

POLSKA AKADEMIA NAUK  
INSTYTUT GEOGRAFII

---

PRACE GEOGRAFICZNE NR 36

JANUSZ DZIEWAŃSKI — LESZEK STARKEL

DOLINA SANU  
MIĘDZY SOLINĄ A ZWIERZYNIEM  
W CZWARTORZĘDZIE

WARSZAWA 1962  
WYDAWNICTWA GEOLOGICZNE



P O L S K A   A K A D E M I A   N A U K  
I N S T Y T U T   G E O G R A F I I

\*

P R A C E   G E O G R A F I C Z N E

N R 36

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ

№ 36

ЯНУШ ДЗЕВАНЬСКИ — ЛЕШЕК СТАРКЕЛЬ  
ДОЛИНА РЕКИ САН МЕЖДУ СОЛИНОЙ И ЗВЕЖИНЕМ  
В ЧЕТВЕРТИЧНОМ ПЕРИОДЕ

★

GEOGRAPHICAL STUDIES

№ 36

JANUSZ DZIEWAŃSKI — LESZEK STARKEL  
THE QUATERNARY SAN VALLEY BETWEEN SOLINA  
AND ZWIERZYŃ



POLSKA AKADEMIA NAUK  
INSTYTUT GEOGRAFII

---

PRACE GEOGRAFICZNE NR 36

JANUSZ DZIEWAŃSKI — LESZEK STARKEL

DOLINA SANU  
MIĘDZY SOLINĄ A ZWIERZYNIEM  
W CZWARTORZĘDZIE

WARSZAWA 1962  
WYDAWNICTWA GEOLOGICZNE

## Komitet Redakcyjny

Przewodniczący: S. LESZCZYCKI

Członkowie: K. DZIEWOŃSKI, R. GALON, M. KLIMASZEWSKI,  
J. KOSTROWICKI, B. OLSZEWICZ, A. WRZOSEK

Sekretarz redakcji: J. WŁODEK-SANOJCA

## Rada redakcyjna

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

Redaktor tomu:

M. KLIMASZEWSKI

Redaktor techniczny: E. PIWOWARSKI

Korektor: H. RÓŻAŁSKA

W Y D A W N I C T W A G E O L O G I C Z N E — W A R S Z A W A 1962

Wydanie I. Nakład 1100+110 egz. Format B5. Ark. wyd. 9,5. Ark. druk. 6+9 zał. Papier druk. sat. III kl. 80 g. B1. Oddano do składania 12. III. 1961 r. Podpisano do druku 4. VIII. 1962 r. Druk ukończono w sierpniu 1962 r. Zam. nr 90/62. Cena zł 28,— N-024

Krakowskie Zakłady Graficzne Nr 6, Kraków, Elizy Orzeszkowej 7.

## SPIS TREŚCI

Wstęp . . . . .	7
Ogólna charakterystyka terenu . . . . .	10
Zarys morfologii . . . . .	10
Zarys budowy geologicznej . . . . .	12
Budowa geologiczna podłoża . . . . .	12
Zależność ukształtowania powierzchni od budowy geologicznej . . . . .	15
Czwartorzędowe utwory pokrywowe . . . . .	16
Materiały obserwacyjne . . . . .	18
Solina . . . . .	18
Stanowisko A . . . . .	18
Stanowisko B . . . . .	26
Stanowisko C . . . . .	28
Myczkowce . . . . .	32
Stanowisko D . . . . .	32
Stanowisko E . . . . .	37
Stanowisko F . . . . .	38
Kotlina Uherzec . . . . .	41
Wnioski . . . . .	46
Fazy rozwoju doliny Sanu w czwartorzędzie (chronologia zdarzeń, stratygrafia pokryw) . . . . .	46
Przyczyny powstania i rozwój meandrowej doliny Sanu . . . . .	52
Modelowanie stoków w dolinie Sanu w czwartorzędzie . . . . .	54
Podział stoków . . . . .	55
Podatność fliszowych serii skalnych na czwartorzędowe wietrzenie i denudację . . . . .	59
Rozmieszczenie pokryw na stokach . . . . .	62
Zmiana kształtu stoków w czwartorzędzie . . . . .	64
Czwartorzędowa rytmika kształtowania doliny Sanu . . . . .	66
Literatura . . . . .	70
Резюме . . . . .	73
Summary . . . . .	80

## SPIS RYCIN

1. Orografia i lokalizacja badanych stanowisk
2. Stanowisko A — przekroje podłużne (I—IV) i poprzeczne (V—IV) zachodniego stoku Jawora
3. Schematyczne przekroje przez ostrogę w Solinie (VII) i kotlinę Uherzec (VIII)

4. Stanowisko C — przekroje podłużne (IX, X) i poprzeczny (XI) wschodniego stoku wzgórza „499”
5. Stanowisko D — przekrój podłużny zachodniego stoku Kosińca (XII) oraz przekroje podłużne przez północno-zachodnie przedłużenie Kosińca (XIII, XIV)
6. Ułożenie pokryw stokowych na stanowisku D
7. Stanowisko F — przekroje przez ostrogę Grodziska (podłużny XV, poprzeczny XVI)
8. Profile szybków na ostrodze Grodziska
9. Przekroje przez północną część kotliny Uherzec (XVII—XIX)
10. Przekroje podłużne teras w dolinie Sanu
11. Schematyczny przekrój poprzeczny i fazy rozwoju doliny Sanu w czwartorzędzie
12. Dolina Sanu przed i po glacjale krakowskim
13. Dolina Sanu przed i po glacjale środkowopolskim
14. Dolina Sanu przed i po glacjale bałtyckim
15. Typy stoków w dolinie Sanu o różnej budowie i formie
16. Fragmenty budowy stoku wzgórza „499” zbudowanego z gruboławicowego piaszczowca
17. Różna odporność serii skalnych (stanowisko A)
18. Zmiana kształtu stoków w dolinie Sanu w czwartorzędzie
19. Następowstwo faz erozji i akumulacji w czwartorzędzie

## WSTĘP

Zrealizowanie niniejszego opracowania, którego celem jest przedstawienie historii czwartorzędowej odcinka doliny Sanu, możliwe było dzięki prowadzonym na tym samym obszarze badaniom geologicznym i geomorfologicznym. Oba rodzaje pracy badawczej rozpoczęto w 1954 r. niezależnie od siebie. Zdjęcie geomorfologiczne pozwoliło poznać różnowiekowe zespoły form i przez to uchwycić zasadnicze etapy rozwoju doliny Sanu. Szczegółowe badania geologiczne dostarczyły natomiast bogatego materiału faktycznego, który pozwala poznać kopalne formy erozyjne i zróżnicowane genetycznie czwartorzędowe utwory pokrywowe. Po zakończeniu równolegle prowadzonych badań przedstawiamy podsumowanie wyników w zakresie poznania form i osadów czwartorzędowych w dolinie górnego Sanu. Teren opracowania obejmuje część górnego Sanu, poczynszy od rozszerzenia doliny u zbiegu z Solinką, aż po zakole Sanu poniżej ujścia Olszanki.

Do 1954 r. teren ten w zakresie interesujących nas form i osadów czwartorzędowych był zupełnie nie zbadany. W ostatnich natomiast latach pojawiło się szereg publikacji dotyczących powyższych zagadnień w odniesieniu do dorzecza Sanu.

Pogląd na czwartorzęd całej doliny Sanu dał M. Klimaszewski [23] w opracowaniu teras na odcinku od Leska po Przemyśl. Wyróżnił on w rejonie Leska i Sanoka terasę 1—2 m, terasę 4—6 m (zalewaną w czasie katastrofalnych powodzi), fragmenty terasy 12—17 m oraz terasy około 35 m i 45—55 m. Nie określił jednak wieku teras. Przeprowadza to dopiero w syntetycznej pracy o plejstocenie Karpat [24], w której wydziela w rejonie Leska-Sanoka wysoką terasę erozyjno-akumulacyjną wysokości około 40—60 m, nadbudowaną glinami, terasę średnią erozyjno-akumulacyjną wysokości około 30—40 m (opadającą z biegiem rzeki do około 15 m), terasę rędzinną wysokości 5—6 m (podnoszącą się ku stokom do 10 m) i terasę łęgową 3—4 m. Na podstawie znalezionych osadów fluwioglacjalnych w stropie osadów terasy wysokiej powyżej Przemyśla wiąże ją ze zlodowaceniem krakowskim. Cokoły erozyjne w obu wyższych terasach Sanu (i sąsiednich rzek) są dowodem istnienia ruchów



podnoszących w interglacjalach. Pokrywą terasy średniej wiąże ze zlodowaceniem środkowopolskim, a rędziną ze zlodowaceniem ostatnim. Zaskakująca jest duża rozpiętość wysokości terasy średniej i rędzinnej w rejonie Sanoka, a równocześnie niemal podobna wysokość cokołów erozyjnych terasy średniej i wysokiej (nie spotykana w dolinie Wisłoki i Wisłoka). Autor tłumaczy to szczególnie intensywnymi ruchami wypiętrzającymi po zlodowaceniu środkowopolskim, które osiągnęły w rejonie Sanoka maksymalną wartość do 35 m.

W 1954 r. zespół asystentów Instytutu Geografii Polskiej Akademii Nauk i Uniwersytetu Jagiellońskiego oraz studentów pod kierownictwem prof. dr M. Klimaszewskiego [26] wykonał zdjęcie geomorfologiczne części dorzecza Sanu między Stuposianami a Sanokiem w skali 1 : 25 000. W 1955 r. została przeprowadzona reambulacja południowo-zachodniej ćwiartki arkusza Ustrzyki Dolne; rezultaty reambulacji przedstawił w 1956 r. L. Starkel na kursokonferencji w Wołkowcy [37]. Badania te stwierdziły istnienie w górnym biegu Sanu terasy erozyjnej wysokości 35—45 m z pokrywą żwirów prawdopodobnie ze zlodowacenia krakowskiego. Ze zlodowaceniem środkowopolskim powiązano erozyjno-akumulacyjną terasę o wysokości 15—20 m, włożoną w rynnę meandrową. Rozcięcie w interglacjale eemskim sięgnęło niekiedy poniżej poziomu dzisiejszych koryt. Podnoszenie obszaru odbywało się przez cały starszy czwartorzęd, a erozja wgłębna przerywana była akumulacją w glacialach. Bardziej szczegółowo opracowano niektóre formy holoceny. L. Starkel [40] zaobserwował, że osady holoceny tworzące osobną terasę w górnym biegu są włożone w pokrywę z ostatniego glacialu; w kierunku biegu rzeki aluwia holoceny osiągają poziom terasy glacialnej. Z. Czeppe [6] szczegółowo opisał proces sufozji prowadzący do rozczłonkowania podnóży stoków wyścielonych gliniastymi pokrywami soliflukcyjno-koluwialnymi.

W latach 1958—1959 czteroosobowy zespół pracowników Zakładu Geomorfologii i Hydrografii Gór i Wyżyn Instytutu Geografii PAN (T. Gerlach, K. Klimek, M. Klimek, L. Starkel) wykonał reambulację arkusza Lesko \*, w tym całego obszaru niniejszego opracowania. Zmierzono altymetrem Paulina wysokości teras w dolinie Sanu, wydzielono szerokie spłaszczenia podstokowych równin akumulacji soliflukcyjno-deluwialnej oraz opisano profile odsłoneń osadów czwartorzędowych. Zwrócono uwagę na złożoną genezę stopni terasowych. Wiele zagadnień pozostało nie wyjaśnionych ze względu na brak możliwości przeprowadzenia głębszych wykopów albo płytkich wierceń.

\* Arkusz Lesko w nowym międzynarodowym cięciu w podziałce 1 : 50 000 ukazał się w 1961 r.

Prace geologiczne na tym terenie mają dłuższą historię. Pomijając opracowania dawniejsze, sprzed pierwszej wojny światowej, badania szczegółowe prowadzili w latach 1930—1939 L. Horwitz [16, 17], Z. Opol-ski [32] i J. Wdowiarz [51, 52]. Szczegółowe zdjęcie geologiczne wykonała w latach 1954—1955 grupa pracowników Przedsiębiorstwa Geologiczno-Inżynierskiego Energetyki pod kierownictwem J. Dziewańskiego, pracownika Zakładu Kartowania Geologicznego Akademii Górniczo-Hutniczej. Zdjęcie to opierało się na dokładnym kartowaniu powierzchniowym w podziałkach 1 : 500, 1 : 2 000 oraz 1 : 10 000, profilowaniu wyrobisk górniczo-poszukiwawczych, takich jak: wiercenia maszynowe rdzeniowe, wiercenia ręczne, wykopy i szybiki, oraz na pracach geofizycznych wykonanych metodą elektrooporową. W czasie prac kartograficznych poznano bliżej wykształcenie i sposób ułożenia skał podłoża oraz wydzielono obszary pokryte zróżnicowanymi genetycznie utworami czwartorzędowymi. Za pomocą wierceń ręcznych i szybików wyjaśniono charakter litologiczny i ułożenie utworów czwartorzędowych. Zbadano warstwy glin pylastych i rumoszków miąższości do 20 m, spoczywających na zwirach teras wyższych. Poznano również ukształtowanie kopalnej powierzchni erozyjnej skał podłoża. W wykopach i szybikach zaobserwowano sposób i głębokość zwietrzenia skał podłoża, dochodzącą pod żwirami do 4 m, oraz ułożenie utworów soliflukcyjnych. W celu lepszego scharakteryzowania utworów czwartorzędowych określono przy pomocy metod laboratoryjnych ich własności fizyczno-mechaniczne, takie jak: wilgotność w stanie naturalnym, kąt wewnętrznego tarcia, kohezję, porowatość, a w pojedynczych wypadkach i ich skład mineralny.

Po zapoznaniu się ze wszystkimi zebranymi materiałami autorzy przystąpili do analizy profilów wiertniczych, szybików i wykopów, rozpatrując je w obrębie konkretnych równin terasowych lub stoków. Wykonano przekroje morfologiczne form, poprzeczne i podłużne, i naniesiono na nie profile wszystkich wyrobisk. Na tych przekrojach wydzielono poszczególne serie osadów, ustalono ich następstwo i wzajemny stosunek osadów do siebie oraz do form. Ponieważ przy zdjęciu geologicznym nie zwracano specjalnej uwagi na sposób ułożenia osadów w pokrywach stokowych, dlatego na profilach podano grupy litologiczne osadów stokowych bez ścisłego sprecyzowania procesu, który doprowadził do ich powstania. W oparciu o opis utworów pokrywowych i w powiązaniu z systemami terasowymi występującymi wzdłuż doliny Sanu, wydzielono poziomy stratygraficzne osadów czwartorzędowych, wyróżniono etapy rozwoju doliny Sanu, jak i przeobrażania jej zboczy w czwartorzędzie.

Możliwość korzystania ze szczegółowych zdjęć topograficznych i analiz laboratoryjnych utworów stokowych i skał podłoża pozwoliła na szacunkowe obliczenie objętości mas wyprzątniętych z doliny Sanu w czwar-

torzędzie i rozmiarów przemieszczeń na stokach. Aby odpowiednio uporządkować materiał i nie omawiać całego rozwoju rzeźby, autorzy oddzielili, w oparciu o znaną już fakty, formy starsze (plioceńskie) od młodszych (czwartorzędowych). Badania te pozwoliły potwierdzić pogląd M. Klimaszewskiego [24] o związku pokrywy akumulacyjnej terasy wysokiej ze zlodowaceniem krakowskim [13].

Pragniemy serdecznie podziękować Panom Profesorom: dr M. Klimaszewskiemu i dr H. Świdzińskiemu za cenne wskazówki i przeglądnięcie tekstu przed oddaniem do druku. Równocześnie dziękujemy wszystkim, którzy przyczynili się do zbierania materiałów do niniejszej pracy.

## OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA TERENU

### ZARYS MORFOLOGII

Przeważająca część dorzecza górnego Sanu ma wspólne, oryginalne cechy. Kręte, głęboko wcięte doliny wiją się wśród spłaszczonych garbów o wysokości względnej zwykle niewiele przekraczającej 100 m. Na garbach tych zachowały się fragmenty plioceńskiego poziomu destrukcyjnego pogórskiego [23]. Nad tą falistą powierzchnią sterczą wąskie grzbiety wyższe o 200 i więcej metrów, o stałym kierunku północny zachód — południowy wschód, predysponowanym biegiem warstw.

Około 12-kilometrowy odcinek doliny Sanu objęty opracowaniem jest typowy dla tego obszaru (ryc. 1\*). San ma tu spadek 1,90/‰. W pobliżu połączenia się z Solinką San płynie zakolami wśród garbów poziomu pogórskiego, przecina na północ od Soliny pasmo Jawor — Berdo — Grodzisko — Czulnia, skręca na północny zachód i płynie dalej w głębokiej dolinie między dwoma grzbietami rusztowymi sięgającymi 200—300 m nad poziom koryta. Koło Myczkowiec dolina rozszerza się w kotlinę Uherzec, którą San pozostawia po prawej stronie płynąc na zachód jej południowym skrajem. Następnie wchodzi w wąską meandrową dolinę koło Zwierzynia i przecina pasmo Grodzisko — Czulnia.

Na opisywanym obszarze zaznaczają się cztery odcinki doliny o odmiennej morfologii.

W odcinku pierwszym, od zbiegu z Solinką po zwężenie w przełomie przez pasmo Jawor — Berdo, San tworzy pętlę szeroką na 400 m. W dnie, obok wyciętego w skale koryta ciągnie się pas terasy zalewowej oraz szeroka terasa 4—6 m. Strome, wklęsłe zbocze współcześnie podcinane, dochodzące po stronie zachodniej do poziomu 100-metrowego, jest rozcięte krótkimi, głębokimi wciosami. Długi stok Jawora (742 m n.p.m.),

\* Ryciny nie mieszczące się na stronie umieszczono na końcu książki pod opaską



opadający od wysokości względnej około 150 m stromą krawędzią do rzeki, jest rozcięty głęboką doliną wciosową. Po wypukłej stronie meandrów zachowały się fragmenty teras wysokości 15—20 m, 40—55 m, a nawet wyższej — 75 m. W zwężeniu przełomowym dno doliny Sanu, w którym odsłania się podłoże skalne, ogranicza się właściwie do koryta szerokości 80 m. Nad nim wznosi się po prawej stronie ściana podcięcia bocznego ramienia Jawora, a po lewej podcięta krawędź terasy 20-metrowej, przechodzącej w stoki ostrego grzbietu wysokości 499 m n.p.m. Za tym grzbietem, na poziomie 100-metrowym uważanym przez M. Klimaszewskiego [23] za płoceński, leżą nieliczne ziarna żwiru.

W drugim odcinku długości 6 km San płynie ku północnemu zachodowi łagodnymi, równomiernymi zakolami w obrębie szerokiego na 200—500 m dna doliny, również o przebiegu meandrowym. Długość łuków meandrowych samej rzeki (promień krzywizny około 550 m) i zakrętów doliny są podobne, ale zakola koryta są przesunięte w dół rzeki o  $\frac{1}{4}$  długości łuku względem łuków wyznaczonych przez zbocza doliny. San podcina na zmianę jeden z dwóch równoległych grzbietów, towarzyszących mu na tym odcinku. Na południowy zachód od rzeki ciągnie się przecięta dolinami potoku Woli i Bereźnicy grzęda złożona ze wzgórza wysokości 499 m n.p.m. oraz szczytów: Berdo (575 m) i Grodzisko (560 m), na północny zachód zaś ciąg wzniesień: północno-zachodnie ramię Jawora — Zuków (505 m) — Koziniec (527 m), rozbity dolinami potoku Łobozewskiego i Bóbrki. Te wąskie grzbiety mają długie stoki wypukło-wklęsłe, nachylone od około 30° w odcinku górnym, do 15—8° w dolnym. Stoki te zazwyczaj są podcięte na wysokości 15 do 50 m nad poziomem Sanu. W miejscach gdzie San płynie u stóp podcięć, ściany ich są wyższe i tam brak jest dolnych łagodniejszych partii stoków — ściana podcięcia graniczy bezpośrednio z bardziej stromą częścią wklęsłego stoku. Na stokach zachowane są fragmenty stopni terasy 40—50 m. Zwraca uwagę podobna wysokość okrytych glinami spłaszczonych podnóży stoków i fragmentów terasy około 20-metrowej.

W Myczkowcach dno doliny Sanu rozszerza się, grzbiet Kozińca i stożkowa kulminacja Grodziska opadają ku północy ostrogami, spłaszczonymi na wysokości 40—60 m nad poziomem rzeki.

Odcinek trzeci stanowi kotlina Uherzec. Ku północy szerokość dna rośnie prawie do 1 km — San wpływa w obniżenie kotliny Uherzec. Tu skręca on na zachód, zatacza wielką pętlę o obwodzie 5,5 km i wraca pod stok Grodziska. Wydłużona południkowo kotlina Uherzec o wymiarach  $3 \times 1,5$  km otoczona jest grzbietami poziomu pogórskiego, na zboczach których zachowały się fragmenty terasy wysokiej. Z płaskiego dna sterczy stare wydłużone wzgórza meandrowe o kulminacji leżącej w poziomie terasy wysokiej.

Na południe od kotliny Uherzec, a po wewnętrznej stronie wielkiego zakola Sanu, znajduje się również góra spłaszczona na wysokości 390 m, łącząca się wąskim żebrzem skalnym z ostrogą Grodziska. Góra ta zamyka wyłot z kotliny, a San opływa ją z trzech stron.

Następnie w odcinku czwartym San przecina pasmo Czulnia — Grodzisko, płynąc w głębokiej zakolowej dolinie ku południowemu wschodowi, a potem na zachód. Dno szerokości tylko 250 m zajęte jest przez koryto (100 m) i niskie terasy. Zbocza doliny, po obu stronach strome, mają ostre załomy na wysokości około 50 m, świadczące o wyraźnym odmłodzeniu doliny. Po prawej stronie na zboczach grzbietu Czulni zachowane są spłaszczenia ze żwirami na wysokości 90 i 100 m nad poziomem Sanu, wskazujące na podobny bieg Sanu w pliocenie.

## ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ

### Budowa geologiczna podłoża

Opisywany teren należy do centralnej depresji karpackiej zaliczanej przez H. Świdzińskiego [46, 47] do grupy zewnętrznej Karpat fliszowych. Podłoże wykształcone jest jako warstwy krośnieńskie. Serie występujące na badanym terenie uważane były przez L. Horwitza [17] oraz Z. Opolskiego [32] za poziom dolny i środkowy warstw krośnieńskich. J. Wdowiarz [51] wykazał natomiast, że nie można stosować wydzieleni litologicznych do określenia wieku warstw krośnieńskich, ponieważ równowiekowe osady mogą być odmiennie wykształcone. W czasie wykonywania badań przez pracowników Przedsiębiorstwa Geologiczno-Inżynierskiego Energetyki zastosowano ze względów praktycznych litologiczny podział warstw krośnieńskich. Najmłodsze ogniwo przedstawia seria łupkowo-piaskowcowa odpowiadająca środkowym warstwom krośnieńskim, wydzielona przez L. Horwitza [16, 17] i Z. Opolskiego [32]. Starszy jest piaskowiec gruboławicowy,\* który na opisywanym terenie może być uważany za pewnego rodzaju poziom przewodni ze względu na własności fizyczno-mechaniczne wyróżniające go spośród monotonnej serii warstw krośnieńskich. Piaskowiec ten uważał L. Horwitz [16] za „...kompleks przejściowy między dolnymi a środkowymi warstwami krośnieńskimi...” Najstarsza jest seria piaskowcowo-łupkowa — odpowiednik dolnych warstw krośnieńskich Z. Opolskiego. W odniesieniu do poziomu łupków jasielskich wszystkie trzy serie są młodsze [29].

\* Pracownicy Instytutu Geologicznego nazywają go również „piaskowcem glaukonitowym” [29]. Nazwę tę wprowadziła doc. dr J. Burtan (wiadomość ustna).

Seria łupkowo-piaskowcowa wykształcona jest jako nawzajem przeławicające się warstwy piaskowców i łupków. Piaskowce są przeważnie drobno- lub nawet bardzo drobnoziarniste, o teksturze płytkowej lub skorupowej. Zawierają dość dużo muskowitu oraz glaukonit. Ilość kwarcu jest różna i zależy od wielkości ziarn. Spoiwo tych piaskowców ilasto-wapniste jest przeważnie obfite i w większości wypadków ilość węglanu wapnia w lepiszczu jest znaczna. Barwa piaskowców jest szara lub ciemnoszara. Miąższość poszczególnych ławic waha się w bardzo szerokich granicach od 0,05 do 0,5 m, a w pojedynczych wypadkach dochodzi do 1,0 m. Oprócz wyżej opisanych, spotyka się piaskowce gruboziarniste, zlepieńcowate, o dużych ziarnach kwarcu (do 3 mm) i nagromadzeniu znacznej ilości zniszczonych skorupek wapiennych. Miąższości tych ławic są niewielkie, rzędu 0,2 m. W tabeli 1 podano skład petrograficzny dwóch piaskowców w celu scharakteryzowania ogromnych różnic, jakie spotyka się w piaskowcach tej serii. Analizy te wykonano przez splanimetrowanie 300 ziarn pod mikroskopem. Jedna z nich charakteryzuje piaskowiec drobnoziarnisty, druga — piaskowiec gruboziarnisty. Piaskowce przegrodzone są warstewkami łupków ilastych, ciemnoszarych, o miąższościach mniej więcej takich samych co piaskowce, z tym że największe obserwowane dochodzą do 0,8 m. Skład mineralny charakteryzują wyniki analizy termicznej zestawione w tabeli 2 — próbki 5—7.

Piaskowiec gruboławicowy jest drobno- i średnioziarnisty o teksturze płytowej, masywnej. Występują w nim soczewki piaskowca gruboziarnistego. Spoiwo jego jest wapnisto-ilaste; ilość zwykle przekrystalizowanego  $\text{CaCO}_3$  dochodzi w nim do ok. 20%. Barwa piaskowca, stalowoszara w stanie niezwiędniętym, zmienia się na jaśniejszą szarą po zwiędnięciu. Miąższość ławicy przekracza kilkadziesiąt metrów (średnio około 25 m). Skład petrograficzny piaskowca zmienia się w profilu pionowym, jak również i po rozciągłości (tab. 1, próbki 3 i 4).

Seria piaskowcowo-łupkowa zbudowana jest z piaskowców średnio- i gruboziarnistych o teksturze bezładnej, bryłowej. Spoiwo ilasto-wapniste przeważa nad pozostałymi składnikami. Barwa piaskowców zależy od stopnia zwiędnięcia — na ogół jednak w odsłonięciach naturalnych przeważają kolory: żółty i rdzawożółty. Miąższość ławic jest różna; najczęściej wynosi 2,0—3,0 m. Spotyka się też ławice o miąższości kilkunastu metrów. Grube ławice piaskowców przegradzane są piaskowcami cienkoławicowymi przewarstwiającymi się z łupkami ilastymi. Piaskowce te są przeważnie drobnoziarniste, o teksturze płytkowej i o spoiwie ilasto-wapnistym. Łupki ilaste, często piaszczyste, o barwach ciemnopopielatych mają nieduże miąższości dochodzące do 1,0 m (tab. 2, próbki 8 i 9). Skład petrograficzny piaskowców jest różny i związany jest z wielkością ziarn kwarcu oraz miąższością poszczególnych ławic. Pias-



Tabela 1

Charakterystyka piaskowców serii łupkowo-piaskowcowej (próbki 1, 2) oraz serii piaskowca gruboławicowego (próbki 3, 4)\*

Nr próbki	1	2	3	4
kwarc	36,77	43,33	56,06	62,64
skalenie	2,22	1,0	1,40	1,32
w tym zwietrzałe	1,19	1,0	0,26	0,86
muskowit	0,37	0,10	0,04	0,06
biotyt	0,03	0,03	—	—
glaukonit	0,28	0,16	0,69	0,83
w tym zwietrzały	—	0,15	0,23	0,22
minerały ciężkie	0,02	0,01	0,06	0,03
tlenki żelaza	0,63	0,08	0,28	0,26
piryt	—	1,90	—	—
substancje zwęglone	0,15	—	0,09	0,28
okruchy skaliste	—	3,22	3,85	3,51
spoiwo wapnisto-ilaste	59,31	50,11	37,14	31,11
ilość $\text{CaCO}_3$ w spoiwie	29,11	(nie badano)	19,40	16,20
ilość substancji ilastej	30,20	(nie badano)	17,66	14,91
średnice ziarn w mm				
najmniejsze	0,06	0,08	0,02	0,04
największe	0,60	3,00	0,06	1,00
szczelność	0,963		0,984	0,988
porowatość	3,7		1,6	1,2

1 — piaskowiec droboziarnisty; 2 — piaskowiec gruboziarnisty; 3 i 4 — piaskowiec gruboławicowy;

\* Skład petrograficzny w % wag. określiła mgr E. Milczanowska

Tabela 2

Skład mineralny łupków z serii łupkowo-piaskowcowej (próbki 5 — 7) oraz z serii piaskowcowo-łupkowej (próbki 8, 9)

Nr próbki	5	6	7	8	9
części organiczne	1,77	1,05	0,47	0,39	0,93
bentonit	7,74	22,08	18,96	8,24	16,99
kaolinit	16,25	3,87	4,67	3,13	2,38
substancje ilaste razem	23,99	25,95	23,63	11,37	19,37
kalcyt	14,02	18,74	24,55	22,01	22,37
krzemionka i części niereagujące	60,22	54,26	51,35	66,23	57,25

kowce o większych miąższościach ławic mają w spoiwie więcej substancji ilastej i są bardziej porowate od wyżejległego piaskowca gruboławicowego.

Opisywany teren obejmuje trzy jednostki tektoniczne wydzielone przez Horwita [17]. W kierunku z południowego zachodu na północny wschód są to: antyklina Teleśnica Sanna — Solina — Bachłowa, synklina Czulnia — Jawor, antyklina Teleśnica Oszwarowa — Łobozew — Uherce — Jankowce.

Antykliny zbudowane są ze skał należących do serii piaskowcowo-łupkowej, partia jądrowa synkliny Czulnia — Jawor — z serii łupkowo-piaskowcowej, a skrzydła — z piaskowca gruboławicowego. Jednostki tektoniczne są wtórnie sfałdowane. Azymut kierunku rozciągłości warstw wynosi 120—300° (SE-NW) i jest równoległy do osi fałdów. Synklina Czulnia — Jawor jest asymetryczna, północno-wschodnie skrzydło ustawione jest stromo pod kątem dochodzącym do 70°, południowo-zachodnie łagodniej, w granicach 55°. Wtórne fałdy warstw w jądrze synkliny charakteryzują małe promienie i duże amplitudy fałdowania. Osie fałdów są strome i wskutek tego poszczególne fałdy można śledzić na stosunkowo niedużych przestrzeniach. Spękania przecinające warstwy mają dwa zasadnicze kierunki: jeden zgodny z płaszczyznami warstwowania, drugi — pokrywający się z kierunkiem zapadania warstw, a prostopadły do kierunku rozciągłości.

### Zależność ukształtowania powierzchni od budowy geologicznej

Duże różnice w wykształceniu litologicznym warstw, jak również w składzie petrograficznym poszczególnych piaskowców i mineralnym — łupków, warunkują zróżnicowanie morfologii opisywanego terenu.

Najbardziej odporny na wietrzenie i na denudację jest stromo ustawiony piaskowiec gruboławicowy, z którego zbudowane są dwa równoległe monoklinalne grzbiety ograniczające dolinę Sanu na odcinku od Soliny do Myczkowic. Grzbiety tych wzgórz, szerokości niekiedy tylko 1 km, ciągną się kilometrami w kierunku południowo-wschodnim (ryc. 1). W wylotach bocznych dolin piaskowiec ten tworzy wystarczające ze stoku żebra (stoki Berda, Grodziska), a na stokach czasem załomy i strome krawędzie (stok Jawora). W wypadku przerwania ciągłości ławicy uskokiem — grzbiet nagle urywa się i jest przesunięty o wielkość uskołu. Przykładem tego jest wzgórze „499” obcięte od NW przez uskoki. Stoki wzgórz zbudowanych z piaskowca gruboławicowego są przeważnie bardzo strome, nachylenia ich dochodzą do 30—40°. Zwięźlenie doliny Sanu obserwuje się w Solinie oraz koło Zwierzynia, gdzie

San przepiłowuje ławicę. W dzień ławica ta ukazuje się jako szeroki próg skalny nie przykryty żwirami.

Seria łupkowo-piaskowcowa, młodsza od piaskowca gruboławicowego, jest mniej odporna na wietrzenie. Specjalnie szybko ulegają wietrzeniu łupki, które pod wpływem wody rozlasowują się i tworzą masę ilastą. Z tabeli 2 wynika, że ponad 50% objętości łupków to substancje nierozpuszczalne, są one jednak rozłożone równomiernie w skale i w czasie wietrzenia nie mogą przeciwdziałać szybkiemu postępowi procesu. W dzień rzeki zaznacza się wyraźnie różna odporność ławic na złoobienie przez wodę płynącą. Odporniejsze — piaskowce o miąższościach większych od 0,1 m — są wypreparowane i tworzą charakterystyczne, ciągnące się na przestrzeni dziesiątków metrów ławice, zwane przez okoliczną ludność „berdami”. Cieńsze wkładki piaskowców są wymywane równocześnie z łupkami. W miejscach nie podcinanych przez rzekę, na skałach tej serii występują łagodnie nachylone stoki. Z drugiej strony, w tych partiach, gdzie skały tej serii są podścielone na zboczach wzgórz przez piaskowiec gruboławicowy, tworzy ona najwyższe szczyty (Czulnia — 576 m n.p.m., Jawor — 742 m n.p.m.). Wysokie na kilkadziesiąt metrów ściany, zbudowane z serii łupkowo-piaskowcowej są wynikiem podcinania brzegów przez San.

Seria piaskowcowo-łupkowa leżąca pod piaskowcem gruboławicowym charakteryzuje się najmniejszą odpornością. Powoduje ją duża stosunkowo porowatość piaskowców tej serii oraz przewaga w spoiwie substancji ilastych nad wapiennymi. Przegradzające poszczególne ławice rozsypliwych piaskowców serie naprzemianległych cienkoławicowych piaskowców i łupków są odporniejsze na wietrzenie, ale ze względu na nieduże miąższości i podatność na ruchy masowe nie zaznaczają się specjalnie w ukształtowaniu powierzchni. Grzbiety wzgórz zbudowane z serii piaskowcowo-łupkowej są szerokie, zaokrąglone, a niepodcinane stoki mają niewielkie kąty nachylenia, w granicach 10—20°.

### Czwartorzędowe utwory pokrywowe

Podłoże skalne ukazuje się na powierzchni tylko na stromych wypreparowanych grzbiętach, w ścianach podcięć erozyjnych i w korycie rzeki. W innych miejscach skały podłoża przykryte są przez pokrywy czwartorzędowe. Wśród nich wyróżniamy: pokrywy zwietrzelinowe miejscowe, pokrywy stokowe (grawitacyjne i deluwialne) oraz pokrywy akumulacji rzecznej.

Pojęcie pokrywa zwietrzelinowa miejscowa ograniczamy do utworu, w którym widać przejście od litej skały do materiału zwietrzałego. Piaskowce należące do serii piaskowcowo-łupkowej są w po-



bliżu powierzchni spękanie na duże bloki, a w miarę zbliżania się ku powierzchni ilość pęknięć rośnie — sam piaskowiec staje się mniej scementowany i przechodzi bez ostrej granicy w niewarstwowany piasek gliniasty.

Piaskowiec gruboławicowy okryty jest gruzem tkwiącym w materiale gliniasto-piaszczystym, przechodzącym niżej w luźne, niespojone bloki piaskowca [31], a następnie w mniej spękanym, bardziej masywnym piaskowiec. Szczeliny typu wietrzeniowego rozwinięte są na spękaniach tektonicznych. Pokrywy zwietrzelinowe na serii łupkowo-piaskowcowej wykształcone są w postaci glin pylastych ciężkich, a nawet ilów z tkwiącymi w nich ostrokrawędzistymi okruchami piaskowców, zmniejszającymi się w miarę zbliżania się do powierzchni.

Pokrywy zwietrzelinowe nie tylko tworzą dzisiejszą powierzchnię, ale stwierdzono je również pod nakładem żwirów i glin na terasach wysokich. Świadczy to o procesach wietrzenia skał podłoża w okresie czwartorzędowym pod pokrywą osadów przepuszczalnych (ryc. 8). Pokrywy zwietrzelinowe w górnych partiach stoków były nie tylko rozmywane, ale ulegały też w czwartorzędzie przemieszczeniom. Dowodem przemieszczeń na niewielką odległość jest zgodne z nachyleniem stoku ułożenie głazów w pokrywach rumowiskowych (ryc. 15) oraz stwierdzone w kilku miejscach poziomy haków zboczowych pod cienką warstwą (0,5—1,0 m) glin.

