

ZOFIA ALEXANDROWICZ

WODOSPADY BIAŁEJ I CZARNEJ WISEŁKI THE WATERFALLS OF THE WHITE AND BLACK VISTULAS

I. WSTĘP

Doliny Białej Wiselki i Czarnej Wiselki rozcinają od zachodu masyw Baraniej Góry (1220 m n.p.m.) w Beskidzie Śląskim. Obszar źródłiskowy potoków leży w granicach rezerwatu krajobrazowego «Barania Góra» (383,04 ha) (Baumgart-Kotarba, Gil, Kotarba 1969, Dynowski 1961, Dynowski, Pydziński, Waksmundzki 1971, Waksmundzki 1968, Brykowicz, Rotter, Waksmundzki 1972). Biała Wiselka wypływa ze źródła znajdującego się w zachodnim podszczytowym stoku Baraniej Góry, na wysokości 1107 m n.p.m. Czarna Wiselka jest uważana za właściwy źródłowy potok Wisły. Bierze on początek z młak występujących na spłaszczeniu południowo-zachodniego stoku Baraniej Góry, około 1080 m n.p.m. Są one zasilane licznymi wypływami wód gruntowych, wodami opadowymi i roztopowymi. Potok formuje się dopiero przy krawędzi spłaszczenia ze stromym stokiem.

Potoki Biała Wiselka, Czarna Wiselka i Malinka wraz z ich dopływami podlegają od 1959 roku ochronie jako rezerwat wodny o nazwie «Wisła» (17,61 ha). Ustanowiony on został w celu zabezpieczenia dla pstrągów potokowych (*Salmo trutta* m. *fario* L.) naturalnego środowiska (Leńkowa 1956, Ross 1955). Status ochronny terytorialnie odnosi się jedynie do samych cieków wodnych i w związku z tym przepisy zawarte w prawnym zarządzeniu zabraniają łowienia ryb, pozyskiwania namulów, piasku, żwiru i kamieni, zanieczyszczania wody i brzegów, wznoszenia budowli, urządzeń wodnych i komunikacyjnych oraz zmianę brzegów potoków. Przepisy wprowadzające te ograniczenia nie są jednakże jednoznacznie sformułowane i stwarzają możliwości szerokiej ingerencji człowieka. Dopuszcza się bowiem łowienie ryb z wyjątkiem tarlaków pstrąga, po uprzednim każdorazowym zezwoleniu Ministerstwa Leśnictwa i Przemysłu Drzewnego. Zezwala się również na prowadzenie technicznej obudowy brzegów potoków murami oporowymi, budowy dróg i urządzeń komunikacyjnych niezbędnych dla gospodarstwa leśnego oraz robót regulacyjnych i zabezpieczających.

Prace związane z umacnianiem brzegów Wisłek są konieczne w miejscach

silnych zwężeń doliny ze względu na zabezpieczenie drogi biegnącej wzdłuż niej, służącej celom turystycznym i leśnogospodarczym. W ostatnich latach prowadzone na dużą skalę innego rodzaju prace wodno-regulacyjne u zbiegu Wisłek Białej i Czarnej, uniemożliwiły pstrągom ich swobodną wędrówkę w górę potoków. Obserwacje w przyszłości pokażą, czy po zakończeniu prac potoki te będą znowu dla nich dostępne. Systematyczne badania i porównanie ich wyników z poprzednimi pracami dadzą dopiero właściwą ocenę zmian stanu pogłowia pstrąga potokowego w Wiśle Śląskiej w okresie ostatnich dwudziestu lat (Kołder 1964, Solewski 1961, Żarnecki 1958).

Doliny potoków Białej i Czarnej Wiselki odznaczają się licznymi i przykładowo wykształconymi formami erozyjnymi oraz interesującym profilem osadów fliszowych odsłoniętych w sposób ciągły w łóżyskach potoków i wzdłuż lewobrzeżnych zboczy dolin w postaci ścian skalnych kilkudziesięciometrowej wysokości (Starkel 1967). Doliny te należy w całości uznać za typowe krajobrazy głębokich wcięć erozyjnych w Karpatach. W porównaniu z innymi tego rodzaju dolinami górskimi szczególnie wyróżniają się tu wodospady pojedyncze i wielopoziomowe tworzące kaskady. Ich indywidualność i różnorodność jest warunkowana litologicznymi i strukturalnymi cechami warstw godulskich i istebniańskich, z których jest zbudowany Beskid Śląski. Oprócz wodospadów nadających swoiste piętno krajobrazowi wspomnianych dolin zwracają także uwagę inne formy erozyjne, np. rynny, ześlizgi, bystrza, kotły eworsyjne. W sumie długie odcinki dolin przedstawiają się jako ciągi różnorodnych form wyerodowanych w skalnym podłożu. Szczegółowymi obserwacjami terenowymi zostały objęte progi wodospadów. Podjęto próbę wyjaśnienia ich tworzenia się i ewolucji w nawiązaniu do budowy geologicznej terenu. W opracowaniach dotyczących naturalnych procesów przekształcania koryt górskich potoków i rzek formy erozyjne są rzadko rozpatrywane w odniesieniu do budowy geologicznej podłoża (Kaszowski, Kotarba 1967). W większości przypadków ich rozwój jest tłumaczony warunkami hydrodynamicznymi, transportem i akumulacją rzeczną, zwłaszcza w okresach wezbrań powodziowych (Kaszowski, Kotarba 1970, Niemirowski 1974, Ziętara 1974, Żółkiewski 1974). Wśród złożonych czynników erozji rzecznej podstawową rolę spełnia jednakże rodzaj podłoża skalnego, a przede wszystkim jego odporność na niszczenie. W warunkach naturalnego przebiegu procesów hydrodynamicznych w potokach górskich, budowa geologiczna podłoża decyduje o sposobie powstawania i przekształcania różnych form erozyjnych.

Wodospady założone na progach zbudowanych z utworów fliszowych dotychczas w Polsce nie były przedmiotem szczegółowych badań. Znajdujemy o nich wzmianki najczęściej w przewodnikach turystycznych. Jedynie stopnie wodospadowe w Kacwinie na obszarze fliszu podhalańskiego zostały nieco bliżej scharakteryzowane pod względem morfologicznym i geologicznym (Młodziejowski 1948). Wielkie wodospady na świecie są opisane i ilustrowane przede wszystkim w podręcznikach, głównie jako przykłady zjawisk dynamicznych, bez wyjaśnienia warunków ich powstawania (Kettner 1954, Klimaszewski 1958).

Znaczenie naukowe i krajobrazowe Białej i Czarnej Wiselki jest znacznie szersze niż to uwzględnia prawne zarządzenie o utworzeniu rezerwatu Wisła.

W obecnej chwili ze względów podanych wyżej, najistotniejszą wartością rezerwatu są formy erozyjne w obrębie skalnych łóżysk potoków, a zwłaszcza progi wodospadowe.

Rezerwat Wisła jest typowym przykładem obszaru o zbyt jednostronnym uzasadnieniu potrzeby jego ochrony przy równoczesnym jej słabym obwarowaniu przepisami prawnymi. Szereg rezerwatów w Polsce pod względem obecnego stanu zachowania ich głównego przedmiotu ochrony podanego w zarządzeniu, można by już dziś uznać za mniej wartościowe. Brak jest jednocześnie wszechstronnej dokumentacji terenu chronionego charakteryzującej inne jego cechy przyrodnicze. Wyróżnienie wszystkich cennych walorów danego obszaru stwarza dopiero podstawę oceny jego środowiska przyrodniczego. Pominięcie ich jest tym bardziej niewłaściwe z uwagi na to, że w Polsce nie prowadzi się jeszcze specjalnych badań, które zmierzałyby do określenia i utrzymania odpowiednich warunków potrzebnych do zachowania w rezerwacie jego głównego przedmiotu ochrony.

