planation which prevailed: its result were two denudation surfaces, attributed to the Pontian and Upper Pliocene periods, and ridges of resistance. Slope retreat occurred more frequently than lowering. In the rhythm of the Quaternary climatic changes, the efficacy of weathering and the lowering "from above" (a new process: solifluxion) have prevailed upon removal and retreat — the old „staircase” relief having been subject to lowering, to selective denudation. A uniform climatic tendency to form convex-concave slopes (Fig. 34) became evident: their upper, convex segment being usually a transformed break between the valley side and the pre-Quaternary planation surface [4, 24], while the lower, concave segment, dependent upon its relation to the base, tectonics and removal possibilities assumes either the part of accumulated slope feet [32, 83] or of a denudational glacia [1, 4, 26].

EXPLANATION OF FIGURES

Fig. 1. Orographical map of upper San Basin

1 — grill-like ridges; 2 — some hard-rock steps; 3 — peaks (with altitudes given); 4 — watershed line between Rivers San and Dniestr; 5 — examined localities of Upper Pliocene gravel banks with the height over river bed; 6 — other localities of occurrence of isolated (Upper Pliocene?) gravels; 7 — frontier line; 8 — area investigated

Fig. 2. Map of rock resistances (simplified)

1 — sandstones relatively most resistant (in bottom strata of Middle Krosno beds); 2 — Otryt sandstones, and others — resistant; 3 — shale-sandstone series — resistant (Middle Krosno beds); 4 — rock series with sandstone prevailing — of medium or low resistance; 5 — shale and sandstone series — least resistant; 6 — lines of transversal sections drawn (Fig. 3)

Fig. 3. Geological-morphological transversal sections

Wherever possible, the transversal sections have been drawn along ridges and humps in order to picture the character of intervalley forms and their connection with the structure. The course of the sections is shown in Fig. 2; 1 — thickbedded glauconitic sandstone — resistant; 2 — thickbedded sandstones — resistant; 3 — shalesandstone series — resistant; 4 — sandstone series — of medium or low resistance; 5 — shale series — of low resistance

Fig. 4. Diagram of directions and angles of dip of strata

In the classes of inclination: 0—25°, 25—60°, 60—90°, the per cent share of inclinations towards SW and NE has been calculated for geological sections D and H (Fig. 3)

Fig. 5. Geological-morphological transversal section along axis of Czulnia—Jawor syncline

a — axis of syncline at level of thickbedded sandstone of bottom strata of Middle Krosno beds (visible are transversal faults); *b* — axis of secondary syncline in Stożek ridge; *B*, *C*, *D* — lines of transversal sections (Fig. 3)

Fig. 6. Examples of interrelation between various size forms and structure

a — fragment of subsequent Jankowice depression (NE of Lesko), *b* — part of drainage basin of transversal valley of Bereźnica River and Wołczy creek; 1 — narrow ridges, in NW—SE direction; 2 — wide humps, in NW—SE direction; 3 — narrow small ridges and hard-rock rows; 4 — large dome-shaped swellings of hard-rock type; 5 — minor mounds of hard-rock type; 6 — structural steps edges; 7 — large subsequent valleys; 8 — small subsequent (longitudinal) valleys; 9 — large transversal-consequent valleys; 10 — small valleys at right angle to course of structures

Fig. 7. Diagram of directions of San valley and of its tributaries (within area investigated)

Only valley lengths of more than 5 km. were taken into account, as well as only the 8 fundamental directions

1 — valleys of left San tributaries; 2 — valleys of right San tributaries; 3 — San valley; 4 — sum of San and all its tributaries; 5 — direction resultant from flow of San River and, at the same time, direction of inclination of whole area

Fig. 8. Relation of San valley to tectonics

1 — axes of principal tectonic elements; 2 — isolines of equal elevation of area in Younger Neogene (increase of amplitude of movement towards S and E); 3 — principal direction of water runoff in area of irregular elevation

Fig. 9. Connection between main elements of relief and structure

1 — synclinal ridges; 2 — anticlinal ridges; 3 — monoclinal ridges; 4 — structural steps and edges; 5 — depressions in relief of highland type; 6 — secondary denudation depressions (within highland area)

Fig. 10. Types of structural forms

Rocks of higher resistance are shaded. For explanations of numerical symbols see page 33

Fig. 11. Elements of relief of 100 m. level between valley of San and of Stary Potok (fragment of analytical map of Neogene relief)

1 — monoclinal ridges; 2 — flattenings on monadnock humps overtopping 100 m. flattenings; 3 — flattenings in 100 m. level; 4 — monadnock hillocks within 100 m. level; 5 — broad humps in 100 m. level; 6 — broad humps slightly less high; 7 — dome-shaped elevations attaining 100 m. level (depressed level); 8 — edges separating relief of level from scarps of valleys incising 100 m. level; 9 — edges and steps connected with structure; 10 — actual range of relief on 100 m. level

Fig. 12. Elements of Tertiary relief (simplified map)

1 — monoclinal ridges (in SW part of the corresponding to axes of anticlines); 2 — synclinal (inversive) ridges; 3 — hard-rock ridges rising above 200 m. level; 4 — denudation steps above 200 m. level; 5 — humps with flattenings of 200 m. level; 6 — humps of 200 m. level, lowered and altered by denudation; 7 — range of occurrence of elements of relief of 200 m. level; 8 — hard-rock ridges rising above 100 m. level; 9 — steps (edges) within relief of 100 m. level, usually of denudation step type; 10 — humps with flattenings of 100 m. level (or slightly higher); 11 — humps in 100 m. level, lowered and altered by denudation; 12 — range of occurrence of elements of relief of 100 m. level; 13 — more distant steps and edges separating 100 m. level from valley sides incising 100 m. level

Fig. 13. Longitudinal profiles of axes of selected ridges at elevation of 680—800 m., leveled sectors are visible, at times revealing character of flattenings

Fig. 14. Palaeomorphological map of relief of highland level

1 — flattenings in 200 m level, such as made by flow channels; 2 — wide rounded humps in level of flattenings; 3 — monadnock hillocks emerging above level of flattenings; 4 — hard-rock steps (due to denudation); 5 — hard-rock ridges above relief of level; 6 — dome-shaped crests in level of flattenings — depressed; 7 — humps with levelled profile-depressed; 8 — edges separating relief of level from younger scarps; 9 — isohypses of highland level (reconstructed); 10 — directions of river runoff at highland level; 11 — rivers; 12 — elevations of highland level above sea level

Fig. 15. Pliocene levels along Czarna, Głuchy and Bereźnica valleys

1 — flattenings in 100 m. and 200 m. level; 2 — flattened humps of greater variety of height; 3 — humps and dome-like elevations in level of flattenings; 4 — flattenings separated by distinct edges from scarps; 5 — presumable course of axis of valley in 100 m. and 200 m. level

Fig. 16. Fragments of levelled stretches in 100 m. level indicating its destructive character

a — flattening in left bank scarp of San valley at Rajskie; b — level on northern slope of Kiczera (near Wołkowyja); c — flattening on scarp of transversal Bereźnica valley; d — flattening on north-western slope of Czulnia; 1 — thickbedded sandstone — resistant; 2 — sandstone series — of medium and low resistance; 3 — shale series — of low resistance; 4 — shale-sandstone series — resistant

Fig. 17. Palaeomorphological map of relief on 100 m. level

1 — hard-rock ridges; 2 — denudation steps; 3 — valleys dissecting ridge slopes; 4 — highland monadnocks; 5 — inclined pediment planes — glacis; 6 — valley floors (erosive-accumulative plains); 7 — rivers at 100 m. level; 8 — modern river channels

Fig. 18. Histograms of coefficients of gravel rounding on Upper Pliocene terrace. Numbers of localities and their position are given in Fig. 19. Analysis of locality No. 3 at Zwierzyniec is incomplete, since only 93 pebbles were collected

Fig. 19. Pleistocene terraces and localities where gravels were examined

1 — plateau of Upper Pliocene terrace; 2 — plateau of terrace from Günz Glaciation; 3 — plateau of terrace from Cracovian Glaciation; 4 — plateau of terrace from Cracovian Glaciation, but degraded and erosively denuded; 5 — plateau of terrace from Cracovian Glaciation, fossil (overlain by slope covers); 6 — range of valley floor during Cracovian Glaciation; 7 — terrace plateau from Middle Polish Glaciation; 8 — terrace plateau from Middle Polish Glaciation, degraded; 9 — terrace plateau from Middle Polish Glaciation, fossil; 10 — range of Young-Quaternary floor; 11 — localities examined in detail (Figs. 23–25); 12 — localities of morphometrical examinations of gravels shown in Figs. 18 and 21 (localities 1 to 39). Letters indicate age of respective series: P — Upper Pliocene, Q₂, Q₃, Q₄ — Cracovian, Middle Polish, and Baltic Glaciations; H — Holocene

Fig. 20. Longitudinal profiles of valley sectors of Rivers San, Solinka, Hoczewka, Kalniczka and Osława with Quaternary terraces

1 — rock base, with top layer determined; 2 — rock base, with top layer determined; 3 — alluvia from Cracovian Glaciation; 4 — alluvia from Middle Polish Glaciation; 5 — alluvia from Baltic Glaciation; 6 — Holocene alluvia; 7 — slope covers; 8 — longitudinal profile of erosive base; 9 — longitudinal profile of accumulation plain; 10 — points where maximum vertical range of alluvia was determined (interdentation and covering by slope deposits)

Fig. 21. Coefficients of roundness of Quaternary sandstone gravels (4–6 cm. size). Distribution of localities shown in Fig. 19: numbers 4–8 — alluvia from Cracovian Glaciation; 9–13 — alluvia from Middle Polish Glaciation; 14–19 and 26–35 — alluvia from Baltic Glaciation; 20–25 and 36–39 — gravel banks in river channel; 9–11, 18, 19 and 32–34 represent analyses made from different horizons of identical profiles

Fig. 22. Profile of high terrace at Zabrodzie, indicating the decline of accumulation and the initial stage of dissection of the terrace plateau

1 — fluvial gravels; 2 — fluvial sands with fine gravel; 3 — solifluxion clays with rock debris; 4 — proluvial sands; 5 — solifluxion-proluvial clays and sands; a₁ —

alluvia of channel facies; a_2 — alluvia of flood facies; b_1 — solifluxion clays intertonging with gravels; b_2 and b_3 — proluvial and solifluxion deposits, laid down directly on fluvial series; c — slope deposits, strongly weathered, in their top strata displaced during younger glaciations