Pokrywy stokowe obejmują materiał zwietrzelinowy przemieszczony po stoku. Posuwając się od grzbietu ku dolinie widzimy, że niższe partie stoków otulone są przez coraz to grubsze (miąższości do 20 m) pokrywy zwietrzelinowe piasków, glin i ilów z tkwiącym w nich ostrokrawędzistym materiałem, wyraźnie odcinające się od litej skały. Czasem w pokrywach tych są też i otoczaki pochodzące z degradowanej wyższej terasy.

Wśród utworów akumulacji stokowej wyróżniamy dwie genetyczne grupy: pokrywy akumulacji grawitacyjnej (soliflukcyjne) i proluwia — pokrywy akumulacji wód stokowych.

Wśród pokryw soliflukcyjnych gruzowo-gliniastych występują poziomy glin piaszczystych i pylastych zabarwione na żółto lub brunatno. Gliny te wskazują na proces chemicznej oksydacji, charakterystyczny dla okresów ciepłych, interglacialnych czy interstadialnych. Są one podstawą do wydzielenia w profilach utworów stokowych dwóch a nawet trzech różnowiekowych serii soliflukcyjnych, nakładających się na siebie.

Pokrywy akumulacji rzecznej wyścielają dno doliny Sanu oraz terasy zboczowe o wysokości 15—20 i 40—55 m nad poziomem Sanu. W profilach osiągają one maksymalne grubości do 10,0 m. Wy-

dzielono w nich osady facji korytowej (grube i drobne otoczaki skał karpackich i piaski) oraz drobnoziarniste osady facji terasowej (powodziowej).

Osady facji korytowej są źle wysortowane; otoczaki piaskowców w pojedynczych wypadkach mają średnicę powyżej 0,2 m. Wielkość i forma poszczególnych otoczaków oraz ich stopień zwietrzenia zależą głównie od materiału wyjściowego, a następnie od lokalnych warunków hydrogeologicznych danej terasy. Młode żwiry wyścielające dno doliny Sanu są na ogół dobrze obtoczone, świeższe i niescementowane. Im wyższa terasa, tym żwiry są w stopie bardziej zwietrzałe, natomiast w spągu są scementowane węglanem wapnia w zlepieniec. Żwiry leżące bezpośrednio na cokołach erozyjnych (spągowe) są przeważnie dobrze obtoczone. Wyżej rośnie udział materiału słabo obtoczonego, a nawet ostrokrawędzistego. Piaski występują w formie soczewek i mają w pokrywie wyścielającej dno dość dużo domieszek frakcji drobniejszych — pylastej lub nawet ilastej.

Osady facji terasowej (powodziowej) stwierdzono bezspornie jedynie na terasach niskich. Są to pyły piaszczyste i piaski gliniaste, leżące nad żwirami.

## MATERIAŁY OBSERWACYJNE

W pracy przedstawiono 7 mniejszych obszarów zbadanego terenu, w których zagęszczenie i różnorodność punktów badawczych były wystarczające, aby można było poznać wzajemny stosunek różnych form i osadów czwartorzędowych (ryc. 1). Obszary te obejmują z reguły stok jednego ze wzniesień rusztowych, u podnóża którego zachował się cały komplet teras czwartorzędowych (często na półwyspie meandrowym). Trzy obszary leżą w pobliżu miejscowości Solina (A, B, C), trzy następne koło Myczkowiec (D, E, F). Jedynie obszar siódmy obejmuje większy teren — kotlinę Uherzec. Ze względu na konieczność uchwycenia etapów rozwoju całej kotliny, wymodelowanej przez meandrujący San, została ona omówiona w całości.

### SOLINA

#### Stanowisko A

Opisywane stanowisko obejmuje wielki półwysp meandrowy ze spłaszczeniami teras oraz wiążący się z nim dolny odcinek stoku zachodniego ramienia Jawora. Cała pętla Sanu wraz z ostrogą powyżej przełomu strukturalnego przez pasmo Jawor-Berdo ma charakter głęboko wciętego, ześlizgowego meandru. Długość obwodu meandru od ostrego skrętu ku zachodowi po zwężenie w piaskowcu gruboławicowym wynosi 3,2 km,



długość ostrogi 1,25 km, a szerokość szyi meandru tylko 400 m. Spadek koryta Sanu płynącego po dolnych warstwach krośnieńskich osiąga 2‰. Po wewnętrznej stronie zakola Sanu wznosi się w części południowej wąska grzęda. Od strony południowej jest ona podcięta i opada pionową ścianą do Sanu. Kopulasta i nieco spłaszczona kulminacja ostrogi sięga do 417 m n.p.m. i jest dziś odizolowanym nabrzmieniem (fot. 1). W podcięciu kulminacji (50 m nad poziomem rzeki) ukazują się prawie pionowo stojące ławice rozsypliwych piaskowców, zwietrzałe na piasek do głębokości 1,5—4 m od powierzchni. W powierzchniowej warstwie gleby stwierdzono pojedyncze otoczaki twardych piaskowców o spoiwie krzemionkowym, wskazujące na dawną akumulację Sanu na tym poziomie. Bliżej zwężenia szyi meandru wysokość podcięcia maleje do 27—35 m, ponieważ San podcina tu od południa powierzchnię stoku, łagodnie opadającego ku północy i rozczłonkowanego płytkimi nieckowatymi dolinkami. San, płynąc ku północy od połączenia się z Solinką, ten właśnie odcinek najsilniej atakuje i skręca tutaj gwałtownie pod kątem około 140°. Sama morfologia nasuwa przypuszczenie, że oś ostrogi o wysokości odpowiadającej kulminacji została tu przepiłowana (ryc. 3, przekrój VII).

W podcięciu szyi meandrowej o wysokości 392 m n.p.m. odsłania się seria pokryw leżąca na 16-metrowym cokole skalnym, opisana przez T. Gerlacha i K. Klimka, później badana przez autorów (ryc. 3, przekrój VII). Od góry odsłania się (głębokości w metrach):

- 0 — 0,70 Gleba piaszczysta
- 0,70— 2,30 Piasek drobnoziarnisty, gliniasty, żółty
- 2,30— 5,70 Piasek drobnoziarnisty, smugowany lub wyraźnie warstwowany, o nachyleniu płaszczyzn warstwowania ok. 4° ku północy
- 5,70— 5,75 Piasek gliniasty z pojedynczymi otoczkami o średnicy do 6 cm
- 5,75— 5,90 Piasek warstwowany z drobnymi pojedynczymi otoczkami
- 5,90— 7,60 Piasek przeważnie drobnoziarnisty, gliniasty, warstwowany, barwy żółto-brunatnej
- 7,60— 7,78 Piasek warstwowany z pojedynczymi otoczkami do 10 cm średnicy
- 7,78— 8,00 Piasek warstwowany, żółto-brunatny
- 8,00—10,00 Żwiry warstwowane tkwiące w piaskach; przeciętna średnica otoczek 5 cm, maksymalna do 30 cm, żwiry są dobrze obtoczone, pokryte rdzawą otoczką
- 10,00—26,00 Cokół skalny (piaskowce zwietrzałe do głębokości 0,5—1,2 m)

Seria aluwiiów leżąca na cokole niższym o 35 m od poziomu kulminacji ostrogi ze żwirami jest włożona w rynnę erozyjną. Na serii żwirów i piasków poziomo warstwowanych leżą utwory piaszczysto-gliniaste nie oddzielone żadną wyraźną granicą wykazujące warstwowanie zgodne z nachyleniem stoku ku północy (około 4°). Ziarna piasku są ostrokrawędziste, nie obtoczone. Seria ta przypomina zwietrzelinę piaskowca z kulminacji ostrogi. Są to koluwia stokowe (zbliżone do pokryw w Myczkowcach),

które mogły być transportowane w okresach zimnych, gdy stoki nie były pokryte zwartą roślinnością.

Na wschodzie, u nasady zniszczonej ostrogi, bliżej stoku Jawora w wysokości 392 m stwierdzono cokół skalny o 3—4 m wyższy od powierzchni erozyjnej pod żwirami z poprzedniego profilu. Na cokole tym leży seria gruzowo-gliniasta grubości 4,9 m, a na niej pokrywa glin pylastych i pyłów piaszczystych \* miąższości 7,6 m. Ilość frakcji ilastej wynosi 15—17%, pyłowej 45—60%, piaskowej 15—38%. W serii stropowej wielkości ziarn wahają się od poniżej 0,001 do 1,0 mm. Współczynnik jednorodności dla warstwy na głębokości ok. 4,0 m wynosi 12, a na głębokości 7,3 m—34,5.

Analiza termiczna gliny z głębokości 2,5 m od powierzchni wykazała zawartość: części organicznych — 1,5%; bentonitu — 3,0%; kaolinitu — 7,5%; węglanu wapnia — 8,2%; krzemionki i części nierozpuszczalnych — 79,8%.

Glina z głębokości 7,3 m jest prawie identyczna. Zawiera ona: części organicznych 1,8%; kaolinitu 11,7%; węglanu wapnia 6,0%; części nierozpuszczalnych 80,5%.

Drobnoziarniste utwory stokowe leżące na wąskiej szyi ostrogi są pozostałością starej pokrywy soliflukcyjno-proluwialnej, złożonej w okresie gdy stok Jawora przechodził szerokim półwyspem ku zachodowi. Drobniejsza frakcja tych pokryw, inna niż piasków w ścianie podcięcia, wskazuje, że materiał był dostarczany ze stoku Jawora ze środkowej serii krośnieńskiej łupkowo-piaskowcowej. Kulminacja ostrogi opada ku zachodowi i północy łagodnym stokiem zbudowanym z glin piaszczystych i kończącym się krawędzią na wysokości około 380 m n.p.m. (ryc. 3, przekrój VII). Na północnym stoku szyi ostrogi, w drodze odsłaniają się pokrywy tworzące stok (wysokości podane w metrach n.p.m.):

392—386	Glina piaszczysta i pylasta
386—378	Glina piaszczysta z poziomo ułożonym gruzem piaskowcowym i pojedynczymi otoczkami
378—375	Żwiry różnoziarniste średnicy do ponad 20 cm, piaskowce, dość dobrze obtoczone
375	Cokół skalny

\* Przyjmując klasyfikację J. Pacowskiej (Biuletyn IG, Z badań czwartorzędu, t. 6—1955):

frakcja ilasta	od 0,005 do 0,001 mm i poniżej
frakcja mułkowa	od 0,005 do 0,05 mm
frakcja piaszkowa	od 0,05 do 2,0 mm

osady nawiercone na szyi meandru można zaliczyć do ilów i glin ciężkich. Według geotechnicznej klasyfikacji, która za górną granicę frakcji ilastej przyjmuje średnicę 0,002 mm, osady o frakcji 0,002—0,005 mm zalicza się do glin pylastych. W dalszym ciągu będziemy się opierać na klasyfikacji geotechnicznej jako bardziej znanej i stosowanej.

Opisane profile z południowego podcięcia i z drogi pozwalają przyjąć, że pod łagodnie nachylonym północnym stokiem szyi meandru kryje się kopalna powierzchnia erozyjna terasy średniej mająca znaczny spadek ku północy od 382 m n.p.m. w południowym podcięciu do 375 m w drodze (21—14 m nad poziomem Sanu). Żwiry i piaski rzeczne sięgające do około 387 m n.p.m. świadczą o zasypaniu doliny Sanu do tej wysokości. Stopniowe przechodzenie osadów rzecznych ku stropowi w osady stokowe wskazuje, że pokrywy te składane były bezpośrednio po ustaniu akumulacji rzecznej. Z położenia pokryw również wynika, że przynajmniej ich część złożona na dzisiejszej kulminacji szyi meandru pochodzi sprzed okresu, w którym San pogłębił dolinę do poziomu dzisiejszego dna i podciął obustronnie szyję meandru.

Poniżej terasy średniej rozciąga się szerokie na 200 m dno doliny złożone z dwóch stopni terasowych: wyższego 6—8 m, niższego — zalewowego wysokości 2—3 m. Terasa niższa, lepiej zbadana ma płaski cokół skalny na wysokości 361 m n.p.m. niemal identyczny z poziomem progów w korycie. Na skale leży około 1,0-metrowa warstwa żwirów, a na niej piaski i mady piaszczyste osadzone współcześnie. Do terasy zalewowej nawiązują stożki u wylotów małych dolinek.

Na wschód od ostrogi ciągnie się wypukło-wklęsły stok północno-zachodniego ramienia Jawora (530 m). W części górnej stoku nachylenia wzrastają od 12 do 27°, poniżej zaś rzędnej 450 m maleją do 12—6°; stok kończy się na krawędzi terasy średniej w wysokości 375—380 m n.p.m. W obrębie tego stoku rysuje się na północ od nasady ostrogi meandru niewyraźne nieckowate zakłębienie rozcięte trzema holocenijskimi rynnami erozyjnymi.

W dolnej części omawianego stoku zostały wykonane liczne roboty górnicze, które pozwoliły poznać stare, zagrzebane dziś formy i pokrywy (ryc. 2, przekroje II—VI \*).

Górna, wypukła część stoku otulona jest 2—3-metrową pokrywą gliniasto-gruzową z pojedynczymi otoczakami rzeczными, a w miejscach występowania krawędzi śródpolnych — z nadkładem glin pylastych (ryc. 2, przekroje I—IV). W spągu ukazuje się seria łupkowo-piaskowcowa, przechodząca wyraźnymi hakami zboczowymi w cienie pokrywy soliflukcyjne. W części północnej w najwyższym spłaszczonym odcinku miąższość pokryw rośnie do 4 m, a niżej, na stoku o nachyleniu około 20°, zwietrzelina na litej skale ma tylko około 1 m grubości (ryc. 2, przekrój II). Stromizna ta związana jest z wychodniami gruboławicowego piaskowca zapadającego pod kątem 55° na NE. Zanikanie stromizny ku po-

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



łudniowi spowodowane jest przykryciem piaskowca przez pokrywę stokowe schodzące z dłuższego stoku (ryc. 2, przekrój III).

Pod pokrywami ukryty jest stromy stok skalny o nachyleniu  $27^\circ$ . Dolna część tego stoku okryta pokrywą grubości 10—18 m ma urozmaiconą rzeźbę stropu skał podłoża (ryc. 2, przekroje V, VI). U stóp stromizny zaznaczają się pod 10—18-metrowym nadkładem wyraźne kopalne stopnie erozyjne. Jedno ze spłaszczeń leży na wysokości 393 m (ryc. 2, przekrój IV, V), drugie natomiast znajduje się o wiele niżej, na rzędnej 376—379 m (ryc. 2, przekrój II, III). Do tego niższego stopnia nawiązuje kopalna rynna głębokości do 5 m i nachyleniu zboczy o około  $20^\circ$ , niezgodna z przebiegiem dzisiejszych dolinek (ryc. 2, przekrój VI). Ciągnie się ona od wysokości 400 m n.p.m. i nacina stromy stok zbudowany z piaskowca gruboławicowego. Obecnie w morfologii zaznacza się w tym miejscu nabrzmienie.

Na nierównej schodowej powierzchni skalnej leżą pokrywy fluwialne (żwirowo-piaszczyste) i stokowe. Szczegółowiej zbadano pokrywy stokowe, które są bardzo zróżnicowane. W oparciu o klasyfikację geotechniczną i posługując się trójkątem Fereta wyróżniono następujące typy osadów (nie uwzględniając okruchów piaskowca): w części przypowierzchniowej do głębokości 1,0 m występują gliny pylaste ciężkie, głębiej do około 3,0 m pod powierzchnią — gliny piaszczyste i pylaste, a wreszcie na głębokościach 4,5—10,0 m gliny pylaste ciężkie.

Wielkości ziarn omawianych skał mieszczą się w przedziale od 0,001 do poniżej 2,0 mm, a udział poszczególnych frakcji wynosi: frakcja ilowa (poniżej 0,002 mm) 12—26%, frakcja pylasta (0,002—0,05 mm) 40—66%, piaskowa (0,05—2,0 mm) 12—48%. Współczynnik jednorodności (nie uwzględniający przecież rumoszu) waha się od 9 do 78 i wskazuje na dużą różnoziarnistość osadu. Kąt wewnętrznego tarcia wynosi  $11\text{—}23^\circ$ , kohezja 0,13—0,45 kG/cm<sup>2</sup> przy wilgotnościach 16,5—24,5%. Analizy termiczne glin podaje tabela 3.

Tabela 3

Skład mineralny glin (w % wagowych) z obszaru A

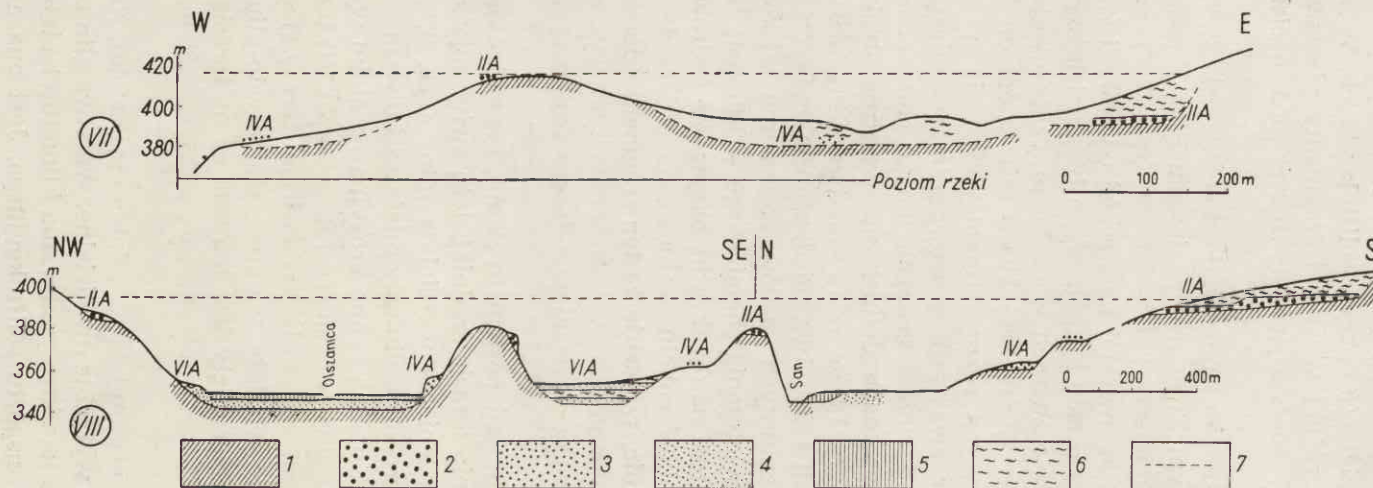
Głębokość od powierz- chni m	Części organiczne	Bentonit	Kaolinit	Substancje ilaste razem	Węglan wapnia	Krzemionka i części nierozpuszczalne
3,4	1,8	4,0	1,7	5,7	8,9	83,6
3,8	1,5	2,8	11,2	14,0	13,8	84,7
5,8	1,8	2,8	27,2	30,0	17,8	50,4
8,0	—	4,1	—	4,1	2,2	93,7
11,8	1,9	7,0	11,8	18,8	3,2	75,1
14,0	0,9	7,0	—	7,0	2,5	89,6

Uderzająco niski jest procent węglanu wapnia w warstwach spagowych, wskazujący na znaczne wtórne odwapnienie w wilgotnym klimacie ciepłym (ryc. 10, 13) i na dwudzielność pokryw soliflukcyjnych. W masie ilastej tkwią ostrokrawędziste, różnej wielkości fragmenty piaskowców mniej lub bardziej zwietrzałe, rozsypujące się nawet pod naciskiem palców.

Na cokołach erozyjnych leżą odmiennie wykształcone pokrywy. Na wyższym cokole (393 m), leżącym 32 m nad poziomem Sanu, spoczywa warstwa żwirów z piaskami miąższości 1,8—3,0 m (ryc. 2, przekrój IV, V). Zachowanie tego cokołu ze żwirami na wschód od ostrogi świadczy, że rynna Sanu biegła wtedy prosto ku północy, a bieg dzisiejszy jest młodszy (ryc. 3, przekrój VII). Na żwirach w części przyzboczowej leży pokrywa gruzowo-gliniasta (ryc. 2, przekrój IV) o miąższości do 2 m, okryta płaszczem glin piaszczystych rozprzestrzeniających się na całej powierzchni terasy. Wyżej spoczywa seria gruzowo-gliniasta miąższości do 9 m, złożona często w ponad 50% z grubych (do 20 cm) okruchów piaskowcowych. Odsłonięta w zboczach dolinek ma wyraźną strukturę soliflukcyjną. Na powierzchni leży 1,5-metrowa warstwa gliny piaszczystej. Odwapnienie spagowej serii i warstwa międzysoliflukcyjnych utlenionych glin świadczy o położeniu tych osadów poprzednio blisko powierzchni i o wpływie procesu wietrzenia chemicznego w klimacie interglacialnym. Profile wskazują zatem na dwukrotne okrywanie żwirów pokrywami soliflukcyjnymi. Wysokość cokołu skalnego, na podstawie analogii z innymi punktami w dolinie, wskazuje że ten fragment odpowiada terasie wysokiej (ryc. 10). Zasypanie na tym poziomie było wyższe — cienka seria aluwiiów zachowana tu wskazuje na fazę erozji poprzedzającą osadzanie nadkładu.

Na cokole niższym (15—18 m nad poziomem Sanu), odpowiadającym wysokością omawianej poprzednio terasie średniej, leżą żwiry miąższości 3—4 m, w których wycięte zagłębienia wyścielają gliny (ryc. 2, przekrój II). Całość okrywa poziom gruzowo-gliniasty miąższości do 3 m z warstwą glin pylastych w stropie. Kopalną rynnę erozyjną na stoku wypełniają żwiry z rumoszem o miąższości 1—3 m (ryc. 2, przekrój VI) łączące się wyżej na stoku z warstwą rumoszu, a niżej ze żwirami terasy średniej (ryc. 2, przekrój III). W stropie ich leży warstwa piaszczysto-gliniasta (1—3 m) barwy żółtej, na którą nasunięty jest ten sam co na terasie wysokiej górny płaszcz soliflukcyjny gruzowo-gliniasty z glinami piaszczystymi w stropie.

Grawitacyjne pokrywy gruzowe otulają całą dolną część stoku. Na kopalnych równinach teras są one wyraźnie dwudzielne. Warstwa glin piaszczystych barwy żółtej wskazuje na okres panowania klimatu cieplejszego i wilgotniejszego i na zastój transportu soliflukcyjnego. Jest ona analo-



Ryc. 3. Schematyczne przekroje przez ostrogę w Solinie (VII) i kotlinę Uherzec (VIII)

1 – cokół skalny; 2 – aluwia z glacjału krakowskiego; 3 – aluwia z glacjału środkowopolskiego;  
4 – aluwia z glacjału bałtyckiego; 5 – aluwia z postglacjału; 6 – pokrywy stokowe; 7 – przy-  
puszczalna górna granica zasypiania w fazie II A



giczna do współczesnej gleby pylasto-piaszczystej, powstałej na zwietrzałym stropie górnej pokrywy soliflukcyjnej lub na deluwialach zboczowych. Ponowne ochłodzenie w czwartorzędzie uruchomiło starsze masy gruzowo-gliniaste leżące na stokach o większym nachyleniu. Dlatego na stokach nie widzimy dwudzielności — jest tylko młodsza pokrywa.

Starsze pokrywy soliflukcyjne zachowały się tylko w zagłębieniach terenu na wyższych stopniach terasowych. Pokrywa górna miąższości do 12 m maskuje wszystkie opisane formy, otula również krawędź terasy średniej, gdzie ma miąższość do 5 m i schodzi do samego dna (ryc. 2, przekrój II, III). Powstała ona zatem w okresie, gdy San płynął na poziomie teras dennych, i jest młodsza od pokryw stokowych leżących na terasie średniej na szyi meandru.

Dość dokładnie zostały również poznane: grzęda zbudowana z piaskowca gruboławicowego i wypukły północny stok ramienia Jawora opadający wprost do Sanu. Kształt stoku i brak resztek teras wskazuje na jego długotrwałe podcinanie przez San (fot. 5). Łagodna powierzchnia wysokiego spłaszczenia o nachyleniu  $10\text{--}15^\circ$  okryta jest cienką warstwą pokryw zwietrzelinowo-grawitacyjnych z resztkami żwirów plioceńskiej terasy 75-metrowej. Od wysokości 410 m n.p.m. nachylenie rośnie do  $30^\circ$ , a poniżej 385 m n.p.m. stok opada pod kątem  $50^\circ$  ścianą do koryta Sanu (ryc. 2, przekrój I). Przekop przez grzędę piaskowca ukazuje pod około 1-metrowym rumoszem litą skałę. Natomiast na granicy z serią łupkowo-piaskowcową grubość warstwy zwietrzliny rośnie nagle do 3 m (ryc. 16). W obrębie tej serii bezpośrednio nad ścianą prostopadłą do biegu warstw w wysokości około 385 m n.p.m. ciągnie się wąski odcinek wklęsły o nachyleniu tylko  $12\text{--}15^\circ$ , który tworzy 1-metrowa warstwa gliny podściełonej 1 m rumoszu, spoczywającego na zwietrzałym do głębokości 1,5 m cokole skalnym. Częściowo zwietrzałe piaskowce są wyraźnie wygięte ku północy (haki). Pokrywy te wskazują, że stok był degradowany przez procesy grawitacyjne w czwartorzędzie. Część transportowanego materiału była składana nad załomem, który dla procesów stokowych stanowił lokalną podstawę denudacji [13].

Na podstawie przedstawionych materiałów można ustalić kolejność czasową procesów, form i osadów czwartorzędowych wyrażoną w następujących fazach: \*

I E — Okres erozji poprzedzającej osadzenie pokrywy akumulacyjnej terasy wysokiej. Koryto erozyjne Sanu leżało w wysokości 393 m n.p.m.,

\* W dolinie Sanu zaznaczają się wyraźnie na zmianę okresy o przewadze erozji i akumulacji rzecznej, oddające rytmikę klimatyczną czwartorzędzu. Dlatego przy porządkowaniu faktów przyjęliśmy numerację cyfrowo-literową wydzielając 7 zasadniczych faz (I—VII), z których jedno cechuje wzmożona erozja (E), inne akumulacja (A).

tj. 32 m nad poziomem Sanu poniżej zakola, a 27 m — powyżej zakola. San miał wówczas bardziej prostoliniowy przebieg — ostroga jeszcze nie istniała.

II A — Akumulacja żwirów i piasków terasy wysokiej do wysokości ponad 417 m n.p.m. (powyżej kulminacji meandrowej ostrogi).

III E — Erozja wgłębna w korycie o przebiegu meandrowym (odcinki epigenetyczne). Wcięcie w litą skałę około 18—20 m poniżej koryta rzeki z fazy I E. Utworzenie szerokiej rynny erozyjnej o stromych zboczach, płaskim dnie, nachylonym w określonym kierunku (382—375 m), wskazującym na ześlizgiwanie się rzeki. Powstanie rozcięć erozyjnych na zboczach.

IV A — Akumulacja aluwiiów na dnie erozyjnym z fazy III E — powstanie równiny akumulacyjnej terasy średniej. U schyłku tego okresu nałożenie na osady rzeczne pokryw stokowych, zasypujących równocześnie wyższe terasy i podparte boczne dolinki.

V E — Wycięcie rynny erozyjnej o przebiegu meandrowym, sięgającej niemal do poziomu dzisiejszego koryta (366—360 m). Zachowanie terasy średniej po wewnętrznej stronie zakola i podcięcie przeciwległych zboczy wskazuje na ześlizgiwanie się Sanu. Przecięcie osi ostrogi meandrowej u jej nasady. Wietrzenie stropu pokryw soliflukcyjnych niższych (gliny pylaste).

VI A — Akumulacja żwirów i piasków terasy dennej 6—8 m. Zupełne zasypanie teras zboczowych i bocznych rozcięć na stoku Jawora górnymi pokrywami soliflukcyjnymi pochodzącymi z degradacji stoków (haki). Na ostrodze, gdzie nie było dostawy materiału, dolinki zachowały się w postaci niecek.

VII E — Rozcięcie terasy niskiej do litej skały, osadzenie pokrywy aluwialnej terasy 2—4-metrowej. Nacięcie stoku Jawora nowymi dolinkami, nie nawiązującymi do kopalnych.

## Stanowisko B

Na południe od wielkiej ostrogi prawobrzeżnej, poniżej ujścia Solinki, znajduje się mniejsza ostroga lewobrzeżna długości około 800 m, zwężająca się ku północy (ryc. 1). Znaczną jej część zajmują niskie terasy denne, ponad którymi wznosi się w części południowo-wschodniej stopeń terasy 13-metrowej i wąski ostry grzbiet. Jest to przedłużenie szerokiego garbu, na którym w wysokości około 75 m nad poziom Solinki występują żwiry. Garb ten opada pod kątem 6° aż do wysokości 420 m n.p.m., tj. 51 m nad poziom Sanu i Solinki. Tutaj w zamknięciu źródłowym wąwozu rozcinającego niewielkie spłaszczenie odsłaniają się (fot. 2) następujące utwory (głębokości w metrach):



- 0 —4,50 Gliny pylasto-piaszczyste nie wykazujące warstwowania, o zabarwieniu w stropie żółtawym, niżej popielatym, a w spągu czerwono-brunatnym
- 4,50—7,50 Żwiry różnoziarniste scementowane, o średnicy ziarn przekraczającej 0,2 m, dobrze obtoczone ułożone poziomo. Wśród żwirów przeważają piaskowce typu krośnieńskich często zwietrzałe. Znaczny jest jednak udział twardych piaskowców o lepszemu krzemionkowym lub też żelazistym (przypominających konkrecje). Piaskowce mają dobrze zaznaczającą się korę wietrzeniową barwy żółto-brunatnej o grubości przeciętnie kilku milimetrów
- poniżej 7,50 Piaskowce rozsypliwie, w stropie silnie zwietrzałe, należące do serii piaskowcowo-lupkowej

Żwiry leżące na cokole są fragmentem pokrywy terasy wysokiej. Materiał odpornych piaskowców nie jest miejscowy, został tu przyniesiony z dorzecza górnej Solinki (seria fałdów dukielskich). Zwietrzenie żwirów wskazuje na klimat wilgotny i ciepły przed otuleniem grubą warstwą glin. Gliny te podobne do glin u nasady prawobrzeżnej ostrogi pochodzą z degradacji garbu, który poprzednio musiał być szerszy. Czerwone zabarwienie spągowej warstwy glin wskazuje na dwudzielną pokrywą glin i na wietrzenie chemiczne spągowego poziomu przed osadzeniem części stropowej. Możliwe, że glina dolna (czerwona) została namyta bezpośrednio po osadzeniu żwirów w jednym okresie geologicznym (por. stanowiska A, C).

Na północ w przedłużeniu wąskiego grzbietu, będącego ostańcem erozyjnym po większej ostrodze meandrowej, ciągnie się wąski płat terasy 13-metrowej (377—380 m n.p.m.) oddzielony na wschodzie krawędzią od terasy zalewowej Sanu i Solinki, a ku zachodowi przechodzący złągodzonym progiem w terasy denne. Powierzchnia tego płatu zbudowana jest z glin, w których tkwią żwiry. Niższe położenie jej nad powierzchnią rzeki w stosunku do innych fragmentów terasy średniej wskazywałoby na późniejsze erozyjne obniżenie.

Szeroka terasa 6-metrowa zbudowana jest z iłu pylastego i glin pylastych, a w spągu z piasków i żwirów. Gлина pylasta i glina pylasta ciężka tworząca stropową część terasy składała się w 15—30% z frakcji iłowej; w 57—63% frakcji pylastej i w 20—22% z frakcji piaskowej. Wielkość ziarn znajduje się w granicach 0,001 do 0,5 mm, a współczynnik jednorodności jest duży i wynosi 18 do 70. Piasek jest drobno- i średnioziarnisty (od 0,1 do 0,5 mm) i wykazuje dobre wysortowanie ziarn (współczynnik jednorodności 2,7). Żwiry leżące na cokole skalnym są źle sortowane, wielkość poszczególnych ziarn waha się od 2,0 do ponad 80 mm. Współczynniki jednorodności wynoszą 50—120. Ziarna są dobrze obtoczone, przeważają ziarna płaskie (występują w ilości około 20—35%). Duża ilość otoczków jest zwietrzała (ok. 12—25%), a ilość ziarn frakcji pylastej (poniżej 0,05 mm) wynosi 4—12%.

Nieliczne odkrywki w stanowisku B stanowią odpowiedniki form i pokryw stwierdzonych po przeciwnej stronie Sanu.

Pokrywa w wysokości 415 m n.p.m. reprezentuje fazę II A. W fazie III E została ona głęboko rozcięta, a materiał, z którego była zbudowana, uległ zwietrzeniu. Obniżona erozyjnie pokrywa terasy 13-metrowej pochodzi prawdopodobnie z fazy IV A. Powierzchnia erozyjna pod terasą 6-metrową jest odpowiednikiem fazy V E. Cokół skalny został przykryty przez aluwia w fazie VI A (żwiry) i VII E (część stropowa). Gliny otulające wysoką terasę wiążą się prawdopodobnie z fazą IV A lub VI A.

### Stanowisko C

Teren szczegółowo zbadany obejmuje wschodni kraniec wąskiego monoklinalnego grzbietu z kulminacją 499 m n.p.m., zbudowanego z gruboławicowego piaskowca, oraz jego wschodni wklęsły stok opadający stopniami teras wysokiej, średniej i niskiej do Sanu. Stok, jak również dwie niższe terasy w strefie zwężenia, są podcięte przez San od strony południowej (fot. 3—5).

Budowę stromych stoków grzbietu odsłoniły wykopy wykonane na wysokości około 425 m n.p.m. Samą oś grzbietu stanowi tu szeroki na 20 m wał. Piaskowiec gruboławicowy o upadzie około  $55^\circ$  ku NE ukazuje się pod ok. 0,5-metrową warstwą zwietrzliny tylko w brzeżnych częściach wału, gdzie strome stoki ułatwiały odprowadzenie rumoszu (ryc. 16). W części centralnej miąższość rumoszu bezładnie ułożonego osiąga 2–2,5 m. Południowy stok jest początkowo nachylony pod kątem ok.  $28^\circ$ , a od rzędnej 405 m n.p.m. opada stromą ścianą ku rzece. Na kontakcie piaskowca gruboławicowego i niżej leżącej serii stwierdzono kopalny próg wysokości 4 m, o nachyleniu do  $70^\circ$ . Nierówności stropu skał podłoża są przykryte przez pokrywę grawitacyjne.

Stok przeciwniegi opada ku północnemu wschodowi zgodnie z kierunkiem zapadania warstw i ma nachylenie malejące w dół od  $26^\circ$  do około  $12^\circ$  na wysokości 405 m n.p.m. Wklęsłość ta związana jest z wyraźnie rosnącą ku dołowi miąższością pokryw, które w wysokości 409 m osiągają grubość 7 m. Lita skała, pokazująca się poniżej linii grzbietu na głębokości 0,2—0,5 m, opada stopniami o nachyleniu spłaszczonych listew około  $10^\circ$ , a oddzielających je ścianek — około  $50^\circ$ . Ścianki te są powierzchniami ławic piaskowca (ryc. 16). Przeciętne nachylenie pogrzebanej powierzchni skalnej wynosi  $28^\circ$ . Na spłaszczonych listwach leży bezładnie ułożony rumosz skalny, pochodzący z obłamujących się i cofających wyższych stopni. Przy powierzchni tkwi on w drobnym materiale piaszczystym i jest wyraźnie zorientowany zgodnie z nachyleniem stoku. Ponieważ dziś teren ten jest utrwalony przez las, ułożenie to

świadczy o pełnieniu w klimacie zimnym rumowisk wietrzejącego piaskowca gruboławicowego. Pokrywy gruzowe przykrywa przeciętnie 0,5-metrowa warstwa gleby piaszczystej.

Fragmenty terasy wysokiej zachowały się dopiero w odległości około 500 m na północ od przełomowego zwężenia doliny Sanu w Solinie. Na północno-wschodnim stoku zaznacza się tu na wysokości 410—420 m n.p.m. spłaszczenie o nachyleniu  $8-5^{\circ}$  i szerokości do 120 m. Wznosi się ono nad korytem (358 m n.p.m.) około 55 m, a od terasy niskiej oddzielone jest zboczem o nachyleniu  $15^{\circ}$ . Cokół skalny stwierdzony w szybkach obniża się od 405 do 403,5 m \*. Na nim leży warstwa żwiru do 8 m miąższości, o elementach niejednolicie obtoczonych, ułożonych dachówkowato. Oprócz otoczków spotyka się tu ostrokrawędziste duże okruchy piaskowców, których udział rośnie ku stropowi. W spągu żwiru występują poziomy scementowane węglanem wapnia. W stropie rośnie ilość materiału drobnego, a średnica otoczków maleje — wiąże się to ze zmniejszaniem się siły transportowej rzeki i ze zwietrzeniem stropu pokrywy.