W nowych projektach ochrony przyrody przewiduje się utworzenie rozległego parku krajobrazowego obejmującego masywy górskie Beskidu Śląskiego grupujące się na zachód od Soły (Kozłowski 1973). Na terenie tego parku znajdują się wówczas oprócz rezerwatów Wisła i Barania Góra, również kilka innych np. Stok Szyndzielni i Góra Tuł, a także liczne pomniki przyrody.

II. ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ

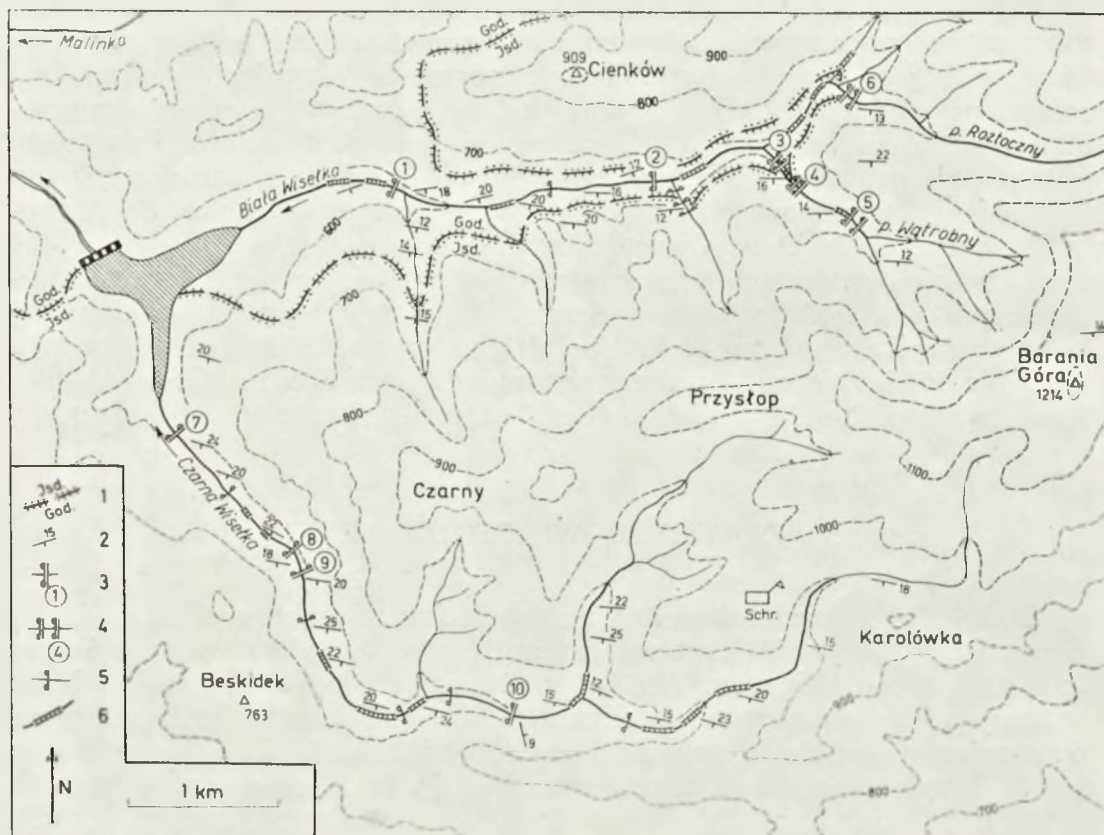
Budowa geologiczna Beskidu Śląskiego została rozpoznana dzięki szczegółowemu opracowaniu kartograficznemu, które wykonali Burtanówna, Konior i Książkiewicz (1937). W dolinach Białej i Czarnej Wisłki występują górnokredowe utwory fliszowe serii śląskiej, reprezentowane przez górne warstwy godulskie oraz dolne warstwy istebniańskie.

W dolinie Białej Wisłki odsłania się najwyższa część profilu górnych warstw godulskich (ryc. 1). Są one wykształcone jako zespół wzajemnie przekładających się cienkoławicowych piaskowców i łupków. Piaskowce są drobnoziarniste, nieco krzemieniste, z domieszką glaukonitu i muskowitu (Kamieński, Peszat, Rutkowski, Skoczylas-Ciszewska 1968). Mają one barwę szarą, szaro-zieloną i tworzą warstewki o grubości od jednego do kilku centymetrów. Przedzielające je łupki są szare i ciemnoszare, miejscami czarne, zwykle dość twarde i zawierają drobną domieszkę muskowitu. Ilościowo proporcja łupków do piaskowców jest zmienna. W obrębie drobno rytmicznego fliszu pojawiają się nieliczne, grubsze ławice piaskowców (10—30 cm) średnio- lub drobnoziarnistych, wyróżniające się większą odpornością.

Stropowa część warstw godulskich ma charakter odmienny. Wśród fliszu pojawiają się tu liczne ławice piaskowców średnio- lub gruboziarnistych zawierających domieszkę skaleni. Grubość ławic tych piaskowców dochodzi do 0,5 m; litologicznie są one bardzo podobne do piaskowców warstw istebniańskich. Obecność ich jest wyrazem stopniowego przechodzenia warstw godulskich w istebniańskie, co utrudnia jednoznaczne rozdzielanie tych dwóch kompleksów. Opiswane stropowe ogniwo godulskich warstw (z ławicami

piaskowców typu istebniańskiego) odsłania się w górnej części doliny Białej Wisłoki przy zbiegu potoków Wątrobnego i Roztocznego.

Spągowe ławice warstw istebniańskich (dolnych piaskowców istebniańskich) można obserwować w potoku Roztocznym i Wątrobnym. Są to gruboziarniste piaskowce i zlepienie złożone głównie z otoczków kwarcu ze znaczną domieszką skaleni i skał krystalicznych. Żółtawe i rdzawe zabar-



Ryc. 1. Rozmieszczenie wodospadów w dolinach Białej i Czarnej Wisłoki. 1 — przebieg granicy (intersekcji) warstw godułskich i istebniańskich (wg Burtanówna J., Konior K., Książkiewicz M.), 2 — bieg i upad warstw, 3 — progi wodospadowe opisane w tekście, 4 — grupy progów wodospadowych opisane w tekście, 5 — małe progi, 6 — rynny erozyjne i płaszczyzny ześlizgowe

Fig. 1. Distribution of the waterfalls in the valleys of the White and Black Vistulas: 1 — boundary (intersection) of the Godula and Istebna beds (according to Burtanówna, Konior and Książkiewicz, 1937), 2 — strike and dip of beds, 3 — waterfall sills described in the text, 4 — groups of waterfall sills described in the text, 5 — small sills, 6 — erodible troughs and slicken slides

wienie skał pochodzi od ich żelazistego spoiwa. Grubość ławic tych piaskowców zwykle przekracza 1 m.