Fig. 23. Section across fluvial and slope covers on middle terrace at Zabrodzie (simplified — [34])

Cover deposits from Middle Polish Glaciation; a — talus debris covers, b — slope fluvial covers, c — fluvial gravels and sands, d — fluvial and proluvial sandy silts, e — slope covers from decline of glaciations strongly decalcified; cover deposits from Baltic Glaciation: f and h — solifluxion levels with rubble, g — proluvial-solifluxional series, with rubble; i — proluvial (clayey-sandy) covers of top strata

Fig. 24. Profiles of terrace from Last Glaciation

A — San valley — Rajskie, B — Solinka valley — Polanki, C — Solinka valley — Wolkowyja, D — Dziurdziowski creek — Dziurdziow; 1 — fluvial gravels, well rounded; 2 — fluvial gravels, little rounded; 3 — fine gravels; 4 — coarse gravels with sand; 5 — fine gravels with sand; 6 — fluvial sands; 7 — fluvial silts; 8 — sandy (solifluxion) clays with brash; 9 — sandy (solifluxional and proluvial) clays; 10 — dusty (proluvial) clays; 11 — slope brash with admixture of rounded material; 12 — rock base

Fig. 25. Position of series from Middle Polish Glaciation at Hoczew

SP — deposits from Middle Polish Glaciation, B — deposits from Baltic Glaciation, H — Holocene deposits; 1 — rock base; 2 — fluvial gravels; 3 — sandy silts; 4 — dusty-sandy silts; 5 — solifluxion covers with rubble, slightly weathered; 6 — solifluxion covers with rubble, strongly weathered; 7 — peat; 8 — humus layer

Fig. 26. Longitudinal profiles of minor San tributaries

Curves inclined from left to right are longitudinal profiles of left-bank tributaries (Wolczy, Bereznica, creek from Srednia Wies); curves cutting them are right-bank San tributaries (Czarny—Gluchy, Łobozew, Ciszanka with Orelec), and Żernicka right-bank tributary of Hoczewka

Fig. 27. Diagram of stages of Quaternary erosion and accumulation in large valleys of upper San drainage basin

1 — alluvia from glacial periods (Cracovian, Middle Polish and Baltic); 2 — slope deposits intertonging with alluvia; 3 — erosive plains (sculptured into rock and into alluvia, and fossil — amidst alluvia from Interstadials); 4 — deposits of younger slope covers on terraces; 5 — directions of shifting flow channels — formation of sliding planes during transition periods

Fig. 28. Changes in carrying capacity in river beds and in supply of slope material during Quaternary climatic changes

1 — carrying capacity of river; 2 — changes in river beds level; 3 — supply quantity from slope; 4 — differences in degree of rounding of material carried. Note: In the Glacial, one distinct Interstadial period was assumed

Fig. 29. Diagram of complex development of terrace during Glacial

1 — gravels well rounded, 2 — gravels less rounded, 3 — solifluxion covers, 4 — proluvial covers; a — alluvia from Early Glacial, b — alluvia from Full Glacial, c — solifluxion covers intertonging with alluvia, d — proluvial covers from decline of Glacial.

Lower section shows binary cover with distinct predominance in accumulation and erosion during interstadial period

Fig. 30. Diagram of complex structure of cover from Last Glacial, filling a small lateral valley (based on profile at Dziurdziow)

1 — fluvial gravels and sands; 2 — solifluxion covers; 3 — proluvial covers

Fig. 31. Diagram of accumulation and erosion in transversal valleys in Younger Quaternary (longitudinal profile and cross-profiles)

1 — longitudinal profile of channel incised into rock before accumulation; 2 — longitudinal profile of channel during accumulation in Glacial; 3 — initial stage of dissection (sectors incised into rock and sectors incised into alluvia); 4 — further stage of deepening channel into rock on its total length, and linking up with San channel not deepened into rock

Fig. 32. Slopes sculptured during Quaternary

a — older Pliocene slopes remodeled, cut apart (1–6) or undercut (7–14); *b* — slopes of Quaternary valleys incising Upper Pliocene relief (15–27)

Particular slopes are described in text

1 — line of slope profile (modern); 2 — longitudinal profile of valley incising slope; 3 — profile of initial-original slope (Pliocene, Quaternary); 4 — thickbedded sandstone of bottom of Middle Krosno beds — resistant; 5 — sandstone series (usually thickbedded) — resistant; 6 — series with sandstones prevailing — of medium or low resistance; 7 — shale series — of low resistance; 8 — sandstone-shale series — resistant (Middle Krosno beds); 9 — Quaternary covers; scale in meters

Fig. 33. Fragment of middle part of slope at Zabrodzie

In substratum extends a shale-sandstone series, passing into a level of bending of strata (*a*). Further down, slope covers were not pierced. At bottom lies series of clays with sporadical rubble (*b*) — the weathering product of series *a*. On its top rests a sandy-rubbly tongue (*c*) with variable content of sand and brash (*c'*, *c''*, *c'''*) of thickbedded sandstone, constituting axis of ridge. It is mantled by a clayey cover (*d*), connected with the bending level

Fig. 34. Principal directions of remodeling slopes in Pliocene and Quaternary

1 — slope of valley dissecting plateau (original form); 2 — mature slope in semi-arid Pliocene climate (receding prevails); 3 — mature slope in variable Quaternary climate (flattening prevails)

Fig. 35. Evolutionary stages of relief in Tertiary and Quaternary and connection of plateaus with structure

1 — relief of intramountain level; 2 — relief of highland level with hard-rock ridges; 3 — relief of valley level best developed on rocks of minor resistance; 4 — Quaternary relief — uncovering resistant rocks, general tendency towards reducing elevations

Plus and minus signs indicate rocks of greater or lesser resistance

The fragments of the geomorphological map of the San basin

EXPLANATIONS OF PHOTOS

- Photo 1. Flattened upland of Dział and Ustianowa depression at Stefkowa, with humps levelled at 100 m. level
- Photo 2. View of San valley between Teleśnica Sanna and Solina. In foreground flattening of 100 m. level, at left branch of Jawor ridge, in background double ridge of Stożek, broken up from the south
- Photo 3. Depression in Hoczew region (Dziurdziów — Średnia Wieś), in background hard-rock step of Polańczyk with upland at 200 m. level. In foreground, valleys incising gentle slope which covers fossil middle terrace
- Photo 4. Stripped sandstone rows in upper reach of Bóbrka valley (extention of Orelec depression)
- Photo 5. Monadnock hump protruding above flattenings of 100 m. level in Kalniczka valley
- Photo 6. San valley and Łobozew depression between Jawor ridge (on right) and Holica (on left). Level spaces of glacis type gashed the unevenly resistant series of the Jawor series
- Photo 7. San valley near Chmiel, in background northern branch of pasture belts. In foreground, flattening of 100 m. level with gravel cover
- Photo 8. Western Jawor slope. Side of ridge, flattened at 200 m level, drops southwards with step. In deep shaped valley is visible old valley floor on 100 m. level

- Photo 9. South-western Jawor slope. Pediment (with 100 m. level remnants) incised by valleys and undercut; upper slope part is stripped due to resistance of face of thickbedded sandstones. In foreground, Solinka channel joining San River
- Photo 10. Intertonging of gravel covers with solifluxion and proluvial deposits on high terrace at Zabrodzie
- Photo 11. Meander of Solinka River near Polańczyk. On valley spur, flattening of high terrace. River channel cleaves rock banks
- Photo 12. Change of sedimentation in cover of low Solinka terrace south of Wołkowyja. On fluvial gravels lie silt intercalations of flood facies, covered by non-rounded material from alluvial cone of lateral valley
- Photo 13. Middle Hoczewka terrace south of Mchawa, overlain by slope covers — fossil terrace
- Photo 14. Rock beds in Kalniczka River bed
- Photo 15. Niche-like valley head at Polańczyk. In its upper sector, valley hangs above Solinka River
- Photo 16. Receding shale wall at San undercutting at Wola Postołowska

PRACE GEOGRAFICZNE IG PAN

1. Flis J., Kras gipsowy Niecki Nidziańskiej. 1954, s. 73, zł 10,—
2. Walczak W., Pradolina Nysy i plejstocenijskie zmiany hydrograficzne na przedpoiu Sudetów Wschodnich. 1954, s. 51, zł 8,—
3. Krzymowska A., Franciszek Szwarzenberg-Czerny profesor geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego (1847—1917). 1954, s. 69, zł 9,50
4. Paszyński J., Opady atmosferyczne dorzecza Odry i ich związek z hipsometrią i zalesieniem. 1955, s. 90, zł 16,50
5. Kiełczewska-Zaleska M., O powstaniu i przeobrażaniu kształtów wsi Pomorza Gdańskiego
Biskup M., Osady na prawie polskim na Pomorzu Gdańskim w pierwszej połowie XV w. 1956, s. 224+3 mapy, zł 31,45
6. Okołowicz W., Geomorfologia okolic środkowej Wilii. 1956, s. 68, zł 10,—
7. Jahn A., Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd. 1956, s. 453 + 5 map, zł 52,40
8. Fleszar M., Studia z dziejów geografii ekonomicznej w Polsce od połowy XVIII w. do r. 1848, s. 105, zł 20,—
9. Praca zbiorowa, Studia geograficzne nad aktywizacją małych miast, 1957, s. 526, zł 58,—
10. Werwicki A., Białostocki okręg przemysłu włókienniczego do 1945 r., 1957, s. 164, zł 32,—
11. Starkel L., Rozwój morfologiczny progó Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzcianą. 1957, s. 152 + 7 map + 20 ilustr., zł 40,—
12. Olszewicz B., Geografia polska w okresie Odrodzenia, 1957, s. 62, zł 15,50
13. Gilewska S., Rozwój morfologiczny wschodniej części Wyżyny Miechowskiej. 1958, s. 90, zł 25,—
14. Staszewski J., Vertical Distribution of World Population. 1957, s. 116 + 1 tabl., zł 40,—
15. Łomniewski K., Zalew Wiślany. 1958, s. 106, zł 24,—
16. Litterer M., Zmiany w rozmieszczeniu i strukturze ludności Polski Ludowej w latach 1946—1950.
17. Wełpa B., Zagadnienie struktury wieku ludności Polski Ludowej w r. 1950, 1955, s. 112, zł 22,—
18. Kukliński A., Struktura przestrzenna przemysłu cegielnianego na Ziemiach Zachodnich w epoce kapitalizmu. 1959, s. 156 + 19 wkładek, zł 49,—
19. Praca zbiorowa, Z badań środowiska geograficznego w powiecie mławskim. 1959, s. 132 + 6 wkładek, zł 45,—
20. Tobiasz J., Wykorzystanie środowiska geograficznego dla hodowli w województwie białostockim. 1959, s. 160 + 2 mapy, zł 33,—
21. Kowalska A., Paleomorfologia powierzchni podplejstocenijskiej niżowej części dorzecza Odry, 1960, s. 75 + 6 map, zł 25,—
22. Starkel L., Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie. 1960, s. 239 + 9 map + 35 fot., zł 78,—
23. Balińska-Wuttke K., Geomorfologia obszaru między Skierniewicami a Rawą Mazowiecką. 1960, s. 112 + 3 mapy, zł 43,50
24. Wróbel A., Województwo warszawskie. Studium ekonomicznej struktury regionalnej. 1960, s. 140, zł 24,—