Żwiry rzeczne wyraźnie zazębiają się z osadami soliflukcyjnymi [13, 14], które w końcowej fazie akumulacji rzecznej wkraczą na osady rzeczne i podnoszą równinę terasy w części przystokowej. W tej pokrywie soliflukcyjnej odwapnienie jest szczególnie duże — piaskowce pozbawione są zupełnie  $\text{CaCO}_3$ , a porowatość sięga 36%. Zupełnie inna, silniej wapnista i z bardzo słabo zwietrzałymi okruchami piaskowca, jest młodsza pokrywa soliflukcyjna otulająca to spłaszczenie.

Opisane stanowisko jest bardzo istotne dla poznania genezy terasy wysokiej. Stwierdzenie zazębiania się osadów rzecznych ze stokowymi, które wkraczą na strop aluwii w wysokości 412 m n.p.m. (tj. 54 m nad poziom Sanu), pozwala przyjąć, że jest to stropowa równina akumulacyjna terasy wysokiej. Powiązaliśmy ją ze zlodowaceniem krakowskim [13].

Poniżej wysokości 410 m n.p.m., w miejscu gdzie brak terasy wysokiej, stok wschodni opada pod kątem średnio  $12-5^{\circ}$  aż do krawędzi na wysokości od 377 do 372 m (na północy). Ta wklęsła powierzchnia, od południa podcięta przez San, leży w przybliżeniu w poziomie terasy średniej (ryc. 4). Pod nakładem do 20 m miąższości stwierdzono rozległą, spłaszczoną powierzchnię erozyjną na wysokości 380—372 m n.p.m. (20—12 m nad poziomem rzeki). Powierzchnia ta, ograniczona od zachodu stromym do  $30^{\circ}$  kopalnym zboczem (ryc. 4, przekrój IX, X\*\*), jest nachylona ku NE pod kątem  $2^{\circ} 20'$ , a w pobliżu krawędzi wykazuje spadek z biegiem rzeki około  $10^{\circ}/\infty$  (ryc. 4, przekrój XI). Na cokole leżą żwiry i piaski rze-

\* Budowę spłaszczenia omówiono szczegółowo w osobnej notatce [13].

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



czne miąższości do 5 m, sięgające do wysokości 381 m n.p.m. Są to dobrze obtoczone piaskowce o spoiwie ilasto-wapnistym oraz krzemionkowym. Żwirry te, w dolnej części scementowane spoiwem węglanowym i żelazistym (fot. 6), ku górze przechodzą w warstwowane piaski. Ziarna piasków mają średnicę 0,001 do 2,0 mm, a współczynnik jednorodności wynosi 1,0; 4,2 i 16,0. Fakty te, jak i niewielki procent frakcji ilowej (2%) i pylastej (8—16%), wskazują na sedymentację rzeczną. Na piaskach leży seria pokryw stokowych o miąższości do 15 m, otulająca terasę średnią.

W strefie podcinanej przez San (fot. 4) zachował się fragment równiny skalnej na wysokości 373,5 m n.p.m. oddzielonej kopalnym podcięciem od około 6 m wyższej powierzchni erozyjnej terasy średniej (ryc. 4, przekrój XI). Na tym niższym cokole leży warstwa aluwiów miąższości około 6 m. Są to żwirry dobrze obtoczone o średnicy ziarna do 10 cm przeławianecane piaskami. Zaznacza się wyraźnie zmniejszanie się frakcji ku górze. Aluwia dochodzą do poziomu terasy średniej i przykryte są wspólną pokrywą stokową. Serie aluwiów są równowiekowe — zasypują one zatem nierówną, urozmaiconą rzeźbę erozyjną. Nachylenie cokołu skalnego terasy średniej typu ześlizgowego stwierdzamy po obu stronach Sanu. Na brzegu prawym jest on nachylony ku północy (od 382 do 375 m) i dowiązuje do powierzchni lewobrzeżnej listwy erozyjnej na wysokości 373,5 m. Listwa ta jest najniższym (i najmłodszym) fragmentem jednej ześlizgowej powierzchni erozyjnej meandrującego Sanu.

Na żwirach i piaskach terasy średniej leży kompleks rumoszków z glinami pylastymi i piaszczystymi. Cechą wspólną tych pokryw, mimo zróżnicowania w poszczególnych poziomach, jest ich duża niejednorodność (w pokrywach gliniastych współczynnik 22—70, w gliniasto-gruzowych — do 200). Kilka analiz określa udział poszczególnych frakcji: ilowa 9—18%, pylasta 32—62%, piaszczysta 32—45%. Analiza termiczna gliny z głębokości 1,5 m wykazała: 1,1% części organicznych, 6,7% kaolinitu, 2,2% węglanu wapnia, 90% krzemionki i części nierozpuszczalnych.

Seria ta osiagająca u podnóży stoku maksymalnie 20 m miąższości łągodzi kontrast między stokiem a równiną terasy. W części bliższej stoku jest ona dwudzielna (ryc. 4, przekrój IX, X). Na żwirach lub na stromym skalistym zboczu spoczywa warstwa dolnych rumoszków (0,8—6 m) przykrytych glinami piaszczystymi (1—8 m miąższości). W pobliżu wychodni piaskowca gruboławicowego większy jest udział rumoszu, dalej zaś od grzbietu — glin. Odpowiednikiem czasowym tych osadów dalej od stoku jest 1—2-metrowa warstwa glin piaszczystych, leżących wprost na żwirach. Na warstwie gliniastej leży dochodzący do 12 m miąższości pokład górnych rumoszków gliniastych, który wyraźnie łączy się z warstwą okrywającą górną część stoku. Solifluidalne ułożenie gruzu wskazuje na trans-

port po przemarzniętym podłożu. Poszczególne poziomy zawierają raz mniej, raz więcej części ziemistych. Niekiedy zaznacza się dwudzielność górnych rumoszków; są one wówczas przegrodzone poziomem glin piaszczystych będących odpowiednikiem podobnych glin stanowiska A.

Im dalej od grzbietu, tym rumosze bardziej cienieją, a wreszcie zanikają. Rośnie za to seria stropowych glin i piasków pylastych, osiągając miąższość 3,6 m (ryc. 4, przekrój IX). W obrębie tych drobnoziarnistych pokryw (które w pobliżu krawędzi leżą bezpośrednio na żwirach) rysuje się na odcinku około 200 m próg o nachyleniu do 20° i wysokości do 6 m oraz niższy płaski stopień na wysokości 381 m n.p.m. Krawędź ta, nadsypana materiałem wymytym ze zboczy po wylesieniu i zestromieniu krawędziami śródpolnymi, ma jednak chyba założenia starsze. Zmniejszanie się ziarn materiału dalej od stoku i brak rumoszków wskazuje na docieranie języków soliflukcyjnych tylko na pewną odległość od stoku; niżej transport wodny (podobny do stwierdzonego na stoku przeciwnym) osadza proluwia pochodzące z rozmycia pokryw soliflukcyjnych [1, 35]. Krawędź wyznacza więc prawdopodobnie zasięg nakładających się języków soliflukcyjnych wznoszących się nad niższą równiną akumulacji proluwialnej.

Opisane podnóże stoku z zachowaną kopalną terasą erozyjną opada w części południowej wyraźnym, zboczem do wysokości 366 m n.p.m., tj. do terasy dennej Sanu. W zboczu tym o nachyleniu 20° ukazuje się cokół skalny, który świadczy o erozji wgłębnej po powstaniu akumulacyjnej równiny terasy średniej. Najlepiej zachowane jest zbocze w piaskowcu gruboławicowym, który, jak pokazują wkopy, jest zwietrzały tylko do głębokości około 1 m, w porównaniu z 3-metrową zwietrzeliną na serii łupkowo-piaskowcowej. Około 200 m na północ krawędź ta zaciera się. Łagodny stok wypukło-wklęsły o nachyleniu 5—10° schodzi aż do terasy dennej Sanu. Stok ten otula płaszcz glin pylastych i piaszczystych miąższości 5—8 m, z materiałem ostrokrawędzistym w spągu (przekrój X). Gliny górne łączą się z wyżej leżącymi pokrywami stokowymi, schodzą do terasy dennej bez żadnego załomu i jakby ścinają osady terasy średniej.

Dno doliny Sanu na północ od zwężenia w piaskowcu gruboławicowym zajmuje lewobrzeżna terasa niska wysokości 4—6 m. Opada ona ku północy od 366,5 do 363 m n.p.m. (spadek 3,5 m na odcinku 1 km, tj. 1,75‰). Terasa ta ma cokół skalny leżący w poziomie koryta, w części północnej nierówny, o deniwelacji do 1 m (kopalna rynna). Na cokole spoczywają żwiry miąższości 2—4 m, nadsypane piaszczystymi madami podobnymi do spotykanych na najniższej 2—3-metrowej terasie Sanu. Mady te o charakterze piasku gliniastego wykazują dużą rozpiętość średnicy ziarn (0,001—1 mm) oraz współczynnik jednorodności 46 i 60. Ziarna frakcji ilowej stanowią 9‰, pyłowej 18—53‰, a piaskowej 38—73‰.



W dolinie Sanu u podnóża wzgórza o wysokości 499 m n.p.m. zostały zarejestrowane formy i osady, które wykazują zupełną zgodność ze stwierdzonymi na prawym brzegu. Stwierdzono tu następujące fazy:

I E — Powstanie nierównej, nachylonej ku wschodowi powierzchni erozyjnej (405—403 m).

II A — Zasypanie doliny Sanu osadami rzecznyymi (przy dużej dostawie grawitacyjnej ze stoków) do wysokości około 414 m n.p.m. (obniżającej się ku północy do 412 m n.p.m.). Osady rzeczne wyraźnie zazębiają się z pokrywami soliflukcyjnymi.

III E — Wycięcie rynn o stromych zboczach, w obrębie której San następnie ześlizgiwał się tworząc nachylone do 2° powierzchnie erozyjne, oddzielone od siebie krawędziami. Docięcie się Sanu do poziomu około 373 m n.p.m. u schyłku fazy III E.

IV A — Zasypanie doliny do wysokości 381 m n.p.m. — zakrycie starych erozyjnych powierzchni ześlizgowych. U schyłku fazy prawdopodobna akumulacja pokryw gruzowych i gliniastych (por. prawy brzeg), pełnzących z podciętego stoku góry wysokości 499 m n.p.m.

V E — Rozcięcie równiny terasy średniej i dalsze przesunięcie się Sanu ku wschodowi. Wietrzenie stropu pokryw gruzowych (dolnych).

VI A — Akumulacja na dennej równinie erozyjnej (spagowe żwiry). Otulenie teras wysokiej i średniej pokrywami gruzowo-gliniastymi pełnzącymi po stoku, a w odcinkach zbudowanych z serii łupkowo-piaskowcowych — zejście pokryw stokowych aż do dna doliny. U schyłku tego okresu wraz z zanikiem soliflukcji przemywanie pokryw stokowych i osadzenie na terasie średniej grubej warstwy proluwii.

VII E — Przemodelowanie dna doliny, pokrycie żwirów madami, wcinanie koryta w litą skałę. Podcinanie terasy średniej od południa przez San.

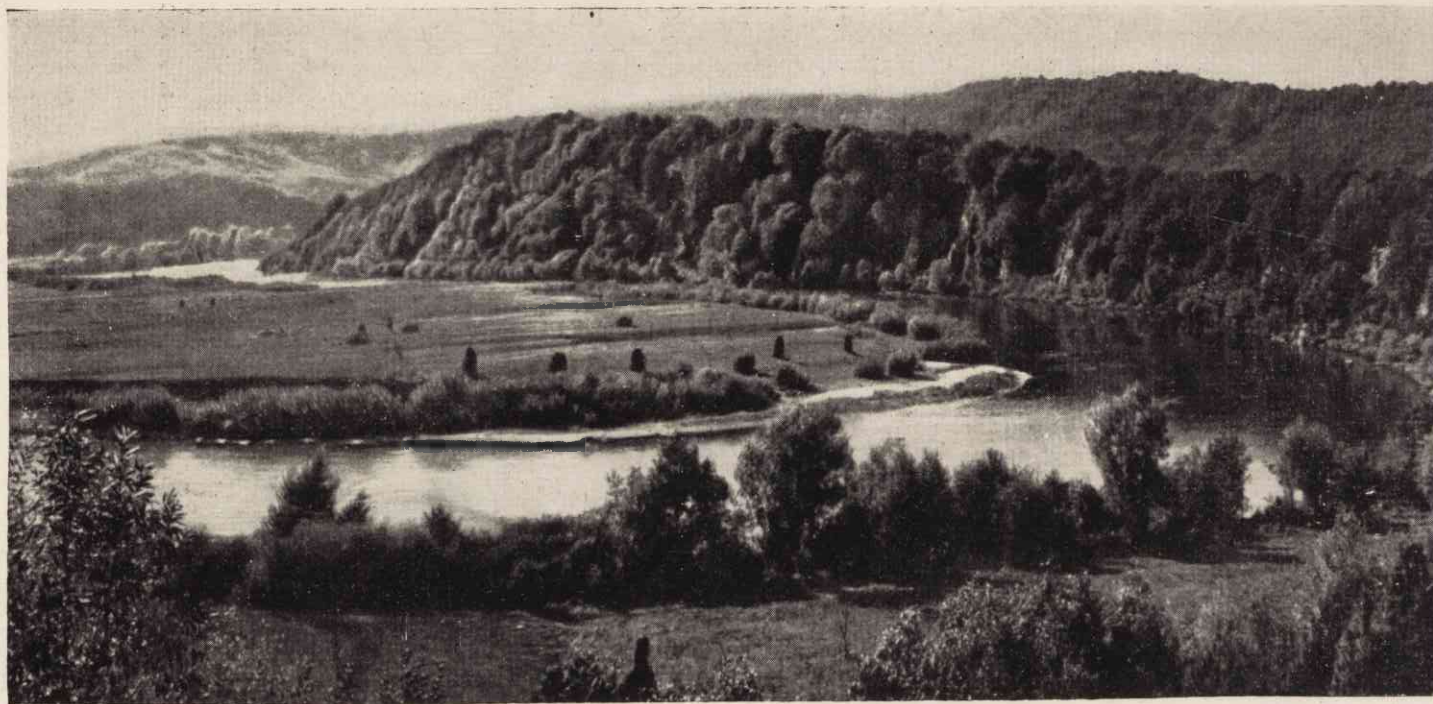
## MYCZKOWCE

### Stanowisko D

Wąski grzbiet Kozińca związany jest z wychodniami piaskowca gruboławicowego, który daje w partii podgrzbietowej stoki strome, łagodniejsze niżej w obrębie warstw łupkowo-piaskowcowych (fot. 7). Ku północnemu zachodowi odporna ławica jest ścięta — ciągnie się tu szeroki garb, spłaszczony w poziomie terasy wysokiej. Stoki tego garbu opadają do Sanu stopniami teras lub ścianą podcięcia. Szczegółowiej zbadano fragment długiego stoku Kozińca i otoczenie terasy wysokiej.

Stok Kozińca w części środkowej, gdzie grzbiet najbardziej oddalony jest od rzeki, ma długość 700 m (ryc. 5, przekrój XII \*). Część podszczyto-

\* Ryciny nie mieszczące się na stronie umieszczono na końcu książki pod „paską”.



Fot. J. Dziewański

Fot. 1. Początek pętli Sanu w Solinie. Podcięcie wąskiej ostrogi (stanowisko A). Nasada ostrogi (po prawej) jest wyraźnie niższa od kulminacji półwyspu meandrowego



Fot. L. Starkel

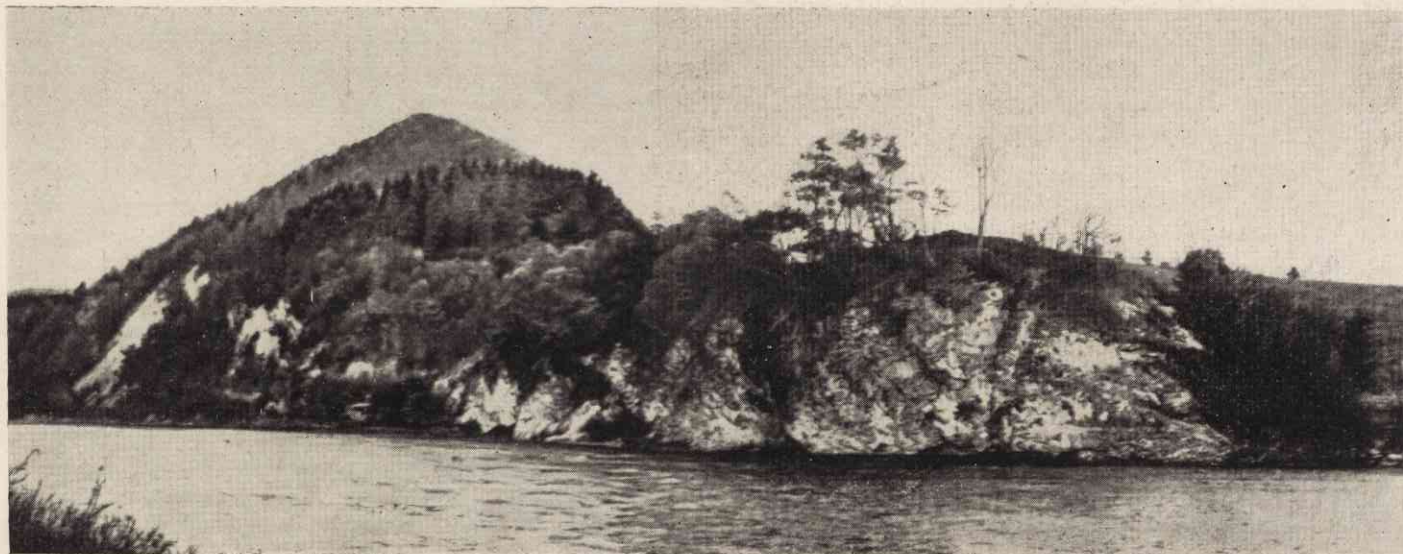
Fot. 2. Odslonięcie terasy wysokiej w Solinie (stanowisko B). Pod glinami stokowymi seria żwirów





Fot. J. Dziewański

Fot. 3. Widok na stanowisko C. Stok wąskiego grzbietu (499 m n.p.m.) przechodzi  
w spłaszczenia terasowe pokryte utworami soliflukcyjnymi



Fot. J. Dziewański

Fot. 4. Terasa średnia skalno-osadowa. Cokół buduje tu piaskowiec grubolawicowy.  
W dali kulminacja grzbietu 499 m n.p.m.



Fot. L. Starkel

Fot. 5. Widok od zachodu na zwężenie doliny Sanu koło Soliny. Po prawej wąska grzęda zbudowana z piaskowca gruboławicowego; za nią na prawo stok kryjący kopalne terasy (stanowisko A)





Fot. J. Dziewański

Fot. 6. Zwiry terasy średniej scementowane w spągu węglanem wapnia. W prawym dolnym rogu widać cokół skalny. Stanowisko C





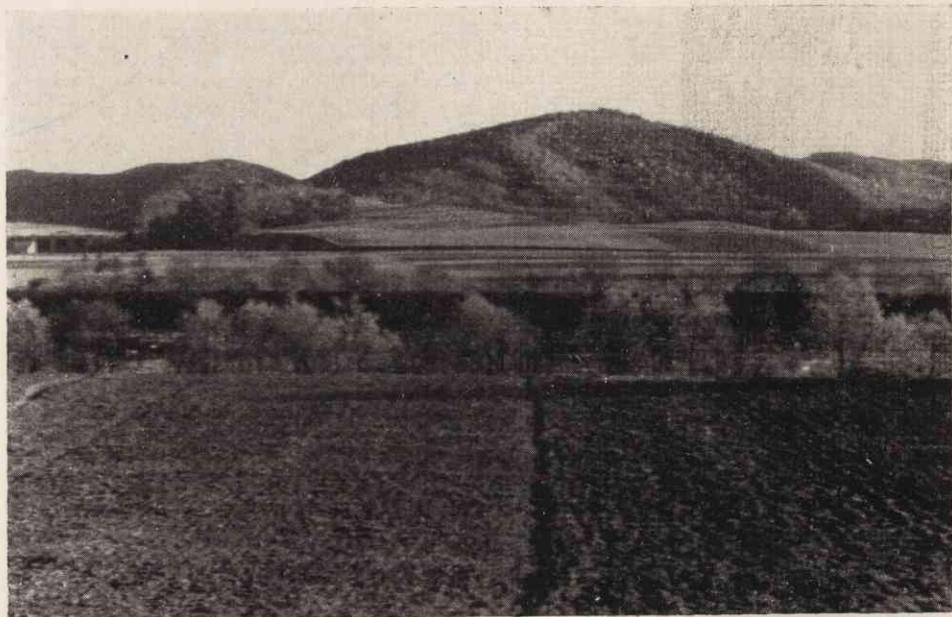
Fot. L. Starkel

Fot. 7. Widok od północy na monoklinalny grzbiet Żukowa na północ od Soliny. Prawy stok opada do Sanu. Jego przedłużeniem ku północnemu zachodowi jest grzbiet Kosińca



Fot. L. Starkel

Fot. 8. Stok Berda (stanowisko E). Łagodne podnóże kryje pod soliflukcją kopalną terasę średnią



Fot. L. Starkel

Fot. 9. Widok na Grodzisko (stanowisko F). Widoczne 3 stopnie teras czwartorzędowych: niska, średnia i wysoka



Fot. L. Starkel

Fot. 10. Widok na kotlinę Uherzec od północnego wschodu. Po prawej pagór meandrowy, w dali zaś pasmo Czulni zamykające od południowego zachodu kotlinę

wa o nachyleniu do  $30^\circ$  okryta jest gołoborzem, niżej przy nachyleniu  $18^\circ$  występują pokrywy gruzowo-gliniaste. Miąższość tych pokryw rośnie wraz ze zmniejszaniem się nachylenia od 2,5 m na wysokości 410 m ( $14^\circ$  nachylenia) do 10 m w obrębie podstokowej platformy akumulacyjnej nachylonej  $6^\circ$  ku rzece. Powierzchnia ta obcięta jest krawędzią na wysokości około 15–18 m nad poziomem Sanu. Ukazywanie się żwirów w krawędzi i cokół skalny stwierdzony pod pokrywami na wysokości niższej od 364 m wskazują, że mamy tu znów fragment terasy średniej zakryty pokrywami soliflukcyjnymi.

Poniżej krawędzi terasa 8-metrowa, zbudowana w stropie z glin, oddzielona jest załomem od terasy 3–4-metrowej. Równocześnie jednak z biegiem rzeki terasa 8-metrowa obniża się i przechodzi bez żadnego załomu w 4-metrową. Korytu Sanu towarzyszą łachy zarośniętego kamieńca; materiał żwirowy składa się w około 50% z otoczków piaskowców o spoiwie krzemionkowym, które pochodzą z górnej części dorzecza Solinki. Żwiry te świadczą o słabej dostawie materiału ze zboczy i selektywnym przemycaniu pokryw starszych.

Splaszczanie w północno-zachodnim przedłużeniu grzbietu Kozińca leży na wysokości 392–405 m n.p.m. Ma ono szerokość do 100 m, długość do 250 m. Opada ku północy pod kątem przeciętnie  $2\text{--}5^\circ$ . W jego części północnej pod pokrywami stokowymi i aluwiami leży na wysokości 392–394 m (43–45 m nad poziomem Sanu) nierówny cokół skalny, niekiedy zwietrzały (ryc. 5, przekrój XIII, XIV). Na nim spoczywa warstwa dobrze obtoczonych żwirów o miąższości do 3 m (45 m nad poziomem Sanu), cieniejąca ku brzegom splaszczania. Na żwirach występuje 2–6 m gruba warstwa pylasto-piaszczystych glin stokowych. Ku północy cokół skalny obniża się pod kątem  $3^\circ$  do 389 m n.p.m. Pokrywa żwirów została tu już zdarta. Cienką warstwę żwirów uważamy za resztkę pokrywy terasy wysokiej.

Ku południo-zachodowi poziom terasy wysokiej opada wklęsłym stokiem o nachyleniu  $18\text{--}21^\circ$  w części górnej, do  $12^\circ$  w dolnej. Od wysokości około 20 m nad poziom Sanu zaczyna się strome urwisko skalne (ryc. 5, przekrój XIV). W tym odcinku środkowym ukazują się pokrywy miąższości 3–5 m, złożone z piasków gliniastych z okruchami rozłożonych piaskowców i pojedynczymi dobrze obtoczonymi ziarnami żwiru. Piaski są wyraźnie smugowane, miejscami warstwowane, nachylenie warstewek, zgodne ze spadkiem, wynosi  $10\text{--}14^\circ$ . Jest to seria soliflukcyjno-deluwialna, nie wykazująca związku z zasypaniem rzeczny. Uwarstwienie wskazuje na akumulację na stoku ponad istniejącą ścianą podcięcia Sanu (lokalna podstawa denudacji). Fakty te, jak i nieznaczny udział żwirów ze zdegradowanej terasy wysokiej, oraz świeżość podcięcia wskazują, że akumulacja ta miała miejsce w ostatnim glacie.



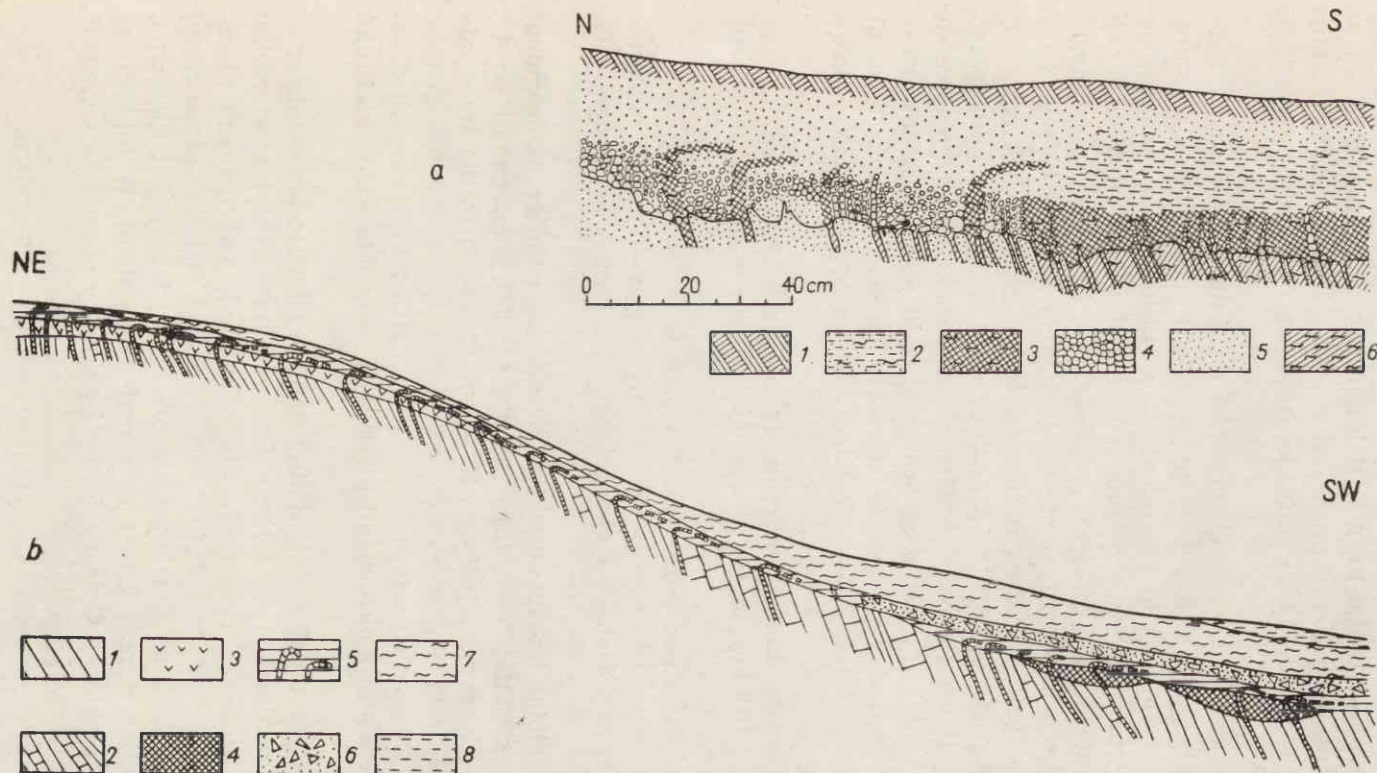
Północno-zachodni stok terasy wysokiej, schodzący do terasy średniej, jest łagodniejszy ( $12^\circ$ ). Powierzchnia skalna wykazuje nachylenie  $14^\circ$  — zanurza się stopniowo pod pokrywy stokowe, których miąższość rośnie od 1 do 4,5 m. Jest to właściwie garb denudacyjny. W przecinającym go wykopie o biegu NNE — SSW udało się uchwycić stosunek degradowanej powierzchni skalnej do pokryw. Garb ten zbudowany jest z serii piaszkowcowo-łupkowej nachylonej ku SW pod kątem  $70^\circ$ . W osi garbu (na wysokości 381 m) na nierówno zwietrzałym cokole leży 2-metrowa warstwa zwietrzliny (ryc. 6). O tym, że jest to zwietrzlina miejscowa, przekonują nas ławiczki odporniejszych piaszczowców sterczące w glinie na wysokość 1—1,5 m. W warstwie powierzchniowej występują dość liczne otoczaki, przyniesione z degradowanej terasy wysokiej — oznacza to, że w osi garbu przeważał transport stokowy z SE na NW. W odległości kilku metrów od osi garbu w glinie tkwią ławice wygięte zgodnie ze spadkiem w postaci haków. Haki zaczynają się już przy nachyleniu stoku około  $4\text{--}6^\circ$  — pełznięcie zachodziło więc nie w dzisiejszych warunkach klimatycznych [5, 24, 40].

Na stoku północnym cienkie wkładki łupków, tkwiące w zwietrzelinie piaszkowca, wyciągnięte są ku północy do 3 m — oznacza to, że cała masa zwietrzałego piaszkowca pełzła łącznie z wkładkami łupków. Podobnie jest w górnej części południowego stoku (ryc. 6). Haki rysują się już na głębokości 0,5 m, a wygięcia sięgają maksimum do 1,2 m głębokości — oznacza to, że ruchem objęta była tylko warstwa przypowierzchniowa, odmarzająca w okresach letnich. Jest ciekawe, że haki mają często ostre załamania, nawet pod kątem prostym — grunt odmarzał więc wielokrotnie do podobnej głębokości. Poniżej nagłego załamania odporna ławica tkwi nadal w zwietrzelinie gliniastej lub piaszczystej, ale nie jest wyruszona z naturalnego położenia — upad ma identyczny z całą niezwiertrzałą serią. Niższe partie dzisiejszej zwietrzliny nie były więc objęte ruchem. Zwietrzenie sięgające do 2 m w głąb należy uznać za rezultat postglacjalnego wietrzenia chemicznego. Dolna seria między głębokością 1 a 2 m była już jednak poprzednio zwietrzała mechanicznie — wskazują na to większe bloki niezwiertzale, tkwiące w materiale piaszczystym lub gliniastym.

W górnej części stoku rysuje się zatem wyraźne następstwo pokryw (od góry):

- warstwa grawitacyjna (soliflukcyjna), która pełzła corocznie w klimacie zimnym,
- warstwa z hakami pełznąca w okresach głębszego odmarzania (w późniejszym glacie ?),
- warstwa zwietrzelinowa (geliwacyjna) zwietrzała chemicznie w postglacjale.





Ryc. 6. Ułożenie pokryw stokowych na stanowisku D

a — profil wycinka górnej części stoku

1 — poziom humusowy; 2 — piasek gliniasty (warstwa soliflukcyjna); 3 — il — zwietrzelina na miejscu lub poziom haków; 4 — rumosz płaskowcowy (w piasku lub w glinie zwietrzelinowej); 5 — piaskowiec (na miejscu); 6 — łupek (na miejscu)

b — schematyczny przekrój stoku

1 — gruboławicowy piaskowiec; 2 — piaskowiec z łupkami; 3 — zwietrzelina (na miejscu) współczesna; 4 — zwietrzelina (na miejscu) kopalna; 5 — pokrywy zwietrzelinowe grawitacyjne (z hakami); 6 — pokrywy soliflukcyjne gliniaste; 8 — pokrywy proluwialne

Niżej, w odcinku zbudowanym z piaszczowca gruboławicowego, miąższość pokryw wynosi 1—1,5 m, a w dalszym odcinku rośnie do 4—5 m. Mimo zwiększenia nachylenia powierzchni skalnej do  $30^\circ$  powierzchnia stoku ma nachylenie  $10\text{--}15^\circ$ . Poniżej kopalnego progu maleje nachylenie cokołu do  $5^\circ$  (ryc. 6).

Tu w spągu glin piaszczystych grubości do 3 m, pochodzących z degradacji górnych partii stoku, występuje poziom gruzu ułożony zgodnie z nachyleniem stoku. Jest to przemieszczony soliflukcyjnie rumosz piaszczowca gruboławicowego, tworzącego próg kopalny. Na ruch wskazuje również wnikanie w ten poziom pojedynczych haków, wykazujących w tych wypadkach ostre załamanie na kontakcie litej skały i poziomu gruzowego. Niekiedy jednak zwietrzenie ławic mniej odpornych sięga głębiej. Pod poziomem gruzu grawitacyjnego występuje glina piaszczysta, a w niej tkwią pionowe, pojedyncze ławice skalne, wyginające się dopiero blisko kontaktu z warstwą gruzową. Haki pod poziomem gruzowym są rezultatem spełzowania w starszym okresie zimnym (ryc. 6). W dolnym odcinku stoku rysuje się więc następująca kolejność pokryw (od góry):

- warstwa deluwialno-soliflukcyjna (gliny piaszczyste),
- warstwa soliflukcyjna (gruzowa) wiążąca się w górnej części stoku z poziomem haków,
- warstwa haków pod poziomem gruzowym.

W rezultacie działania procesów zapisanych w pokrywach nastąpiło obniżenie górnej części stoku i akumulacja w dolnej — stok uległ złagodzeniu.

Pokrywy ze stoku terasy wysokiej schodzą ku północy na fragment równiny terasy średniej, powodując nachylenie jej powierzchni do  $4^\circ$ . Cokół skalny tej terasy o wysokości 10—13 m (358—361 m n.p.m.) opada ku zachodowi. Na cokole spoczywa cienka 1—3-metrowa warstwa żwirów sięgających do 363 m n.p.m. (ryc. 5, przekrój XIII). Żwiry okrywa 2—4-metrowa warstwa glin z okruchami piaszczowca — grubiejąca w kierunku stoku.

Poniżej terasy średniej w dnie doliny Sanu występuje terasa niska — 4—5-metrowa, zbudowana ze żwirów leżących na płaskiej powierzchni erozyjnej, w poziomie koryta (347—348 m n.p.m.), nadsypanych piaszczystymi madami. Ponadto korytu towarzyszy pas żwirowo-piaszczystej terasy zalewowej 1—2 m. Powierzchnia cokołu tej terasy jest nierówna, odporniejsze ławice sterczą 0,5—1 m ponad obniżeniami. W łupkach są wyerodowane zagłębienia. Opisane formy i pokrywy pozwalają uchwycić następujące fazy rozwoju doliny:

I E — Utworzenie równiny erozyjnej w poziomie 392—294 m.

II A — Akumulacja żwirów do nieznannej bliżej wysokości.

III E — Ścięcie erozyjne równiny akumulacyjnej, rozcięcie doliny do poziomu ok. 368 m n.p.m. Wietrzenie cokołu pod żwirami terasy wysokiej.

IV A — Akumulacja żwirów terasy średniej, degradacja stoków terasy wysokiej.

V E — Częściowe wyprzątnięcie aluwii terasy średniej, wycięcie rynny erozyjnej o głębokości podobnej do dzisiejszej, podcięcie stoku terasy wysokiej, wietrzenie chemiczne pokryw.

VI A — Akumulacja terasy 8-metrowej, akumulacja pokryw soliflukcyjno-deluwialnych na terasie średniej i nad lokalnymi podstawami denudacji.

VII E — Rozcięcie pokrywy rzecznej, włożenie niskich pokryw żwirowych (przemytych) i madowych. Wietrzenie chemiczne skał i pokryw odsłoniętych w górnych częściach stoków.

### Stanowisko E

Północno-zachodni wierzchołek Berda (570 m n.p.m.) opada ku dolinie Sanu wklęsłym stokiem długości 800 m, którego nachylenie w części górnej przekracza  $20^\circ$ , w dolnej zmniejsza się od  $12^\circ$  do  $6^\circ$  przy krawędzi, która oddziela ten stok od dna doliny (wys. koryta 350 m n.p.m.) (ryc. 1; fot. 8, 9).