Pełniejszy profil warstw istebniańskich odsłania się w dolinie Czarnej Wisłoki (ryc. 1). Główny udział mają w nim piaskowce gruboziarniste i średnioziarniste, gruboławicowe. Spoiwo jest żelaziste, co powoduje rdzawe zabarwienie na zwietrzałych powierzchniach. Grubość ławic jest zmienna, może ona dochodzić do kilkumetrów. Piaskowce wykazują często frakcjonalne war-

stwowanie i płytową oddzielność w górnych częściach ławic (Unrug 1963). Po między ławicami piaskowców można obserwować cienkie wkładki łupków piaszczystych i mułowców zawierających detrytus roślinny. Podrzednym składnikiem omawianej serii są łupki ilaste o barwie ciemnoszarej i czarnej. Tworzą one nieliczne warstwy o grubości dochodzącej do kilku metrów. Charakterystycznym utworem są żwirowce ilaste barwy ciemnoszarej lub czarnej (Przewodnik geologiczny 1969). Zawierają one liczne otoczaki kwarcu i skał krystalicznych tkwiące bezładnie w ilasto-piaszczystej masie. Stwierdzono tu dwa wkłady takich żwirowców o grubości kilku metrów. Opisane utwory z doliny Czarnej Wisełki reprezentują znaczną część profilu tzw. dolnych warstw istebniańskich (Burtan 1936).

Górne warstwy godulskie i dolne warstwy istebniańskie odsłonięte w dolinach Białej Wisełki i Czarnej Wisełki są tektonicznie słabo zaburzone. Tworzą one strefę monoklinalną zapadającą ku południowemu zachodowi pod małymi kątami 10° — 30° .

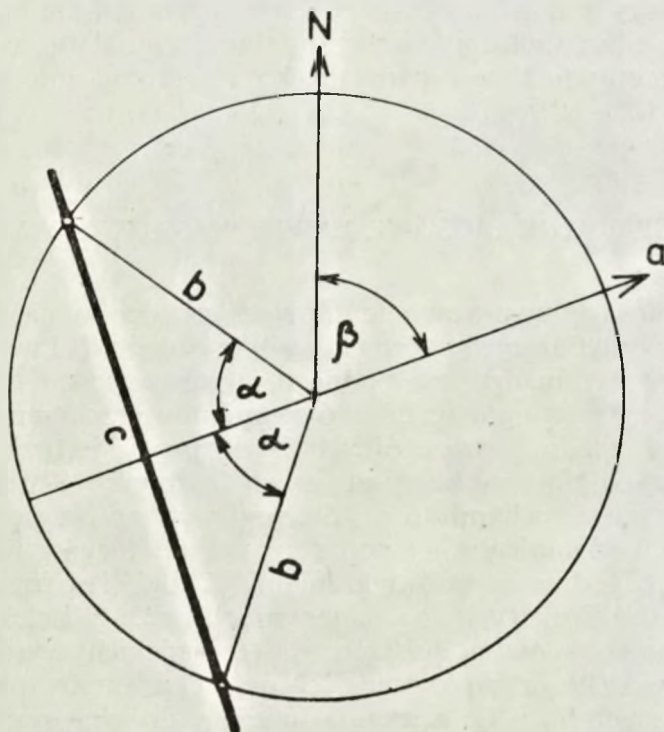
III. SPĘKANIE CIOSOWE ŁAWIC PIASKOWCOWYCH

Szczególną uwagę w pracach terenowych zwrócono na spękania ławic piaskowcowych występujących w progach wodospadowych i w ich sąsiedztwie. Fragmenty skalne zgromadzone u podnóża progów i powstałe w wyniku ich erozyjnego niszczenia są ograniczone równymi powierzchniami spękań. Mechanizm zatem rozpadu poszczególnych ławic progów jest zależny od działających je płaszczyzn ciosowych. W utworach fliszowych Karpat pod działaniem sił związanych z ruchami górotwórczymi wytworzyła się gęsta sieć spękań o kierunkach równoległych i poprzecznych do biegów warstw (Książkiewicz 1968). Zgodnie ze spostrzeżeniami Książkiewicza dotyczącymi ciosu w Karpatach fliszowych, na badanym obszarze Wisełek wśród odsłoniętych ławic piaskowców godulskich i istebniańskich wyróżniono zespół spękań podłużnych (L), czyli równoległych do biegu warstw oraz dwa zespoły spękań poprzecznych T_1 i T_2 . Spękania należące do tych zespołów krzyżują się ze sobą, a ich płaszczyzny przebiegają w przybliżeniu prostopadle do uławicenia.

Na podstawie licznych pomiarów kierunków spękań uwidaczniających się szczególnie dobrze w skałach podlegających erozji rzecznej stwierdzono regularność układów ciosowych w obrębie występujących tu warstw godulskich i istebniańskich. Wyraźnie również potwierdziła się zależność między grubością ławic a gęstością spękań ciosowych (Książkiewicz 1968). W grubych ławicach spękania są znacznie od siebie oddalone, natomiast w cienkich przebiegają one blisko siebie. W sposobie erozyjnego niszczenia ławic piaskowcowych istotną rolę odgrywa ich bloczność warunkowana układami ciosowymi. Ławice piaskowcowe o rzadkiej sieci spękań, czyli dużej bloczności, są odporniejsze na procesy erozji rzecznej, podczas gdy w tych samych warunkach warstwy silnie spękane o małej bloczności szybciej ulegają rozpadowi.

W procesach powstawania, rozwoju i przekształcania progów wodospa-

dowych spękania ciosowe występujące w obrębie tworzących je ławic skalnych mają szczególne znaczenie. Stosunkowo większa bloczność stropowych ławic progów jest cechą wyraźnie wyróżniającą je od sąsiednich ławic. Kształt progów i predyspozycje jego rozwoju są także związane z charakterem spękań. Zależności te dokumentują pomiary spękań wykonane w ławicach piaskowcowych progów. Zostały one przedstawione graficznie oddzielnie dla każdego wodospadu przy użyciu diagramu A. W. Chabakowa (Michajłow 1956). Obok kierunków przebiegu spękań i upadów ich płaszczyzn zobrazowanych według metody Chabakowa, zamieszczone zostały tu ponadto kierunek rozciągłości i kąt upadu warstw oraz kierunek przepływu potoku. Tak zmo-



Ryc. 2. Wyznaczanie orientacji przestrzennej płaszczyzny spękania metodą A. W. Chabakowa, z pomiarów kierunku upadu $\alpha = 80^\circ$ i kąta upadu $\beta = 70^\circ$. Objaśnienie konstrukcji w rozdziale III

Fig. 2. Determination of the spatial orientation of the plane of joints by means of A. W. Chabakov's method using the measurements of the direction of dip $\beta = 30^\circ$ and angle of dip $\alpha = 70^\circ$. Explanation of the construction in Chapter III

dyfikowany diagram w połączeniu z profilem geologicznym progów przedstawia główne cechy warunkujące występowanie danej formy erozyjnej.