25. Praca zbiorowa. Problems of Applied Geography. Preceedings of the Anglo-Polish Geographical Seminar (Nieborów 15—18. IX. 1958). 1961, s. 148 + 10 wkładek (mapy) + 15 fot.
26. Gieysztor I., Studia hydrologiczne nad potokami tatrzańskimi. 1961, s. 80 + 4 mapy, zł 26,—
27. Praca zbiorowa, Problems of Economic Regions. 1961, s. 360 + 11 map, zł 77,—
28. Staszewski J., Die Verteilung der Bevölkerung nach dem Abstand vom Meer. 1961, s. 77 + 2 tabl., zł 20,—
29. Galon R., On the Morphology of the Noteć—Warta (or Toruń—Eberswalde) Ice Marginal Streamway. 1961, s. 129 + mapa, zł 32,—
30. Fleszar M., Geografia ekonomiczna w Polsce do 1939 r. 1962, s. 173, zł 43,50
31. Praca zbiorowa, Land Utilization. Methods and Problems of Research. 1962, s. 250 + 13 wkładek, zł 63,—
32. Kosiński L., Miasta województwa białostockiego. 1962, s. 163 + wkładki, zł 28,—
33. Kaczorowska Z., Opady w Polsce w przekroju wieloletnim. 1962, s. 112 + wkładka, zł 28,—
34. Okołowicz W., Zachmurzenie Polski.
Stopa M., Burze w Polsce. 1962, s. 185 + 2 wkładki, zł 45,—
35. Biegajło W., Sposoby gospodarowania w rolnictwie województwa białostockiego. 1962, s. 187 + mapy, zł 48,—
36. Dziewański J., Starkel L., Dolina Sanu między Soliną a Zwierzyniem w czwartorzędzie. 1962, s. 86 + 9 wkładek, zł 28,—
37. Chilczuk M., Rozwój i rozmieszczenie przemysłu rolno-spożywczego w województwie białostockim. 1962, s. 159, zł 38,—
38. Radłowska C., Rzeźba północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. 1963, s. 178 + 12 fot. + 4 wkładki, zł 60,—
39. Szupryczyński J., Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacjacji lodowców południowego Spitsbergenu. 1963, s. 162 + 4 mapy, zł 35,—
40. Kosiński L., Procesy ludnościowe na Ziemiach Odzyskanych. 1963, s. 128 + wkładki, zł 28,—
41. Domański R., Zespoły sieci komunikacyjnych, 1963, s. 110 + 38 ilustr., zł 24,—
42. Stasiak J., Historia jeziora Kruklin w świetle osadów strefy litoralnej. 1963, s. 94 + 19 ilustr. + 2 mapy, zł 27,—
43. Milecka L., Regiony turystyczne Polski. 1963, s. 156 + 6 map, zł 34,—
44. Gilewska S., Rzeźba progu środkowotriasowego okolic Będzina. 1963, s. 135 + 24 ilustr., zł 36,—
45. Chilczuk M., Sieć ośrodków więzi społeczno-gospodarczej wsi w Polsce. 1963, s. 155 + 55 ilustr. + 81 map, zł 65,—
46. Praca zbiorowa, Problems of geomorphological mapping. 1964, s. 140 + aneks + ilustr. + 6 map, zł 48,—
47. Praca zbiorowa, Studia geograficzne w powiecie pińczowskim. 1966 (w druku)
48. Wróbel A., Pojęcie regionu ekonomicznego a teoria geografii. 1965, s. 86, zł 21,—
49. Ratajski L., Polska kartografia ekonomiczna XX wieku. 1965, s. 143 + 16 ilustr. (map), zł 30,—
50. Starkel L., Rozwój rzeźby polskiej części Karpat Wschodnich 1965, s. 160 + 16 fot. + 8 wkładek + 1 mapa, zł 48,—
51. Kostrowicki A., Regionalizacja zoogeograficzna palearktyki 1965, s. 99 + 21 ilustr. (map), zł 30,—

Varia

- Kaczorowska Z., Zestaw zagranicznych czasopism i wydawnictw seryjnych z zakresu nauk o ziemi znajdujących się w bibliotekach polskich. 1957, s. 377, zł 100,—
- Ratajski L., Szewczyk J., Zwoliński P., Nazewnictwo geograficzne świata. 1959, s. 857, zł 135,—
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 1. Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800. 1961, s. 248, zł 72,—
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 2 (uzupełniający). Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800. 1963, s. 124, zł 28,—
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 3. Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1801—1919. 1965, s. 342, zł 76,—



Fot. 1. Spłaszczone wierzchowina Działu i obniżenie Ustianowej w Stefkowej z garbami zrównanymi na poziomie 100 m



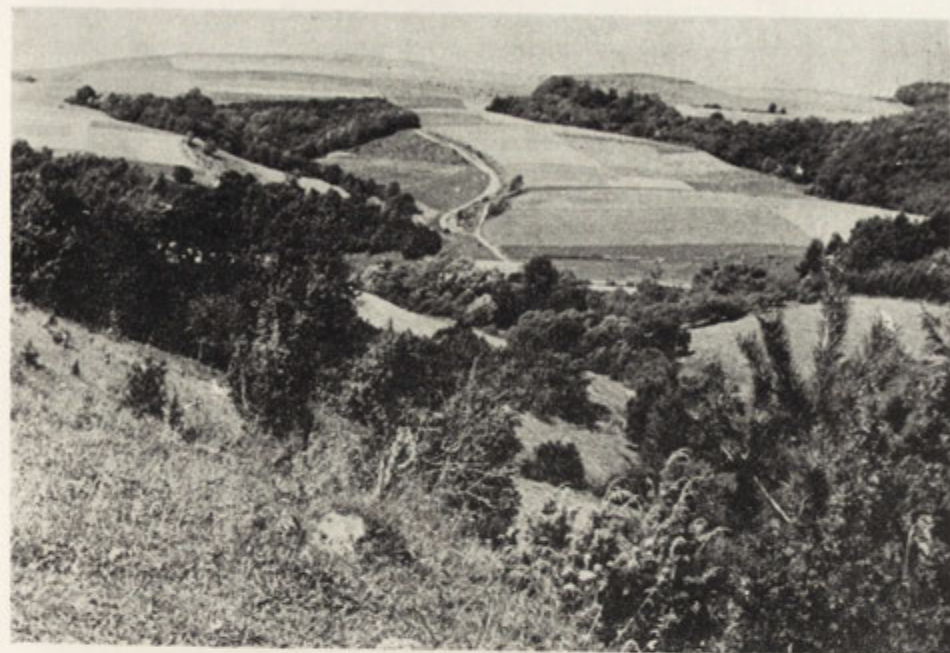
Fot. 2. Widok na dolinę Sanu między Teleśnicą Sanną a Soliną. Na pierwszym planie spłaszczenia poziomu 100 m po lewej ramię grzbietu Jawora, w głębi podwójne pasmo Stożka, rozczłonkowane od strony południowej



Fot. 3. Obniżenie w rejonie Hoczwi (Dziurdziów — Srednia Wieś), w głębi próg twardestwowy Polańczyka z wierzchołką na poziomie 200 m. Na pierwszym planie doliny rozcinające łagodny stok, który kryje kopalną terasę średnią



Fot. 4. Wypreparowane grzędy piaskowcowe w górnym biegu doliny Bóbrki (przedłużenie obniżenia Orelca)



Fot. 5. Garb ostańcowy wznoszący się ponad spłaszczenia poziomemu 100 m w dolinie Kalniczki



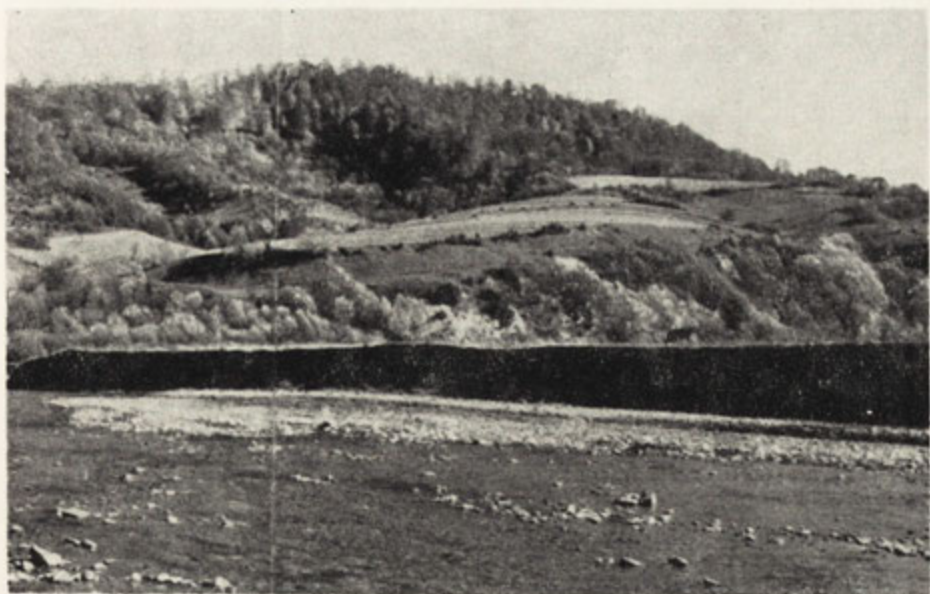
Fot. 6. Dolina Sanu i obniżenie Łobozewa między grzbietem Jawora (po prawej) a Holicy (po lewej). Zrównania typu *glacis* ścinają różno odporne serie synkliny Jawora