W górnej części stoku przeważają pokrywy gruzowo-gliniaste (zwietrzelinowo-grawitacyjne), w wysokości około 410 m n.p.m. spadek maleje i miąższość pokryw rośnie szybko do 5 m. Są to: w stropie pyły piaszczyste, przechodzące niżej w rumosz i litą skałę.

W dolnej części spłaszczenia stokowego miąższość pokryw osiąga 7—9 m — w wierceniach napotkano wyraźne 2 poziomy gruzowo-gliniaste z leżącymi w ich stropie pokrywami pylastymi. Dolna seria, leżąca na nachylonym cokole skalnym, jest starą pokrywą prawdopodobnie grawitacyjną, zwietrzałą w stropie. Na górnej pokrywie gruzowej o grubości 3 m współcześnie wytworzyła się warstwa gleby. Wiercenia koło krawędzi napotkały osady rzeczne kopalnej terasy średniej, cokol leży na wysokości 359 m (10 m ponad cokołem teras dennych). Na skale spoczywa warstwa żwirów miąższości do 2 m, okryta pokrywami gliniastymi. Niekiedy w glinach występuje poziom gruzowy, który odpowiada górnemu poziomowi na stoku. Brak dolnego poziomu gruzowego wskazywałby na równoczesność akumulacji rzecznej i transportu grawitacyjnego w fazie IV A. Zaskakująca jest mała miąższość aluwii — prawdopodobnie strop terasy został usunięty erozyjnie (por. stanowisko B), a potem dopiero nastąpiło rozcięcie cokołu skalnego.

Krawędź terasy ponacinana jest płytkimi wąwozami, cofającymi się dzięki zapadaniu się stropu kanałów sufozyjnych związanych ze spływem



wody gruntowej w górnym poziomie gruzowym. Terasa niska Sanu u stóp krawędzi zbudowana jest z warstwy żwirów (1,5 m) przykrytych 2-metrową warstwą glin piaszczystych i piasków.

Stok Berda zachował ślady form i pokryw młodszych od terasy wysokiej. Z fazą III E wiąże się cokol terasy średniej. Pokrywa terasy średniej i prawdopodobnie nawiązująca do niej dolna pokrywa gruzowo-gliniasta pochodzą z fazy IV A. Faza V E była wyraźnie dwuetapowa: wprawdzie został zdarty strop terasy średniej, a potem wycięta rynna erozyjna. W fazie VI A nastąpiło złożenie pokryw grawitacyjnych na terasie średniej. Terasa niska została włożona w rynnę erozyjną, prawdopodobnie w fazie VII E.

### Stanowisko F

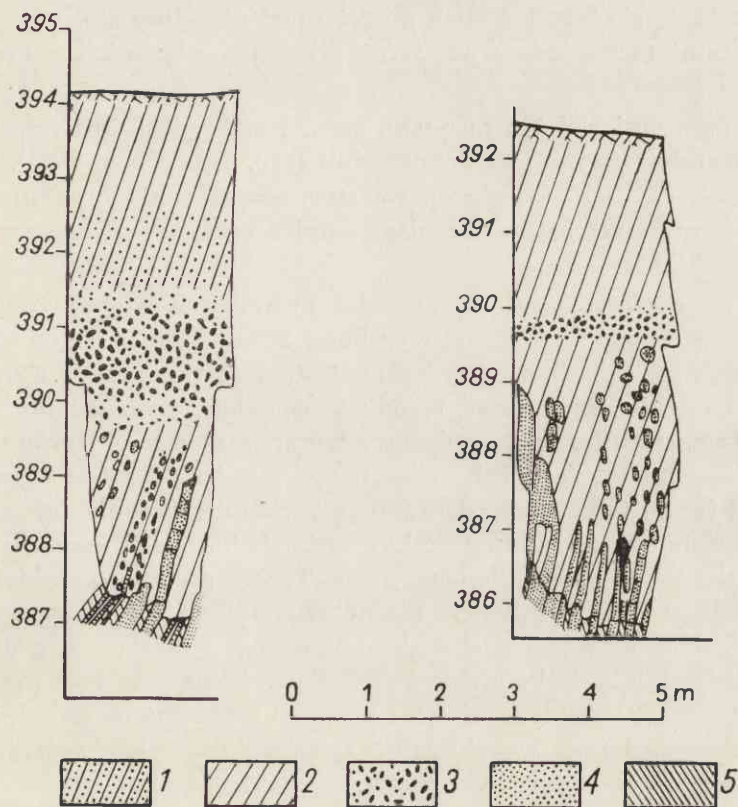
Obejmuje ono pokrywy i formy czwartorzędowe na lewym brzegu wielkiej pętli Sanu zamkniętej wzniesieniem Grodziska. Szczegółowiej zbadana została sama szyja meandru, leżąca w poziomie terasy wysokiej, ograniczona z obu stron ścianami podcięć schodzących aż do Sanu (koryto powyżej pętli leży w wysokości 348 m, a poniżej pętli — 338 m n.p.m.). Ostroga ta ma kształt szerokiego na 250—300 m garbu o nachyleniu stoków 3—8°. Oś garbu opada początkowo pod kątem 10°, a poniżej wysokości 410 m n.p.m. pod kątem 1—4°. Od wysokości 393 m spadek wzrasta do 15° (ryc. 7, przekrój XV, XVI \*).

Kilkadziesiąt wierceń i szybików pozwoliło poznać budowę kopalnego fragmentu terasy wysokiej [13]. Powierzchnia erozyjna, ścinająca stromo ustawione łupki i piaskowce środkowej serii krośnieńskiej i leżąca na głębokości od kilku do 14 m, opada wyraźnie ku północy od 397 m do 389 m n.p.m. i ma nachylenie 1—3° (ryc. 7). Miąższość warstwy żwirów dochodzi do 5 m, a strop ich sięga do 399 m n.p.m. Wycięta jest w nich niższa równina erozyjna. Tu w części północnej, gdzie warstwa żwirów przed okryciem glinami była niewielka, stwierdzono zwietrzenie cokołu pod żwirami do 4—5 m (ryc. 8). Wietrzenie to autorzy wiążą z okresem interglacjalnym. Miąższość utworów stokowych przykrywających żwiry waha się od 6 do 12 m. Bliżej stoku Grodziska występują wyraźne 2 warstwy rumoszków z grubymi seriami glin w stropie. Ułożenie materiału i duża jego niejednorodność wskazują na transport z południa (ze stoku Grodziska), w okresie gdy jeszcze szeroki pas stoku schodził na terasę wysoką. Obecnie tak duża dostawa na wąską ostrogę, podcinaną z obu stron, byłaby niemożliwa. Rzut oka na przekrój poprzeczny ostrogi (ryc. 7, przekrój XVI) pozwala zauważyć, że miąższość pokryw maleje od 12 m w części centralnej do 5 m ku podcięciom.

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



Zaokrągloną denudacyjnie formę szyi meandru można wytłumaczyć jedynie późniejszym degradowaniem pokryw związanych z cofaniem się ścian skalnych, podcinanych przez San. Szybkie zwężenie szyi następowało w okresie ostatniego glaciału wskutek wietrzenia mechanicznego (faza VI A). Pokrywy leżące na ostrodze muszą być starsze. Pochodzą



Ryc. 8. Profile szybików na ostrodze Grodziska

1 — gliny piaszczyste; 2 — gliny pylaste; 3 — żwiry; 4 — ławice piaskowców; 5 — ławice łupków

zapewne w zasadniczej masie z fazy IV A, a niższa pokrywa gruzowa, leżąca wprost na żwirach, odpowiada pokrywie soliflukcyjnej powiązanej na stanowisku C ze schyłkiem fazy II A [13]. Zwietrzenie cokołu pod żwirami (z fazy II A) musiało nastąpić w okresie ciepłym fazy III E, przed złożeniem glin, które utworzyły poziom nieprzepuszczalny dla wód opadowych.

U podnóża wschodniego podcięcia występuje terasa wysokości 4—5 m, zbudowana z mad piaszczystych i glin, podścielonych 1-metrową warstwą

żwirów. W poziomie stropu żwirów wycięta jest w ścianie zbocza wąska półka, okryta usypiskami gruzowymi. Powierzchnia żwirów, jak i opisana półka wycięta w skale, tworzą zatem jedną powierzchnię erozyjną, starszą od akumulacji mad (późnoglacialną).

Północny stok terasy wysokiej jest wypukły i ma nachylenie wzrastające od 5 do 15°. We wkopach na tym stoku (w wysokości 384—390 m n.p.m.) odsłania się 2 m warstwa gliny, a pod nią gliny stokowe przepełnione żwirami (z degradowanej terasy) i zwietrzały cokół z poziomem haków w jego stropie.

Niżej, na wysokości 376 m n.p.m. zaznacza się płaska listwa erozyjna z cienką warstwą żwirów na powierzchni (ryc. 3, przekrój VIII). Trudno rozstrzygnąć, czy jest to odpreparowana powierzchnia erozyjna (28 m nad poziomem Sanu), czy też młodszy stopień erozyjny wycięty w cokole terasy wysokiej.

Niżej na rozszerzającej się ostrodze meandru występuje szeroki do 100 m stopień terasy średniej na wysokości 366 m. Obniża się on wyraźnie ku północy, a od południa ograniczony jest częściowo grzędą zbudowaną z piaskowca gruboławicowego. W odkrywce widać cokół skalny na wysokości 362 m. Na nim leży 4-metrowa warstwa dobrze obtoczonych żwirów. Powierzchnia terasy leży więc na wysokości 22 m nad poziomem Sanu. Dziś terasa ta dochodzi do Sanu po zachodniej stronie ostrogi. Pierwotnie musiała oddzielać ją od rzeki grzęda skalna, gdyż inaczej leżałaby w wysokości 28 m nad poziomem Sanu. Terasy średniej o takiej wysokości nigdzie nad górnym Sanem nie notowano. Resztką tej „zapory” jest biegnący ku NWW wąski grzbiecik zbudowany z piaskowca gruboławicowego, oddzielający tylko niskie terasy Sanu i leżące w jego przedłużeniu skaliste wzgórze Zwierzynia (391 m n.p.m.). Ma ono na swych stokach resztki pokrywy terasy wysokiej. Prawdopodobnie całe wzgórze, analogicznie jak szyja meandru, było okryte żwirami w fazie II A.

Wokół wzgórza, mającego ślady świeżych podcięć po stronie NE, występują niskie terasy o wysokości zmiennej 8—3 m (często dwudzielne). Niekiedy w rozcięcie starszej pokrywy żwirowej (z fazy VI A) włożone są piaszczyste mady, które osiągają strop żwirów i tworzą z nimi jedną powierzchnię terasową [40]. Występowanie wszystkich stopni terasowych na meandrowej ostrodze Grodziska — Zwierzynia pozwala na stwierdzenie kolejnych faz rozwoju doliny:

I E — Powstanie podżwirowej powierzchni erozyjnej obniżającej się od 397 do 389 m (i prawdopodobnie niżej, por. kotlina Uherzec).

II A — Akumulacja żwirów terasy wysokiej, sięgająca do 399 m n.p.m. (w Zwierzyniu ponad 391 m n.p.m.), zakończona akumulacją pokryw soliflukcyjnych.

III E — Stopniowe rozcinanie terasy wysokiej — wpięrw wycięcie stopnia w żwirach, potem erozja w litej skale — docięcie do poziomu 362 m n.p.m. Wietrzenie cokołu terasy wysokiej.

IV A — Akumulacja żwirów na cokole skalnym terasy średniej — złożenie pokryw stokowych na terasie wysokiej na szyi meandru.

V E — Rozcięcie równiny terasy średniej przeciętnie do poziomu dzisiejszego koryta. Erozyjne wypreparowanie ławicy piaskowcowej na ostrodze Zwierzynia.

VI A — Akumulacja żwirów w dnie doliny, osłabiona dostawa i wzmożona degradacja starszych pokryw soliflukcyjnych na zwężanej erozyjnie szyi meandru.

VII E — Początkowo rozcięcie pokrywy żwirowej i podcinanie zboczy, potem akumulacja mad.

#### KOTLINA UHERZEC

Płaskodenna kotlina Uherzec, której część południową przecina San, ma zarys owalny, w jej środku wznosi się izolowane wzgórze. Na południe od niego wkracza do kotliny od wschodu ostroga skalna, która oddziela od doliny Sanu kręte obniżenie rynnowe, otaczające wzgórze ze wszystkich stron. Dno tego obniżenia płaskie, nacięte tylko korytami Sanu i Olszanki, opada od północnego wschodu ku południowemu zachodowi. Największą szerokość ma dno na południowy zachód od wzgórza, gdzie przepływa przez nie San, i na północnym wschodzie — gdzie do kotliny uchodzą doliny Olszanki i Orelca (fot. 10). Części rynny południowo-wschodnia i północno-zachodnia są węższe (rzędu 300 m), o zboczach często stromych, zbudowanych z bardziej odpornego kompleksu piaskowców. Występują tu wyraźne podcięcia erozyjne, wskazujące na płynięcie dawniej tym obniżeniem dużej rzeki.

Na zboczach kotliny, jak i w obrębie wzgórza występują ślady wyższych pokryw akumulacyjnych (ryc. 3, przekrój VIII). Samo wgórze o wysokości około 380 m n.p.m. ma zachowane w części południowo-zachodniej resztki pokrywy terasy wysokiej na wysokości 375 m. Pierwotnie pokrywa terasy sięgała zapewne wyżej, ale została zdenudowana.

Na północno-zachodnim krańcu wzgórza ciągnie się listwa terasy akumulacyjnej na wysokości zaledwie 6 m nad dnem obniżenia (357 m n.p.m.). Wysokość jej nad dzisiejszym korytem Sanu wynosi 15 m (terasa średnia).

Na wspomnianej już wąskiej ostrodze, oddzielającej dolinę Sanu koło Myczkowiec od właściwej kotliny Uherzec występuje na cokole skalnym w wysokości 381 m (według pomiaru altimetrem) cienka pokrywa żwirów tkwiących w glinie piaszczystej. Cokół leżący tu 35 m nad rzeką wyznacza jedno z najniższych miejsc przedczwartorzędowego dna na tym



odcinku doliny. W kierunku zachodnim występuje płat niższej terasy skalno-akumulacyjnej o wysokości 361 m (15 m nad poziomem rzeki). Jest on obcięty stromym zboczem od południa, ku północy zaś opada łagodnie aż do osi obniżenia otaczającego wzgórze meandrowe.

Duży grzbiet między dolinami Olszanki i Orelca w Uhercach opada ku południowemu zachodowi wypukło-wklęsłym stokiem, którego podnóże okryte pokrywami soliflukcyjnymi o nachyleniu 2—6° przechodzi w dno obniżenia. Ponad tę powierzchnię stokową wystercza ostry pagórek denudacyjny (nachylenie stoków ok. 20°), którego kulminacja osiąga wysokość 380 m (ryc. 9, przekrój XVII). Zbudowany on jest ze żwirów o średnicy do 5 cm, tkwiących w glinie piaszczystej. Jest to obniżona resztką pokrywy terasy wysokiej, wyraźnie nawiązująca do stwierdzonych dalej na południu fragmentów teras. Cokół skalny pod żwirami leży tu na pewno poniżej 379 m n.p.m. Resztki zasypania w postaci żwirów zostały również stwierdzone w zachodnim obrzeżeniu kotliny na garbie wysokości 387 m n.p.m.

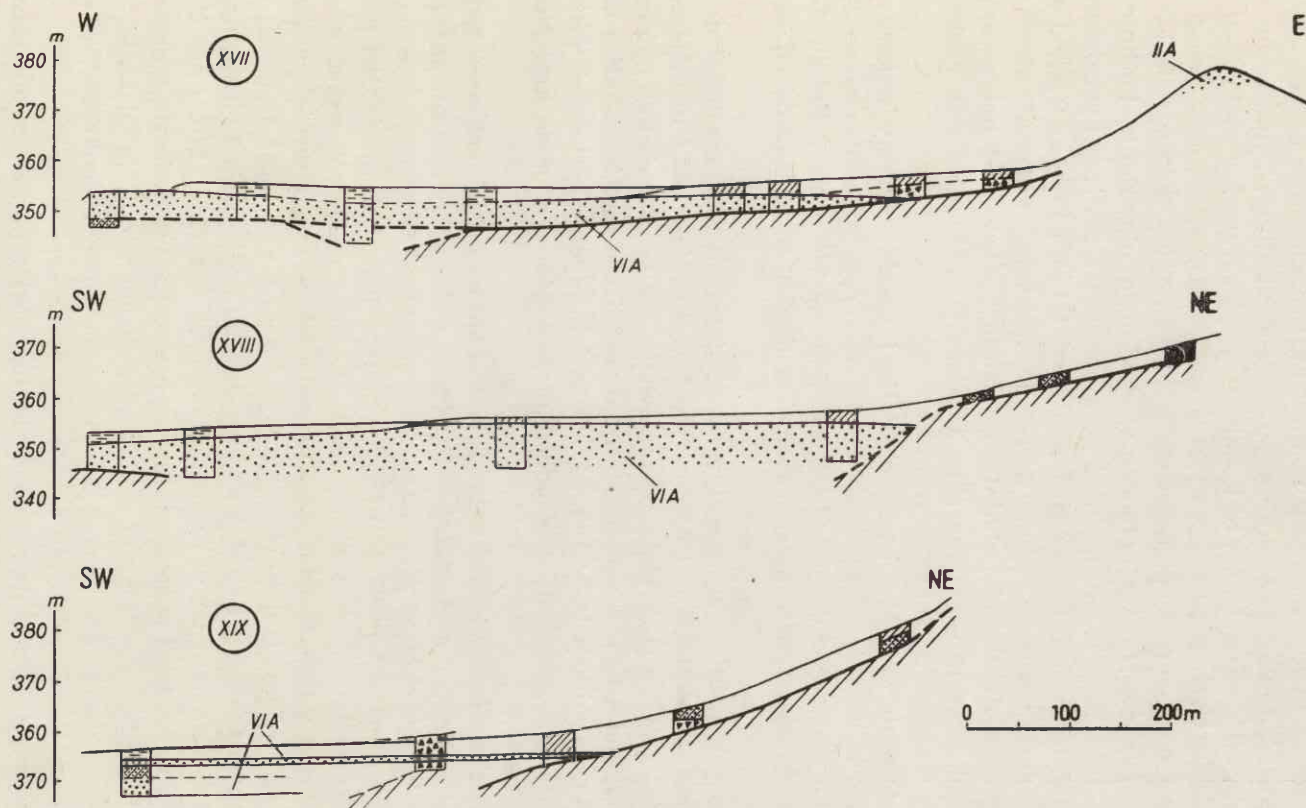
Z rozmieszczenia fragmentów terasy wysokiej wynika, że cały obszar kotliny pokryty został osadami terasy wysokiej. Sieć dolin i obniżeń wyciętych w tej terasie i jej cokole jest więc młodszą. Powstanie tak rozległej powierzchni akumulacyjnej można związać jedynie z erozją boczną Sanu w okresie poprzedzającym akumulację. Skręcający na zachód San przepiłowując odporne ławice piaskowca gruboławicowego na linii Koziniec-Zwierzyn szybciej powiększa zakole w miększej serii piaskowcowo-łupkowej. Do sprawy tej powrócimy w osobnym rozdziale.

Wiercenia ręczne wykonane w dniu południowo-wschodniej części kotliny Uherzec pozwoliły na wyjaśnienie genezy wzgórza i okalającej go rynny\*.

Wschodnia część kotliny ma podmokłe dno, łagodnie wznoszące się ku stokom. Północno-zachodnią część obniżenia wykorzystuje dziś potok Olszanka. Korytu wyciętemu miejscami w skale towarzyszą wąskie smugi erozyjnej terasy 1-metrowej, rozległa terasa 2,5-metrowa oraz zachowane u wylotów bocznych dolinek i podnóży stoków fragmenty terasy 6-metrowej. Pokrywy stokowe otulają zarówno terasę 6-metrową, jak i podnóża stoków otaczających kotlinę. Powierzchnia erozyjna pod aluwiami Olszanki jest nierówna i składa się z nabrzmień i zagłębień — oś rynny kopalnej leży przeciętnie 6—7 m poniżej poziomu Olszanki. Ku zboczom cokół skalny podnosi się i Olszanka docina się do skały. Omawiany odcinek rynny ma wyraźne nachylenie ku SW (342—340 m). Na północ przy przejściu z kotliny Uherzec do właściwej doliny Olszanki (ryc. 9, prze-

\* Część wierceń uzyskano dzięki uprzejmości kierownika mgr Wąsa z Przedsiębiorstwa Geologicznego Budownictwa Przemysłowego w Krakowie.





Ryc. 9. Przekroje przez północną część kotliny Uherzec (XVII—XIX)  
Objaśnienie znaków jak na ryc. 2

krój XVII) powierzchnia cokołu na krótkim odcinku podnosi się o 3—5 m, a miąższość aluwii maleje z 12 do 6 m. Erozyjne dno doliny Olszanki jest wyraźnie zawieszone nad erozyjnym dnem kotliny. Tymczasem w kotlinie powoli wznosząca się oś kopalnej rynny skręca ku wschodowi i południowemu wschodowi (ryc. 9, przekrój XVIII). Nie wnika ona jednak w dolinę Orelca (ryc. 9, przekrój XIX). Dno tej doliny, jak również cokoły podnóży stoków północno-wschodniego obrzeżenia kotliny leżą w wysokości 350—355 m n.p.m. i korespondują z zawieszonym dnem Olszanki lub nawet z fragmentem terasy średniej na północny wschód stoku wzgórza meandrowego. Jedyne wiercenie, wykonane w rynnie otaczającej wzgórze meandrowe od południa, osiągnęło podłoże pod pokrywami na wysokości 345,4 m — rynna skręca zatem ku południowemu zachodowi i otacza wzgórze meandrowe (ryc. 10 \*).

Zawieszenie wylotów bocznych dolin i przebieg rynny wskazują na to, że jest to istotnie rynna Sanu, której dno erozyjne obniża się od 348 m n.p.m. na wschód od ostrogi Grodziska poprzez 345 m na południu, 342 m na północy od wzgórza meandrowego aż do 339 m na zachód od ostrogi Grodziska.

Rynnę wypełnia warstwa aluwii, żwirowych w spągu (od 4 do 9 m miąższości), a gliniastych i piaszczystych w stropie (1—2,5 m miąższości). Żwiry te są przeważnie słabo wysortowane, ale zwykle dobrze obtoczone. Do głębokości 4 m przeważają ziarna o średnicy 0,5—3,5 cm, niżej częste są ziarna o średnicy 10—20 cm. Ziarn zwięzłych i spękanych jest niewiele (5—20%). Znaczny jest udział piaskowców o spoiwie krzemionkowym (50,6%).

W wielu miejscach zaznacza się wyraźnie dwudzielność serii żwirów. W rynnie północno-zachodniej żwiry dolne, wskazujące na transport przez dużą rzekę, oddziela od stropowej około 2-metrowej warstwy żwirów (nadsypanych glinami i piaskami) cienki, mający 0,5—1 m miąższości poziom glin piaszczystych (ryc. 3, 9). Świeżość osadów stropowych wskazywałaby, że górne żwiry zostały włożone w postglacjale w rynnę wyciętą w pokrywach z ostatniego glaciału (faza VI A — terasa 6-metrowa). Powyżej zbiegu potoków Olszanki i Orelca między dwoma poziomami żwirów, na głębokości 6 m (347 m n.p.m.) napotkano warstwę torfów, bliżej nie zbadanych. Torfy te, jak i poziomy gliniasto-piaszczyste w żwirach, spoczywają w przybliżeniu na wysokości cokołu erozyjnego w dolinie Olszanki — do tego cokołu doszła zatem erozja wyprzątająca starsze pokrywy. W głębszej rynnie Sanu zachowała się starsza, dolna seria żwirów.

W dolinie Olszanki na północ od kotliny żwiry na zawieszonym cokole nie wykazują dwudzielności i bliżej stoków zazębiają się lub są przykryte

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

pokrywami gliniasto-gruzowymi, które należałoby powiązać z fazą VI A. Seria starsza nie została tu więc wyprątnięta.

W północno-wschodniej części rynny pokrywa żwirowa znów jest dwudzielna (dzieli je 3 m piasków i glin), a na warstwie górnej sięgającej do 353 m n.p.m. spoczywają pokrywy stokowe, tworzące rozległą platformę akumulacyjną (ryc. 9). Górne żwiry nie są tu równowiekowe z serią holceńską, włożoną w dolinie Olszanki.

Potok Orelec płynący doliną nieproporcjonalnie szeroką w stosunku do długości jest leniwą strugą, która nie mogłaby przynieść grubszego materiału.

W wierceniu wykonanym w martwej rynnie Sanu na południe od wzgórza meandrowego na wysokości 355 m n.p.m. przebito następujące warstwy (głębokość podana w metrach):

0 —1,4	Gлина piaszczysta
1,4—2,5	Zwir z domieszką gliny
2,5—4,6	Gliny i pyły z rumoszem piaszczystym
4,6—7,6	Gлина pylasta
7,6—8,2	Zwir z domieszką gliny
8,2—9,6	Zwir
9,6	Cokół skalny

Również tu zaznacza się dwudzielność serii żwirów. Najciekawsza jest dzieląca je 5-metrowa seria pokryw grawitacyjno-deluwialnych, która mówi o wypełnianiu rynny utworami stokowymi. Rynna mogła być wtedy najwyżej okresowo czynna. San musiał płynąć już wówczas w kierunku zachodnim, a wielki meander Uherzec był już odcięty. Postępująca dalej agradacja dolin była zapewne przyczyną kilkakrotnego wtargnięcia wód Sanu do opuszczonego zakola i złożenia górnej warstwy żwirów. Po ich osadzeniu jeszcze dokonywała się denudacja stoków (stropowe gliny pochodzą z okresu gospodarki człowieka) i rozcięcie części zachodniej zakola przez Olszankę. Rzeka ta przemyła aluwia Sanu i włożyła pokrywę postglacjalną (ryc. 3). Ponieważ kopalną rynnę erozyjną niższą od terasy średniej należy powiązać z fazą V E (interglacjalną), dlatego wszystkie opisane zdarzenia, tj. osadzenie dolnej pokrywy żwirów, przecięcie szyi meandru i powtórna akumulację żwirów należy odnieść do fazy VI A. Żwiry dolne pochodzą z fazy początkowej ostatniego zlodowacenia, górne leżące na pokrywach soliflukcyjnych wyznaczają zapewne maksymalny zasięg akumulacji z ostatniego glaciału (Hochglazial [53]), przecięcie meandru mogło mieć miejsce w okresie jednego z interstadiałów. Wzmoczone procesy erozyjne w tym czasie [3, 39] umożliwiły przepięłowanie na południowy zachód od góry meandrowej resztek grzędy zbudowanej z mało odpornych warstw i zatopionej w dolnej pokrywie żwirowej.

Na podstawie omówionych materiałów można ustalić następujące fazy rozwoju kotliny Uherzec:



I E — Powstanie szerokiej powierzchni erozyjnej na wysokości około 380 m n.p.m. utworzonej przez erozję boczną Sanu przy współdziale dopływów.

II A — Zasypanie kotliny do wysokości ponad 390 m (zasypanie kulminacji ostrogi Zwierzynia). Miąższość akumulacji do 20 m.

III E — Powstanie meandru w czasie rozcinania pokrywy żwirowej. Następnie wycięcie rynny meandrowej o głębokości około 30 m (360—355 m n.p.m.), otaczającej obecną górę meandrową.

IV A — Powstanie równiny akumulacyjnej terasy średniej, opadającej we wschodniej części kotliny ku północy od 366 m (ostroga Grodziska) do 357 m n.p.m. (stok wzgórza meandrowego).

V E — Wycięcie rynny głębszej od dzisiejszej, otaczającej wzgórza meandrowe, podcięcie wylotów dolin bocznych i północno-wschodniego obrzeżenia kotliny Uherzec.

VI A — Akumulacja dolnych żwirów w rynnie, następnie przecięcie szyi meandrowej, zasypanie starorzecza pokrywami stokowymi oraz aluwiami Sanu i Olszanki.

VII E — Rozcięcie zachodniej części rynny (do około 6 m) przez Olszanke, włożenie stożka Olszanki.

## WNIOSKI

### FAZY ROZWOJU DOLINY SANU W CZWARTORZĘDZIE (CHRONOLOGIA ZDARZEŃ, STRATYGRAFIA POKRYW)

Określenie wieku przedstawionych form napotyka trudności ze względu na brak wskaźników florystycznych; dlatego też oparto się na analizie wykształcenia litologicznego i ułożenia osadów tworzących stopnie terasowe w dolinie Sanu. Cokoły o różnej wysokości z odrębnymi pokrywami aluwii wiążą się z etapowym pogłębieniem doliny, które było przegradzane fazami akumulacji. Za kryteria datowania osadów i form przyjęto również stosunek osadów rzecznych do pokryw soliflukcyjnych, który wskazuje na równoczesność lub następstwo czasowe procesów trwających w okresach glacialnych [14]. Ilość pokryw soliflukcyjnych jest większa na terasach wyższych, co wskazuje na starszy wiek tych teras.

Cokoły erozyjne (z fazy I E) pod żwirami terasy wysokiej uważamy za starsze od zlodowacenia krakowskiego. Obok stwierdzonego przez Klimaszewskiego [24] związku tej pokrywy z morenami i żwirami fluwioglacjalnymi koło Przemyśla wiek terasy wysokiej potwierdzają inne fakty:

1) jest to najwyższa z teras, której słabo obtoczone żwiry zazębiają się w części stropowej z osadami soliflukcyjnymi (najstarszy peryglacjał [12, 24].

2) pokrywy tej terasy mają miąższość największą — podobnie jak w innych dolinach podpartych przez łądolód [24].

Powierzchnia erozyjna pod żwirami pochodzi zatem sprzed zlodowacenia krakowskiego. Jest ona nierówna — na stanowisku F widać wyraźnie jej nachylenie (ryc. 7).

Uznając stanowisko w Solinie (393 m n.p.m.) i Uhercach (378 m n.p.m.) za fragmenty osi koryta otrzymamy, że San płynął wówczas 30—35 m nad współczesnym korytem (ryc. 10). Różnica wysokości obu stanowisk wynosi 15 m, a spadek na odcinku 8,5 osiągał 1,8‰. Wysokość dna z fazy I E odpowiada najniższym cokołom w sąsiednich odcinkach doliny [24].

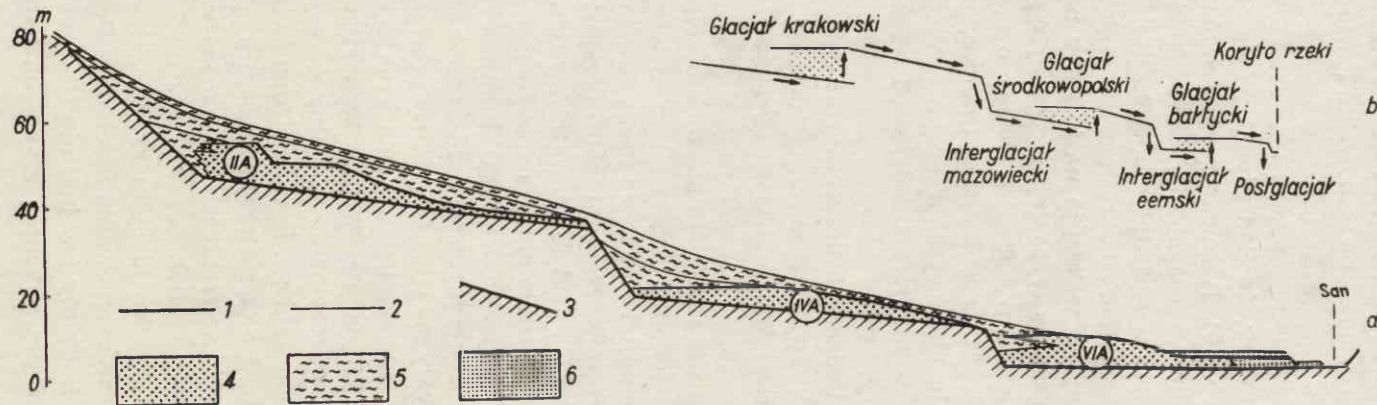
Zasypanie (faza II A), które nastąpiło po okresie erozji wgłębnej i bocznej, miało charakter klimatyczny — wskazuje na to duży udział materiału nieobtoczonego w żwirach terasy wysokiej. W pełnej serii aluwów, nigdzie nie zachowanej w osi doliny w całości (ryc. 11), o łącznej miąższości 20—23 m w Solinie, a 17—21 m w kotlinie Uherzec, zaznacza się wyraźne zróżnicowanie w profilu pionowym. W spągu występują dobrze obtoczone żwiry, scementowane w niektórych miejscach węglanem wapnia (stanowiska B, C, F). Żwiry, wśród których przeważają piaskowce o spoiwie krzemionkowym, pochodzące z dorzecza górnej Solinki, mają wyraźnie zaznaczające się otoczki zwietrzelinowe. Obtoczenie i pochodzenie żwirów świadczą o słabej dostawie materiału ze stoków w początkowym okresie akumulacji.

Ku stropowi żwirów rośnie udział materiału słabo obtoczonego i ostrokrawędzistego. Jest to materiał lokalny, często silnie zwietrzały. Bliżej zboczy starej doliny przeważa materiał stokowy i osady rzeczne zalegające się z językami gruzowymi, przemieszczonymi soliflukcyjnie po stoku (facja przystokowa — stanowisko C). Jest to niewątpliwy dowód równoczesności akumulacji rzecznej i soliflukcyjnej, co z kolei wskazuje na glacialny wiek całej serii [13, 27, 39]. Schyłek fazy akumulacyjnej zaznacza się wkraczaniem pokryw soliflukcyjnych na osady rzeczne.

W stanowiskach C i F zachowały się więc fragmenty powierzchni stropowej zasypania doliny Sanu w czasie zlodowacenia krakowskiego (ryc. 12\*). Złożenie pokryw soliflukcyjnych na żwirach w partiach przystokowych wskazuje na rozpoczęcie rozcinania równiny terasy wysokiej w czasie recesji zlodowacenia krakowskiego. Rzędne stropu żwirów (417 m n.p.m. w Solinie, 398,5 m na ostrodze Grodziska) świadczą o spadku równiny akumulacyjnej z biegiem rzeki w granicach 3‰. W kotlinie Uherzec równina ta miała o wiele mniejszy spadek.

Faza III E rozpoczęła się u schyłku glacjału krakowskiego wskutek obniżenia podstawy erozji w czasie ustępowania lądolodu z Pogórza Karpackiego. Zmiany biegu rzeki koło Soliny i w kotlinie Uherzec wskazują, że San płynął zakolami, rozcinał powierzchnię zasypania i doprowadził

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



Ryc. 11. Schematyczny przekrój poprzeczny i fazy rozwoju doliny Sanu w czwartorzędzie

a — wzajemny stosunek powierzchni erozyjnych, pokryw akumulacji rzecznej i stokowej w dolinie Sanu

1 — powierzchnia erozyjna; 2 — powierzchnia akumulacyjna; 3 — cokół skalny; 4 — osady rzeczne plejstoceny; 5 — pokrywy stokowe;  
6 — osady rzeczne holoceny

b — zmiany położenia koryta Sanu w czwartorzędzie (fazy akumulacji, erozji wgłębnej i tworzenia powierzchni ześlizgowych)



ostatecznie do powstania odcinków epigenetycznych. Dowodem pośrednim na meandrowanie rzeki po równinie akumulacyjnej jest większe nachylenie równiny z fazy II A ( $3^0/00$ ) od spadku dna erozyjnego z fazy I E ( $1,8^0/00$ ). Duża różnica w spadkach może być wytłumaczona przez pozorne skrócenie długości rzeki (zwiększenie spadku) w fazie II A w wyniku pomiaru odcinka rzeki wzdłuż osi doliny. Wynika stąd, że rzeczywista długość Sanu na tym odcinku była większa — San musiał więc płynąć zakolami.

Rozcinanie (faza III E) miało różny przebieg. Pogłębienie do poziomu cokołu terasy średniej nie nastąpiło od razu. Początkowo pokrywa żwirów była stopniowo rozcinana (stanowisko F) i odbywało się przesuwanie meandrowych koryt w żwirach. Dlatego San w kotlinie Uherzec mógł tak daleko ku północy przerzucić swą rynnę. Strome zbocza skalne, ograniczające tu rynnę o meandrowym przebiegu, wskazują, że później nastąpił okres erozji wgłębnej. Rzeka docięła się do skał podłoża i większą część energii zużytkowała na pogłębienie rynny erozyjnej. Było to możliwe w okresie zmniejszonej dostawy materiału ze stoków, co wskazuje z kolei na ocieplenie klimatu i utwardzenie stoków przez roślinność.

Okres erozji wgłębnej — powstanie rynny meandrowej o dość symetrycznych zboczach — odpowiada interglacjałowi mazowieckiemu (ryc. 13 \*). Z tego też okresu pochodzi zwietrzenie cokołów zdegradowanej terasy wysokiej i cementacja spągu żwirów węglanem wapnia [13].