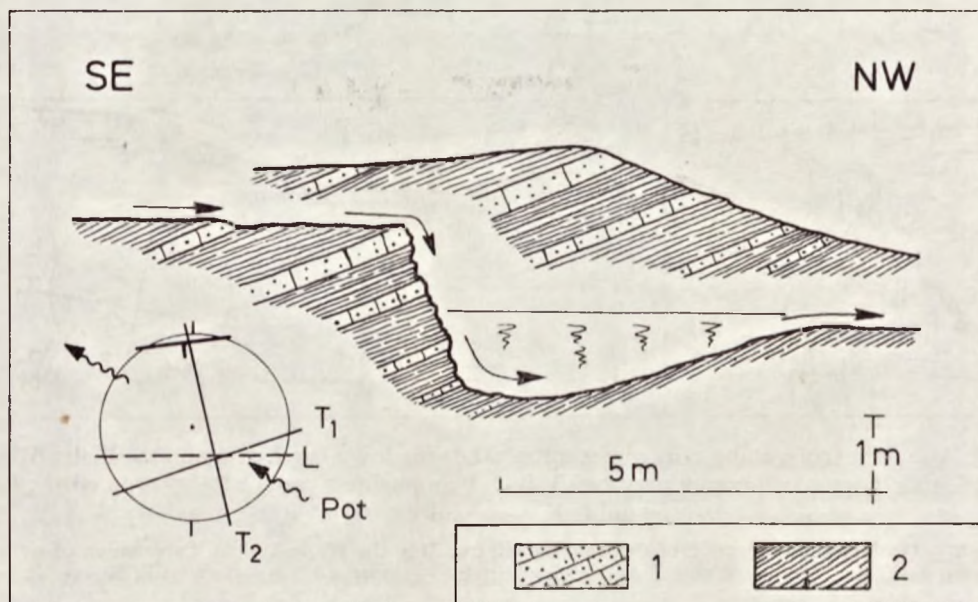
Diagramy kierunków biegów spękań konstruowane metodą Chabakowa nie były dotychczas publikowane w polskiej literaturze geologicznej. Polegają one na stworzeniu przestrzennego modelu położenia ich płaszczyzn (ryc. 2). W tym celu w kole o dowolnym promieniu pod azymutem (β) kierunku upadu płaszczyzny ciosowej, otrzymujemy linię prostą (a) przebiegającą przez środek koła. Od tej prostej w kierunku przeciwnym do upadu płaszczyzny odmie-

rzamy ze środka koła w obie strony wartość kąta upadu (α). Zewnętrzne ramiona (b) tych kątów przecinają obwód koła w dwóch punktach, które połączone prostą (c) wyznaczają kierunek biegu płaszczyzny spękania. Kąt jej nachylenia odczytujemy z położenia tej linii względem środka koła. Przez środek przechodzą linie biegów spękań pionowych ($\alpha = 90^\circ$). Linie bardziej oddalone od środka reprezentują płaszczyzny słabo nachylone.

W analogiczny sposób na tym samym diagramie można zobrazować bieg i upad warstwy. Przebieg potoku zgodnie z jego azymutem, pomierzonym w terenie, umieszczamy wzdłuż średnicy koła.

IV. WODOSPADY BIAŁEJ WISEŁKI

1. Wodospad znajduje się około 600 m powyżej mostu i drogi prowadzącej do leśniczówki (ryc. 1 i 3). Jest on uformowany w obrębie górnych warstw godulskich wykształconych jako piaskowce w postaci cienkich płyt



Ryc. 3. Przekrój geologiczny przez próg wodospadowy (nr 1 na mapie) w Białej Wiśle: 1—piaskowce, 2—łupki. U dołu diagram przedstawiający układ zespołów spękań podłużnych L i poprzecznych T_1 i T_2 , przebieg potoku (Pot.) oraz kierunek rozciągłości i upadu warstw

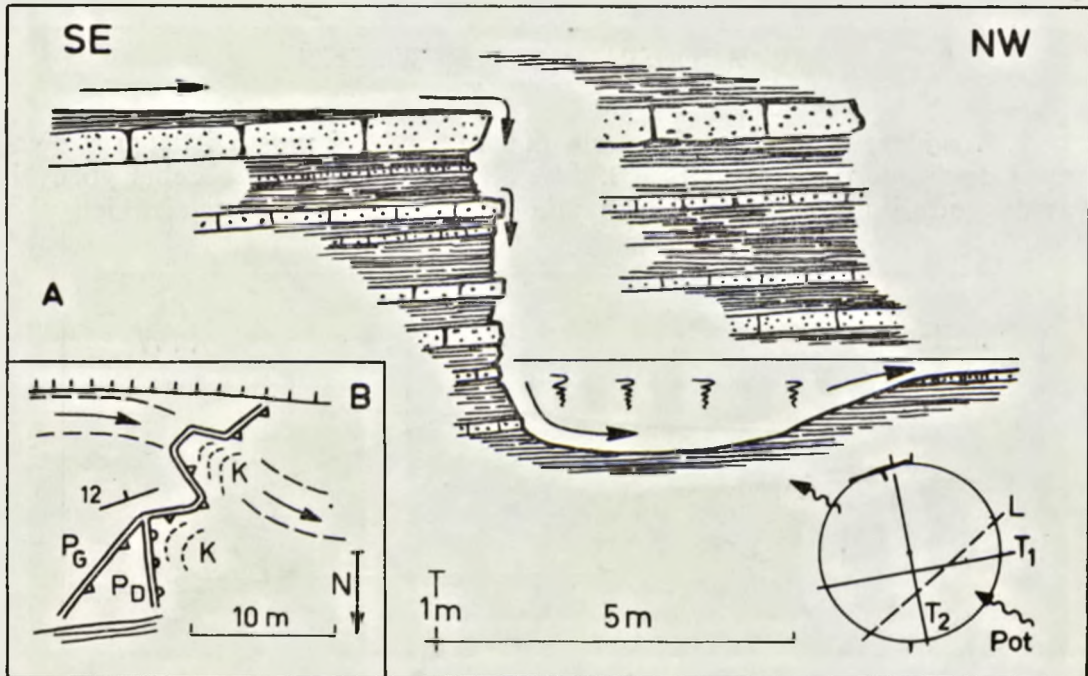
Fig. 3. Geological cross-section of the waterfall sill (nr. 1) in the White Vistula: 1 — sandstones, 2 — shales. Below: diagram representing the pattern of a set of longitudinal L and transversal T_1 and T_2 joints, course of the stream (Pot.), and the direction of extension and dip of beds

o miąższości 5—15 cm przekładanych wkładkami szarych łupków o podobnej grubości. Wśród opisanego kompleksu wyróżnia się kilka grubszych ławic piaskowców o miąższości około 30 cm. Jedna z tych ławic tworzy szczyt progu wodospadu. Ma on wysokość 1,20 m i półokrągłą krawędź ciągnącą się przez całą szerokość koryta, wygiętą w kierunku przeciwnym do biegu potoku.

Woda splywa jedynie wąską gardziel ograniczoną płaszczyznami spękań ciosowych zespołu T_2 .

Ukształtowanie progu wskazuje, że uległ on rozcięciu, a jego pierwotne położenie pokrywało się z płaszczyzną ciosową zespołu T_1 . Wysokość progu ówczasie wynosiła 2—3 m. Obecnie jest on cofnięty o 4—5 m, a u podstawy jego półokrągłego wygięcia znajduje się kocioł eworsyjny¹ sięgający do głębokości 2 m.