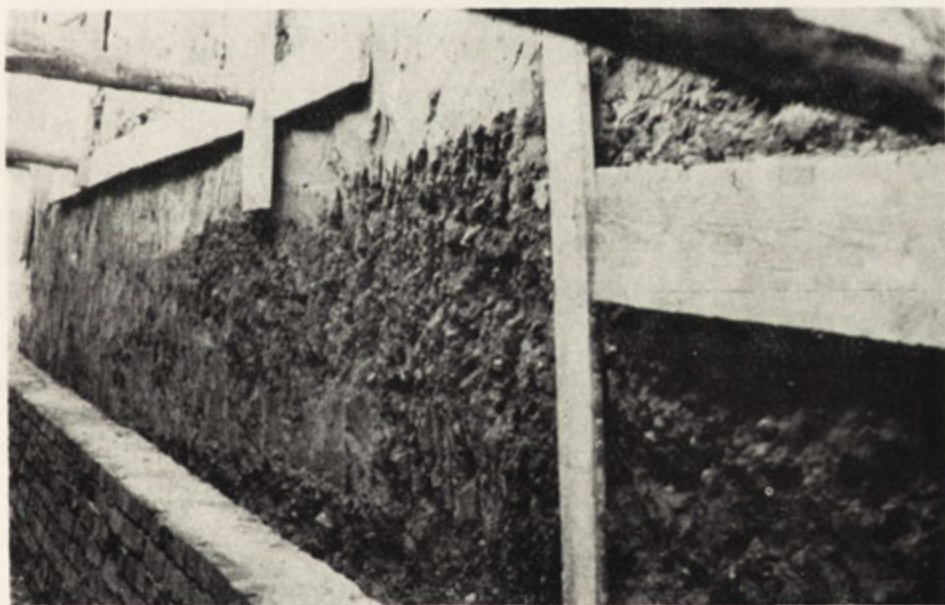
Fot. 7. Dolina Sanu koło Chmiela, w głębi północne ramiona pasma połonin.
Na pierwszym planie spłaszczenia poziome 100 m z pokrywą żwirową



Fot. 8. Zachodni stok Jawora. Ramię grzbietu spłaszczone w poziomie 200 m, opada na południe progiem. W głębokim wciósie widoczne stare dno doliny na poziomie 100 m



Fot. 9. Południowo-zachodni stok Jawora. Podnóże (z resztkami poziomu 10) m) rozcięte dolinami i podcinane, górny odcinek buduje czoło piaskowców gruboławicowych. Na pierwszym planie koryto Solinki uchodzącej do Sanu



Fot. 10. Zazębienie pokryw żwirowych z utworami soliflukcyjnymi i proluwialnymi na terasie wysokiej w Zabrodziu



Fot. 11. Zakole Solinki koło Polańczyka. Na ostrodze dolinnej spłaszczenie terasy
wysokiej. Koryto ścina ławice skalne



Fot. 12. Zmiana sedymentacji w pokrywie terasy niskiej Solinki na południe od Wołkowyi. Na żwirach rzecznych leżą wkładki mułków facji powodziowej przykryte nieobtoczonym materiałem stożka bocznej dolinki



Fot. 13. Terasa średnia Hoczewki na południe od Mchawy okryta pokrywami stokowymi (terasa kopalna)



Fot. 14. Berda w korycie Kalniczki



Fot. 15. Zamknięcie niszowate doliny w Polańczyku. Dolina w odcinku górnym zawieszona nad Solinką

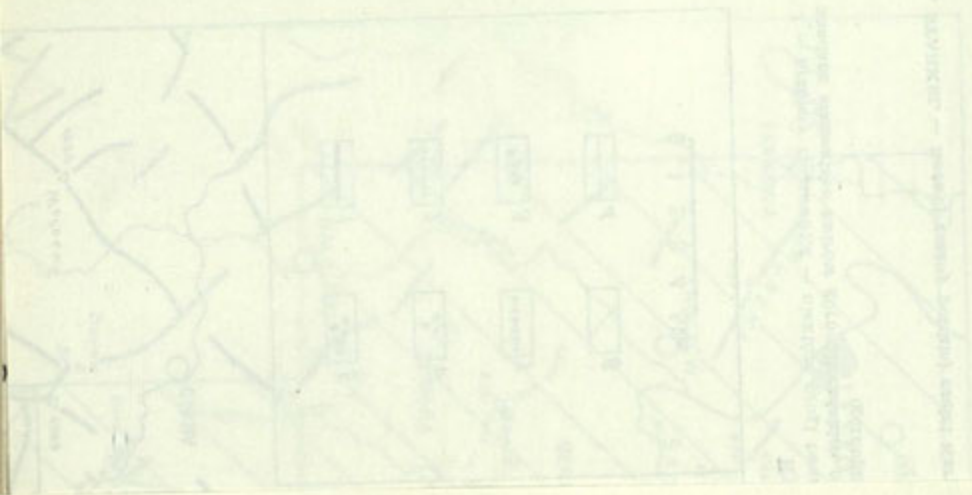


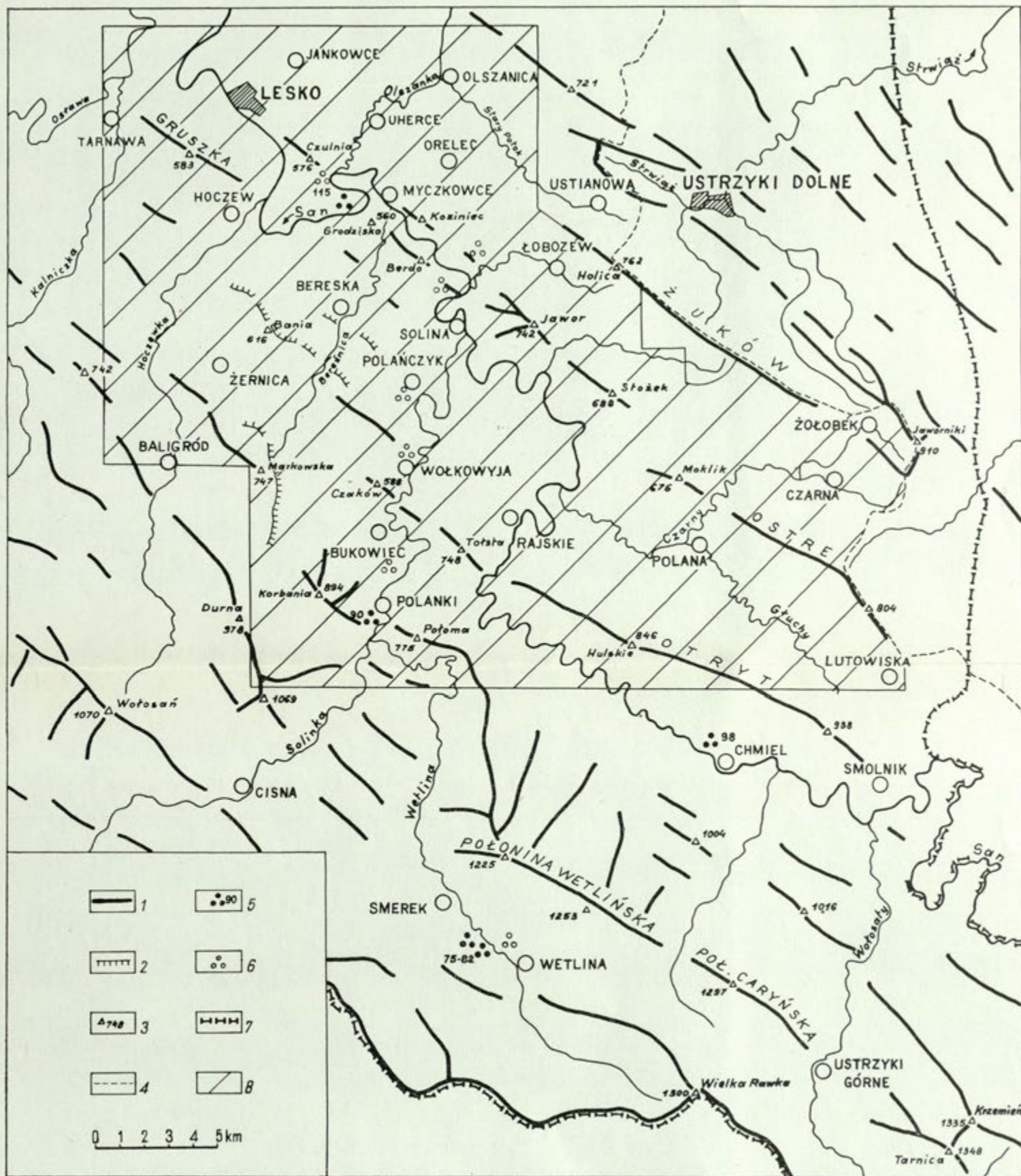
Fot. 16. Cofająca się ściana łupków na podcięciu Sanu w Woli Postołowskiej

mirrored image of the original document, showing the reverse side of the page. The text is inverted and difficult to read.

mirrored image of the original document, showing the reverse side of the page. The text is inverted and difficult to read.