Dno rynny okryte pokrywą terasy średniej nie jest jednak płaskie. Na stanowiskach A i C stwierdzono powierzchnie ześlizgowe i dzielące je krawędzie. Nachylenie powierzchni ześlizgowych osiąga wartość  $2^\circ$ , a rozpiętość wysokości 8,5 m. Zmiana warunków transportowych i zwiększona dostawa materiału ze stoków wzmogła erozję boczną, co umożliwiło przesuwanie koryta i tworzenie powierzchni ześlizgowych. Najniższe dno erozyjne stwierdzone w wysokości 373,5 m — 358 m n.p.m. (stanowiska C i E) miało spadek  $2,6^0/00$  na odcinku 6 km.

W utworach terasowych pochodzących z fazy akumulacyjnej IV A zaznacza się również zróżnicowanie, choć nie tak wyraźnie jak w serii terasy wysokiej. Spągowe żwiry są dobrze obtoczone, górne słabiej. Wyżej przechodzą w piaski, a te w pokrywy stokowe deluwialne (stanowiska A) lub soliflukcyjne (stanowisko C). Łączna miąższość aluwii z tego okresu wynosi 10, 14 m; spadek powierzchni akumulacyjnej trudno ocenić ze względu na zły stan zachowania stropu pokrywy. Fakt istnienia w stropie starych pokryw stokowych, które są w części górnej zwietrzałe i przykryte młodszymi pokrywami soliflukcyjnymi, należy tłumaczyć jako

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

równoczesność denudacji peryglacialnej i wcinania się rzeki. Z okresu zlodowacenia pochodzą też pokrywy stokowe na terasie wysokiej, które uległy potem częściowej degradacji w ostatnim glacie (stanowisko F), i dolne pokrywy soliflukcyjne wypełniające kopalne rynny erozyjne, dołączające do cokołu skalnego terasy średniej (stanowisko A).\*

Aluwia terasy średniej i ich nadkład autorzy odnoszą do okresu zimnego zlodowacenia środkowopolskiego. Równina tej terasy nawiązuje do terasy średniej niżej Sanoka i koło Dynowa [23, 24]. Zaklasyfikowane przez Klimaszewskiego do tego poziomu fragmenty terasy 30-metrowej koło Leska i Zagórza są obniżonymi erozyjnie lub denudacyjnie fragmentami terasy wysokiej.

Wycięta w aluviach, a pogłębiona w litej skale młodszą rynną doliny Sanu mającą dno wysłane osadami z ostatniego glaciału uważa się za powstałą w fazie V E. Rozpoczęła się ona u schyłku glaciału środkowopolskiego i trwała przez interglacjał eemski. Cienienie pokrywy żwirów ku osi doliny interglacialnej (stanowiska A, C, D) i obniżanie się powierzchni terasy (kotlina Uherzec) wskazuje, że w początkowej fazie erozji rzeka mogła mieć znów tendencje do ześlizgiwania się. Później nastąpiło wcinanie się rzeki — wycięta została rynna, głębsza od poprzedniej doliny (z fazy III E), ale również o przebiegu krętym. Dno jej w obrębie opuszczonego meandru Uherzec jest nierówne; wklęsłe zbocze doliny meandrowej jest strome, wyloty bocznych dolin i stok są podcięte. Przed zasypaniem rynny znów zaznaczyła się skłonność Sanu do intensywnej erozji bocznej. Spadek rynny interglacialnej (1,85‰) niewiele różnił się od dzisiejszego, raczej był mniejszy, bo San płynął zakolem pod Uherce (ryc. 14 \*\*).

Osady wyścielające rynną denną (faza VI A) tworzą terasę niską 7—8 metrową o spadku 1,5‰, zachowaną jedynie we fragmentach. Seria ta jest dwudzielna, w spągu żwirowa (stanowiska A, C), wyżej piaszczysta, gliniasta, często z pokrywami stokowymi w stropie (dolina Osławy i Sołinki). Udział osadów stokowych świadczy o glacialnym wieku serii.

W opuszczonym zakolu Uherzec na żwirach dolnych leży gruba warstwa pokryw stokowych okrytych znów żwirami w poziomie równiny terasy. Pokrywy pod górnymi żwirami wskazują na silną degradację stoków. Nie pochodzą one ze schyłku glaciału, gdyż wtedy, jak można sądzić na podstawie innych stanowisk w dorzeczu górnej Wisły [28, 38, 40], następowało już rozcinanie istniejącej równiny terasy niskiej. Autorzy przypuszczają, że najgrubsza warstwa soliflukcyjna pochodzi z głównej fazy

\* Możliwe jest, że dolna seria soliflukcyjna na stanowisku A pochodzi ze stadium Warty.

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

Würmu (por. Dobra [27], Krościenko [25]), a żwiry dolne reprezentują początkową fazę zlodowacenia. Ścięcie meandru koło Uherzec odpowiada prawdopodobnie okresowi interstadialnemu (orynłak), z którego pochodzi w Karpatach poziomy podkreślający w wielu profilach dwudzielność pokrywy glacialnej [3, 39, 41, 45].

Z okresu ostatniego glaciału pochodzą też grube, przekraczające często 10 m, pokrywy stokowe na wyższych terasach, przede wszystkim zaś nieodwapnione pokrywy na terasie średniej. Zasypały one zupełnie interglacialne dolinki erozyjne u podnóży stoków (ryc. 2). Poziomy gliniaste, spotykane w nich, mogą świadczyć o osłabieniu transportu soliflukcyjnego i o wietrzeniu chemicznym w okresie interstadialnym [53]. Skład mechaniczny i ułożenie pokryw (często pylastych, wapnistych, wykazujących pionową łupliwość) wyklucza ich związek z akumulacją lessu (por. [42]).

Faza erozji (VII E) rozpoczęła się w dolinach karpackich najpóźniej na początku późnego glaciału (por. [20, 34, 40]). Na stanowisku F na równinie erozyjnej wyciętej w tym okresie w żwirach i skalistym zboczu spoczywają gruzowe pokrywy usypiskowe u stóp podcięcia. Śladem tendencji Sanu do tworzenia w tym czasie erozyjnych powierzchni ześlizgowych są fragmenty terasy 8-metrowej, obniżające się z biegiem rzeki na niewielkiej odległości do poziomu terasy 4-metrowej (stanowisko D). Terasa 3—4-metrowa jest jednak w wielu miejscach włożona (stożek Olszanki). Obok żwirów występują mady i piaski, często z florą holoceną [40]. Obecnie San raczej eroduje w głąb; w korycie na dużych odcinkach odsłaniają się warstwy krośnieńskie. Zbocza koryta są jednak na ogół symetryczne i tylko przy podcięciach widać powolne przesuwanie zakoli w dół rzeki (poniżej przełomu w Solinie). Poza zwężeniem w Solinie koryto erozyjne utrzymuje się w poziomie koryta interglacialnego. Spadek koryta dzisiejszego (1,9‰) wskutek ścięcia meandru Uherzec jest nieco większy niż w ostatnim interglaciale.

W wyniku następowania po sobie faz erozji i akumulacji powstały w dolinie Sanu 3 piętra terasowe: 2 zboczowe i 1 denne, które składają się z elementów morfologicznych o różnej genezie i wieku lub też mają charakter poligeniczny:

- 1) spłaszczenia terasy wysokiej, w obrębie których występują: kopalna powierzchnia erozyjna przedkrakowska, fragmenty akumulacyjnej terasy wysokiej i wyciętych w jej pokrywie teras erozyjnych, oraz nałożone na te elementy pokrywy stokowe, tworzące spłaszczenia akumulacji soliflukcyjnej [13],

- 2) spłaszczenia niższego poziomu zboczowego, tj. terasy średniej, w obrębie których zaznaczają się kopalne powierzchnie erozyjne ze schyłku interglaciału mazowieckiego, równiny akumulacyjnej terasy średniej



(często zdegradowanej) i nałożone na nie grube pokrywy stokowe tworzące spłaszczenia podstokowe,

3) poziom dennej złożony z 2 teras: terasy z ostatniego glaciału i holoceńskiej.

Pod aluwiami występują równiny erozyjne utworzone w różnych okresach ostatniego glaciału.

#### PRZYCZYNY POWSTANIA I ROZWÓJ MEANDROWEJ DOLINY SANU

Z przedstawionych materiałów wynika, że San miał wielokrotnie tendencje do meandrowania. Obecnie również ma on bieg meandrowy. Należy przypuszczać, że przyczyny meandrowania Sanu były różne i złożone w poszczególnych okresach. Największe, najbardziej kręte meandry występują na badanym odcinku w dwóch miejscach: powyżej zwężenia w Solinie i w kotlinie Uherzec — a zatem powyżej miejsc przecięcia przez rzekę odpornego piaskowca gruboławicowego (ryc. 12). San przecina w czterech miejscach tę serię, ale meandry tworzy tylko powyżej wejścia do wąskiej synkliny, której skrzydła zbudowane są z piaskowca gruboławicowego. Przyczyna tkwi w różnym upadzie skrzydeł synkliny i w jej szerokości. Atakując piaskowiec „od zewnątrz”, przy wejściu w strefę osiową synkliny, San napotyka duży opór w przepiłowywaniu ławic nachylonych ( $55$  i  $70^\circ$ ) w kierunku płynięcia rzeki. Równocześnie wyżej ma możliwość łatwego erodowania w rozsypliwych piaskowcach — istnieje zatem predyspozycja do powstania kotlinek erozyjnych. San wypływając z synkliny łatwiej podmywa i obłamuje wietrzejący piaskowiec gruboławicowy, natomiast w wąskiej i głębokiej dolinie między dwoma rusztowymi grzbietami nie ma warunków do wytworzenia typowych meandrów.

Cokół skalny wysokiej terasy wykazuje między Myczkowcami a Uhercami wyraźne nachylenie ku północy od  $397$  do  $378$  m n.p.m. San na poziomie około  $395$  m płynął jeszcze prawdopodobnie osi synkliny i u stóp Grodziska opuszczał synklinę kierując się na zachód (ryc. 12). Przepiłowanie północnego skrzydła synkliny spowodowało szybkie przesuwanie się rzeki ku północy w mało odpornym podłożu, rozciętym już doliną Olszaneki, i doprowadziło do powstania meandru. Wracający do synkliny San musiał przepiłować piaskowiec gruboławicowy, co jeszcze bardziej wzmacniało erozję boczną. Powstała powierzchnia ześlizgowa meandru wymuszonego strukturą. Zakręt poniżej Zwierzynia (skręt pod północno-zachodnim stoki Grodziska), oddzielający ponad  $100$  m wysokie grzbiety, jest również związany ze strukturą. San płynie osi synkliny a następnie przecina jej południowo-zachodnie skrzydło. Powyżej przełomu przez pasmo Jawor — Berdo w Solinie duża odległość między zachowanym pod stoki Jawora dnem przedkrakowskim a dzisiejszą ryn-

WIEK, PROCESY I WYKSZTAŁCENIE LITOLOGICZNE OSADÓW RZECZNYCH  
I STOKOWYCH W DOLINIE SANU MIĘDZY SOŁINĄ A ZWIERZYNIEM

Okres	Fazy erozji i akumulacji przyjęte w tekście	Procesy w dnie doliny	Pokrywy w dnie doliny	Procesy na stokach	Pokrywy na stokach	Formy
Postglacjał	VII E	akumulacja erozja wgłębna /i równoczesna słaba boczna/	mady, żwiry i piaski rzeczne	spłukiwanie, sufozja, erozja linijna wietrzenie chemiczne	pokrywy deluwialne gleby na pokrywach zwietrzelinowych i stokowych	Koryto Sanu równina akumulacyjna terasy sałewowej rynnny erozyjne i formy sufozyczne na stokach
Glacjał bałtycki	VI A	ześlizgiwanie w aluwialach? równina erozyjna w żwirach, erozja boczna	pokrywy gruzowe u stóp podcięć	wietrzenie mechaniczne soliflukcja, spłukiwanie peźnięcie rumoszu odpadanie na podcięciach	pokrywy zwietrzelinowe pokrywy zwietrzelinowo-grawitacyjne	kopalna równina erozyjna nowe ściany podcięć
		akumulacja rzeczna i soliflukcyjna erozja boczna	stropowa seria żwirów w kot- pokrywy solif. linie spagowa seria Uherzec żwirów	wietrzenie chemiczne	dwudzielne pokrywy soliflukcyjne gruzowo-gliniaste	równiny akumulacyjno-soliflukcyjne równina akumulacji terasy niskiej przecięcie szczyt meandru koło Uherzec
Interglacjał eemski	V E	ześlizgowe meandry w dnie erozyjnym	?	wietrzenie mechaniczne soliflukcja, spłukiwanie peźnięcie rumoszu odpadanie na podcięciach	pokrywy deluwialne	powierzchnia erozyjna pod terasami niskimi /kopalna/
		erozja wgłębna		wietrzenie chemiczne	odwapnianie starszej pokrywy soliflukcyjnej i stropu żwirów terasy średniej	
Glacjał środkowo-polski	IV A	ześlizgowe meandry w aluwialach, akumulacja soliflukcyjna	pokrywy soliflukcyjne i deluwialne na aluwialach	soliflukcja, spłukiwanie peźnięcie rumoszu wietrzenie mechaniczne	starsze pokrywy soliflukcyjne gruzowo-gliniaste pokrywy zwietrzelinowo-grawitacyjne	starsze równiny akumulacyjne soliflukcyjno-deluwialne /kopalne lub zdegradowane/ równina akumulacyjna terasy średniej
		akumulacja rzeczna erozja boczna	żwiry i piaski rzeczne terasy średniej			
Interglacjał mazowiecki	III E	ześlizgowe meandry w dnie erozyjnym	bardzo dobrze obtoczone spagowe żwiry na cokołach terasy średniej	wietrzenie chemiczne erozja linijna	głębokie zwietrzenie cokołów teras wysokich odwapnianie żwirów powstanie w ich spągu zlepieńców	ześlizgowe powierzchnie erozyjne pod terasą średnią /kopalne/ kopalne rynnny erozyjne
		erozja wgłębna				
		ześlizgowe meandry w aluwialach	pokrywy soliflukcyjne na aluwialach starszych bardzo dobrze obtoczone, żwiry na odpreparowanych cokołach	soliflukcja spłukiwanie wietrzenie mechaniczne	najstarsze pokrywy soliflukcyjne gruzowo-gliniaste	erozyjne terasy w żwirach /zachowane lub kopalne/ odpreparowane cokoły skalne
Glacjał krakowski	II A	akumulacja rzeczna /i soliflukcyjna/ erozja boczna	żwiry rzeczne terasy wysokiej zazębiające się w stropie z pokrywami soliflukcyjnymi			
		ześlizgowe meandry w dnie erozyjnym	bardzo dobrze obtoczone żwiry na nachylonej równinie erozyjnej	wietrzenie chemiczne		równina erozyjna /kopalna lub odpreparowana/
Interglacjał tegieleński	I E					



ną otaczającą od zachodu kulminację ostrogi wskazuje, że i tu istniało rozszerzenie doliny spowodowane erozją boczną.

San płynie jednak w szerokiej na 300—500 m dolinie meandrowej na znacznej długości [23, 40] — geneza meandrów wciętych w terasę wysoką musi być inna. Wycięcie doliny Sanu i wszystkich dolin wschodniokarpackich w litej skale wskazuje na podnoszenie tego obszaru jeszcze w czwartorzędzie [24]. Sprawą wieku ruchów tektonicznych zajmiemy się bliżej w rozdziale następnym. Rozmieszczenie resztek pokrywy terasy wysokiej w dolinie Sanu mówi o dużej szerokości dna doliny na tym poziomie (1—1,5 km) i jej bardziej prostolinijnym przebiegu. Kręta dolina meandrowa wycięta jest w terasie wysokiej, co widać najwyraźniej powyżej połączenia Sanu i Solinki. Meandry zostały założone na powierzchni akumulacyjnej. Były to początkowo meandry swobodne, na co wskazuje duży spadek równiny akumulacyjnej. Tylko taki meander wyjaśnia nową rynnę typu epigenetycznego w Solinie (ryc. 12). Faza erozji bocznej i rozcinania pokryw, utrwalająca swobodne meandry Sanu, nastąpiła u schyłku glacjału krakowskiego [24]. Faza ta została stwierdzona w dolinie Mozeli i innych przez E. Kremer i C. Trolla [49]. Strome zbocza rynny świadczą jednak o nastąpieniu potem okresu erozji wgłębnej. Erozja wgłębna poprzedza następną fazę ześlizgiwania (tab. 4, ryc. 3) na początku następnego glacjału. Meandry dolinne Sanu mają więc złożony charakter: odziedziczony i ześlizgowy zarazem.

Dolina meandrowa Sanu między Soliną a Myczkowcami raz utworzona (po glacjale krakowskim) była później pogłębianą, poszerzaną i nieznacznie przesuwaną. Wskazuje na to kręty przebieg rynny, wysokie podcięcia i występujące jedynie po przeciwnej stronie podcięć stopnie terasowe. Na utrwalenie meandrowej rynny wpłynęło tu zapewne obramowanie stromo ustawionymi skrzydłami synkliny, zbudowanymi z bardziej odpornych piaskowców.

Na innych odcinkach w płaskodennej dolinie meandrowej Sanu i jego dopływów (Solinki i in.) zakładały się na młodszych równinach akumulacyjnych nowe meandry ześlizgowe. Taką genezę ma m. in. wycięta w skale u schyłku ostatniego glacjału nowa rynna meandru Solinki powyżej Wołkowyi. W kilku miejscach (obszar D i in.) na zakolach równina terasy z ostatniego glacjału obniża się z biegiem rzeki do poziomu terasy holocenińskiej, co również należy tłumaczyć ześlizgiem. Stwierdzenie równin ześlizgowych, niższych od terasy wysokiej, potwierdza słuszność tezy E. Kremera, że warunki do przesuwania się zakoli istniały u schyłku każdego glacjału.

Warunki do ześlizgiwania istniały jednak również na przejściu z interglacjału do glacjału — powierzchnie ześlizgowe z tych okresów są nad Sanem wyraźnie wykształcone (stanowiska A, C, F).



Ześlizgiwanie rzeki i erozja boczna trwa w niektórych miejscach również i dziś. San meandrując pozostawia, przy niepodcinanych zboczach doliny, fragmenty terasy z ostatniego glacjału. Dzisiejsze kręte koryto Sanu zostało założone na równinie akumulacyjnej terasy niskiej. Rzeka podcinając zbocza poszerza dno i przesuwając powoli zakola w dół rzeki. San nie pogłębia, albo pogłębia bardzo nieznacznie dno erozyjne z ostatniego interglacjału. W przesuwaniu meandrów i poszerzaniu dna przeszkadzają zwężenia przełomowe, gdzie San musi „wyprostowywać” swój bieg. Rzeka nie mogąc szybko przepłówać piaszczystego grudoławicowego całego swą energię zużywa na poszerzanie doliny i wypręparowywanie stromych ustawionych ławic (stanowisko A, C, F). Powyżej „zapory” piaszczystej rośnie powierzchnia łuku meandru i jego krzywizna. Wydłużone ostrogi podcinane z obu stron przez rzekę są w końcu przepłowywane. Tak np. San skrócił swój bieg w ostatnim glacialu koło Uherzec (ryc. 3, 14). Również szyja ostrogi w Solinie jest zwężona, a wzgórze Zwierzynia łączy z Grodziskiem tylko niska grzęda piaszczysta. Na dalsze poszerzanie doliny meandrowej założonej u schyłku glacjału krakowskiego zaczyna w coraz większym stopniu wpływać struktura podłoża.

Geneza meandrów dolinnych jest na badanym odcinku doliny Sanu złożona. Pogłębienie doliny wiąże się z podnoszeniem obszaru. Lokalnie występujące meandry wymuszone włączone zostają w czwartorzędzie do obejmującego całą dolinę rytmu klimatycznego, w którym po fazach akumulacji z meandrami swobodnymi tworzą się meandry ześlizgowe, utrwalane erozją wgłębną w okresach interglacialnych. Rzeka ma jednak tendencję do meandrowania zarówno na przejściu od glacjału do interglacjału [42], jak i na przejściu od interglacjału do glacjału. Obserwacje te zgadzają się z teorią L. Kadara [21], który za Cholnoky’em przyjmuje, że rzeka ma skłonność tworzenia meandrów swobodnych, przekształcających się w ześlizgowe, w okresach równowagi między siłą transportową rzeki a ilością materiału transportowanego. Przeciężenie rzeki materiałem transportowanym istniało w dolinie Sanu w okresie glacialnym [24, 32, 50], nadmiar energii w stosunku do transportowanego materiału występował w okresach interglacialnych.

Równowaga — a zarazem możliwość największego natężenia procesów (dużo wody, duża dostawa ze stoków, silne wietrzenie na podcinanych zboczach) — istniała w okresach przejściowych. Wtedy też — należy sądzić — powstawały zasadnicze rysy dzisiejszej meandrowej doliny Sanu.

#### MODELOWANIE STOKÓW W DOLINIE SANU W CZWARTORZĘDZIE

W literaturze światowej trwa dyskusja na temat rozwoju stoków, kierunku, w jakim postępuje ten rozwój na obszarach o różnym klimacie

i różnej budowie geologicznej, oraz na temat roli poszczególnych procesów w ich kształtowaniu [2, 4, 7, 9, 18, 30]. Autorzy rozpraw wychodzą na ogół od rozważań teoretycznych i bardzo rzadko opierają się na analizie materiałów odnoszących się do poszczególnych stoków.

W rozdziale tym zestawiono materiały zebrane dla kilkunastu stoków w dolinie Sanu, na podstawie których staramy się określić kierunek, sposób i szybkość przekształcania ich w czwartorzędzie.

### Podział stoków

Kształt stoków opisanych w poszczególnych stanowiskach jest wyraźnie uzależniony od udziału erozji bocznej Sanu w ich modelowaniu oraz od wykształcenia litologicznego i ułożenia skał tworzących dany stok.

Na omawianym terenie można wyróżnić cztery grupy stoków (ryc. 15):

a) wypukło-wklęsłe i wklęsłe stoki grzbietów rusztowych zbudowane w części górnej z odpornych na wietrzenie piaskowców,

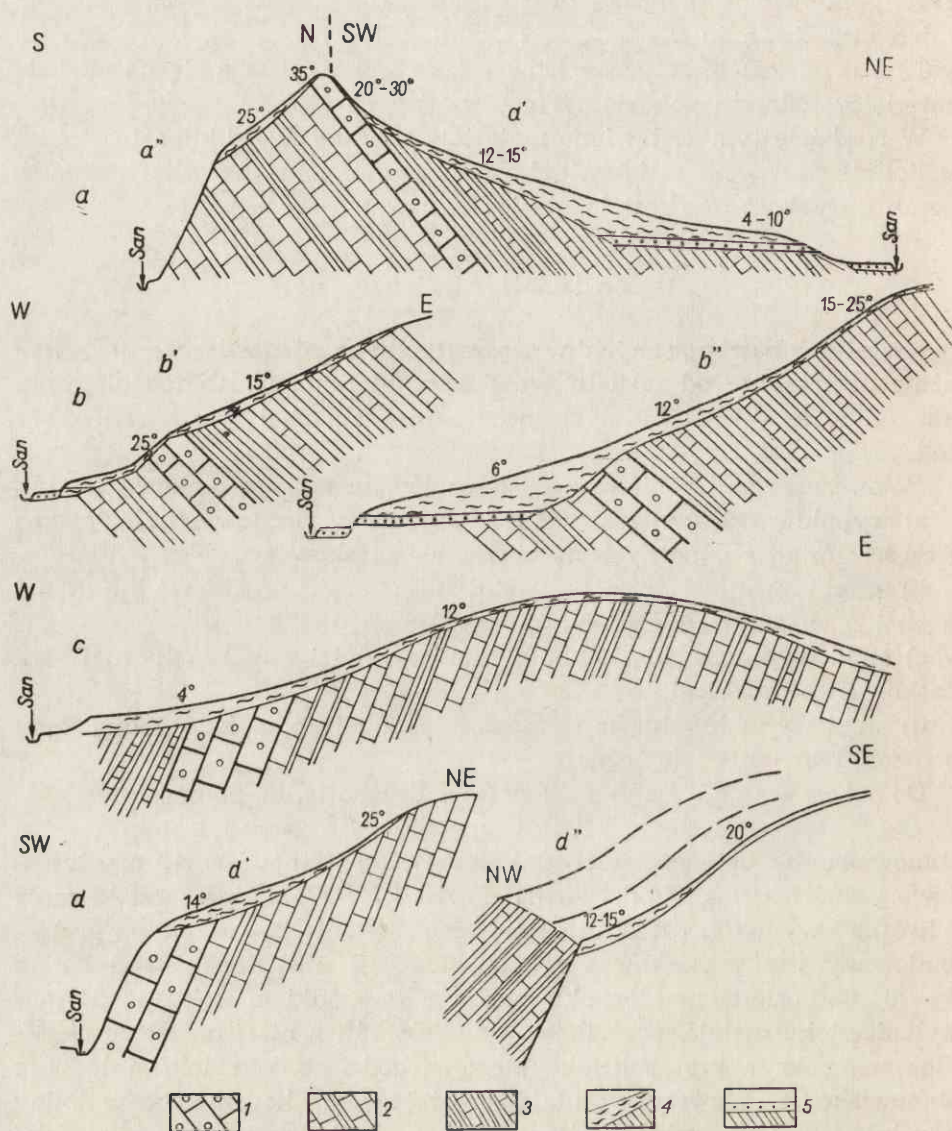
b) stoki o profilu złożonym, zbudowane w części środkowej lub dolnej ze skał o większej odporności,

c) stoki wypukło-wklęsłe zbudowane w całości z mało odpornej serii piaskowcowo-lupkowej,

d) stoki wypukło-wklęsłe opadające ścianami podcięć do doliny Sanu (o różnej budowie geologicznej).

Do pierwszej grupy stoków (a) zaliczono m. in. północno-wschodni, długi stok wzniesienia „499” (stanowisko C); zachodni stok Kozińca (stanowisko D); północno-wschodni stok Berda (stanowisko E) oraz częściowo północny stok Grodziska (stanowisko F). Wszystkie te stoki mają w krótkiej wypukłej części grzbietowej nachylenie 25—30°. Sam grzbiet zbudowany jest z piaskowca gruboławicowego nachylonego pod kątem 55—70° do poziomu w kierunku zgodnym ze spadkiem stoku. W dół nachylenie stoku maleje, początkowo do około 15°, a niżej nawet do 6—4°. Miąższość pokryw typu soliflukcyjnego dochodzi na tych stokach do 20 m (stanowisko C). Pokrywy te otulają bardziej strome, kopalne zbocze doliny oraz leżące u jego podnóża równiny teras akumulacyjnych — wysokiej lub średniej. Równiny teras tworzą lokalną podstawę erozji dla procesów stokowych.

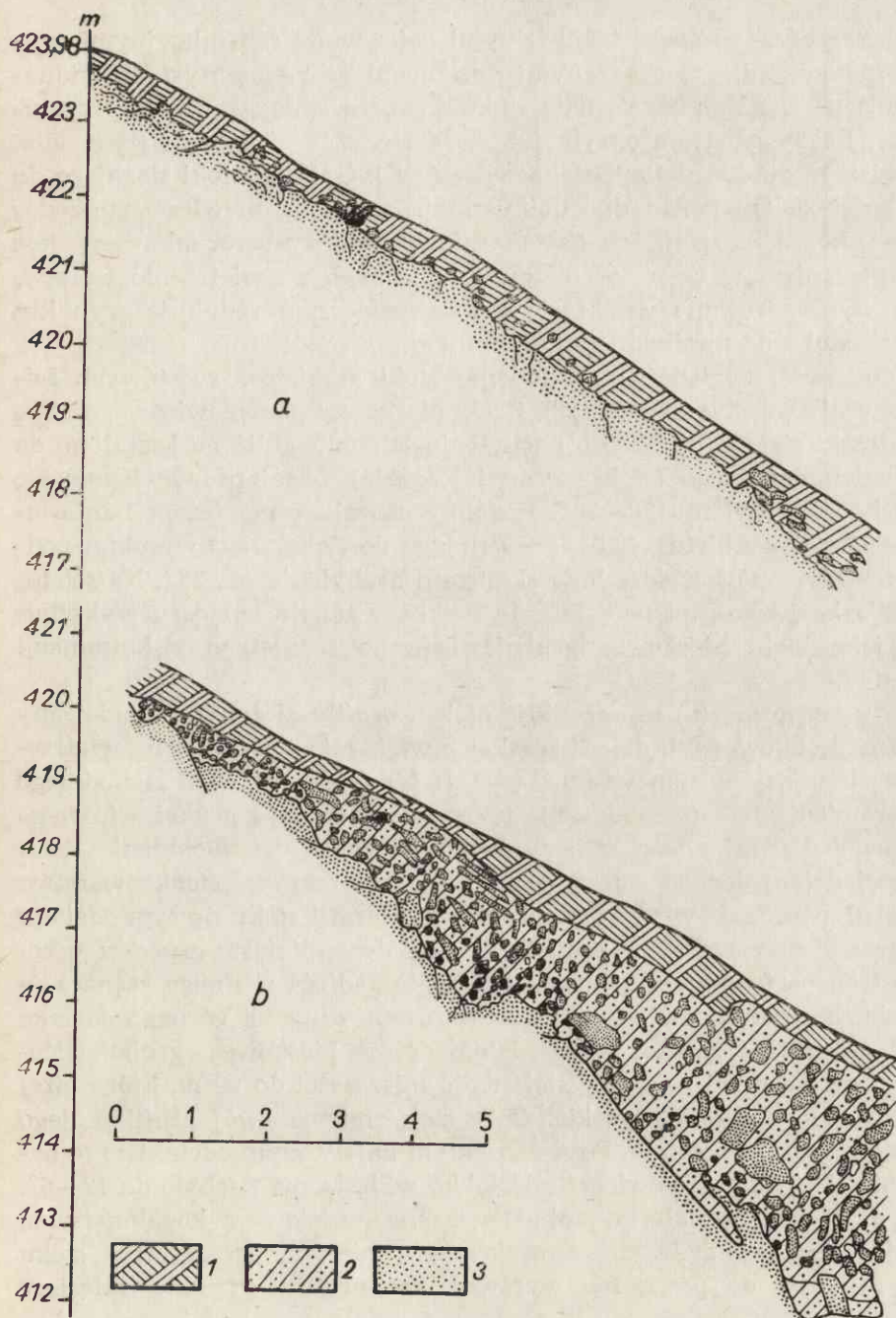
Krawędź terasy oddziela stok od obecnego dna doliny i dlatego erozja czy akumulacja rzeki nie ma bezpośredniego wpływu na przebieg procesów stokowych. Górną część stoku otulają rumowiska skalne o charakterze „gołoborzy” powstałych na miejscu, lub o charakterze usypisk wypełniających często nierówności w obrębie powierzchni skalnej (ryc. 16). Miąższość pokryw szybko rośnie (do 5—10 m), środkowe części stoków



Ryc. 15. Typy stoków w dolinie Sanu o różnej budowie i formie

- a* – stoki wypukło-wklęsłe i wklęsłe grupy pierwszej – wyróżnionej w tekście na str. 55. zbudowane w części najwyższej z piaskowców gruboławicowych, *a'* – o nachyleniu stoku zgodnym z kierunkiem upadu warstw, *a''* – o nachyleniu przeciwnym do upadu warstw  
*b* – stoki grupy drugiej z załomami strukturalnymi; *b'* – z załomem strukturalnym na powierzchni, *b''* – z załomem kopalnym pod utworami soliflukcyjnymi  
*c* – stoki wypukło-wklęsłe grupy trzeciej  
*d* – podcięte stoki wypukło-wklęsłe grupy czwartej; *d'* i *d''* – stoki tej grupy o różnym stosunku do budowy geologicznej  
 1 – piaskowiec gruboławicowy; 2 – seria piaskowcowo-lupkowa; 3 – seria lupkowo-piaskowcowa;  
 4 – pokrywy stokowe; 5 – aluwia





Ryc. 16. Fragmenty budowy stoku wzgórza „499” zbudowanego z gruboławicowego piaskowca

a — przekrój osi garbu wzgórza; b — przekrój wschodniego stoku (powierzchnia skalna zanurza się pod pokrywy grawitacyjne)

1 — gleba; 2 — gliny piaszczyste; 3 — piaskowiec gruboławicowy

otulone są dwu- a nawet trójdzielnymi pokrywami soliflukcyjnymi gruzowo-gliniastymi, przegradzanymi poziomami glin piaszczystych (stanowiska A, C, F). Najniższe partie stoków tworzą smugowane gliny proluwialne. Pokrywy, które okryły już starą terasę, a niekiedy i jej zbocze, dochodzą aż do dna doliny (stanowiska A, C). Opisane stoki sięgające do wysokości 200 m ponad dno doliny mają założenia przedczwartorzędowe — plioceńskie [23]. Ich kształt niemal wklęsły uwarunkowany jest występowaniem w części grzbietowej odpornych na wietrzenie warstw, które wypreparowane w okresie czwartorzędowym redukują wypukły odcinek stoku do minimum (fot. 3, 7, 9).

Odmienne wyglądają przeciwległe stoki grzbietów rusztowych ściągające czoła warstw (ryc. 15, a"). Czoła piaskowca gruboławicowego tworzą odcinki strome, skaliste o nachyleniu 30—60°, zbliżone kształtem do progu denudacyjnego (stoki Berda i Kozińca). Niżej progu ciągnie się usypisko o nachyleniu 20—30°. Podobny charakter ma też południowo-zachodni stok grzbietu „499” — opadający do Sanu. Nad wysokim podcięciem występuje powierzchnia skalista o nachyleniu ok. 28°. Na ściętej serii piaskowcowo-łupkowej leży tu cienka warstwa rumoszu wykształcona jako bloki piaskowca gruboławicowego zsuniętego z kulminacji grzbietu.

Dru g ą grupę (b) reprezentuje stok o profilu złożonym, zbudowany w części środkowej lub dolnej ze skał o większej odporności na wietrzenie, występujący na stanowisku C (ryc. 15 b'). Część północna zachodniego stoku ramienia Jawora zbudowana jest w części dolnej z gruboławicowego piaskowca. Nad nim leży seria łupkowo-piaskowcowa. Nachylenie stoku w części dolnej dochodzi do 25—30° (litą skałę okrywa cienka warstwa rumoszu), natomiast wyżej wynosi 10—15° i profil stoku na tym odcinku jest prosty. Okrywa go 1—2-metrowa warstwa gliniasto-gruzowa o cechach transportu grawitacyjnego. W stropie podłoża skalnego zaznaczają się haki. Ku południowi — wraz ze wzrostem długości górnego odcinka stoku stromizna zanika. Próg denudacyjny piaskowca gruboławicowego chowa się pod pokrywy stokowe o miąższości do 20 m, które niżej są nałożone na terasy wysokie. Cały stok zmienia swój profil, a jego długość rośnie dwukrotnie. Poza wypukłym najwyższym odcinkiem (o nachyleniu do 27°) cała powierzchnia lekko wklęsła ma nachylenie 12—6°. Duża dostawa materiału ze stoku (związana częściowo z kopalną rynną erozyjną) doprowadziła do zamaskowania pierwotnego profilu stoku (ryc. 15, b') i do powstania wyrównanego profilu wypukło-wklęsłego (ryc. 15, b").

Dla grupy tr z e c i e j (c) typowym przykładem są stoki małego garbu, opadającego ku północy od spłaszczenia terasy wysokiej pod Kozińcem (stanowisko D). Stoki te są wypukło-wklęsłe, zbudowane ze stromo

ustawionych warstw serii piaskowcowo-lupkowej. Linia największego spadku południowo-zachodniego stoku pokrywa się z kierunkiem zapa-  
dania warstw. Nachylenie stoku zmniejsza się ku dołowi od 12 do 4°. Wykształcenie pokryw zostało omówione na str. 16—18. W degradowanej  
górnej części stoku stwierdzono pod warstwą soliflukcyjną i po-  
ziomem haków, o łącznej grubości 1,2 m, strefę postglacjalnego zwietrze-  
nia niewyruszonych skał podłoża na głębokości 0,8 m. W części dolnej  
stoku zaobserwowano nałożenie na siebie dwóch serii pokryw grawita-  
cyjnych. Profil wypukło-wklęsły stoku jest wynikiem działania procesów  
wyłącznie czwartorzędowych, ponieważ stoki te znajdują się poniżej te-  
rasy wysokiej, a więc były modelowane dopiero po zlodowaceniu krakow-  
skim.