Cały kompleks warstw zapada monoklinalnie ku południowi ($80^\circ/18^\circ S$). Potok płynie w tym miejscu w kierunku północno-zachodnim, czyli obsek-



Ryc. 4. A — Przekrój geologiczny przez próg wodospadowy (nr 2 na mapie) w Białej Wiśle. Objasnienie sygnatur i diagramu przy ryc. 3. B — Plan poziomy progu: P_G — próg górny, P_D — próg dolny, K — kocioł eworsyjny

Fig. 4. A — Geological cross-section of the waterfall sill (nr. 2) in the White Vistula. Explanation of signs and diagram as in fig. 3. B — horizontal plan of the sill: P_G — upper sill, P_D — lower sill, K — eddy hole

wetnie w stosunku do upadu warstw. Wskutek takiego układu w miarę cofania się progu ulega on obniżaniu.

2. Wodospad znajduje się w odległości około 120 m poniżej żelaznego mostu przy ujściu najwyższego lewobrzeżnego dopływu Białej Wiśleki (ryc. 1, 4 i 5). W sąsiedztwie wodospadu warstwy godulskie wykazują dość wyraźne zróżnicowanie litologiczne. Głównym osadem fliszowym są tu piaskowce drobnoziarniste przekładane ilastymi łupkami. Grubość naprzemianległych wkładek piaskowców i łupków waha się w granicach 5—20 cm. W obrębie

¹ Kocioł eworsyjny jest to zagłębienie powstałe przez drążenie wirującymi głazami dna koryta rzeczno-

tak wykształconego kompleksu fliszowego występuje jedna półmetrowej miąższości ławica piaskowca gruboziarnistego bardziej odporna na naturalne niszczenie niż niżej i wyżej leżące osady fliszowe. Tworzy ona szczyt proggu wodospadu mającego wysokość 2,80 m. W planie poziomym próg jest silnie rozczłonkowany (ryc. 4B). Wyróżniają się w nim dwa półokrągłe wcięcia oddzielone czterometrowym występem. W północnym wycięciu próg jest dwupoziomowy, zaś w południowym, wykorzystanym obecnie przez wodospad, wyodrębniają się w jego nierównym profilu grubsze ławice piaskow-



Ryc. 5. Wodospad (nr 2) w Białej Wisłce

Fig. 5. Waterfall (nr. 2) in the White Vistula

Fot. S. W. Alexandrowicz

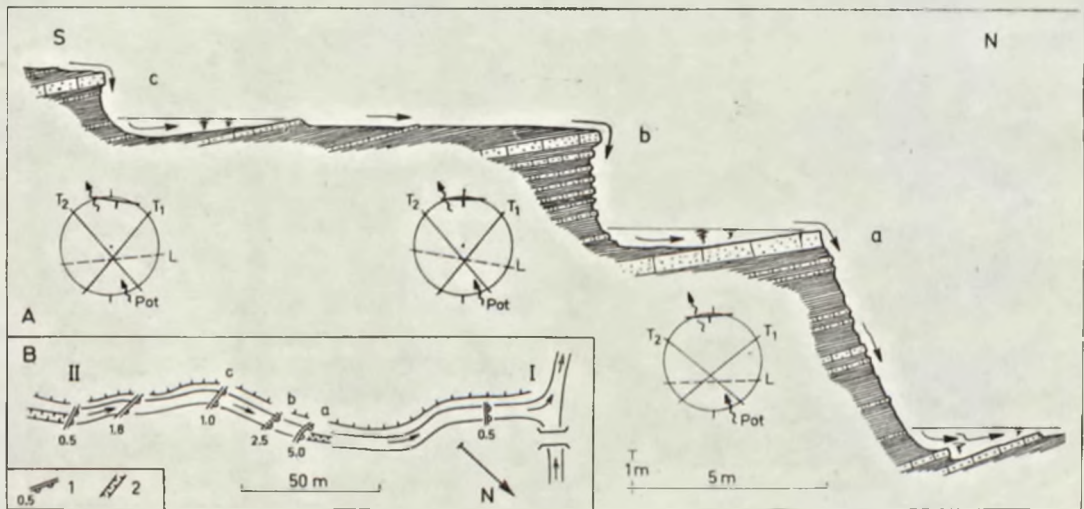
ców. U podnóża proggu znajduje się kocioł eworsyjny o głębokości dochodzącej do 2 m.

Warstwy są słabo pochylone ku południowi z odchyleniem na wschód ($70^{\circ}/12^{\circ}\text{S}$), a potok płynąc w kierunku zachodnim ma układ subsekwentny. Zarys proggu świadczy, że w miarę cofania się wodospad wykorzystywał zarówno północne jak i południowe wcięcie, a jego obniżenie jest nieznaczne (około 0,5 m) dzięki słabo pochylonym warstwom.

Biała Wisłka w górnym swoim biegu na wysokości około 800 m n.p.m. rozwidła się na prawobrzeżny potok Roztoczny i lewobrzeżny Wątrobny. Szlak turystyczny na Baranią Górę biegnie dalej głęboko wciętą doliną potoku Wątrobnego. Na odcinku między 100—350 m tegoż potoku znajduje się kaskada wodospadów na 16 progach piaskowcowych położonych blisko siebie

jeden ponad drugim. Wysokości ich wahają się od 0,5—5 m. Nachylenie koryta potoku na tym odcinku jest duże i wynosi 8%—10%. Bardzo wąskie skaliste koryto nie przekracza tu 4 m. Przedstawia ono ciągły system form erozyjnych składający się z progów wodospadowych, kotłów u ich podstawy oraz wąskich rynien. Wyerodowane są one w strefie, w której warstwy godulskie przechodzą w istebniańskie. Dolny odcinek koryta odsłania stropową część fliszowych warstw godulskich, natomiast odcinek górny obejmuje progi wodospadów zbudowane ze spągowych grubych ławic piaskowców istebniańskich.

3. Dolny zespół wodospadów kaskady potoku Wątrobnego (ryc. 1, 6 i 7). W najniższej części kaskadowego odcinka potoku Wątrobnego wyróżnia się



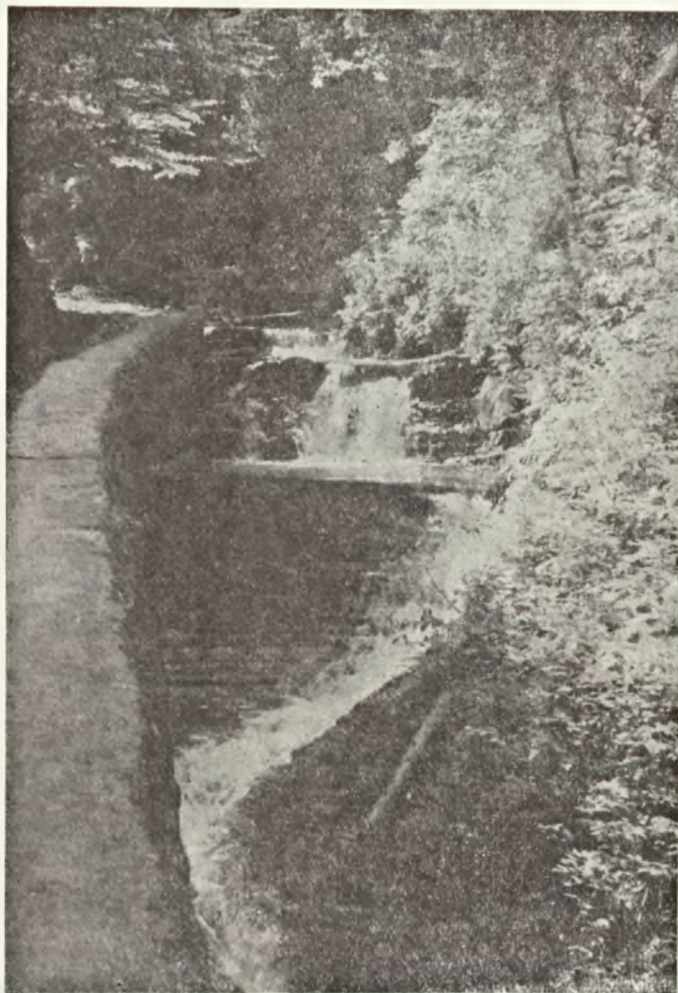
Ryc. 6. A — Przekrój geologiczny przez dolny zespół progów wodospadowych (nr 3 na mapie) kaskady potoku Wątrobnego. Objasnienie sygnatur i diagramów przy ryc. 3. B — Rozmieszczenie progów wodospadowych (1) z danymi ich wysokości (w metrach) oraz rynien (2) na dolnym odcinku kaskady potoku Wątrobnego