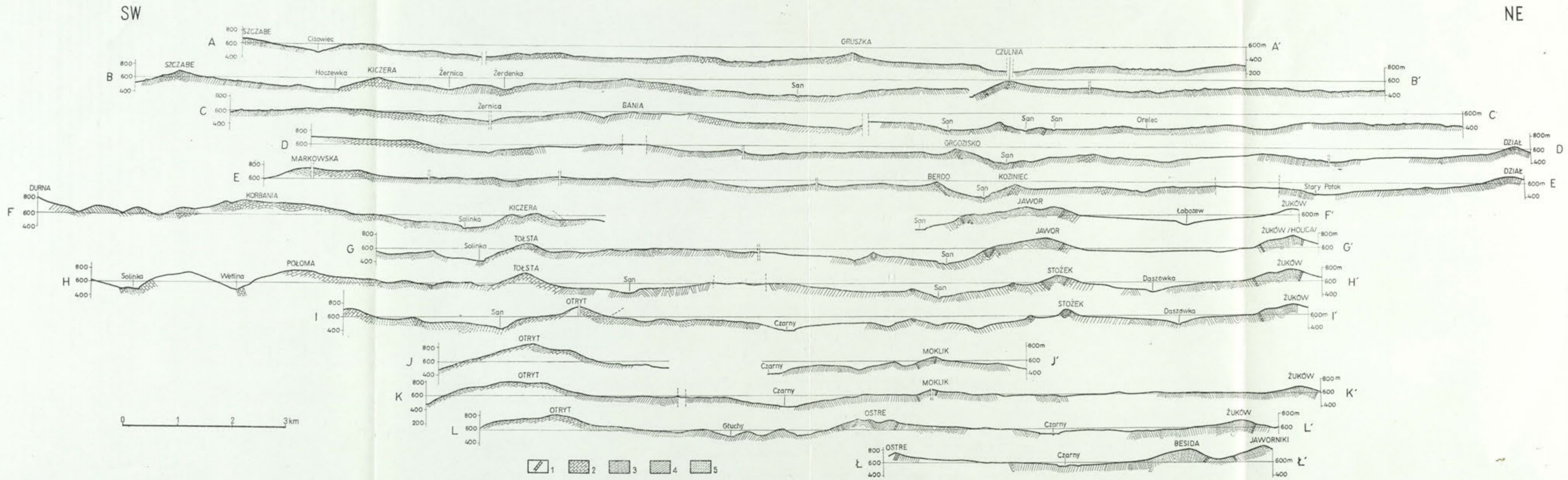






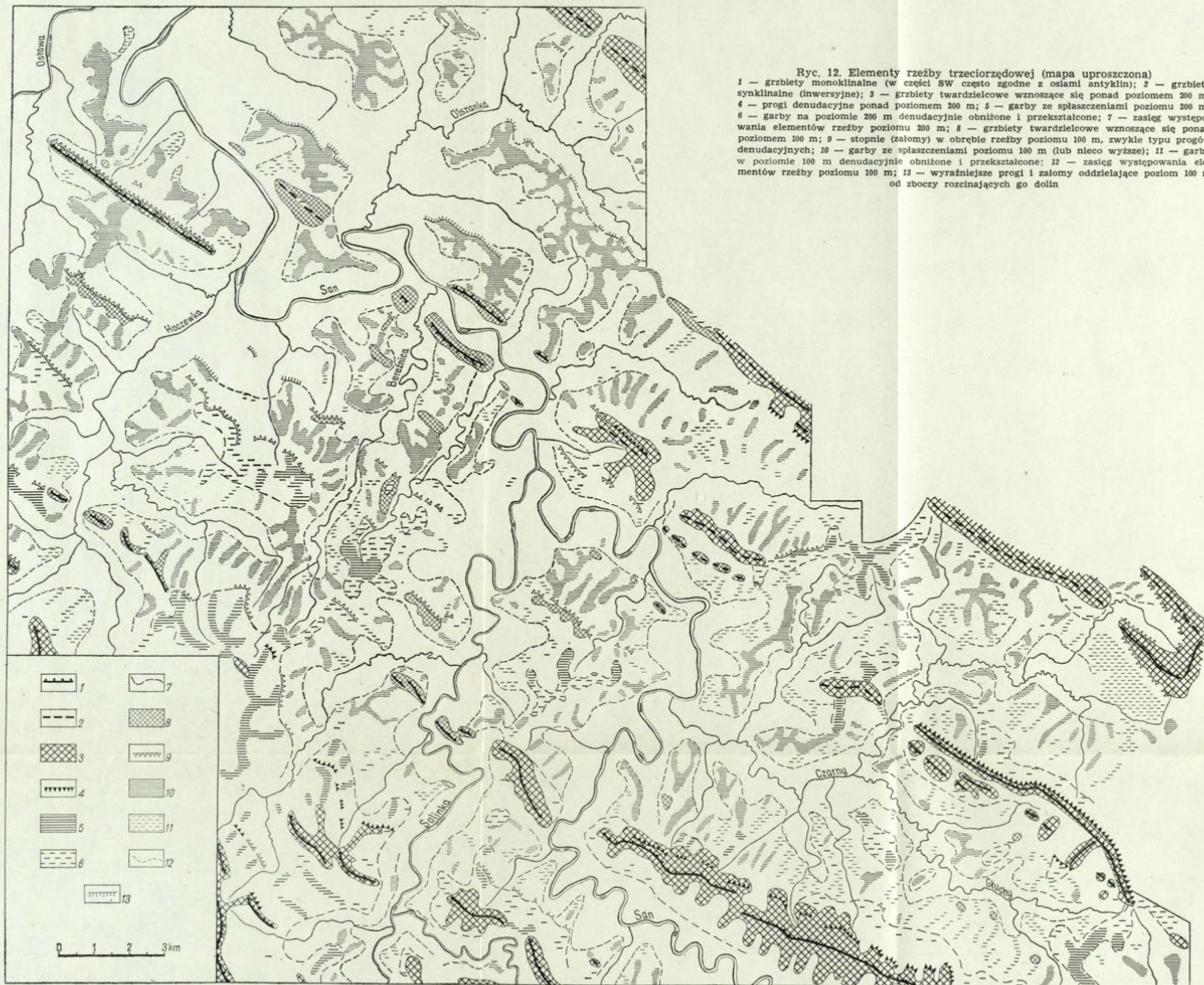
Ryc. 1. Szkic orograficzny dorzecza górnego Sanu

1 — grzbieity rusztowe; 2 — niektóre progi twarżcielcowe; 3 — szczyty (z podaną wysokością); 4 — dział wodny między Sanem a Dniestrem; 5 — zbadane stanowiska żwirów górnopłocięńskich (cyfrą oznaczono wysokość w m nad korytem); 6 — inne miejsca występowania pojedynczych żwirów (górnopłocięńskich?); 7 — granica państwa; 8 — obszar opracowania



Ryc. 3. Poprzeczne przekroje geologiczno-morfologiczne

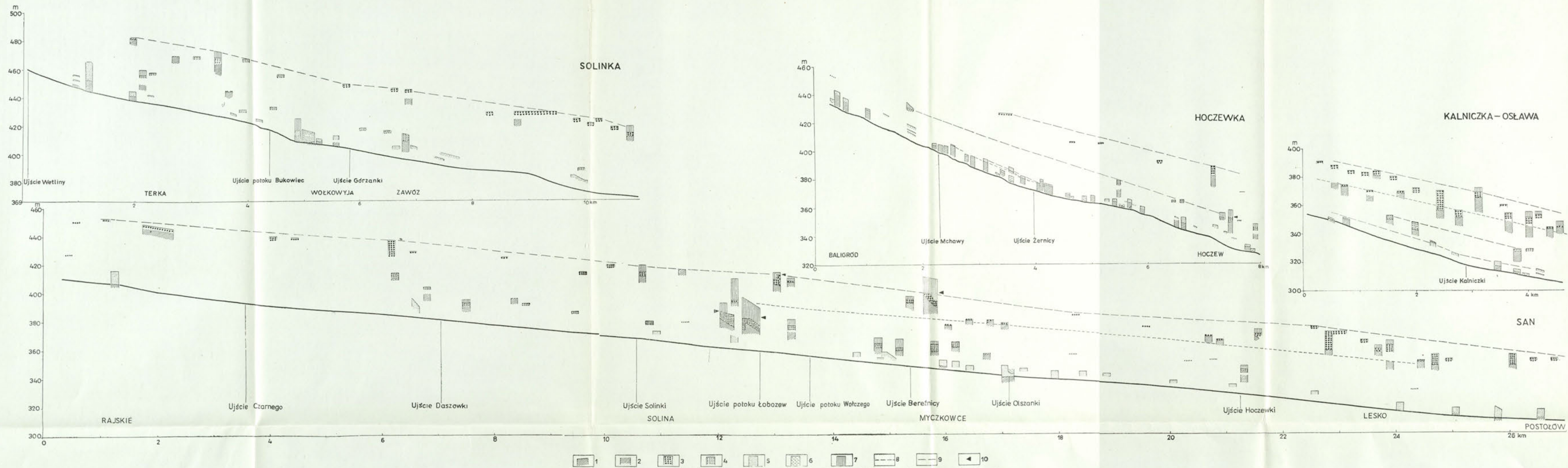
Przekroje A—L poprowadzone w miarę możliwości grzbietami i garbami, aby uchwycić charakter form międzydolinnych i ich związek ze strukturą. Przebieg przekrojów podano na ryc. 2; 1 — płaskowiec grubolawicowy (glaukonitowy) — odporny; 2 — płaskowiec grubolawicowy — odporne; 3 — serie łupkowo-płaskowcowe — odporne; 4 — serie płaskowcowe średnio i mało odporne; 5 — serie łupkowe mało odporne