Powierzchnie czwartej (d) grupy stoków wypukło-wklęsłych, opa-  
dających ścianami podcięć do doliny Sanu, są równoległe lub prostopadłe  
do kierunku rozciągłości warstw tworzących te stoki. W przypadku zgod-  
ności kierunku płaszczyzny stoku i rozciągłości warstw rozwój górnego  
odcinka wypukło-wklęsłego zależy od odporniejszych na wietrzenie ław-  
wic piaskowcowych odsłaniających się w podcięciu. Ściana podcięcia cofa  
się wskutek zsuwania się do rzeki bloków piaskowca, zgodnie z po-  
wierzchnią uławiczenia (ryc. 15, d'). Nad podcięciem zachodniego stoku pół-  
nocnej części Kozińca stwierdzono warstwowane pokrywy proluwialno-  
-soliflukcyjne o miąższości do 5,0 m. Nachylenie stoków dochodzi do 15°. Pokrywy świadczą o akumulacji ponad lokalną podstawą denudacji, jaką  
stanowi krawędź podcięcia.

Podobne zjawisko zaobserwowano również na północnym stoku za-  
chodniego ramienia Jaworu (stanowisko A, przekrój I—I) zbudowanym  
z serii łupkowo-piaskowcowej o kierunku rozciągłości prostopadłym do  
płaszczyzny stoku (ryc. 15 d''). Stok nad podcięciem wymodelowany w jed-  
nolitym materiale ma również i tu profil wypukło-wklęsły (10—30—12°).  
Warstwa soliflukcyjna otulająca stok z poziomem haków zboczowych  
wskazuje, że był on modelowany przez procesy soliflukcyjne.

Omówione grupy stoków mające cechy wspólne — różnią się jedno-  
cześnie między sobą typem modelowania i litologią pokryw. Różnice te  
odzwierciedlają zmienność w wykształceniu skał podłoża.

#### Podatność fliszowych serii skalnych na czwarto- rzędowe wietrzenie i denudację

Piaskowiec gruboławicowy miąższości kilkudziesięciu me-  
trów, o dużej zawartości kwarcu (ok. 60%) i częściowo przekrystalizo-  
wanym spoiwie wapnisto-ilastym (węglan wapnia — 19%, substancja  
ilasta — 18%) charakteryzuje się wysoką wytrzymałością kostkową na

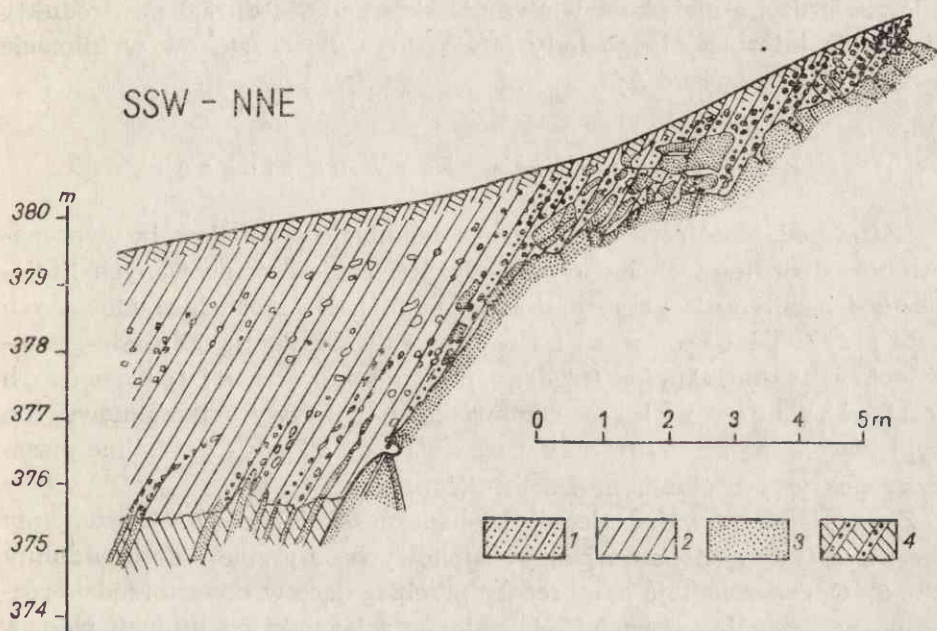


zgniatanie (800—1200 kG/cm<sup>2</sup>). Dezintegracja blokowa w klimacie zimnym, której dowodem są rumowiska na stokach grzbietu „499” i na Kozieńcu, była ułatwiona przez liczne szczeliny i spękania przecinające piaskowiec poprzecznie do uławicenia. Porowatość piaskowca jest mała (1—2%), dlatego też piaskowiec ten nie podlega szybkiej dezintegracji granularnej. U podnóża wychodni skał opadające bloki utworzyły usypiska o powierzchni nachylonej od 18 do 30°. W wyniku pełnienia rumoszu skalnego gruby materiał piaskowcowy mieszał się w niższych częściach stoku z gliniastym, pochodzącym ze zwietrzenia mniej odpornych serii skalnych. W klimacie ciepłym interglacjałów i holocenu rumowiska były unieruchomione przez las. Piasek gliniasty, w którym tkwią dziś duże bloki usypisk, świadczy o wietrzeniu chemicznym niszczącym poszczególne minerały piaskowca i osłabiającym w ten sposób jego spoiwość. Obecność odwapnionych głazów w stropie starych pokryw stokowych i poziomów wzbogaconych w węglan wapnia w ich spągu [13] wskazuje na odprowadzanie CaCO<sub>3</sub> ze spoiwa piaskowców.

Większa odporność na wietrzenie piaskowca gruboławicowego w stosunku do serii wyżej- i niżejleżących spowodowała wypreparowanie go spośród nich. Tworzy on ostre i wąskie grzbiety na stokach, zaznacza się w postaci progów denudacyjnych, a w podcięciach długo utrzymuje stromość ścian.

Seria łupkowo-piaskowcowa wykształcona jest jako nawzajem przeławicujące się łupki i piaskowce o podobnej miąższości. Piaskowce, różniące się między sobą składem petrograficznym, uziarnieniem i własnościami fizyczno-mechanicznymi, są na ogół odporne na dezintegrację granularną i wietrzenie chemiczne. Dostarczały one ostrokrawędzistego, płytowego rumoszu, powszechnego w pokrywach soliflukcyjnych. Łupki natomiast, składające się w 24% z substancji ilastej i do 18% z węglanu wapnia, bardzo łatwo ulegają wietrzeniu zarówno chemicznemu, jak i mrozowemu niszczącemu ich strukturę. Zwietrzała skała nasiąknięta wodą podlegała w okresach zimnych spływowi soliflukcyjnemu. Poziomy haków na stanowisku A i F wskazują na przemieszczanie nawet niezwieterzalnych skał podłoża. Haki świadczą równocześnie o przewadze denudacji nad wietrzeniem w tych okresach — bilans denudacyjny górnych części stoków był dodatni [18]. Na podstawie pokryw proluwialnych (stanowisko C) można wnosić, że słabo przepuszczalna warstwa powierzchniowa była w czasie roztopów i ulew rozmywana (por. [35]). W klimacie ciepłym produktem wietrzenia łupków jest glina ilasta, która przy większym nachyleniu stoków (20—30°), np. na zboczach starych podcięć, przepojona wodą pełźnie. Brak intensywniejszej denudacji na łagodniejszych stokach ułatwia narastanie warstwy zwietrzliny, a więc bilans denudacyjny stoku jest ujemny. Na kontakcie piaskowca gruboławicowego z se-

rią łupkowo-piaskowcową zaobserwowano wzrost grubości warstwy zwietrzelinowej od 1,0 m na piaskowcu do 3 m na serii łupkowo-piaskowcowej. Wskazuje to najlepiej na różną odporność na wietrzenie obu serii (ryc. 17).



Ryc. 17. Różna odporność serii skalnych (stanowisko A)

1 - gliny piaszczyste; 2 - gliny pylaste; 3 - seria łupkowo-piaskowcowa; 4 - płaskowiec gruboławicowy

**Seria piaskowcowo-łupkowa.** O charakterze serii decydują kilkumetrowe ławice piaskowców o spoiwie ilasto-wapnistym z przewagą substancji ilastej. Węglan wapnia nie jest przekrystalizowany i dlatego łatwiej może być wymywany ze spoiwa. Ilość kwarcu wynosi ok. 55%, porowatość piaskowca dochodzi do 6–8%. W klimacie zimnym piaskowiec ten rozpadał się na bloki, które w wyniku mniejszej wytrzymałości na zgniatanie (500–700 kG/cm<sup>2</sup>) szybko rozdrabniały się w czasie transportu i częściowo zaokrąślały. Odsłonięte powierzchnie ławic ulegały eksfoliacji — proces ten jest obecnie widoczny na ścianach podcięć. Piaszczysta zwietrzelina łatwo nasiąkająca wodą, przewarstwiona ilastą zwietrzeliną łupków, była przemieszczana soliflukcyjnie po przemarzniętym podłożu w dół stoków o nachyleniu powyżej 4–6°. Dowodami na to są haki w stropie piaskowców na stanowisku D (ryc. 6).

Warstwowane piaski z rumoszem nad podcięciem w Myczkowcach (ryc. 5, przekrój XIV) i w Solinie (ryc. 3) wskazują na inny typ transpor-

tu — zmywanie powierzchniowe. Zmywanie mogło odgrywać nawet większą rolę niż soliflukcja. W klimacie ciepłym dużą rolę odgrywało wietrzenie chemiczne.

Piaskowce te wskutek wymycia spoiwa rozpadają się na piasek. W Sołynie stwierdzono głębokość wietrzenia skał podłoża do 5,0 m. Produkty wietrzenia interglacialnego były łatwo zmywane ze stoków w klimacie bezleśnym (stanowisko A).

### Rozmieszczenie pokryw na stokach

Różna podatność serii skalnych na denudację spowodowała wypreparowanie odporniejszych ławic oraz wykształcenie zróżnicowanych litologicznie i genetycznie pokryw stokowych [31]. Na stokach zbudowanych z serii łupkowo-piaskowcowej przeważają gliniasto-gruzowe pokrywy soliflukcyjne (rzadziej proluwialne), na piaskowcach gruboławicowych — rumowiskowe pokrywy wietrzeniowe lub usypiskowe, a na serii piaskowcowo-łupkowej — silnie piaszczyste pokrywy proluwialne i soliflukcyjne.

Ze względu na wykształcenie litologiczne skał podłoża obserwujemy dwa różne typy następstwa pokryw stokowych od grzbietu do dna doliny (tab. 5). Odzwierciedlają one procesy przebiegające w czwartorzędzie różnie na poszczególnych odcinkach stoku w zależności od litologii pokryw i kąta nachylenia.

Tabela 5

Typy pokryw stokowych i kąty nachylenia ich powierzchni stropowej

Typ genetyczny pokrywy	Nachylenie powierzchni stropu pokrywy
I. Kolejność występowania pokryw na stokach zbudowanych w górnej części z piaskowca gruboławicowego:	
1. Pokrywy rumowiskowe, zwietrzelina na miejscu	25—35°
2. Gruzowe pokrywy usypiskowe	20—30°
3. Pokrywy soliflukcyjne	6—15°
4. Pokrywy soliflukcyjno-proluwialne	4—8°
II. Kolejność występowania pokryw na innych stokach (z wyjątkiem podcięć):	
1. Pokrywy zwietrzelinowe z poziomami haków w stropie skał podłoża	15—30°
2. Pokrywy soliflukcyjne	6—12°
3. Pokrywy soliflukcyjno-proluwialne	4—14°



Podobne następstwo pokryw i procesów stokowych stwierdzono w Beskidzie Wyspowym [23, 39], a współcześnie zaobserwowano w północnej Szwecji [35] i na Spitsbergenie [36].

Zmieniający się w czwartorzędzie klimat powodował kolejne następowanie po sobie faz zimnych, charakteryzujących się intensywnym wietrzeniem mechanicznym, soliflukcją i zmywaniem, i faz ciepłych o przewadze wietrzenia chemicznego, rozdrabniającego w górnych częściach stoku litą skałę, a w dolnych — przekształcającego starsze pokrywy stokowe [12]. Wskutek tych zmian stoki w dolinie Sanu zostały w czwartorzędzie intensywnie zdegradowane i obniżone. Miąższość pokryw stokowych na kopalnych terasach dochodzi do 20 m. Z objętości zakumulowanego tu materiału można obliczyć rozmiary degradacji stoków w czwartorzędzie. Ilustruje to tabela 6.

Tabela 6

Ilość materiału zdeponowanego na stokach

Stano- wisko	Powierz- chnia złożenia	Materiał pokrywy	Objętość pokrywy m <sup>3</sup> *	Ciężar objętoś- ciowy t/m <sup>3</sup>	Ciężar właściwy skał ma- cierzystych t/m <sup>3</sup>	Objętość skał ma- cierzystych m <sup>3</sup>	Przypusz- czalny ob- szar de- gradacji ha	Przypuszczal- ne obniżenie powierzchni m
A	Terasa wysoka i średnia	Rumosz i glina	1 250 000	2,1	2,6	1 000 000	7	14—15
C	Terasa średnia	Rumosz z gliną	1 350 000	2,3	2,6	1 200 000	7—8	19—21
		Glina	350 000	1,9	2,3	290 000		
		Razem	1 700 000			1 490 000		
F	Terasa wysoka	Rumosz i glina	48 000	2,3	2,6	42 500	3—4	12—17
		Glina	522 000	2,05	2,3	460 000		
		Razem	570 000			502 500		

\* Obliczono z przekrojów i powierzchni.

Obniżenie górnych części stoków przeciętnie o 15—17 m w okresie najwyżej dwóch glacialów \*\* pozwala wnioskować, że górne odcinki zboczy doliny Sanu w czasie całego czwartorzędu musiały być obniżone minimum o 20—30 m.

\*\* Na terasie wysokiej leżą pokrywy przeważnie ze zlodowacenia krakowskiego i środkowopolskiego, na terasie średniej — z dwóch młodszych glacialów.

Do podobnych liczb możemy dojść również na innej drodze. Interglacialne, kopalne pokrywy zwietrzelinowe mają miąższość do 5 m (stanowisko F, D). Obserwowane haki zboczowe tuż pod powierzchnią terenu świadczą, że u schyłku ostatniego glaciału była degradowana lita skała. Zwietrzelina interglacialna musiała więc być wcześniej usunięta. Oznacza to, że w jednym okresie zimnym nastąpiło obniżenie badanych stoków o wartość rzędu 5,0 m. Tak duże rozmiary denudacji wiążą się nie tylko ze znaczną solifluidalnością skał podłoża i ich zwietrzelin, ale zapewne również z zaburzeniem równowagi stoku przez erozję boczną Sanu i z dążeniem do osiągnięcia stanu równowagi.

### Zmiana kształtu stoków w czwartorzędzie

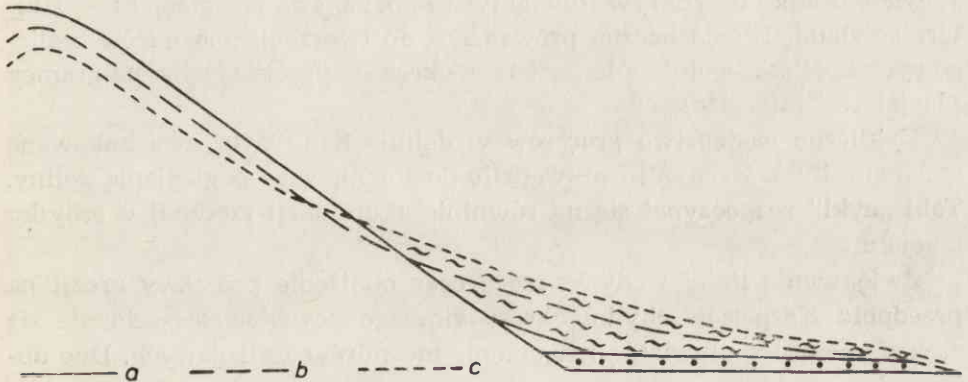
Poznanie kierunku przekształcania stoków w czwartorzędzie utrudniają wahania podstawy denudacji, jaką dla stoków stanowi obecne dno doliny. Wahania te w czasie jednego glaciału czy interglaciału dochodziły w dolinie Sanu do 20—35 m. Sądzymy, że rozpatrzenie stoków niezależnych od wahań koryta Sanu pozwoli uchwycić kierunek rozwoju stoków. Równocześnie należy rozpatrzyć takie stoki, których pierwotny profil został częściowo zachowany w stanie kopalnym pod grubymi pokrywami stokowymi. Takim wymaganiom odpowiadają stoki grupy pierwszej, których lokalną podstawą denudacji jest równina terasy wysokiej lub terasy średniej o znanym wieku. Ta lokalna podstawa nie ulegała zmianom od zlodowacenia krakowskiego lub środkowopolskiego. Wszystkie zmiany na tych stokach, odzwierciedlone w odpowiednich osadach złożonych na równinie terasy, muszą być młodsze od akumulacji rzecznej lub z nią równoczesne.

Zasadniczą cechą tych stoków jest wypukło-wklęsły profil. Odcinek wypukły — denudowany — jest obecnie bardzo krótki, co wiąże się ze stosunkowo małą miąższością piaskowca gruboławicowego. Odcinek wklęsły jest długi, sięga często prawie do grzbietu (por. [4]). Budowa jego wskazuje na agradacyjne podnoszenie powierzchni stoku. Postępując w dół stoku widzimy, że odcinek wklęsły sięga aż po krawędź terasy; pokrywy z zasady maskują całą równinę terasową. Jak wynika z analizy pokryw terasy wysokiej w Zabrodziu (stanowisko C), stok miał kształt wypukło-wklęsły już u schyłku zlodowacenia krakowskiego. Okresy następne wyrównały ten profil, a nadmiar materiału był transportowany po wklęsłej powierzchni stoku i składany na zboczu terasy i w dnie doliny. W innych wypadkach stok dowiązujący do terasy średniej uzyskał pełny profil wypukło-wklęsły najpóźniej w ostatnim glacialu (stanowisko A, C).

Stoki grupy pierwszej nie są odosobnione w kierunku swego rozwoju. Podobne zjawisko obserwujemy również na stokach mających lokalne

podstawy denudacji na wychodniach odpornych ławic (grupa druga), lub na krawędziach podcięć (grupa czwarta). Mimo że materiał niemal w całości był odprowadzany poza obręb stoku, również tu nad krawędzią wykształcił się wypukło-wklęsły profil. Nad samym załomem następowało jedynie osłabienie siły transportowej i dlatego zatrzymała się tu część materiału w postaci pokryw soliflukcyjnych lub proluwialnych grubości 3—5 m. W tej grupie stoków nie może być mowy o przetrwaniu formy przedczwartorzędowej, ponieważ w obu wypadkach materiał jest podatny na denudację. Dowodem plejstocęńskich przekształceń są też stwierdzone niemal na całej długości tych stoków cienkie poziomy soliflukcyjne i poziomy z hakami. Wypukło-wklęsły profil ma w końcu też stok z grupy trzeciej w Myczkowcach, którego górny odcinek ulegał stale degradacji, a dolny był nadsypywany.

Przedstawione materiały wskazują, że wszystkie stoki nad Sanem niezależnie od ich pierwotnego kształtu osiągnęły profil wypukłowlęsły, który jak przypuszczał Lawson [30], a za nim Baulig [2], jest ich profilem równowagi (ryc. 18). Profil ten jest wynikiem działania procesu soliflukcji



Ryc. 18. Zmiana kształtu stoków w dolinie Sanu w czwartorzędzie (stoki, których lokalnym poziomem są plejstocęńskie terasy erozyjno-akumulacyjne); a, b, c, — kolejne fazy zmian kształtu stoku

[4], a w mniejszym stopniu splukiwania. Procesy te przebiegały intensywnie w klimacie zimnym. Profil wypukło-wklęsły jest zatem typowy dla zimnej, peryglacialnej strefy klimatycznej. W okresach interglacjalnych nie następowały zasadnicze zmiany w profilu, poza podcinaniem zboczy w strefie przykorytowej, wietrzenie chemiczne przygotowywało tylko materiał, który w następnym okresie zimnym miał być objęty ruchem.

Pierwotny „schodkowy” profil erozyjnych zboczy Sanu został w efekcie intensywnej denudacji złagodzony i osiągnął kształt wypukłowlęsły.



Nadmiar denudowanego materiału był przyczyną zasypywania coraz to wyższych partii stoku — punkt równowagi stoku przesunął się w czwartorzędzie w kierunku grzbietu [18]. Objętość materiału złożonego na terasach i dolnych częściach stoków wskazują na obniżenie górnych części stoków. Poza drobnymi spłaszczeniami nad ścianami podcięć brak śladów form i typu pedymentów, które uważano niekiedy za charakterystyczne dla plejstoczeńskiej strefy peryglacialnej [9]. Przeciwnie, zebrane materiały potwierdzają starą tezę Davisa [7] o obniżaniu wzniesień i łagodzeniu stoków.

#### CZWARTORZĘDOWA RYTMIKA KSZTAŁTOWANIA DOLINY SANU

W czwartorzędomym rozwoju doliny Sanu wyraźnie rysują się fazy o przewadze akumulacji i o przewadze erozji, przegradzane fazami tworzenia meandrów ześlizgowych i erozji bocznej. Fazy akumulacji na podstawie związku z soliflukcyjną degradacją stoków zostały powiązane z okresami glacialnymi [5, 13, 14, 27, 39], a fazy erozji wgłębną na podstawie stosunku do pokryw fluwialnych i analogii do postglacjału — z interglacjami. Erozja boczna prowadząca do tworzenia meandrów ześlizgowych była szczególnie intensywna w okresach przejściowych na granicy glacjałów i interglacjałów.

Cykliczne następstwo procesów w dolinie Sanu było uwarunkowane zmianami klimatycznymi i prowadziło do stopniowego pogłębienia doliny. Taki „cykl” rozpoczynał się na równinie akumulacji rzecznej u schyłku glacjału.

Zwiększenie ilości wody w rzece oraz obniżenie podstawy erozji na przedpolu Karpat u schyłku okresu zimnego powodowało wcinanie się rzeki w pokrywę aluwialną i tworzenie meandrów ześlizgowych. Dno doliny ulegało poszerzaniu.

Po docięciu się rzeki do cokołu skalnego następowało wcinanie się w głąb uwarunkowane na początku interglacjału zarośnięciem zboczy i zmniejszeniem ilości materiału niesionego przez rzekę. U schyłku okresu ciepłego ponownie wzrastała ilość materiału niesionego korytem, rosły też prawdopodobnie wahania przepływu; równowaga między siłą transportową rzeki a dostawą rumowiska ze stoków powodowała powstawanie meandrów ześlizgowych, poszerzanie i równoczesne pogłębianie koryta skalnego. „Uruchomienie” stoków w następnym glacialu prowadziło do zasypywania nierównego dna, złożonego z pochyłych powierzchni erozyjnych (stanowiska A i C). Na powierzchni akumulacyjnej, po której płynęły wody roztopowe [24, 34, 50], ukształtowało się potem koryto Sanu, które w następnej fazie uległo pogłębieniu.

Omówiony rytm klimatyczny wykazuje pewne różnice w stosunku do dotychczas przyjmowanego następstwa procesów w czwartorzędzie. Penck [33], Büdel [5] i inni przyjmowali, że glaciały były okresami akumulacji, a interglacjały erozji. Zmodyfikował to m. in. Troll [50] stwierdzając na przedpolu Alp fazę erozji u schyłku okresu glacialnego. Zdaniem Trevisana [48] pierwsza połowa glaciału — faza anaglacjalna — jest okresem akumulacji, część zaś druga — kataglacjalna — okresem erozji. Podobny przebieg procesów przyjmuje w dolinach karpackich Klimaszewski [24]. Jahn [15, 20] stwierdził na Wyżynie Lubelskiej, że zarówno osady wieku glacialnego, jak i interglacialnego są włożone w rynny erozyjne. Na granicy glaciał — interglaciał i interglaciał — glaciał trwała więc erozja rzeczna i było duże natężenie procesów erozyjno-denudacyjnych. W dolinie górnego Sanu obserwujemy zjawisko podobne: największe natężenie procesów, wyprzątanie pokryw aluwialnych i tworzenie powierzchni ześlizgowych w skale — występuje w okresach przejściowych. Jahn na Wyżynie Lubelskiej rejestruje w szerokich dolinach akumulację niewątpliwie interglacialną. Tu w górach, o tendencjach tektonicznych dodatnich, trwa w tym czasie erozja wgłębna. Akumulację na terasie niskiej obserwujemy dopiero w holocen — gdy rzeka osiągnęła bardziej wyrównaną krzywą erozyjną i dorzecze zostało częściowo wylesione.

Omówiona rytmika czwartorzędowych zmian może być właściwa dla dolin meandrowych, zmieniających w czwartorzędzie krzywą erozyjną. Nie należy też zapominać, że badany obszar leży w środkowym odcinku karpackiego biegu Sanu, w którym, zgodnie z twierdzeniem Kadara [21], wielokrotnie mogły istnieć warunki do powstawania meandrów. W tym wypadku jednak aklimatyczny cykl Kadara [22] ma wyraźną wymowę klimatyczną.

Jaką rolę w tworzeniu doliny meandrowej Sanu odegrały ruchy tektoniczne? Klimaszewski, stwierdzając obecność cokołów erozyjnych w terasie wysokiej i średniej przyjął istnienie interglacialnych ruchów podnoszących Karpaty [24]. Sądzimy, że były to powolne ruchy, które mogły trwać w ciągu glaciałów i interglaciałów bez przerwy. W glaciałach wielka dostawa materiału ze stoków nie sprzyjała erozji wgłębnej. Możliwości erozji były natomiast w interglaciałach. Trójdzielnosc fazy erozji w obrębie jednego plejstocénskiego cyklu klimatycznego (dwa okresy erozji ześlizgowej przegrodzone okresem erozji wgłębnej) najlepiej świadczy, że rzeka wyrównywała swą krzywą we wszystkich okresach, w których było to możliwe. Nierówne dno pod terasą średnią wskazuje, że rzeka pogłębiająca swą dolinę została wprost „zaskoczona” akumulacją typu klimatycznego w czasie glaciału środkowopolskiego. Nie ma zatem dowodów na ustanie ruchów w glaciałach. Ruchy te trwały prawdopodobnie przez cały starszy plejstocen. Było to dość równomierne podnoszenie dużego

obszaru [24], ponieważ spadek cokołu terasy wysokiej niewiele się różni od dzisiejszego. Duży spadek powierzchni akumulacyjnej — z glaciału krakowskiego — wiąże się z powstaniem meandrów swobodnych w dolinie podpartej przez łądolód. Stopniowe zmniejszanie spadku w okresach późniejszych wywołane było z jednej strony wydłużaniem biegu Sanu w wyciętej rynnie meandrowej, a z drugiej pogłębianiem doliny, postępującym od dołu i przerywanym akumulacją w glaciałach.

Od ostatniego interglaciału dno erozyjne nie zostało już pogłębione w skale. Oznacza to, że rzeka wyrównała już swą krzywą erozyjną zaburzoną przez ruchy podnoszące. Ruchy te musiały zakończyć się lub przynajmniej bardzo osłabnąć najpóźniej w ostatnim interglacjale.

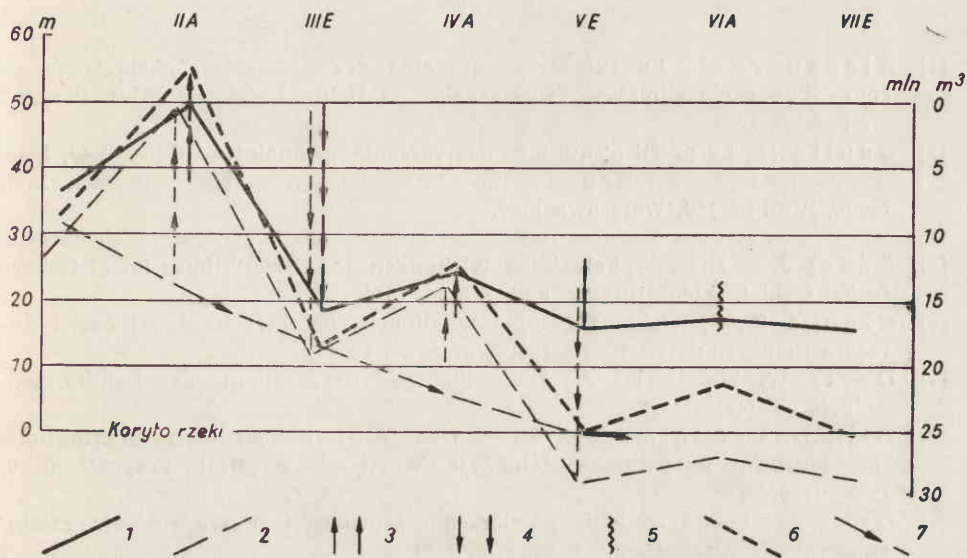
Schodkowy układ teras skalno-akumulacyjnych w dolinie Sanu jest więc odbiciem czwartorzędowego rytmu klimatycznego. W czasie trwania tego rytmu erozyjno-akumulacyjnego uwarunkowanego zmianami klimatu następowało wygasanie ruchów tektonicznych i zmniejszanie spadku rzeki.

Występujące na zboczach rynny meandrowej fragmenty teras wyższych świadczą wyraźnie nie tylko o przesuwaniu meandrów, ale i o mniejszej szerokości dna doliny w czwartorzędzie, w stosunku do dna preglacialnego. Wraz z wyrównywaniem krzywej erozyjnej malało tempo pogłębiania doliny — energia rzeki była zużytkowywana na erozję boczną. Obserwacje nad stopniem i głębokością zwietrzenia skał wskazują, że rzeka miała do pokonania w czwartorzędzie prawdopodobnie coraz to twardsze podłoże skalne. Może i dlatego wycinała rynnę coraz węższą. Zmniejszanie się ilości materiału wyprzątanego najlepiej ilustrują liczby (ryc. 19).

Podczas gdy po akumulacji w glacialu krakowskim z 1 km biegu doliny zostało wyprzątnięte 20 mln m<sup>3</sup> osadów, to po okresie zlodowacenia środkowopolskiego 11 mln m<sup>3</sup>, a po ostatnim — tylko 1,5 mln m<sup>3</sup>. Równocześnie coraz to mniejsza ilość materiału skalnego była dostarczana ze stoków do koryta (ryc. 19). W okresie zlodowacenia krakowskiego na 1 km biegu rzeki zostało zakumulowane przeciętnie 8,5 mln m<sup>3</sup> aluwii,\* w czasie zlodowacenia środkowopolskiego 4,5 mln m<sup>3</sup>, a w czasie zlodowacenia bałtyckiego tylko 1,5 mln m<sup>3</sup>. Dużą miąższość akumulacji najstarszej można by tłumaczyć podparciem Sanu przez łądolód [24], ale zaskakująca jest różnica między dwoma młodszymi glacialami. Wyjaśnienie zmniejszania się transportu materiału ze stoków, które stanowiły w glacialach główne źródło dostawy [24, 27, 39], znajdujemy na terasach wyższych, okrytych 10—20 m płaszczem soliflukcyjnym. Wąska rynnna dolinna

\* Obliczenie wykonano w 5 różnych przekrojach doliny.





Ryc. 19. Następnstwo faz erozji i akumulacji w czwartorzędzie

1 — krzywa depozycji i wyprzątania materiału w dnie doliny Sanu w mln m<sup>3</sup> — obliczona dla zwężenia przełomowego w Solinie; 2 — jak w punkcie 1 — obliczona dla rozszerzenia powyżej przełomu w Solinie; 3 — materiał złożony w dolinie w mln m<sup>3</sup>; 4 — materiał wyprzątnięty z doliny w mln m<sup>3</sup>; 5 — pokrywy stokowe złożone na terasach; 6 — wahania poziomu koryta Sanu (skala lewostronna w metrach); 7 — ogólna tendencja obniżania koryta, związana z ruchami podnoszącymi

w ostatnim glacjaie nie mogła być zasypana wyżej niż do 8 m, ponieważ około  $\frac{2}{3}$  materiału stokowego zatrzymało się na terasach wyższych (ryc. 11). Gdybyśmy dodali razem aluwia i pokrywy stokowe z ostatniego glacjału, otrzymalibyśmy łącznie wartość równą akumulacji rzecznej z glacjału środkowopolskiego. Stopniowe zmniejszanie się erozji i akumulacji w czwartorzędzie wiąże się zatem z wyrównywaniem krzywej erozyjnej w czasie epicyklicznego pogłębiania doliny, oraz z uniezależnieniem się rozwoju stoków, związanego z lokalnymi podstawami denudacji, od procesów w dnie doliny.

Efektom czwartorzędowych rytmicznych zmian w typie i natężeniu procesów oraz równoczesnych ruchów podnoszących jest pogłębienie odcinka doliny Sanu o minimum 30 m i obniżenie górnych części zboczy tej doliny o ponad 20 m.

## LITERATURA

- [1] Alexandre J., La succession probable des phases morphologiques au cours d'un cycle climatique Quaternaire en Haute Belgique. „Biul. Perygl.” nr 9, Łódź 1960.
- [2] Baulig H., Le profil d'équilibre des versants. „Annales de Géogr.” 49, 1940.
- [1] Birkenmajer K., Srodoń A. Interstadiał oryniacki w Karpatach. Inst. Geol., Biul. nr 150, Warszawa 1960.
- [4] Birot J., Essai sur quelques problemes de morphologie générale. Lisbonne 1949.
- [5] Büdel J. — Die morphologische Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. „Geol. Rundschau”, Bd. 34, 1944.
- [6] Czeppe Z., Zjawiska suffozyjne w glinach zboczowych górnej części dorzecza Sanu. Biuletyn IG nr 150, Warszawa 1960
- [7] Davis W. M., Rühl A., Die erklärende Beschreibung der Landformen. Leipzig — Berlin 1912.
- [8] Dijk D. C. Edelman C. H. — Über Alt-Mittelpleistozäne Solifluktion-sablagerungen in Stromberggebiet in Württemberg „Biul. Perygl.” nr 9, Łódź 1960.
- [9] Dylik J. — Zagadnienie powierzchni zrównań i prawa rozwoju rzeźby subaeralnej. „Czas. Geol.” t. 25, z. 3, 1954
- [10] Dylik J., Peryglacialne osady stokowe rytmicznie warstwowane. „Biul. Perygl.” nr 2, Łódź 1955.
- [11] Dylik J., Coup d'oeil sur la Pologne periglaciaire. „Biul. Perygl.” nr 4, Łódź 1956
- [12] Dylik J., Sur la systeme triparti de la stratigraphie du Pleistocene dans les pays d'accumulation glaciaire. „Biul. Perygl.” nr 9, Łódź 1960.
- [13] Dziewański J., Starkel L., Geneza i wiek terasy wysokiej w dolinie Sanu. Rocznik P. T. Geol. t. 30, z. 2—3 Kraków 1961.
- [14] Dziewański J., Starkel L., The Relation between Fluvial Accumulation and the Solifluction Ones as the Criterion of Dating of Quaternary Terraces in the Carpathians. Zbiór Komunikatów VI Kongresu INQUA.
- [15] Halicki B., Znaczenie procesów peryglacialnych dla studiów morfogenezy Karpat. „Biul. Perygl.” nr 2, Łódź 1955.
- [16] Horwitz L., Nowe przyczynki w sprawie podziału warstw krośnieńskich. Sprawozdanie PIG t. 7, z. 2, Warszawa 1933
- [17] Horwitz L., Geologia centralnej depresji Karpackiej na północ od Lutowisk. Rocznik Pol. Tow. Geol. t. 12, Kraków 1936.
- [18] Jahn A., Denudacyjny bilans stoku. „Czas. Geogr.” t. 25, z. 1—2, 1954.
- [19] Jahn A., Wyżyna Lubelska. Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN nr 7, 1956.
- [20] Jahn A., — The action of ricers during the Glacial Epoch and the Stratigraphic significance of fossil erosion surfaces in Quaternary deposits. „Przegl. Geogr.” t. 28, Supplement, Warszawa 1956.
- [21] Kadar L., Das Problem der Flussmäander. „Abhandl. aus d. Geogr. Inst. in Debrecen” nr 21, 1955.
- [22] Kadar L., Die Abhängigkeit der Terrassen und Lössbildung von Quartären Klimaveränderungen in Ungarn. „Biul. Perygl.” nr 4, Łódź 1956.
- [23] Klimaszewski M., Z morfologii doliny Sanu między Leskiem a Przemyślem. „Przegl. Geograf.” t. 16, 1936.
- [24] Klimaszewski M., Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. Prace Wrocł. Tow. Nauk. Seria B, nr 7, Wrocław 1948.