Fig. 6. A — Geological cross-section of the lower set of waterfall sills (nr. 3) of the cascade in the Wątrobny torrent. Explanation of signs and diagrams as in fig. 3. B — Distribution of waterfall sills (1) with data on their height (in metres) and of the troughs (2) in the lower section of the cascade in the Wątrobny stream (I—II)

układem i wielkością grupa trzech blisko siebie położonych progów wodospadowych, z których dolny ma 5 m wysokości, środkowy 2,5 m, a najwyższy 1 m. Szczytowe, około 0,3—0,5 m grubości płyty tych progów są zbudowane z piaskowców gruboziarnistych. W stosunku do przedzielających je kompleksów skalnych ławice odznaczają się w profilu dzięki swojej większej grubości i bloczności. Pozostałą część progów tworzą utwory charakterystyczne dla warstw godulskich. Są to naprzemianległe cienkie warstwy piaskowców i łupków. W najniższym progów w obrębie takiego zespołu fliszowego można zaobserwować kilka wkładek piaskowców wyróżniających się spośród innych nieco większą grubością (około 10 cm). Dzięki temu zróżnicowaniu odpornościowemu płaszczyna ześlizgowa progów jest nierówna i nachylona pod kątem około 60°. Woda sływa po niej do płytkiego zagłębienia eworsyjnego,

a następnie do wąskiej rynny o stopniowo opadającym dnie. Rynna ta jest założona wzdłuż spękań T_2 .

W środkowym progu piaskowce przeważają ilościowo nad łupkami, a stropowa ławica jest wysunięta w formie niewielkiego nawisu. W podstawie znajduje się odporna warstwa szczytowa niższego progu.



Ryc. 7. Wodospady w dolnym odcinku kaskady potoku Wątrobnego

Fig. 7. Waterfalls in the lower section of the cascade in the Wątrobny torrent

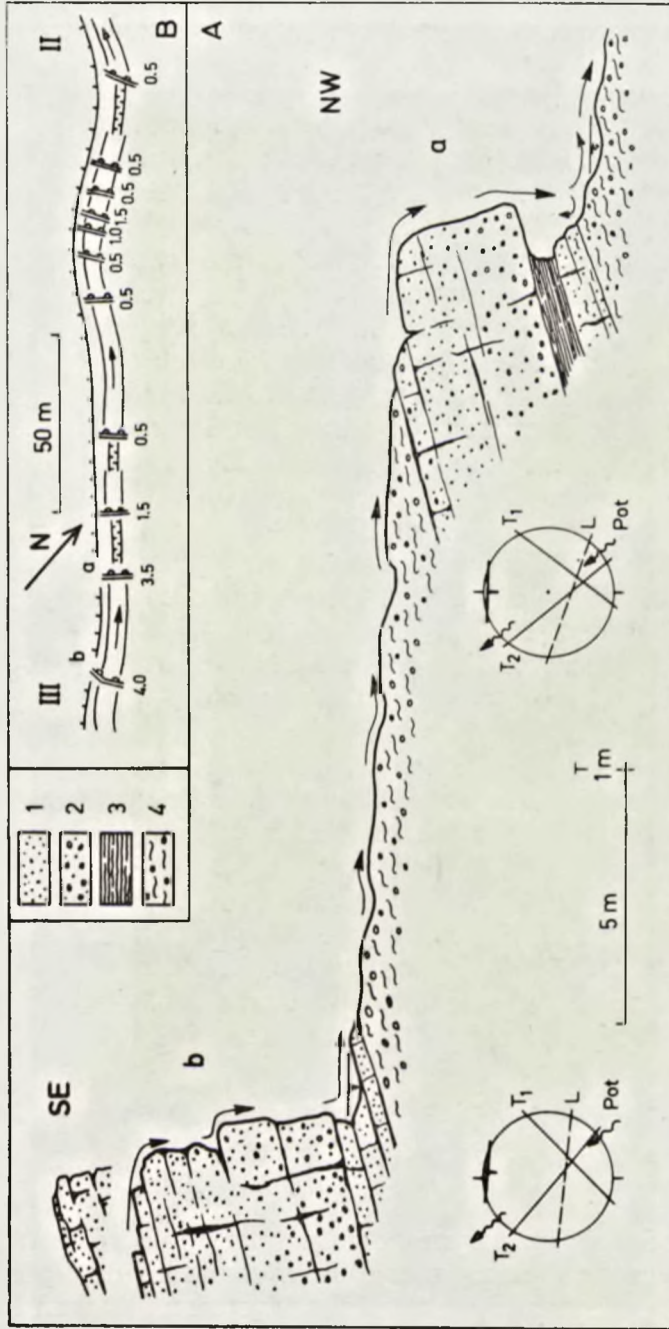
Fot. S. W. Alexandrowicz

Trzeci najwyższy próg na opisanym odcinku utrzymuje również płyta piaskowcowa wyróżniająca się większą grubością w stosunku do sąsiednich.

Krawędzie progów są ukształtowane zgodnie z systemem spękań L i T_1 . Płyty piaskowców występujące w stropie poszczególnych progów odznaczają się dużą blocznością.

Warstwy godulskie odsłonięte w korycie i wzdłuż lewego brzegu potoku Wątrobnego są pochylone monoklinalnie na południe (80° — $100^\circ/15^\circ$ — $20^\circ S$), a bieg potoku w stosunku do nich ma układ obsekwentny. W miarę dalszej