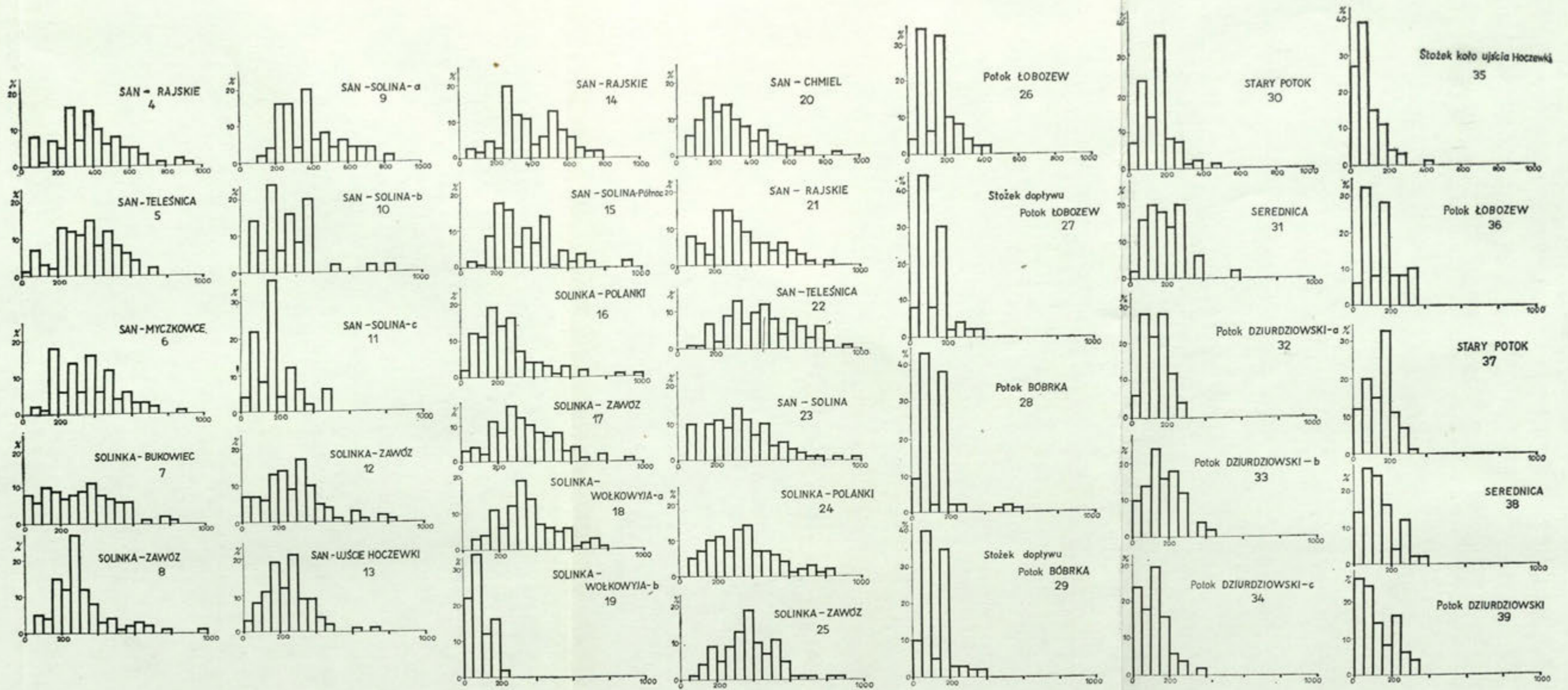
Ryc. 14. Szkic paleomorfologiczny rzeźby poziomu pogórskiego

1 — spłaszczenia na poziomie 200 m nad korytem; 2 — szerokie zaokrąglone garby w poziomie spłaszczeń; 3 — pagórki ostańcowe wyrastające ponad poziom 200 m; 4 — progi twarżdzielcowe (denudacyjne); 5 — grzbiety twarżdzielcowe ponad rzeźbą poziomą; 6 — kopulaste wierzchołki w poziomie spłaszczeń 200 m — obniżone; 7 — garby o wyrównanym profilu — obniżone; 8 — załomy odgraniczające rzeźbę poziomą od młodszych stoków; 9 — izohipsy poziomu pogórskiego (rekonstrukcja); 10 — kierunki spływu rzek na poziomie pogórskim; 11 — rzeki; 12 — wysokości poziomu pogórskiego n. p. m.

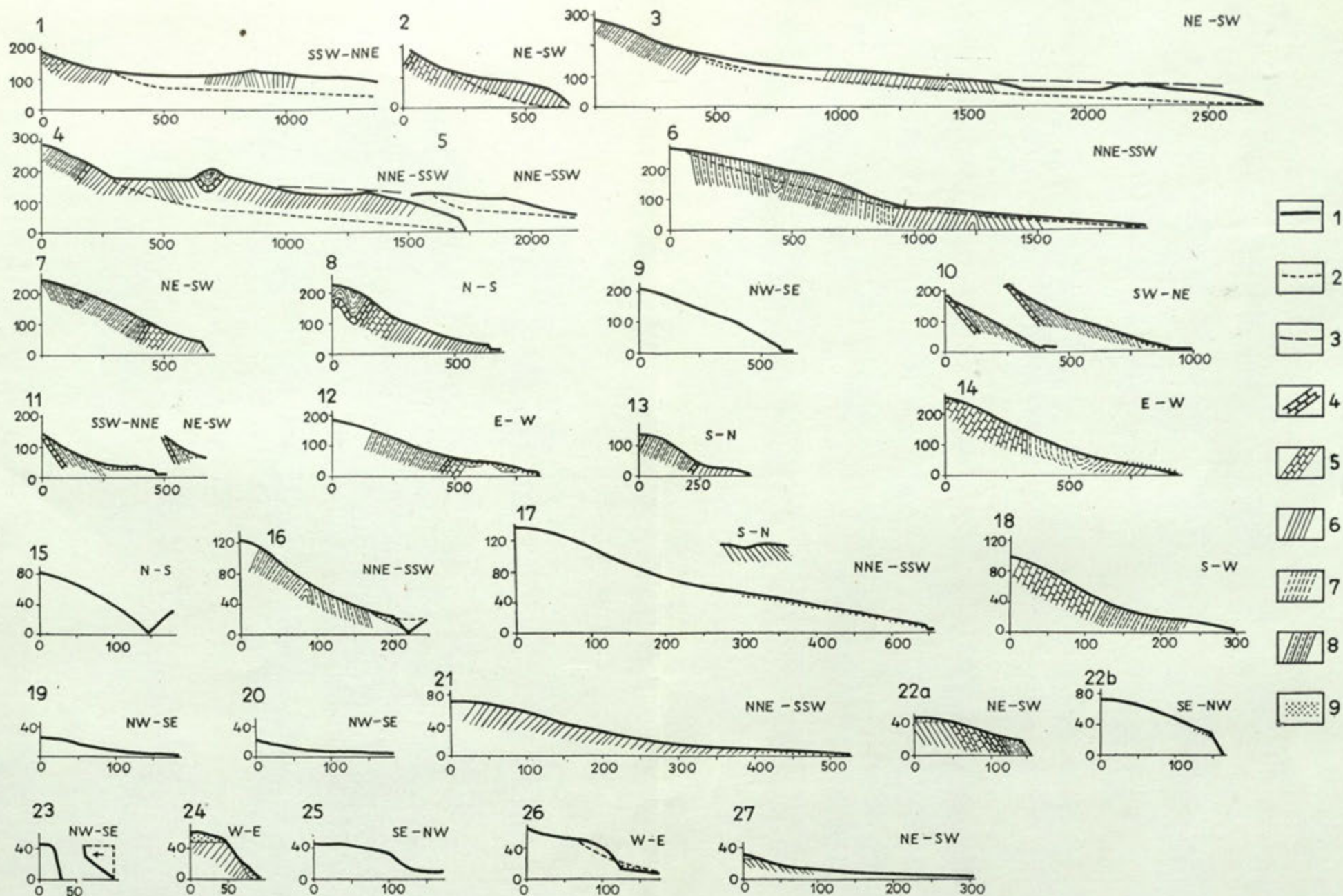




Ryc. 20. Profile podłużne odcinków doliny Sanu, Solinki, Hoczewki, Kalniczki i Osławy z terasami czwartorzędowymi
 1 — cokół skalny ze stwierdzoną wysokością stropu; 2 — cokół skalny bez stwierdzonej wysokości stropu; 3 — aluwia z glajalu krakowskiego; 4 — aluwia z glajalu środkowopolskiego; 5 — aluwia z glajalu bałtyckiego; 6 — aluwia holoceny; 7 — pokrywy stokowe; 8 — profil podłużny cokołu erozyjnego; 9 — profil podłużny równiny akumulacyjnej; 10 — punkty stwierdzenia maksymalnego zasięgu pionowego aluwii (zazębianie się i przykrycie utworami stokowymi)



Ryc. 21. Współczynniki obtoczenia piaskowcowych żwirów czwartorzędowych wielkości 4—6 cm (według metody Cailleux)
 Rozmieszczenie stanowisk na ryc. 19. Stanowiska 4—8 — aluwia z glaciału krakowskiego; 9—13 — aluwia z glaciału środkowopolskiego; 14—19 i 26—35 — aluwia z glaciału bałtyckiego; 20—25 i 36—39 — współczesny kamieniec w korycie; numery 9—11, 18, 19 oraz 32—34 podają analizy z różnych poziomów tych samych profilów



Ryc. 32. Stoki modelowane w czwartorzędzie

a — przekształcone starsze plioceńskie, rozcięte (1–6) lub podcięte (7–14); b — zbocza dolin czwartorzędowych rozcinających rzeźbę górnoplioceńską (15–27)
 Poszczególne stoki opisano w tekście; 1 — linia profilu stoku (obecna); 2 — profil podłużny doliny rozcinającej stok; 3 — profil stoku wyjściowego — pierwotnego (plioceńskiego, czwartorzędowego); 4 — piaskowiec grubolawicowy spągu warstw krośnieńskich środkowych — odporny; 5 — serie piaskowcowe (zwykle grubolawicowe) — odporne; 6 — serie w przewadze piaskowcowe — średnio i mało odporne; 7 — serie łupkowe mało odporne; 8 — serie piaskowcowo-łupkowe — odporne (warstwy krośnieńskie środkowe); 9 — pokrywy czwartorzędowe;
 podziałka pionowa i pozioma w metrach

Osady korelatne i poziomy zrównań w różnych częściach Karpat
(próba paralelizacji)