- [25] Klimaszewski M., Szafer W., Szafran B. Urbański, Flora dryasowa w Krościenku nad Dunajcem — Inst. Geol., Biul. nr 24, Warszawa 1950.
- [26] Klimaszewski M., The principles of the geomorphological survey of Poland. „Przegląd Geogr.” t. 28 supplement 1956
- [27] Klimaszewski M., Pleistocene outcrop at Dobra near Limanowa, Carpathian Mts. Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. chim. geol. geogr. t. 6, nr 5, Warszawa 1958.
- [28] Koperowa W., Późny glacjał z północnego podnóża Tatr w świetle analizy pyłkowej. Monographiae Botanicae t. 7, Warszawa 1958.
- [29] Koszarski L., Żytko K., Uwagi o rozwoju i pozycji stratygraficznej łupków jasielskich w serii menilitowo-krośnieńskiej Karpat. „Kwart. Geol.” t. 3, nr 4, 1959.
- [30] Lawson A. C., Rain-wash erosion in humid regions. „Bull. Geol. Soc. Amer.” 43, 1932.
- [31] Łoziński W. — Miejscowe dyluwium Karpat. Sprawozd. Kom. PAU t. 48/49, Kraków 1925.
- [32] Opolski Zb., O stratygrafii warstw krośnieńskich. Sprawozd. FIG. t. 7, zesz. 4, Warszawa 1933.
- [33] Penck A., Brückner E., Die Alpen im Eiszeitalter. Bd 1, Leipzig 1909.
- [34] Poser H., Die Niederterrassen im Okertal als Klimazeugen. Abh. der Braunschweig Wiss. Ges. Bd 2, 1950.
- [35] Rapp A., Recent development of mountain slopes in Kärkeveragge and surroundings, Northern Scandinavia. „Geografiska Annaler” vol. 42, no 2—3, 1960.
- [36] Różycki S. Z., Strefowość rzeźby i zjawiska peryglacialne na Ziemi Torsella (Spitsbergen). „Biul. Perygl.” 5, Łódź 1957.
- [37] Starkel L., Sprawozdanie z kursokonferencji geomorfologicznej pomocniczych pracowników naukowych w Wołkowyji. „Przegl. Geogr.” t. 29, z. 1, 1957.
- [38] Starkel L., Rozwój morfologiczny progów Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzycianą. Prace Inst. Geogr. PAN nr 11, Warszawa 1957.
- [39] Starkel L., Periglacial covers in the Beskid Wyspowy. „Biul. Perygl.” nr 8, Łódź 1960.
- [40] Starkel L., Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie. Prace Inst. Geogr. PAN nr 22, Warszawa 1960.
- [41] Stupnicka E., Szumański T., Dwudzielnosc młodoplejstocennych poziomów żwirowych w Karpatach. „Acta Geol. Pol.” t. 7, 4, Warszawa 1957.
- [42] Stupnicka E., Geneza glin lessowatych Pogórza Cieszyńskiego i Beskidów Śląskich. „Acta Geol. Pol.” t. 10, 2, Warszawa 1960.
- [43] Suchel A., Studien zur quartären Morphologie des Hilsgebietes. „Gött. Geogr. Abhandl.” Heft 17, Göttingen 1954.
- [44] Szafer W., Stratygrafia plejstocenu w Polsce na podstawie florystycznej. — „Rocznik Pol. Tow. Geol.” t. 22 z. 1, Kraków 1953.
- [45] Srodoń A., Tabela stratygraficzna plejstocennych flor Polski. Rocznik Pol. Tow. Geol. t. 29 z. 4, Kraków 1960.
- [46] Swidziński H., Uwagi o budowie Karpat fliszowych. Spraw. FIG t. 8 z. 1, Warszawa 1934.
- [47] Swidziński H., Karpaty fliszowe między Dunajcem a Sanem. Regionalna Geologia Polski t. I z. 2, Kraków 1953
- [48] Trevisan L., Génèse des terrasses fluviales en relation avec les cycles climatiques. C. R. Congr. Inter. Geogr. Lisbonne 1949 t. 2.



- [49] Troll C., Über Alter und Bildung von Talmäandern. Erdkunde Bd 8, 1954
- [50] Troll C., Tiefenerosion, Seitenerosion und Akkumulation der Flüsse im fluvioglazialen und periglazialen Bereich. Machatschek Festschrift Ergänzungsheft nr 262 zu „Pet. Geogr. Mitteil”Gotha 1957
- [51] Wdowiarz J., Szkic geologii Karpat między przełęczą Dukielską a Oslawą Oslawicą. „Kosmos” 55 za r. 1930 Lwów 1931
- [52] Wdowiarz J., Tektoniczne jednostki centralnej depresji karpackiej i ich roponośność. „Nafta” t. 2 nr 3, Kraków 1946
- [53] Woldstedt P., Eine neue Kurve der Würm—Eiszeit. „Eiszeitalter und Gegenwart”, Bd. 9, 1958.

ЯНУШ ДЗЕВАНЬСКИ, ЛЕШЕК СТАРКЕЛЬ

## ДОЛИНА РЕКИ САН МЕЖДУ СОЛИНОЙ И ЗВЕЖИНЕМ В ЧЕТВЕРТИЧНОМ ПЕРИОДЕ

### Резюме

Настоящая работа написана на основании материалов, собранных во время геоморфологических исследований и геологической съемки с производством горных и буровых работ.

### ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА

Сан является одной из самых крупных рек флишевых Карпат. В верхнем течении он пересекает крутопадающие смятые кросненские слои и течёт меандрирующей долиной. Вблизи Солины течение Сана совпадает с осью узкой ассиметричной синклинали заполненной песчаниково-сланцевыми породами. Около Мычковец Сан отклоняется от оси синклинали в северо-восточном направлении и пересекает её вторично в Звежине и Залуже (рис. 1). Долина пересекает возвышенность, денивеляции которой достигают 100—150 м; над плоскими горбами с остатками плиоценовых поверхностей выравнивания поднимаются на высоту 100—300 м прямые горные хребты состоящие из устойчивых крупнослоистых песчаников. В долине Сана, кроме донных террас, намечаются ступени склоновых террас высотой в 15—20 и 45—55 м, а иногда и более высокие. Предметом исследований были склоны, а также покровы образующие поверхности террас 45—55 м и ниже. На рис. 1 указано расположение подробно исследованных стоянок. Для лучшего изучения литологии, генезиса и возраста четвертичного покрова были произведены детальные анализы минерального и механического состава, содержания  $\text{CaCO}_3$  и других физических свойств. В работе представлены последовательно: морфология кровли коренных пород, литология, залегание и хронологическая последовательность четвертичных форм и отложений.

Среди четвертичных образований выделены эллювиальные плащи (мощностью до 5 м), гравитационные покровы солифлюкционного и осыпного типа (мощностью до 20 м, часто двойные, и даже тройные),

пролювиальные покровы (мощностью до нескольких метров) и террасовые аллювиальные покровы (мощность которых превышает иногда 10 м).

#### ФАЗЫ РАЗВИТИЯ ДОЛИНЫ САНА В ЧЕТВЕРТИЧНОМ ПЕРИОДЕ

Определение последовательности процессов и форм, а также стратиграфии осадков основано на тесно связанных с собой литологических и геоморфологических методах. Чередование речных и солифлюкционных отложений, значительное количество неокатанного материала в аллювиальных сериях и переход речных отложений близ кровли в солифлюкционные (без больших перерывов в седиментации) указывают на одновременность речного и склонового переноса. Три солифлюкционно-речные серии, залегающие на коренных (эрозионных) цоколях, отвечают трём ледниковым периодам (краковскому, среднепольскому и балтийскому). Эрозионные равнины разной высоты с залегающими на них разными аллювиальными покровами связаны с этапами углубления долины, которые отделялись фазами аккумуляции (рис. 10, 11). На этом основании выделяется 7 фаз развития долины Сана в четвертичном периоде, из которых I, III, V и VII — это фазы углубления долины, а II, IV и VI — фазы аккумуляции. В I фазе, перед аккумуляцией краковского оледенения, русло Сана находилось в 30—35 м выше современного уровня реки. В краковском оледенении (II фаза) русло Сана было засыпано до высоты 54 м по сравнению с уровнем реки. Фаза III началась постепенным прорезанием высокой аккумулятивной террасы меандрирующим Саном. Затем образовалась меандрирующая долина, углубленная до самого эрозионного цоколя средней террасы на высоте 10—15 м над уровнем реки. В IV фазе, соответствующей среднепольскому оледенению, дно долины было засыпано до высоты около 20 м (поверхность средней террасы), а также началось образование высокой террасы солифлюкционным материалом. В V фазе опять наступило углубление долины, достигающее как правило до уровня современного русла. В VI фазе образовался покров низкой террасы (6—8 м и продолжалось образование высших террас склоновым материалом. В конце последнего оледенения начался процесс размывания (фаза VII), который продолжается местами до сих пор. Низкие голоценовые террасы 2—5 м являются вложенными террасами.

#### ПРИЧИНЫ ОБРАЗОВАНИЯ И РАЗВИТИЕ МЕАНДРИРУЮЩЕЙ ДОЛИНЫ САНА

Две крупнейшие излучины (в Солине и в котловине Угежец) являются омоложенными древними меандрами. Они связаны с приоста-



новлением эрозии дна долины у её входа в синклиналь, в местах пересечения устойчивых пластов песчаника, круто наклоненных согласно с направлением течения реки. Углубление дна долины связано с четвертичными тектоническими движениями [24]. Вся меандрирующая четвертичная долина выработана в поверхности высокой террасы. В конце краковского оледенения начинается фаза эрозии и свободные излучины Сана на аккумулятивной равнине превращаются в глубоко врезанные скользящие меандры. Присутствие поверхностей скольжения на низших аккумулятивных равнинах подтверждает взгляд Кремер и Тролла [49], что в конце каждого оледенения существовали условия для передвижения излучин и соскальзывания. Стремление к соскальзыванию происходило однако и во время перехода межледниковья в оледенение. Об этом свидетельствует наклонение эрозионных поверхностей (рис. 4, 7), находящихся под аллювиальными покровами, отдельные части которых разделяют даже ископаемые бровки террас. Этот факт согласен с теорией Кадара [21], который утверждает, что река стремится к образованию свободных излучин, превращающихся в скользящие в период равновесия между силой переноса реки и количеством транспортируемого материала. Во время перехода оледенения в межледниковье и межледниковья в оледенение такие условия существовали. Одновременно это были периоды самой интенсивной боковой эрозии (большое количество воды, большая поставка склонового материала).

#### МОДЕЛИРОВАНИЕ СКЛОНОВ В ДОЛИНЕ САНА В ЧЕТВЕРТИЧНОМ ПЕРИОДЕ

На основании анализа выделены несколько групп склонов, отличающихся формой, возрастом и геологическим строением (рис. 15). У каждого из них, в меньшей или большей степени (в зависимости от геологического строения и боковой эрозии) образовался выпуклый верхний участок и вогнутый нижний (за исключением обрывов). Покровы прикрывающие склоны указывают на разные типы склоновых процессов в зависимости от литологии и тектоники флиша. Преимущественно на склонах построенных крупнослоистыми песчаниками наблюдаются каменные осыпи, на песчано-сланцевых породах (рыхлых) — песчаные солифлюкционно-пролювиальные покровы, а на сланцево-песчаных сериях — мощные глинистые покровы преимущественно солифлюкционного типа.

Определение кубатуры солифлюкционных покровов на более высоких террасах даёт возможность определить размеры обнижения верхних частей склонов в среднем на 15—17 м в период двух оледе-

нений. Для всего четвертичного периода минимальная величина обнижения составляет 20—30 м. Выветрелый материал в период межледниковья отлагался в виде покровов, мощностью до 5 м (рис. 7), присутствие же выгнутых на поверхности под влиянием силы тяжести слоев указывает на деградацию в конце оледенения уже твердой породы. Подобные рассуждения приводят к выводу, что во время одного оледенения произошло сдирание слоя мощностью превышающей 5 м. Эта величина связана не только с литологией основания, но также со стремлением обрывистых склонов к достижению профиля равновесия.

Анализ склонов, денудационная основа которых (высокая или средняя терраса) издавна не изменялась (рис. 15 — группа а), доказал, что здесь произошло изменение формы склона. В результате понижения верхней части и надстройки нижней образовался выпукло-вогнутый профиль склона. Часть вогнутая растёт в холодные периоды в результате аградации материала (рис. 18). Подобное явление — образование выпукло-вогнутого профиля — наблюдается на склонах, местные базисы эрозии которых расположены на выходах устойчивых пластов (группа b), на обрывистых гранях (группа d) и на склонах другого рода (даже если большинство материала было удалено за пределы склона). Отсюда вывод, что согласно взглядам Лаусона [30] и Болига [2] выпукло-вогнутый профиль является профилем равновесия этих склонов. Сформирование такого профиля в основном солифлюкционными процессами, а также смыванием в холодном климате указывает на то, что выпукло-вогнутый профиль характерен для субнивальной (перигляциальной) морфоклиматической зоны.

#### ЧЕТВЕРТИЧНАЯ РИТМИЧНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ДОЛИНЫ САНА

Цикличная последовательность процессов в четвертичном периоде, обусловленная климатическими изменениями, привела к постепенному углублению долины Сана (30 м в четвертичном периоде). Такой цикл начинался на равнине речной аккумуляцией. Увеличение количества воды и снижение базиса эрозии у подножья гор в конце оледенения приводило к разрушению аллювиального чехла, образованию скользких излучин и расширению дна долины. Река, достигнув коренных пород, начинала разрушать твёрдую породу. Это зависело от укрепления склонов растительностью и уменьшения количества транспортируемого в интергляциале материала. В конце межледниковья увеличилось количество воды и сила транспорта — русло подвергалось интенсивному расширению и одновременному обнижению. Во время оледенения дно реки засыпывалось (рис. 11). Эта цикличность фаз

была возможна в долине, изменяющей кривую эрозии в четвертичном периоде. Причиной изменения кривой были положительные движения в Восточных Карпатах, которые однако не происходили в эпизодах, как предполагали до сих пор [24]. Эрозионно-аккумулятивные террасы Сана отображают ритмичность климатических изменений в четвертичном периоде. Во время этого ритма тектонические движения медленно угасали и уменьшался уклон реки. Сан врезался всё более узкой ложбиной в твердую породу. Уменьшалась также сила эрозии. Если после краковского оледенения с 1 км долины было вынесено 20 млн. куб. м материала, то после среднепольского оледенения — 11 млн. куб. м, а после балтийского — 1,5 млн. куб. м (рис. 19). Одновременно всё меньшее количество материала отлагалось на дне долины (на 1 км русла в краковском оледенении приходилось — 8,5 млн куб. м, в среднепольском — 4,5 млн куб. м, в балтийском — 1,5 млн куб. м. Наличие склоновых покровов, мощностью в 10—20 м, которые не достигли дна долины и задержались на поверхностях склоновых террас, объясняется уменьшением аккумуляции.

#### ОБЪЯСНЕНИЯ К ФОТОСНИМКАМ

1. Начало излучины Сана в Солине. Обрыв узкого меандрового полуострова (стоянка А). Шейка полуострова (справа) ниже кульминационной точки полуострова (Фото Я. Дзеваньски)
2. Обнажение высокой террасы в Солине (стоянка В). Под склоновыми глинами толща гравия (Фото Л. Старкель)
3. Вид стоянки С. Склон узкого хребта (499 м н. у. м.) проходит в поверхности террас покрытые солифлюкционными образованиями (Фото Я. Дзеваньски)
4. Аккумуляционно-эрозионная средняя терраса. Цоколь состоит из крупнослоистого песчаника. Вдали видна кульминация хребта 499 м н. у. м. (Фото Я. Дзеваньски)
5. Вид с запада на сужение долины Сана около Солины. Справа узкая гряда, состоящая из крупнослоистого песчаника; за ней с правой стороны находится склон скрывающий ископаемые террасы (стоянка А) (Фото Л. Старкель)
6. Гравий средней террасы, сцементированный в подошве карбонатом кальция. В правом нижнем углу видны коренные породы. Стоянка С (Фото Я. Дзеваньски)
7. Вид с севера на моноклиальный хребет Жукова, расположенный в северном направлении от Солины. Правый склон обнижается к Сану. Его северо-западным продолжением является хребет Козиньца (Фото Л. Старкель)
8. Склон Берда (стоянка Е). У пологого подножья склона под солифлюкционным плащом скрыта ископаемая средняя терраса (Фото Л. Старкель)
9. Вид на Гродзиско (стоянка Ф). Видны 3 ступени четвертичных террас: низкая, средняя и высокая
10. Вид котловины Угежец с северо-востока. Справа меандровый холм, вдали хребет Чульни, замыкающий котловину с юго-запада (Фото Л. Старкель)



## ОБЪЯСНЕНИЯ К РИСУНКАМ

Рис. 1. Орография и расположение исследованных стоянок

1 — река; 2 — крупнослоистый песчаник; 3 — хребты; 4 — эрозионные обрывы; 5 — участки отдельных стоянок (А—Г и котловина Угежец); 6 — линии разрезов (I—XIX); 7 — горизонталы (сечение горизонталей — 20 м)

Рис. 2. Стоянка А — продольные разрезы (I—IV) и поперечные (V, VI) через западный склон Явора

1 — пойменные суглинки; 2 — щебень и глина с остроугольным щебнем (перемещенные силой гравитации); 3 — песчанистые суглинки; 4 — пылеватые суглинки; 5 — речной песок; 6 — речной гравий; 7 — элювий; 8 — коренные породы; 9 — рельеф района; 10 — рельеф поверхности коренных пород: а — достоверный, б — предполагаемый; 11 — границы образований: а — достоверные, б — предполагаемые  
Объяснения обозначений касаются также рис. 4, 5, 7, 9

Рис. 3. Схематический разрез через меандровый полуостров в Солине (VII) и котловину Угежец (VIII)

1 — коренные породы; 2 — аллювий краковского оледенения; 3 — аллювий среднегопольского оледенения; 4 — аллювий балтийского оледенения; 5 — постгляциальный аллювий; 6 — склоновые покровы; 7 — предполагаемая верхняя граница засыпанного русла в фазе II А

Рис. 4. Стоянка С — продольные разрезы (IX, X) и поперечный (XI) через восточный склон возвышенности „499”

Объяснение знаков см. рис. 2

Рис. 5. Стоянка D — продольный разрез через западный склон Козиньца (XII) и продольные разрезы через северо-западное продолжение Козиньца (XIII, XIV)

Объяснение знаков см. рис. 2

Рис. 6. Расположение склоновых покровов на стоянке D

а — профиль отрезка верхней части склона

1 — гумусный горизонт; 2 — глинистый песок (солифлюкционный слой); 3 — ил — выветрелый материал *in situ* или горизонт с выгнутыми на поверхности слоями; 4 — песчаный гравий (в песке или в выветрелой глине); 5 — слой песчаника; 6 — слой сланца

б — схематический разрез через склон

1 — крупнослоистый песчаник; 2 — песчаник со сланцами; 3 — современный выветрелый материал (*in situ*); 4 — ископаемый выветрелый материал (*in situ*); 5 — гравитационные покровы выветрелого материала (выгнутые на поверхности слои); 6 — солифлюкционно-щебнистый покров; 7 — солифлюкционно-глинистый покров; 8 — делювиальный покров

Рис. 7. Стоянка F — разрезы через меандровый полуостров Гродзиска (продольный XV, поперечный XVI)

Объяснение знаков см. рис. 2

Рис. 8. Профили шурфов на меандровом полуострове Гродзиска

1 — песчанистый суглинок; 2 — пылеватый суглинок; 3 — гравий; 4 — пласт песчаника; 5 — пласт сланцев

Рис. 9. Разрезы через северную часть котловины Угежец (XVII—XIX)

Объяснение знаков см. рис. 2

Рис. 10. Продольные профили через террасы в долине Сана

а — продольный профиль через высокую террасу образованную перед краковским оледенением, вдоль оси дна;

б — продольные профили через среднюю и низкую террасы, образованные в ээмском межледниковии, вдоль оси дна Сана; буквы А—Г обозначают стоянки (рис. 1)

1 — достоверный выход коренных пород в оси долины; 2 — другие выходы коренных пород; 3 — аллювий высокой террасы (II А); 4 — аллювий средней террасы (IV А); 5 — аллювий низкой террасы (VI А); 6 — щебневые и глинистые склоновые покровы; 7 — продольный профиль через межледниковые русла вырезанные в коренных поро-

дах; 8 — продольный профиль аккумулятивных равнин; 9 — достоверный рельеф кровли старших аллювиальных покровов; 10 — современный уровень русла реки в донной точке

Рис. 11. Схематический поперечный разрез и фазы развития долины Сана в четвертичном периоде

a — взаимное отношение эрозионных рельефов, покровов речной и склоновой аккумуляции в долине Сана

1 — эрозионный рельеф; 2 — аккумуляционный рельеф; 3 — коренные породы; 4 — речные плейстоценовые отложения; 5 — склоновые покровы; 6 — речные голоценовые отложения

b — изменения положения русла Сана в четвертичном периоде (фазы аккумуляции, глубокой эрозии и образование поверхностей скольжения)

Рис. 12. Долина Сана перед и после краковского оледенения

1 — предполагаемое положение русла Сана перед ледниковой аккумуляцией; 2 — фрагмент эрозионной равнины; 3 — фрагменты аккумулятивной долины ледникового периода; 4 — остатки аккумулятивного покрова; 5 — границы речной аккумуляции ледникового периода; 6 — высота эрозионного цоколя; 7 — высота кровли аллювиев; 8 — предполагаемое положение русла Сана во время перехода оледенения в межледниковье; 9 — направления соскальзывания Сана в этот период

Рис. 13. Долина Сана перед и после среднепольского оледенения

Объяснения см. рис. 12

Рис. 14. Долина Сана до и после балтийского оледенения

Объяснения см. рис. 12

Рис. 15. Типы склонов в долине Сана (различающиеся строением и формой)

a — выпукло-вогнутые и вогнутые склоны группы первой (выделенной в тексте, стр. 55), построенные в верхней части из крупнослоистого песчаника; a' — наклон склонов совпадает с направлением падения слоев; a'' — наклон склонов противоположен падению слоев;

b — склоны принадлежащие к группе второй с структурными уступами; b' — структурный уступ на поверхности; b'' — ископаемый уступ, находящийся под солифлюкционными образованиями;

c — выпукло-вогнутые склоны группы третьей;

d — выпукло-вогнутые обрывистые склоны группы четвертой; d' и d'' — форма склонов этой группы имеет разное отношение к геологическому строению

1 — крупнослоистый песчаник; 2 — песчанисто-сланцевая толща; 3 — сланцево-песчаная толща; 4 — склоновые покровы; 5 — аллювий

Рис. 16. Фрагменты строения склона возвышенности „499” состоящей из крупнослоистого песчаника

a — разрез через ось горба возвышенности; b — разрез через восточный склон (поверхность коренных пород погружается под гравитационные покровы);

1 — почва; 2 — песчаный суглинок; 3 — крупнослоистый песчаник

Рис. 17. Различная устойчивость серий горных пород (стоянка А)

1 — песчаный суглинок; 2 — пылеватый суглинок; 3 — сланцево-песчаные серии; 4 — крупнослоистый песчаник

Рис. 18. Перемена формы склонов в долине Сана в четвертичном периоде (склоны, которых местный базис плейстоценовые эрозионно-аккумуляционные террасы); a, b, c — последовательные фазы перемены формы склона

Рис. 19. Фазы эрозии и аккумуляции и их последовательность в четвертичном периоде

1 — кривая депозиции и выметания материала на дне долины Сана в млн куб. м — вычисленная для перевалового сужения в Солине; 2 — как пункт 1 — вычисленная для расширения, расположенного выше перевала в Солине; 3 — материал сложенный в долине в млн куб. м; 4 — материал вынесенный из долины в млн куб. м; 5 — склоновые покровы сложенные на террасах; 6 — колебания уровня русла Сана (левосторонний масштаб в метрах); 7 — общее стремление к обнижению русла, связанное с положительными движениями

JANUSZ DZIEWAŃSKI, LESZEK STARKEL

## THE QUATERNARY SAN VALLEY BETWEEN SOLINA AND ZWIERZYŃ

### Summary

This report is based on materials collected during carried at the same time geomorphological investigations and geological mapping also from numerous excavations, research pits and bore-holes.

### GENERAL DESCRIPTION OF THE INVESTIGATED AREA

San is one of the largest Carpathian Flysch rivers. In its upper course it flows in a entrenched meander valley intersecting the steep and folded Krosno beds. In the neighbourhood of Solina the San river enters a narrow asymmetric valley filled with shaly sandstone beds; it follows its axis and leaving the valley near Myczkowce flows in the northeastern direction to cross it again at Zwierzyń and Załuż (fig. 1). The valley crosses an upland area whose delevelling ranges from 100 to 150 m. Above the flattened hummocks with remains of the levelled Pliocene peneplain surface, rise the 100—300 m higher rectilinear mountain ranges built of thick bedded sandstone more resistant to weathering. Besides the bottom terraces steps of slope terraces 15—20 m and 45—55 m high, occasionally even higher, may be observed in the San valley. The here described investigations concern covers which form terrace flattenings 45—55 m or lower terraces, also slopes. Fig. 1 presents the distribution of sites which have been thoroughly investigated. To gain a better knowledge of the lithology, origin and age of the Quaternary covers, detailed analyses were made of their mechanical composition and other physical properties, also their mineral composition and the  $\text{CaCO}_3$  content. Descriptions are here given of the morphology of the top of substratum, the lithology, arrangement and chronological succession of Quaternary sediments and forms.

The following covers have been distinguished among the Quaternary deposits: rock waste covers (up to 5 m thick), gravitation covers of the



conoid talus and solifluction type up to 20 m, frequently bi- even tri-partite), proluvial covers (up to several metres thick) and alluvial terrace covers (sometimes over 10 m thick).

#### SAN VALLEY DEVELOPMENT PHASES DURING THE QUATERNARY

The sequence of events, forms and stratigraphy of sediments are determined by lithologic methods which are connected with the geomorphological methods. The interlocking of fluvial and solifluction sediments, the considerable content of unabraded material within the alluvial series and the grading of fluvial sediments, nearer to the top, into solifluction sediments (without greater sedimentation gaps) indicate that fluvial and slope transport occurred at the same time. The three fluvio-solifluction series which lie on separate rock benches (erosive) have been referred to three glacial periods (Cracovian, Middle Polish and Baltic glaciations). The erosive plains differing in height and with different alluvium covers deposited on them are associated with various stages of the deepening of the valley alternating with phases of accumulation (figs. 10, 11). On this basis seven phases of the development of the San valley are distinguished. Phase I, III, V and VII were phases of deepening and II, IV and VI those of accumulation. During phase I, before the accumulation in the Cracovian glaciation, the San bed was 30—35 m above the present river level. During the Cracovian glaciation (phase II) the valley was buried to a height of 54 m above the river level. Phase III started by periodical intersecting of the high accumulation terrace by the meandering San river. The meander valley was incised down to the erosional rock-floor of the middle terrace at a height of 10—15 m above the river level. The filling of the bottom up to a height of 20 m (middle terrace plain) and the superimposition on the high terrace of a solifluction cover, both occurred during phase IV corresponding to the Middle Polish glaciation. In phase V the valley was re-deepened mostly to the level of the present river bed. The cover of the low terrace, 6—8 m high, was formed during phase VI, and the superimposition on the higher terraces of slope material was still going on. The dissection, phase VII, began at the close of the last glaciation stage and in many cases it is still continued. The 2—5 m high low Holocene terraces are the fill in fill terraces.

#### THE FORMATION AND THE DEVELOPMENT OF THE SAN MEANDER VALLEY

The origin of the two largest meanders (in the Solina and in the Uherce basin) dates far back. They are associated with river bed erosion which occurred when the San river entered the syncline in sites of its

incision into the resistant thick-bedded sandstone steeply inclined in conformity with the river bed course. The cutting down of the valley into the rock bed is connected with Quaternary tectonic movements. The whole Quaternary meandering valley is cut out in the high terrace plain. A phase of erosion occurred at the close of the Cracovian glaciation. During it the free San meanders of the accumulation plain were transformed into deeply incised ingrown meanders. The presence of ingrown surfaces on large accumulation plains confirms the statements of Kremer and Troll [49] that conditions favorable to shifting of meanders and ingrowing existed at the close of every glacial stage. A tendency to ingrowing existed, however, also during the transition period from the interglacial to the glacial stage; this is indicated by the ingrown erosional surfaces (fig. 4, 7) below the alluvial covers whose fragments separate even fossil edges. This agrees with Kadar's [21] theory postulating that every stream tends to form free meanders which in periods of equilibrium between the stream transport energy and the amount of material carried by it, are transformed into ingrown meanders. Such conditions prevailed during the transition periods (glaciation — interglaciation and interglaciation — glaciation) which at the same time were periods of the most intense lateral erosion (much water, large supply from slopes).

#### FORMING OF THE SAN RIVER SLOPES DURING THE QUATERNARY

Several slope groups varying in form, age and relation to the geological structure, have been differentiated on basis of analysis (fig. 15). In these groups the upper convex and the lower concave sectors (undercuts excepted) are developed to a varying degree (depending on the geological structure and lateral erosion). Covers mantling the slope suggest various slope processes depending on the lithology and tectonics of the Flysch. Rubble covers of the talus cones type prevail on slopes built of thickbedded sandstone. The sandstone-shale series (brittle) is overlain by sandy, solifluction-proluvial covers, while thick clayey covers, mainly solifluction ones, are laid on shaly sandstone series.

The calculation of the cubic content of the solifluction covers on higher terraces permits to determine that, over a period not covering more than two glacial periods the upper parts of slopes were lowered 15—17 m on the average. For the whole Quaternary this value is minimum 20—30 m. The interglacial waste rock covers are up to 5 m thick (fig. 7) and the presence of superficial bending of strata on slopes indicate that at the close of the glaciation the degradation process had reached the solid rock. Similar calculations may suggest that an over 5 m thick layer had been torn eroded off during one glacial period. These large dimensions are

associated not only with the lithology of the substratum but also with the tendency of the undercut slopes to attain an equilibrium profile.

An analysis of slopes whose local denudation base (higher or middle terrace) was not altered during a considerable time (fig. 15 — group a) demonstrate that a change in the shape of slope did occur here. A lowering of the upper part and a super-imposition on the lower part resulted in a convex-concave slope profile. The concave sector increases during cold periods due to the aggradation of material (fig. 18). A similar trend of slope development — the formation of convex-concave profile — is observed on slopes with local denudation bases lying on outcrops of resistant beds (group b), on edges of undercuts (group d) and on other slopes (even in cases when the bulk of the material is carried away outside the slope area). Hence, according to the opinion of Lawson [30] and Baulig [2] we may infer that the convex-concave profile is the equilibrium profile of these slopes. Its formation, mainly due to solifluction processes or to down slope wash in cold climate, shows that the convex-concave profile is characteristic of the subnival (periglacial) morphoclimatic zone.

#### THE QUATERNARY RHYTHM OF THE SAN RIVER DEVELOPMENT

The cyclic succession of Quaternary events, depending on climatic changes, lead to a gradual deepening of the San river (30 m during the Quaternary). Each cycle began on the fluvial accumulation plain. The increasing amount of water and the lowering of the erosive base in the forefield of the mountains at the close of the glacial period were responsible for the cutting of the alluvial cover, the formation of ingrown meanders and the widening of the valley floor. The incision down to the rock floor was followed by the that into the solid rock. This depended to what extend the slopes were strengthened by vegetation and the stream load reduced during the interglacial. At the close of the interglacial the amount of water increased and the transport channel was much widened and simultaneously lowered. In the "full" glaciation stage the material was accumulating at the river bottom (fig. 11). Such cyclic succession of the different stages was admissible only in a valley which had changed its erosive curve during the Quaternary. These changes were due to the upward movements elevating the Carpathian Mts. which, however, did not occur in epicycles as had been previously believe [24]. The erosional-accumulative terraces of the San river reflect the rhythm of the climatic changes during the Quaternary. During these rhythmic changes occurred a gradual extinction of the tectonic movements and the diminishing of the river gradient. The river was cutting a gradually narrower channel



within the solid rock. Erosion lost its intensity. Twenty million of cubic metres per one km of the river course has been carried away after the Cracovian glaciation, 11 million after the Middle Polish glaciation and  $1\frac{1}{2}$  million after the last glaciation (fig. 19). At the same time the accumulation of material on the valley floor diminished (per 1 km of the valley course: 8.5 million of cubic metres during the Cracovian glaciation, 4.5 million during the Middle Polish glaciation and 1.5 during the Baltic glaciation). Decreased accumulation explains the presence of 10 to 20 m thick slope covers which did not reach the valley floor, but stopped on the flattened slope terraces.