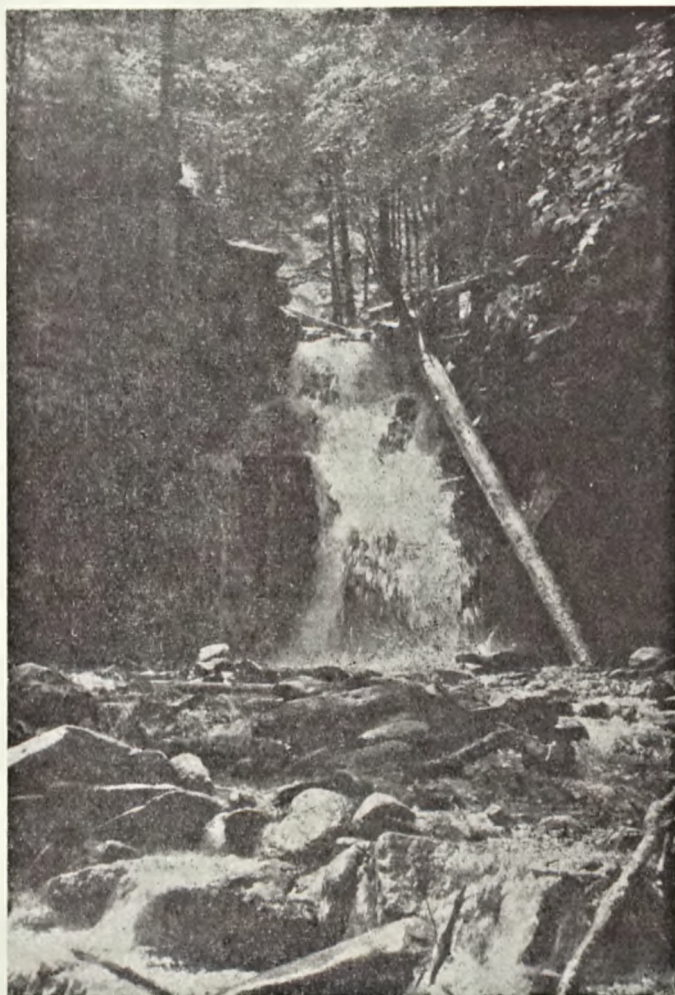




Ryc. 8. A — Przekrój geologiczny przez górny zespół progów wodospadowych (nr 4 na mapie) kaskady Wątrobnego: 1 — piaskowce, 2 — zlepieńce, 3 — hupki, 4 — żwirowce. Objaśnienie potoku diagramów przy ryc. 3. B — Rozmieszczenie progów wodospadowych i rynien w górnym odcinku kaskady potoku Wątrobnego (II—III). Objaśnienia oznaczeń przy ryc. 6

Fig. 8. A — Geological cross-section of the upper set of waterfall sills (nr. 4) of the cascade in the Wątrobny torrent: 1 — sandstones, 2 — conglomerates, 3 — shales, 4 — gritstones. Explanations of diagrams as in fig. 3. B — Distribution of waterfall sills and troughs in the upper section of the cascade of the Wątrobny torrent (II—III). Explanation of signs as in fig. 6

erozji odbywać się będzie cofanie progów założonych pomiędzy tymi samymi odpornymi warstwami piaskowcowymi. Wobec słabo rozwiniętych kotłów eworsyjnych u podstawy wodospadów podmywanie progów od dołu jest mniejsze niż niszczenie od góry. Prowadzi to do stopniowego złagodzenia powierzchni ześlizgu wodospadu, co wyraźnie zaznacza się w dolnym wodospadzie.



Ryc. 9. Górny wodospad kaskady potoku Wątrobnego (ryc. 8a)

Fig. 9. Upper waterfall of the cascade in the Wątrobny torrent (fig. 8a)

Fot. S. W. Alexandrowicz

Powyżej opisanej grupy progów występuje kolejno 11 małych form tego typu o wysokościach 0,5—1,80 m (ryc. 6B, 8B). Wytworzyły się one także na stosunkowo grubszych warstwach piaskowców (0,5—0,7 m) podścielonych serią piaskowcowo-lupkową. W serii fliszowej przeważają zazwyczaj warstwy piaskowców.

4. Górny zespół wodospadów kaskady potoku Wątrobnego (ryc. 1, 8 i 9). Na odcinku 330—350 m mierząc w górę od ujścia potoku, wielką kaskadę

wieńczę dwa duże wodospady. Występują one na progach pierwszych grubych ławic piaskowców istebniańskich pojawiających się ponad cienkoławicowymi naprzemianległymi piaskowcami i łupkami godulskimi, widocznymi w progach dolnego odcinka kaskady.

Niższy próg wodospadu, wysokości 3,5 m, tworzy ławica piaskowca o grubości 3 m. W profilu proggu zaznacza się ona jako nawis ponad łupkami (0,5 m). Poniżej występują dość twarde żwirowce ilaste, w których jest założony nieckowaty kocioł eworsyjny i rynny. W stropowej powierzchni proggu piaskowiec wietrzeje kuliście, a wzdłuż pogłębionych spękań T_2 utworzyły się się tu dwie rynny, którymi spływa woda.

Próg wyższego wodospadu, wysokości 5 m, jest zbudowany w całości z jednej potężnej ławicy rozpoczynającej się piaskowcem zlepieńcowatym bryłowym, a kończącej się piaskowcem o oddzielności grubopłytkowej. Jest on głęboko rozcięty wzdłuż spękań systemu T_2 i T_1 . Woda przepływa gardzielią w bramie wyerodowanej w stropowej części ławicy i spada dwoma stopniami do płytkich zagłębień eworsyjnych.

Koryto pomiędzy dolnym a górnym progiem jest wyerodowane w czterometrowej ławicy żwirowca ilastego. Odznacza się ono licznymi mieckowatymi przegłębieniami.

Zyrys progów w planie poziomym jest zgodny z układami ciosów systemu L i T_1 . Kierunek spływu pokrywa się całkowicie ze spękaniami T_2 . W stonku zatem do biegu i upadu warstw (90° — $100^\circ/15^\circ$ — 20° S) ma on przebieg obsekwentny, skośny.

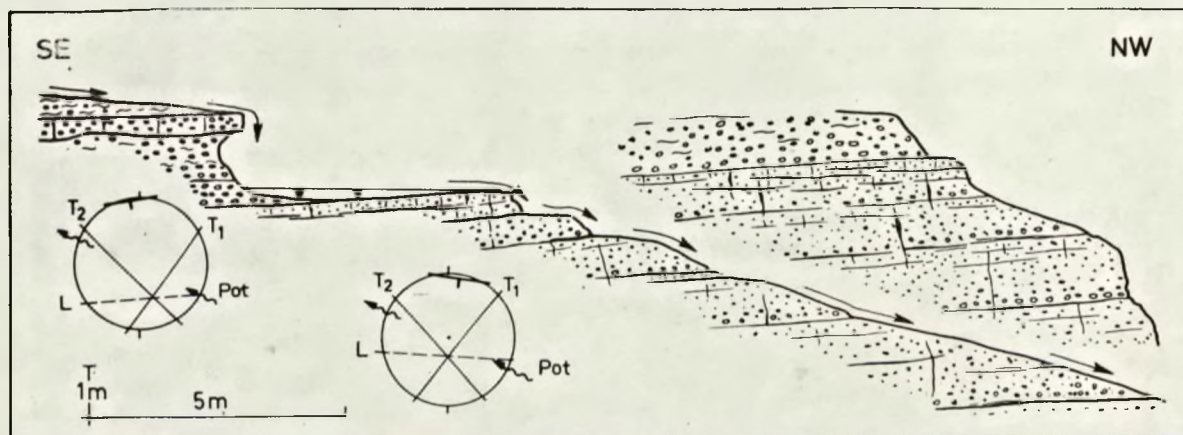
Z uwagi na różny charakter ławic piaskowcowych dolnego i górnego proggu, ich niszczenie przebiega w odmienny sposób. W przypadku dolnego wodospadu wietrzenie kuliste piaskowca prowadzi do zaokrąglenia jego górnej powierzchni. Drugim czynnikiem przyspieszającym rozpad ławicy jest podmywanie nawisu od dołu wskutek obecności łupków. W wyraźnie dwudzielnej ławicy proggu wyższego szybciej są niszczone stropowe, małowłoczne piaskowce o oddzielności płytkowej, w przeciwieństwie do leżącego niżej zwartego kompleksu skalnego słabo erodowanego u podstawy. W przekształcaniu dolnego i górnego proggu dużą rolę odgrywa zespół spękań T_2 , wzdłuż którego wytworzyły się gardziele ukierunkowujące spływ wody. Pogłębiające się rozcięcia progów prowadzą do ich rozczłonkowania, a z czasem do wytworzenia rynnowej formy koryta wśród oszczędzonych przez erozję resztek progów.