Tabela 3

Wiek	Stratygrafia osadów korelatnych			Wysokości względne (w nawiasach bezwzględne) poziomów														
	Północne przedpole Karpat Zachodnich i Bieszczadów [73, 98]	Południowe przedpole Karpat Wschodnich (basen pannoński [61])	Północne przedpole Karpat Wschodnich (Gofsztejn [46])	Karpaty Zachodnie stok północny		Dorzecze górnego Sanu	Karpaty Wschodnie stok północny			Karpaty Zachodnie słowackie [86, 91, 94]	Karpaty Wschodnie (stok południowy) [60, 133]	Karpaty rumuńskie						
				Dolina Dunajca (Klimaszewski [69])	Dolina Wisłoki i Wisłoka [38, 136]		(Jermakow [60])	(Cyś [16, 17])	(Gofsztejn [46] (dolina Stryja))			Zachodnie [14, 42, 107, 110]	Południowe ([14] — za de Mar-tonne)	Wschodnie [48, 95, 126]				
Czwartorzęd Mindel Interglacial Tegelen Günz pre-Günz						terasa 70—80 m		terasa 80—100 m	100 m									
Pliocen górny środkowy dolny				terasy skalne 90 i 50 m	poziom Nockowej 60—80 m	zrównanie dolinne 90—100 m (425—650)	— 150 m (poziom Łojowej na przedpolu)		170—220 m (700—750)	porieczna uroveň 100—150 m	150—200	powierzchnia piedmontu 100—150 m	100 m	powierzchnia piedmontu 100—300 m erozyjno-akumulacyjna [48]				
Pont				poziom pogórski 120—150 m (350—1500 m)	140—150 m (350—400 m)	200 m (580—700 m)		250—300 m	(—750)	200 m (— 500 — 1000)		poziom Fenes 300 m (400—600)	poziom Gornovica 300 m	poziom Mestecaniš (1200—800 m) [126]				
Meot	?									według Lukniša [85] to jeden złożony poziom								
Sarmat górny dolny	?			poziom śródgórski 250—260 m (450—600)	220 m?	300—400 m (700—1000)		250—300 m		stwierdzono obecność	500—650 m	poziom Marisel [107] 400—600 (800—1300)	poziom Riuses 500—700	Batrina [95] (—1800 m) Cerbul [126] (1450—1600)				
Torton górny dolny												250—400 m (800—1000)						
Helwet																		
Burdygal																		
Akwitan																		

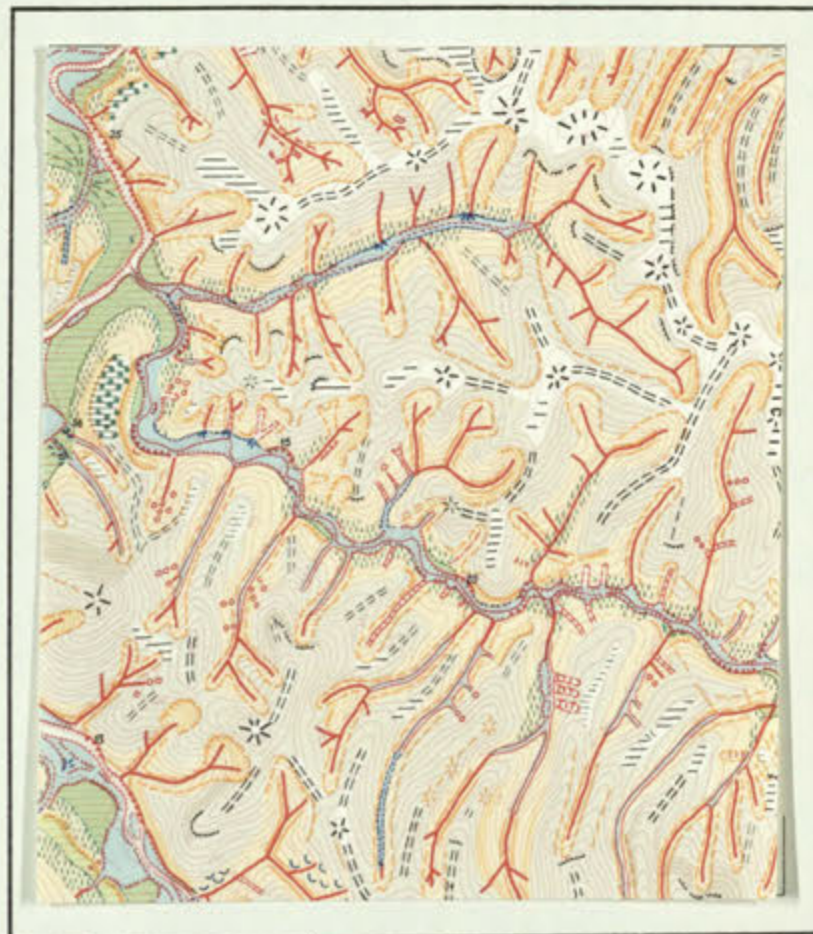
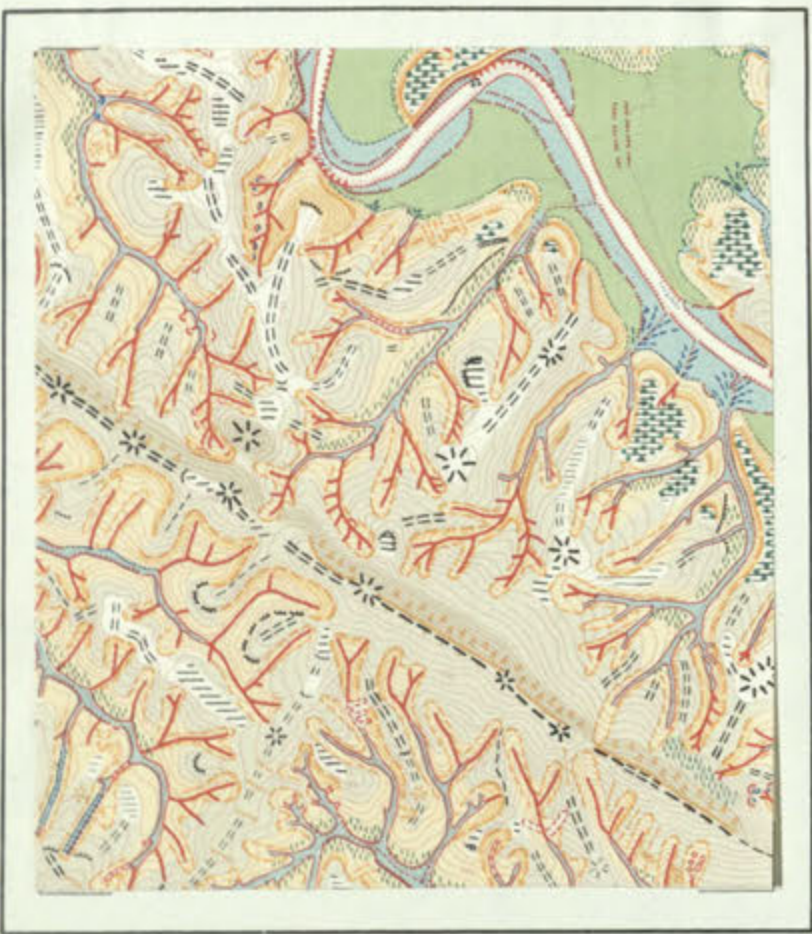
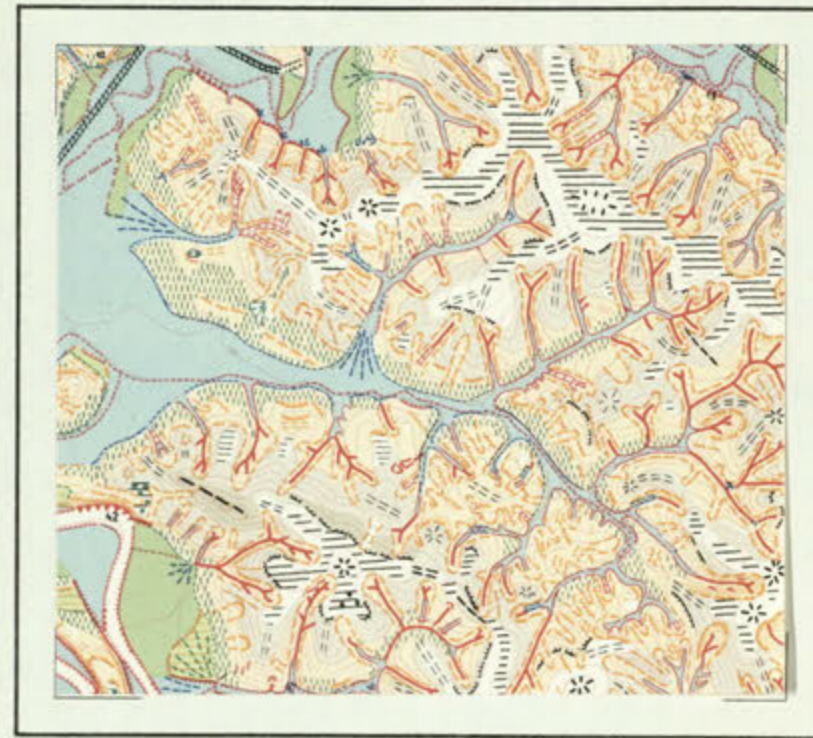
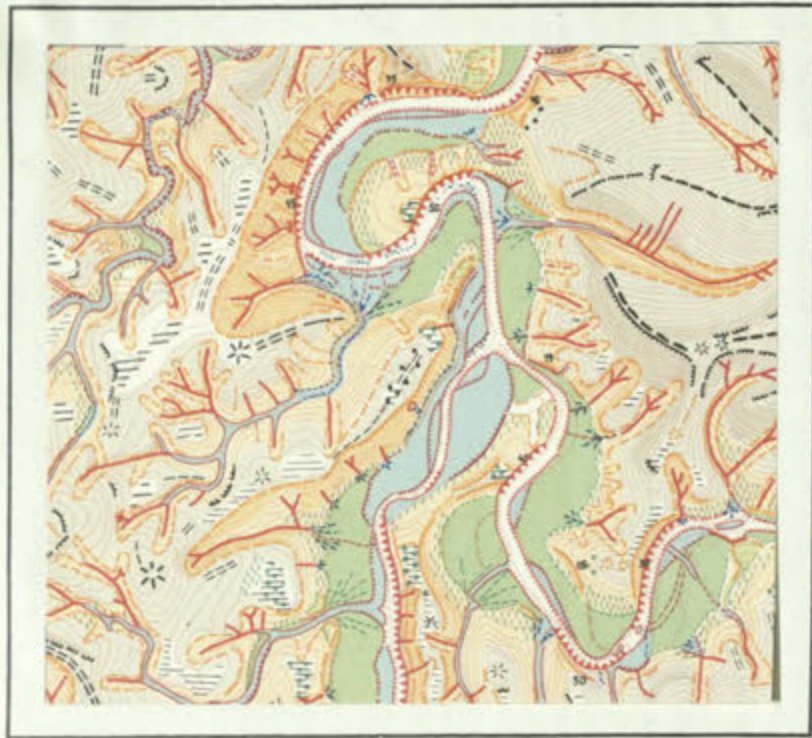


1 — ily, ilolupki; 2 — piaski, piaskowce; 3 — żwiry, zlepienie; 4 — skały wulkaniczne;

Podkreślono poziomy dokładnie udokumentowane w danym rejonie (wiek i geneza). Kursywą oznaczono inaczej datowane poziomy (zdaniem autora).