#### LIST OF PHOTOS

1. Beginning of the San meander bend in Solina. Undercutting of a narrow spur (site A). The base on the right hand is distinctly lower than the culmination of the meander peninsula (Phot. by J. Dziewański)
2. Exposure of the high terrace in Solina (site B). A series of gravels under slope loams (Phot. by L. Starkel)
3. View of site C. Slope of a narrow spur ridge 499 m a. s. l. passing into terrace flattenings covered by solifluction deposits (Phot. by J. Dziewański)
4. Middle terrace, rocky-sedimentary. The rock-bench is formed by thick-bedded sandstone. In the background the culmination of ridge 499 m a.s.l. (Phot. by J. Dziewański)
5. Western view of the narrowed San valley near Solina. On the right a narrow ledge built of thickbedded sandstone, behind it, on the right, a slope hiding fossil terraces (site A) (Phot. by L. Starkel)
6. Gravels of middle terraces at the bottom cemented by calcium carbonate. A rock sockel in the lower right corner. Site C (Phot. by J. Dziewański)
7. Northern view of the monoclinal ridge Żuków, north of Solina. The northern slope descends to the San river. The Koziniec ridge is its north-western extension (Phot. by L. Starkel)
8. Berdo slope (site E). A gentle foot hill hides a fossil middle terrace under its solifluction cover (Phot. by L. Starkel)
9. View of Grodzisko (site F). 3 steps of quaternary terraces: low, middle and high
10. Northeastern view of the Uherce basin. On the right a severed spur core hill, in the background the Czulnia range encircling the basin from the northwest (Phot. by L. Starkel)

#### EXPLANATION OF FIGURES

Fig. 1. Orography and localization of the investigated sites

1 – river; 2 – thick bedded sandstone; 3 – ridges, 4 – erosive undercuts; 5 – areas of the individual sites (A–F, and the Uherce basin); 6 – lines sections I–XIX; 7 – horizontal lines (20 m)

Fig. 2. Site A — section of the western slope of Jawor, longitudinal (I–IV) and transversal (V–VI)

1 – river silts; 2 – rock waste and loams with angular rubble; 3 sandy loams; 4 – pelitic loams; 5 – fluvial sands; 6 – fluvial gravels; 7 – weathered rock in situ, eluvium; 8 – rock sockel; 9 – surface of the terrain; 10 – surface of the rock sockel: a – determined b – hypothetical

Explanation of symbols concern also for figs: 4, 5, 7, 9

Fig. 3. Schematic section across the meander neck in Solina (VII) and the Uherce basin (VIII)

1 — rock socket; 2 — alluvial deposits from the Cracovian glaciation; 3 — alluvial deposits from the Middle Polish glaciation; 4 — alluvial deposits from the Baltic glaciation; 5 — postglacial alluvial deposits; 6 — slope covers; 7 — hypothetical upper boundary of accumulation during phase II A

Fig. 4. Site C — Sections of the eastern slope of hill "499" longitudinal (IX, X) and transversal (XI)

Explanation of symbols as in fig. 2

Fig. 5. Site D — Sections of the western slope of Koziniec (XII, XIII, XIV)

Explanation of symbols as in fig. 2

Fig. 6. Arrangement of slope covers in site D

a — profile of a section of the upper slope part

1 — humus layer; 2 — loamy sand (solifluction bed); 3 — clay-rock waste in situ or layer of superficial bending of strata; 4 — sandstone rubble (in sand or in weathered loam); 5 — sandstone (solid rock); 6 — shale (solid rock)

b — schematic slope section

1 — thick-bedded sandstone; 2 — sandstone with shales; 3 — recent rock waste in situ; 4 — fossil rock waste (in situ); 5 — gravitational rock waste covers (with superficial bending of strata); 6 — solifluction — rubble covers; 7 — solifluction — loamy covers; 8 — deluvial covers

Fig. 7. Site F — section across the Grodzisko spur (XV — longitudinal, XVI — transversal)

Explanation of symbols as in fig. 2

Fig. 8. Profiles of research pits in the Grodzisko spur

1 — sandy loams; 2 — pelitic loams; 3 — gravels; 4 — sandstone beds; 5 — shale beds

Fig. 9. Sections across the northern part of the Uherce basin (XVII—XIX)

Explanations of symbols as in fig. 2

Fig. 10. Longitudinal profiles across the San valley terraces

a — longitudinal profile of the high terrace along bottom axis before the Cracovian glaciation; b — longitudinal profiles of the middle and low terraces along the San bottom axis from the Eemian interglacial

Letters A—F refer to sites (fig. 1)

1 — determined rock floor in the valley axis; 2 — other rock sockets; 3 — high terraces alluvia (II A); 4 — middle terrace alluvia (IV A); 5 — low terrace alluvia (VI A); 6 — rubble and loam slope covers; 7 — longitudinal profile of interglacial river beds incised in rock; 8 — longitudinal profile of accumulation plains; 9 — ascertained top surface of older alluvial covers; 10 — present level of the river bed at the given point

Fig. 11. Schematic cross section and phases of the development of the San river during the Quaternary era

a — mutual ratio relation in the San valley of the erosion area, fluvial and slope accumulation covers

1 — erosion area; 2 — accumulation area; 3 — rock base socket; 4 — Pleistocene fluvial sediments; 5 — slope covers; 6 — Holocene fluvial sediments

b — Quaternary changes in the position of the San river bed (phases of accumulation river bed erosion and formation of ingrown plains)

Fig. 12. The San valley before and after the Cracovian glaciation

1 — hypothetical course of the river San bed before glacial accumulation; 2 — fragments of the erosion plain; 3 — fragments of the accumulation plain from the glacial period; 4 — remains of the accumulation plains; 5 — extent of fluvial accumulation during the glacial period; 6 — height of the erosive socket; 7 — height of the top of the alluvial deposits; 8 — hypothetical course of the San river bed during the transition period from the glaciation to the interglaciation; 9 — directions of the lateral erosion in the San river during the Quaternary

Fig. 13. The San valley before and after the Middle Polish glaciation

Explanation of symbols as in fig. 12

Fig. 14. The San valley before and after the Baltic glaciation

Explanation of symbols as in fig. 12

**Fig. 15. Types of slopes in the San valley (of different structure and form)**

*a* – convex-concave and concave slopes of group *a* (differentiated in the Polish text, p. 55). in the uppermost part built of thickbedded sandstones; *a'* – with slope inclination in conformity with the dip of beds; *a''* – with slope inclination opposite to the dip of beds  
*b* – slopes of group *b* with structural edge; *b'* – with structural edge on the surface, *b''* – with a fossil edge buried under the solifluction deposits; *c* – convex-concave slopes of group *c*, *d* – undercut convex-concave slopes of group *d*, *d'* and *d''* – slopes of this group differently related to the geological structure  
 1 – thick-bedded sandstone; 2 – sandstone-shale series; 3 – shaly-sandstone series; 4 – slope covers; 5 – alluvial deposits

**Fig. 16. Fragments of structure of hill "499" slope built of thick-bedded sandstone**  
*a* – section of the hill hump axis, *b* – section of the eastern slope (the rock surface plunges under the gravitational covers)

1 – soil, 2 – sandy loams, 3 – thick-bedded sandstone

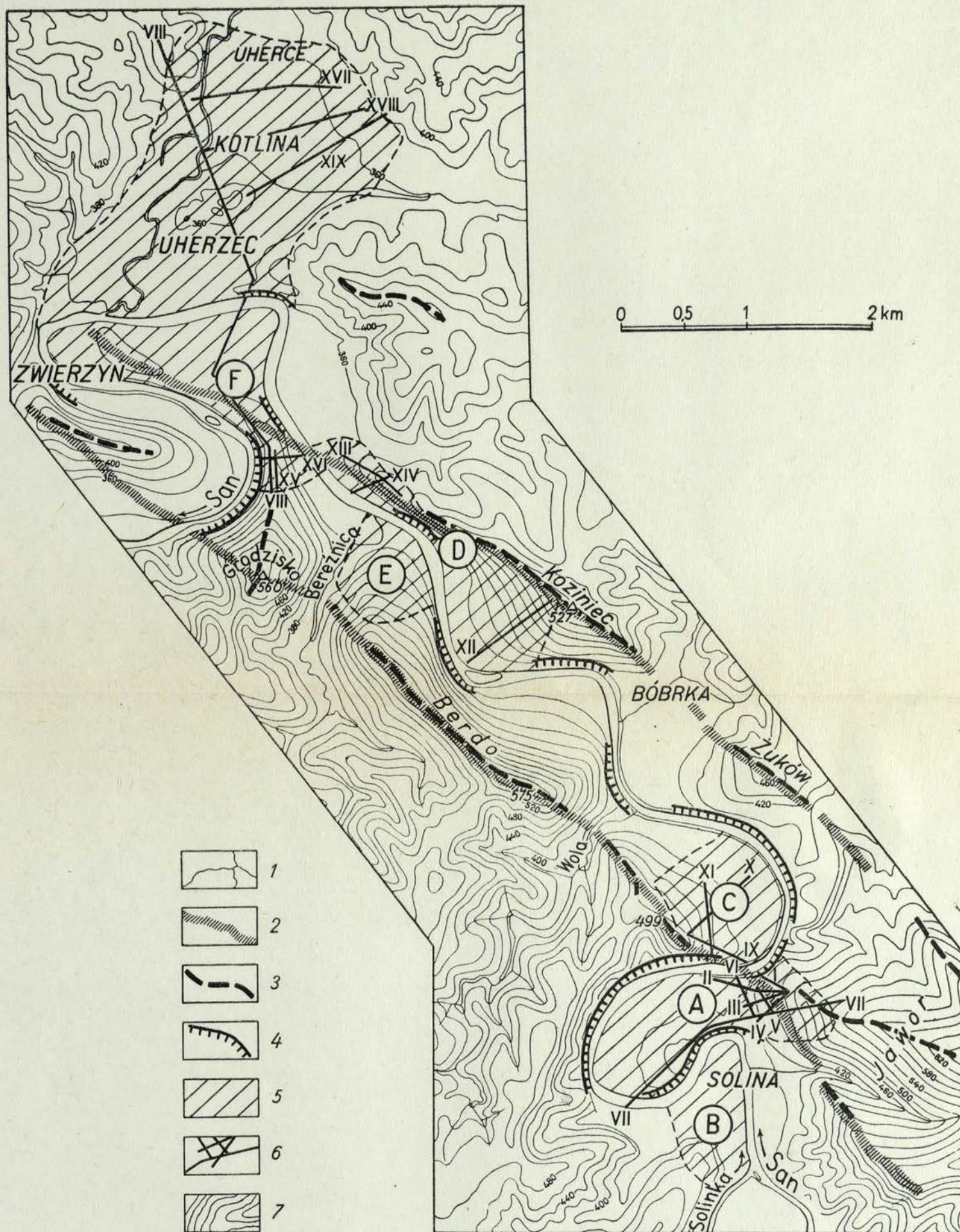
**Fig. 17. Varying resistance of the rock series (site A)"**

1 – sandy loams, 2 – pelitic loams, 3 – shaly sandstone series, 4 – thick-bedded sandstone

**Fig. 18. Quaternary changes in the form of slopes in the San valley (slopes with Pleistocene erosive-accumulation terraces as their local base); *a*, *b*, *c* – successive stages of changes in the form of slope****Fig. 19. Succession of Quaternary erosion and accumulation phases**

1 – curve of the deposition and erosion of material in the San valley floor, in cubic metres plotted for the narrow gap in Solina; 2 – ditto as in point plotted for the widening above the gap in Solina; 3 – amount of material in cubic metres deposited in the valley; 4 – amount of material in cubic metres removed from the valley; 5 – slope covers laid down on terraces; 6 – fluctuation of the San river bed level (left scale in metres); 7 – a general lowering tendency of the river bed connected with the upward tectonic movements

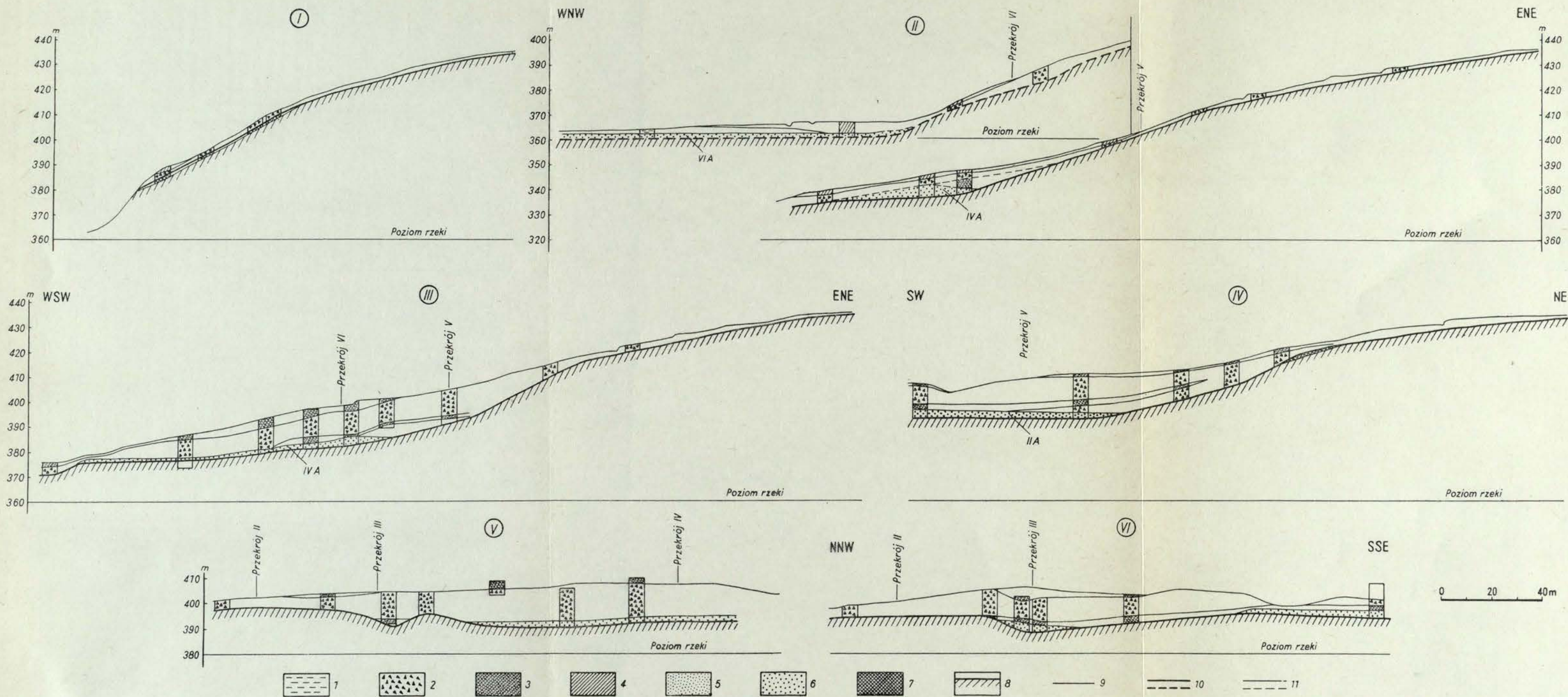




Ryc. 1. Orografia i lokalizacja badanych stanowisk

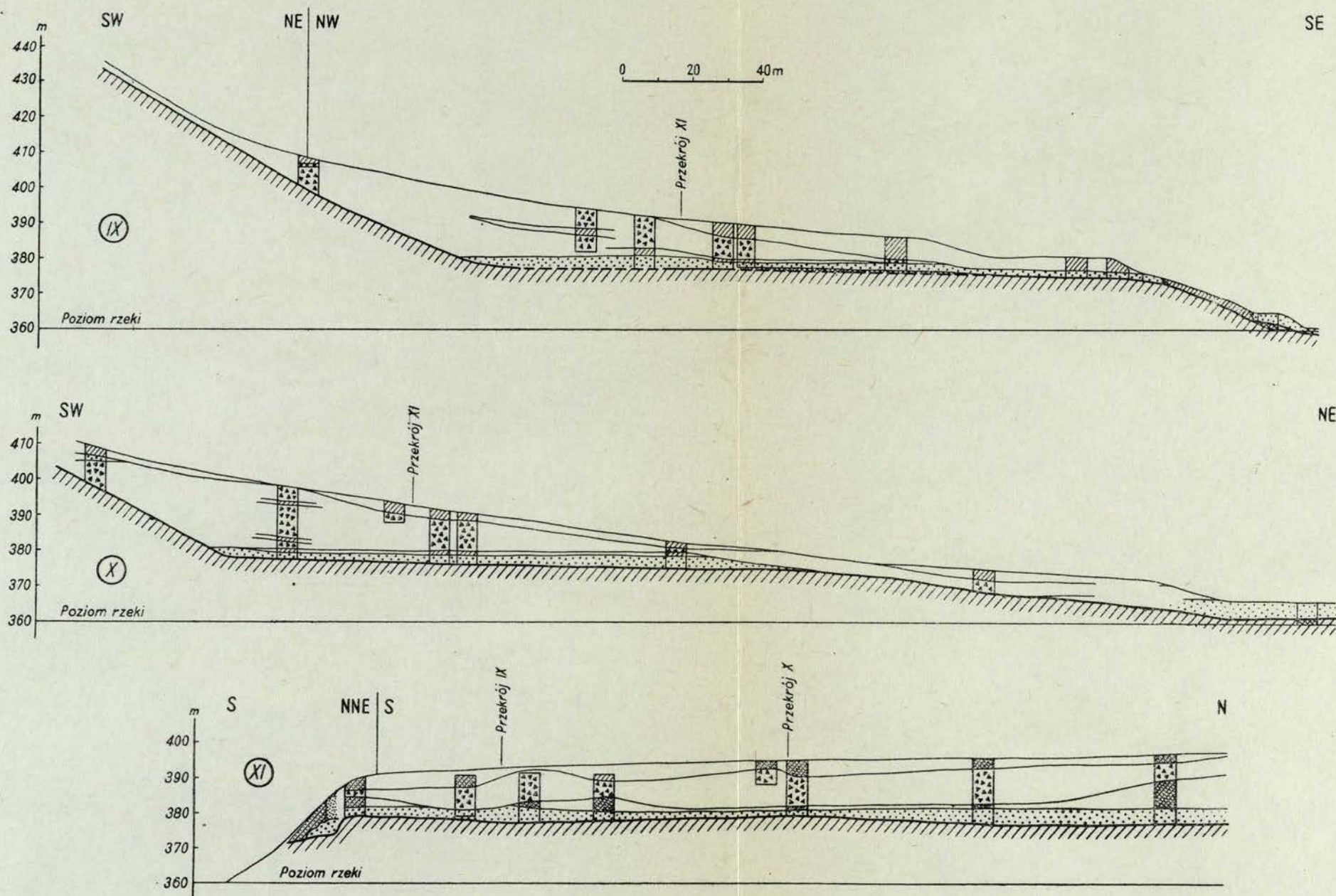
1 - rzeka; 2 - gruboławicowy piaskowiec; 3 - grzbiety; 4 - podcięcia erozyjne; 5 - obszary poszczególnych stanowisk (A-F oraz kotlina Uherzec); 6 - linie przekrojów (I-XIX); 7 - poziomice (poprowadzone co 20 m)





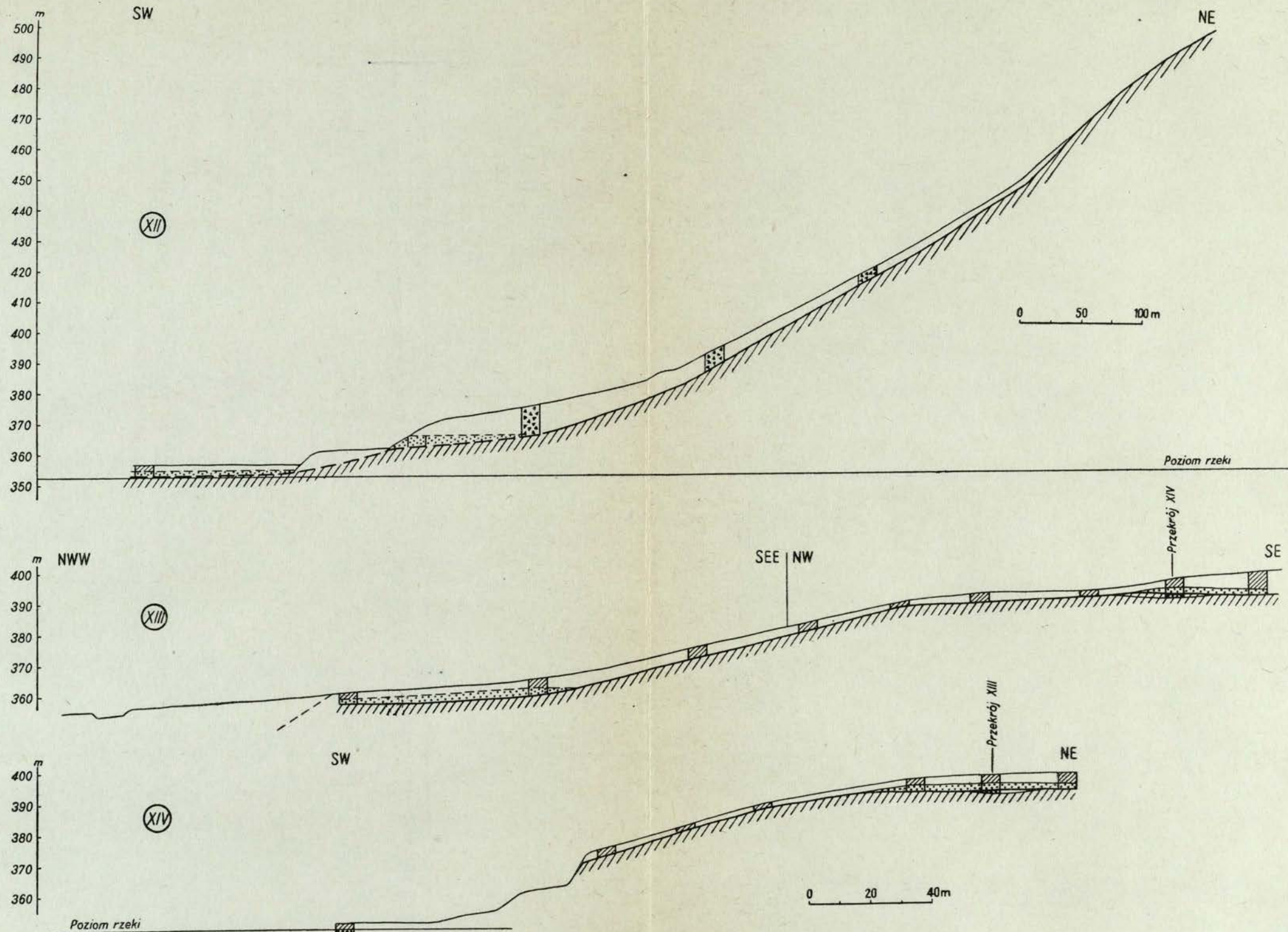
Ryc. 2. Stanowisko A — przekroje podłużne (I—IV) i poprzeczne (V, VI) zachodniego stoku Jawora  
 1 — mady rzeczne; 2 — rumosze i gliny z rumoszem skalnym ostrokrawędzistym (przemieszczone grawitacyjnie); 3 — gliny piaszczyste;  
 4 — gliny pylaste; 5 — piaski rzeczne; 6 — żwiry rzeczne; 7 — zwierzelnina skalna na miejscu, eluwium; 8 — cokół skalny; 9 — powierzchnia terenu; 10 — powierzchnia cokołu skalnego; a — stwierdzona, b — przypuszczalna; 11 — granice utworów: a — stwierdzona, b — przypuszczalna. Objasnienia dotyczą także ryc. 4, 5, 7, 9



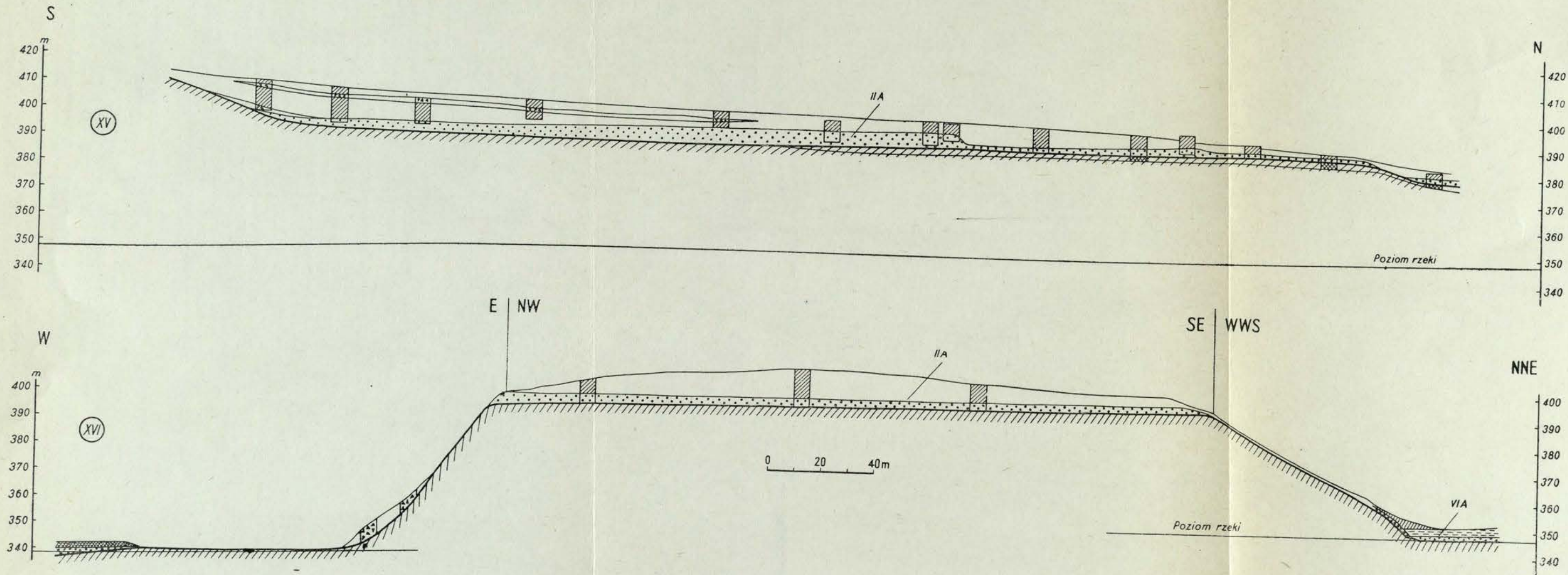


Ryc. 4. Stanowisko C — przekroje podłużne (IX, X) i poprzeczny (XI) wschodniego stoku wzgórza „499”  
Oznaczenia jak na ryc. 2





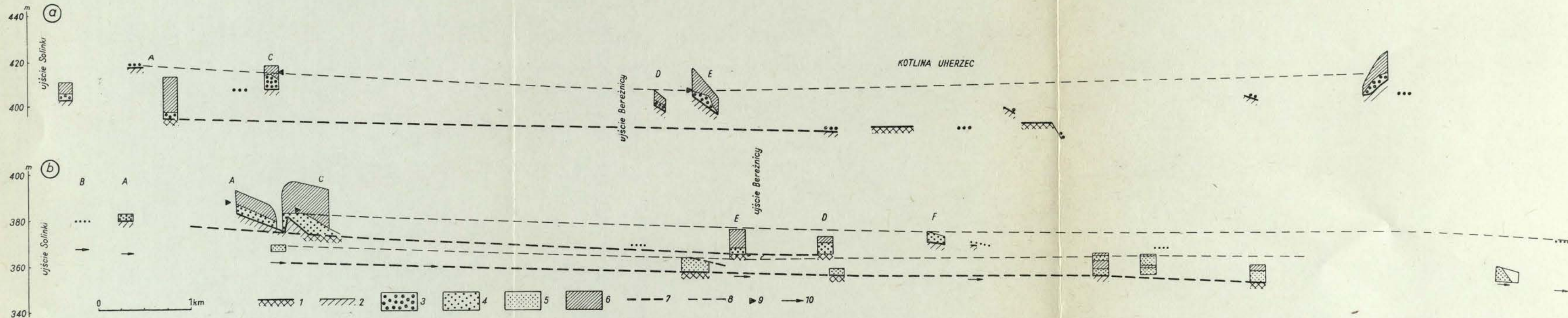
Ryc. 5. Stanowisko D — przekrój podłużny zachodniego stoku Kozińca (XII) oraz przekroje podłużne przez północno-zachodnie przedłużenie Kozińca (XIII, XIV)  
Oznaczenia jak na ryc. 2



Ryc. 7. Stanowisko E — przekroje przez ostrogę Grodziska (podłużny XV, poprzeczny XVI)

Objaśnienia znaków jak na ryc. 2





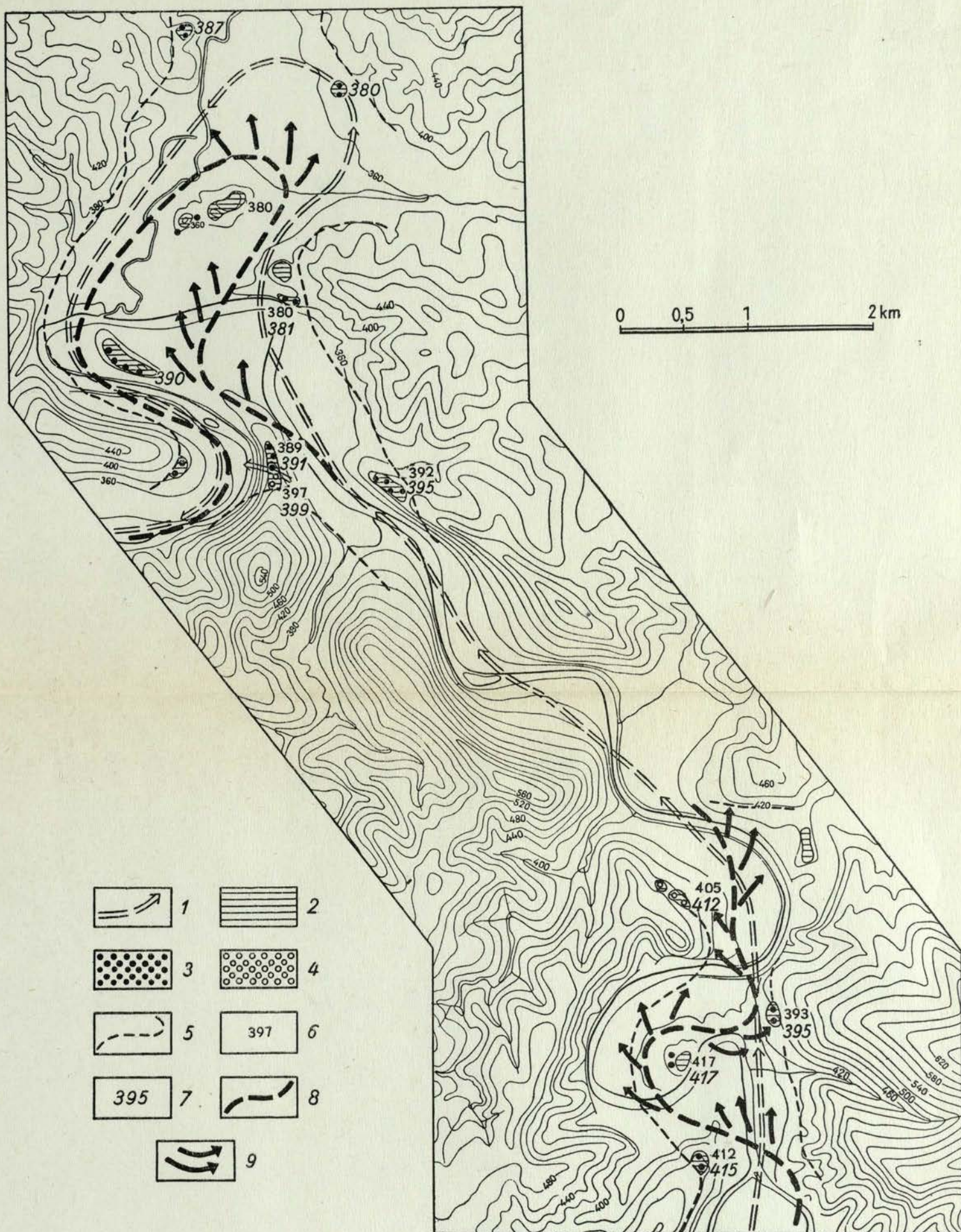
Ryc. 10. Przekroje podłużne teras w dolinie Sanu

a — przekrój podłużny terasy wysokiej wzdłuż osi dna sprzed glacjału krakowskiego, b — profil podłużny terasy średniej i niskiej wzdłuż osi dna Sanu z interglacjału eemskiego

Litery A—F oznaczają stanowiska (ryc. 1)

1 — stwierdzony cokół skalny w osi doliny; 2 — inne cokoły skalne; 3 — aluwia terasy wysokiej (II A); 4 — aluwia terasy średniej (IV A); 5 — aluwia terasy niskiej (VI A); 6 — pokrywy stokowe gruzowe i gliniaste; 7 — profil podłużny koryt interglacialnych wyciętych w skałach; 8 — profil podłużny powierzchni akumulacyjnych; 9 — stwierdzone powierzchnie stropu starszych pokryw aluwialnych; 10 — współczesny poziom koryta rzeki w danym punkcie

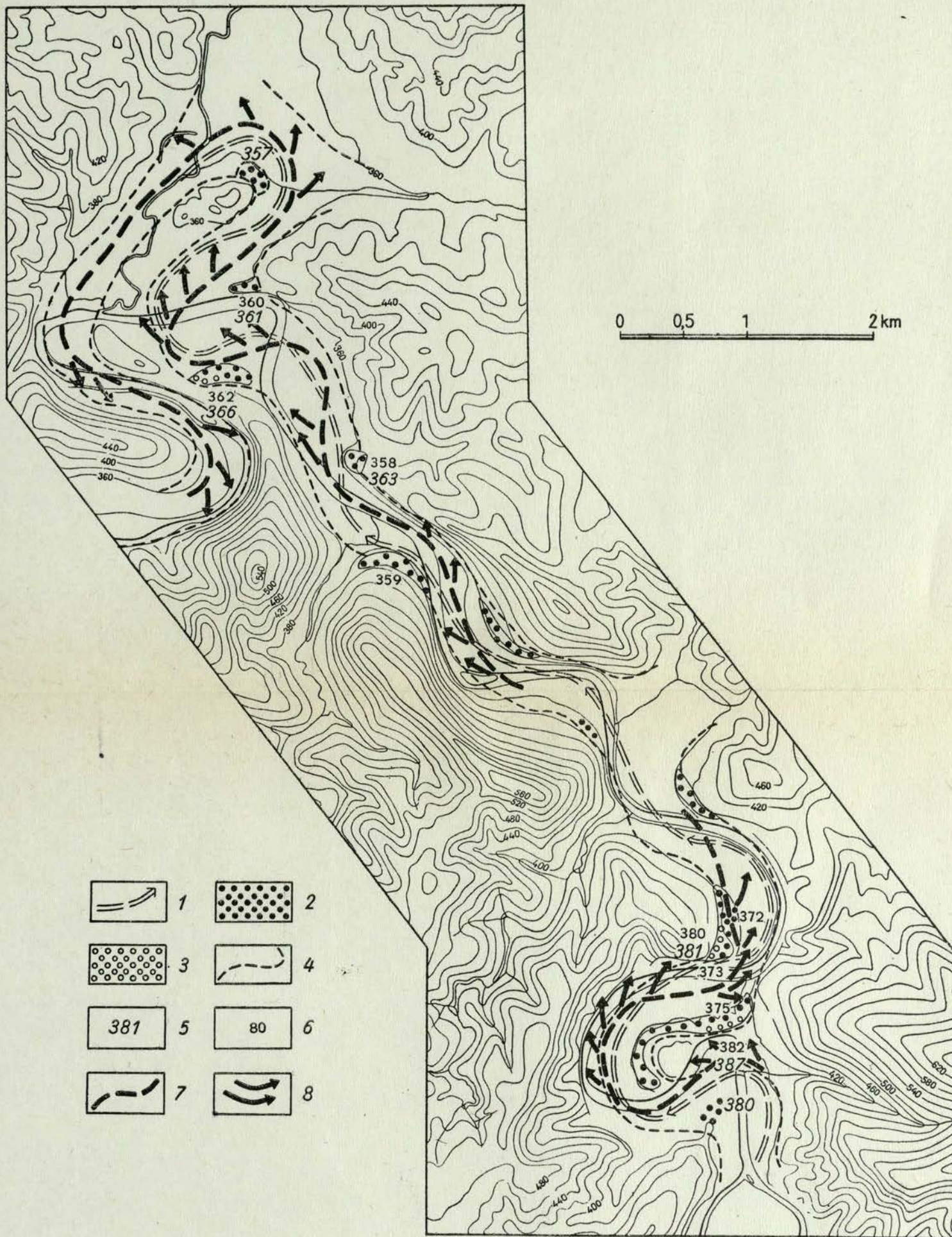




Ryc. 12. Dolina Sanu przed i po glacjale krakowskim

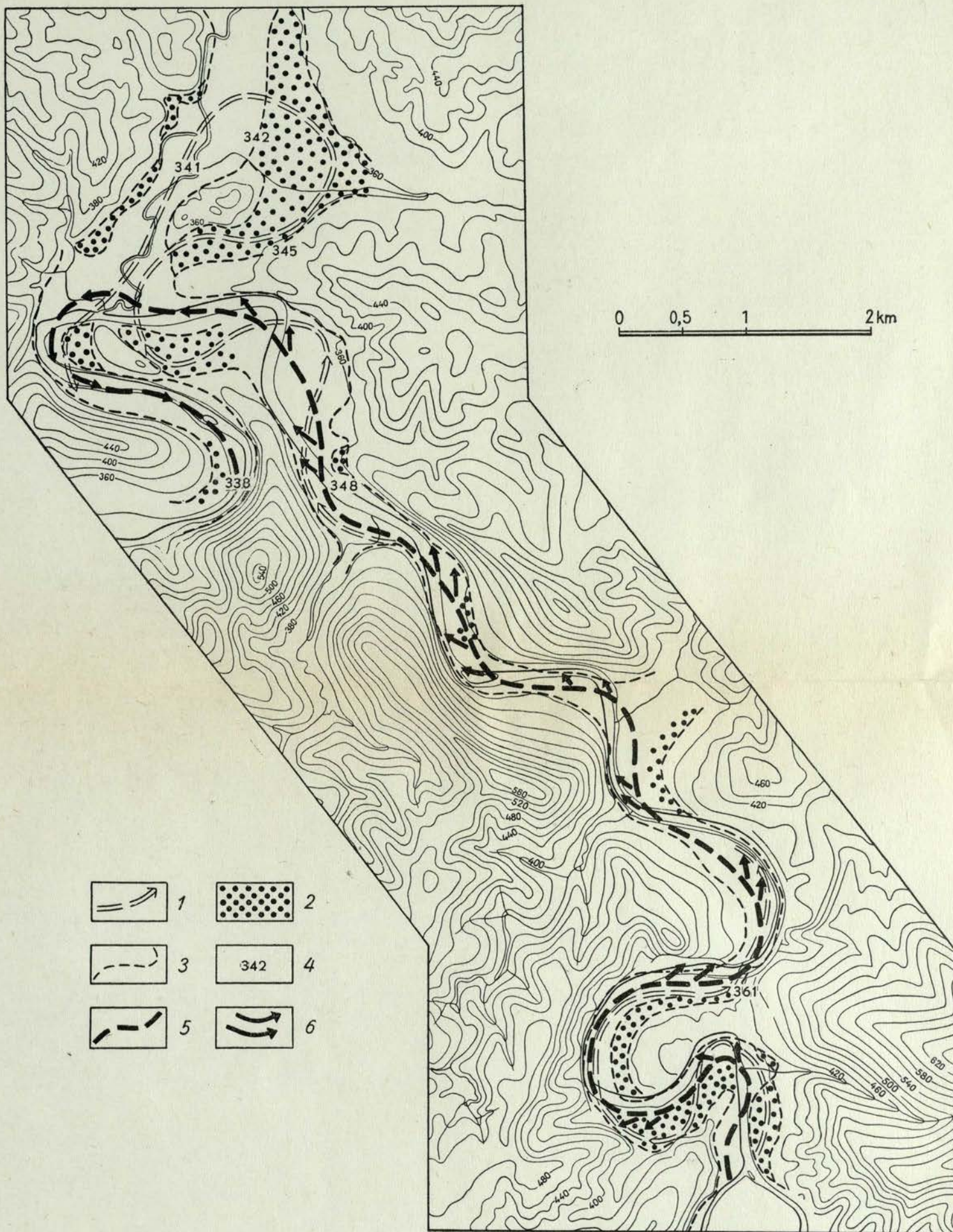
1 - przypuszczalny przebieg koryta Sanu przed akumulacją glacialną; 2 - fragmenty równiny erozyjnej; 3 - fragmenty równiny akumulacyjnej z okresu glacialnego; 4 - resztki pokryw akumulacyjnych; 5 - zasięg akumulacji glacialnej; 6 - wysokość cokołu erozyjnego; 7 - wysokość stropu aluwów; 8 - przypuszczalny przebieg koryta Sanu na przejściu z glacialu do interglacialu; 9 - kierunki ześlizgiwania się Sanu w tym okresie





Ryc. 13. Dolina Sanu przed i po glacjale środkowopolskim  
Oznaczenia jak na ryc. 12





Ryc. 14. Dolina Sanu przed i po glacjale bałtyckim  
Oznaczenia jak na ryc. 12



Cena zł 28 —