WYCINKI MAPY GEOMORFOLOGICZNEJ DORZECZA SANU

THE FRAGMENTS OF THE GEOMORPHOLOGICAL MAP OF THE SAN BASIN



Zestawił L. Starkel

Rysunek M. Widło-Klimek

OBJAŚNIENIA ZNAKÓW

FORMY POCHODZENIA DENUDACYJNEGO

I. FORMY UTWORZONE WSKUTEK NISZCZĄCEJ DZIAŁALNOŚCI CZYNNIKÓW DENUDACYJNYCH

- Fragments starszych powierzchni denudacyjnych – w ich obrębie:
 - splaszczenia w poziomie (wys. wzgl.) powyżej 200 m
 - splaszczenia w poziomie (wys. wzgl.) około 100 m
 - ostańce denudacyjne
 - grzbieły twarżycowe: wąskie ostre, wąskie zaokrąglone, szerokie zaokrąglone
- złomy między równoległymi powierzchniami
- Forma grzbietu lub garbu na przecięciu zboczy dolin:
 - grzbiet wąski ostry
 - grzbiet wąski zaokrąglony
 - grzbiet szeroki zaokrąglony
 - wierzchołek koplasty
- Stoki denudacyjne: a) stoki strome, skalne lub pokryte rumowiskiem powstałe przez wypręparowanie odpornych kompleksów lub erozyjne podcięcie zboczy, o nachyleniu powyżej 20°, b) stoki łagodne, pokryte cienką płaszczem czwartorzędowych pokryw soliflukcyjnych lub deluwialnych, c) stoki bardzo łagodne o nachyleniu poniżej 4° słabo przeobrażone w czwartorzędzie.
- Splaszczenia denudacyjne w obrębie stoków (niższe od poziomu 100 m).
- Nisza lub tłynny próg osuwiska (w tym niszowate zamknięcia dolin pochodzenia osuwiskowego): a) dawne, b) świeże.
- Drabne osuwiska i zerwy.
- Powierzchnie osuwiskowo-złaziskowe.
- Doliny korazyjne
- Małe niszowate zamknięcia dolin.
- Niecki zboczowe.
- ostańce denudacyjne: a) żebra i grzędy skalne, b) mury skalne, c) baszty skalne
- Stoki denudacyjne pokryte gólbazami utwałonymi

II. FORMY UTWORZONE WSKUTEK BUDUJĄCEJ DZIAŁALNOŚCI CZYNNIKÓW DENUDACYJNYCH

- Haldy usypiskowe.
- Jęzory osuwiskowe.
- Równiny akumulacji soliflukcyjnej

FORMY POCHODZENIA FLUWIALNEGO

II. FORMY UTWORZONE WSKUTEK NISZCZĄCEJ DZIAŁALNOŚCI WODY PŁYNAJĄCEJ RZEK

- Erozyjne równiny tarasowe
- Krawędzie teras rzecznych i stoków napływowych o wysokości względnej:
 - 0–6 m dobrze zachowane lub źle zachowane
 - 6–12 m dobrze zachowane lub źle zachowane
 - powyżej 12 m dobrze zachowane lub źle zachowane
- Podcięcia erozyjne o wysokości względnej:
 - 0–6 m dobrze zachowane lub źle zachowane
 - 6–12 m dobrze zachowane lub źle zachowane
 - powyżej 12 m dobrze zachowane lub źle zachowane
- Koryta rzeczne: a) wycięte w skale, b) wycięte w rumowisku
- Koryta starorzecz
- Progi u wylotu dolin zawieszonych

III. FORMY UTWORZONE WSKUTEK NISZCZĄCEJ DZIAŁALNOŚCI WODY PŁYNAJĄCEJ (RZEK) PRZY WSPÓŁDZIAŁE PROCESÓW DENUDACYJNYCH

- Zbocza dolin rzecznych (jak stoki denudacyjne): a) strome, b) łagodne
- Małe dolinki utworzone przy współdziałaniu procesów denudacyjnych:
 - doliny nieckowate
 - wciasy
 - debrze
 - płytkie ryny stokowe
 - parowy
 - wądoły
 - niecki ablacyno-złaziskowe
 - dolinki nieckowate o dnach wysycionych pokrywami deluwialnymi
- Dolinki plejstocenijskie lub o założeniu starszym, przeobrażone w holocenie:
 - nieckowate, rozcięte dolinkami erozyjnymi
 - nieckowate, wypełnione pokrywami akumulacji wody płynącej
 - V-kształtne lub skrzynekowe o stromych zboczach pogłębione dolinkami erozyjnymi
 - V-kształtne wypełnione pokrywami akumulacji wody płynącej

III. FORMY UTWORZONE WSKUTEK AKUMULACYJNEJ DZIAŁALNOŚCI WODY PŁYNAJĄCEJ (RZEK)

- Równina terasy akumulacyjnej: a) środkowo-polskiej, b) bałtyckiej, c) holocenijskiej, d) kamieńca
- Równina stożka napływowego.
- Fragmety pokryw akumulacji rzecznej: a) trzeciorzędowej, b) ze zlodowacenia krakowskiego na cokole

FORMY POCHODZENIA SUFOZYJNEGO

I. FORMY UTWORZONE WSKUTEK WYMYWAJĄCEJ DZIAŁALNOŚCI WODY PODZIEMNEJ

- Zgrupowania kotłów sufozcyjnych
- Słpe doliny sufozcyjne
- Dolne zamknięcia słpnych dolin o założeniu sufozcyjnym

FORMY ANTROPOGENICZNE

I. FORMY UTWORZONE WSKUTEK NISZCZĄCEJ DZIAŁALNOŚCI CZŁOWIEKA

- Wkopy kolejowe i drogowe, podcięcia stoków i zboczy dolin
- FORMY UTWORZONE WSKUTEK BUDUJĄCEJ DZIAŁALNOŚCI CZŁOWIEKA
- Nasypy kolejowe i drogowe

NEOGEN PLEISTOCEN HOLOCEN



EXPLANATIONS

FORMS OF DENUDATIVE ORIGIN

I. FORMS CREATED BY THE DESTRUCTIVE ACTION OF DENUDATIVE FACTORS:

- Fragments of older surfaces of planation including:
 - levels of a relative height of above 200 m.
 - levels of a relative height at about 100 m.
 - denudative outliers
 - ridges built of more resistant rocks: narrow and sharp, narrow and rounded, broad and rounded
- breaks between surfaces of planation of different ages
- Forms of ridge or spur at the intersection of valley – slopes:
 - ridge narrow and sharp
 - ridge narrow and rounded
 - ridge broad and rounded
 - mound – like summit
- Slopes of denudative origin a) slopes steep and rocky or covered by debris, built of resistant complexes of rocks or formed due to the erosive undermining of valley-slopes, inclined over 20°, b) gentle slopes covered by a thin mantle of Quaternary solifluxion or deluvial covers, c) Tertiary slopes less transformed in the Quaternary era inclined less than 4°
- Denudative plains on slopes (lower than the 100 m level)
- Niche or rear step of a landslide (including niche-like heads of valleys formed by landslides: a) old, b) fresh
- Small landslides and slumps
- Surfaces with landslides and earth-flow
- Valleys formed by corrasion
- Small niche-like heads of valleys
- Trough-like depressions on valley-slopes
- Denudative relicts (monadnocks): a) buttresses and spurs, b) rocky walls, c) rocky towers
- Felsenmeer covered by plants

II. FORMS CREATED BY THE CONSTRUCTIVE ACTION OF DENUDATIVE FACTORS:

- Scree
- Landslide tongues
- Plains of solifluxion accumulation

FORMS OF FLUVIAL ORIGIN

I. FORMS CREATED BY THE DESTRUCTIVE (EROSIVE) ACTION OF FLOWING WATER (RIVERS)

- Erosional terrace plains
- Edges of river terraces and cones of a relative height of:
 - 0–6 m well preserved or badly preserved
 - 6–12 m well preserved or badly preserved
 - above 12 m well preserved or badly preserved
- Slopes undermined by rivers of a relative height of:
 - 0–6 m well preserved or badly preserved
 - 6–12 m well preserved or badly preserved
 - above 12 m well preserved or badly preserved
- River bed a) eroded in rocks, b) eroded in alluvium
- Beds of blind creeks
- Steps at the outlets of hanging valleys

II. FORMS CREATED BY THE DESTRUCTIVE ACTION OF FLOWING WATER (RIVERS) WITH THE COOPERATION OF DENUDATIVE PROCESSES.

- Valley slopes (like denudative slopes): a) steep, b) gentle
- Small valleys formed with the cooperation of denudative processes:
 - trough-like valleys
 - V-shaped valleys
 - gullies
 - shallow grooves on slopes
 - old canyons
 - fielke
 - troughs formed by ablation and earth-flow
 - trough-like valleys with floors covered by deluvial sediments
- Pleistocene valleys (or older in origin) transformed in Holocene:
 - trough-like cut by small erosional valleys
 - trough-like with cover of slope and river accumulation
 - V-shaped or box-type valleys cut by small erosional valleys
 - V-shaped with covers of river and slope accumulation

III. FORMS CREATED BY THE ACCUMULATIVE ACTION OF FLOWING WATER (RIVERS)

- Plain of the terrace dating from the a) Middle-Polish glaciation, b) Baltic glaciation, c) Holocene period, d) gravel banks
- Plain of alluvial cone (fan)
- Fragments of accumulation covers dating from the: a) Tertiary epoch, b) Cracovian glaciation

FORMS OF SUFOSSIONAL ORIGIN

I. HOLOCENE FORMS CREATED BY CORRASION OF UNDERGROUND WATER

- Groups of suffossional sink-holes (pits)
- Blind suffossional valleys
- End (swallow) of blind valleys of suffossional origin

ANTHROPOGENIC FORMS

I. FORMS CREATED BY THE DESTRUCTIVE ACTION OF MAN

- Railway and road cuts, undermined slopes
- FORMS CREATED BY THE ACCUMULATIVE ACTION OF MAN
- Railway and road embankments

Cena zł 48.—