5. W odległości około 450 m, idąc od najwyższego wodospadu kaskady w górę potoku Wątrobnego, znajduje się następny interesujący odcinek głęboko wciętego koryta skalnego z formami erozyjnymi. Rozciągają się one na długości prawie 160 m od rozwidlenia potoku i występują wśród piaskowców, zlepieńców i żwirowców dolnych warstw istebniańskich. Łupki w tej serii trafiają się rzadko jako cienkie wkładki.

Szczególnie interesujące formy erozyjne przedstawia najniższy z trzech istniejących tu progów (ryc. 10). Jest on założony na warstwie zlepieńców o grubości dochodzącej do 0,5 m, a leżącej w obrębie kilkumetrowego kompleksu zlepieńców i żwirowców ilastych o znacznie mniejszej odporności. Wspomniana płyta zlepieńca nachylona słabo ku południowi odznacza się dużą błocznością i tworzy nawis ponad progiem o wysokości 1,5 m. Krawędź tego proggu

przebiega zgodnie z kierunkiem spękań podłużnych (L.). Płytki kocioł eworsyjny jest wycięty w spągowej części zlepieńca i opiera się na niżej leżącym piaskowcu płytowym.

Poniżej wodospadu woda spływa rozmytym kolejnym progiem, a dalej stromą rynną erozyjną przebiegającą wzdłuż poszerzonych szczelin zespołów T_2 i L, przecinających bardzo grubą ławicę piaskowca. Ławicę tę o miąższości przekraczającej 5 m charakteryzuje warstwowanie frakcjonalne wielokrotne i duża bloczność. Jest prawdopodobne, że tworzyła ona dawniej próg dużego wodospadu, który został rozcięty wzdłuż spękań ciosowych przez rynnę erozyjną o charakterze formy subsekwentnej (wzdłuż zespołu spękań L), a częściowo obsekwentnej, skośnej (wzdłuż zespołu spękań T_2).



Ryc. 10. Przekrój geologiczny wzdłuż koryta skalnego (nr 5 na mapie) w pobliżu rozwidlenia potoku Wątrobnego. Objasnienia sygnatur przy ryc. 8, diagramów przy ryc. 3

Fig. 10. Geological cross-section along the rocky bed (nr. 5) near the bifurcation of the Wątrobny torrent. Explanation of signs as in fig. 8, that of diagrams as in fig. 3

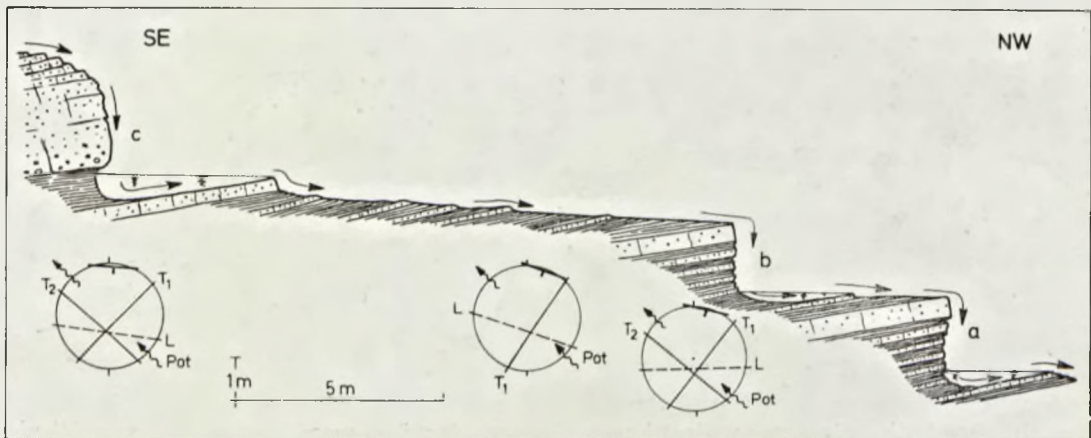
Dwa wyższe progi są założone na ławicach piaskowców o frakcjonalnym warstwowaniu. W obu przypadkach stropowe części tych ławic odznaczają się płytową oddzielnością. W tych warunkach progi niszczone są od góry i przekształcane stopniowo w ześlizgowe formy obsekwetne.

6. Zespół wodospadów potoku Roztocznego (ryc. 1 i 11). Stosunki geologiczne obszaru, przez który przepływa potok Roztoczny, są podobne jak w opisanej dolinie Wątrobnego. Występują tu również najwyższe ogniwa warstw godulskich oraz spągowe ławice piaskowców istebniańskich. Strefę tę podobnie jak w przypadku doliny Wątrobnego charakteryzują liczne, ale mniej efektowne progi erozyjne. Progi z wodospadami tworzące kaskadę rozpoczynają się w odległości około 800 m od rozgałęzienia potoków. Na przestrzeni 100 m przy różnicy wzniesień 20–25 m znajduje się 10 wyraźnych progów wodospadowych wysokości 0,5–2,5 m.

Najbardziej interesujące wykształcenie progów obserwuje się w górnym odcinku kaskady, a zwłaszcza w trzech najwyższych położonych formach erozyjnych (ryc. 11). Dwa niższe progi tego odcinka koryta rozpoczynają się płytami piaskowców grubości około 0,5 m każda. Pod nimi w prostopadłych

ścianach wysokości do 1,5 m odsłaniają się naprzemianległe warstwy piaskowców i łupków. W porównaniu do serii piaskowcowo-łupkowych występujących w dolnych progach kaskady, przeważają tu piaskowce nad łupkami tworząc często warstwy grubości zwykle 10—20 cm. Dna niewielkich zagłębień eworsyjnych również opierają się na takich warstwach piaskowcowych.

Zupełnie odmienny profil geologiczny reprezentuje najwyższy próg wodospadu w opisywanej kaskadzie. Znajduje się on bowiem w pierwszej spągowej, grubej ławicy piaskowców istebniańskich. Ławica ta jest frakcjonalnie warstwowana i rozpoczyna się zlepińcem, a kończy piaskowcem o oddzielności płytowej. Kontynuuje się ona dalej w górę potoku, a jej grubość w progu wynosi 2,5 m. Podściela ją metrowej miąższości pakiet łupkowy silnie wyerodowany. Kocioł eworsyjny bocznie spiera się na tych łupkach, jego podstawę



Ryc. 11. Przekrój geologiczny przez progi wodospadowe (nr 6) górnego odcinka kaskady w potoku Roztocznym. Objaśnienia sygnatur przy ryc. 8, diagramów przy ryc. 3

Fig. 11. Geological cross-section of the waterfall sills (nr. 6) of the upper section of the cascade in the Roztoczny torrent. Explanation if signs as in fig. 8, that of diagrams as in fig. 3

tworzy kolejną, niżej leżącą płytę piaskowcowa (około 0,3 m grubości) wychodząca dalej w korycie w formie niewielkiego prog.

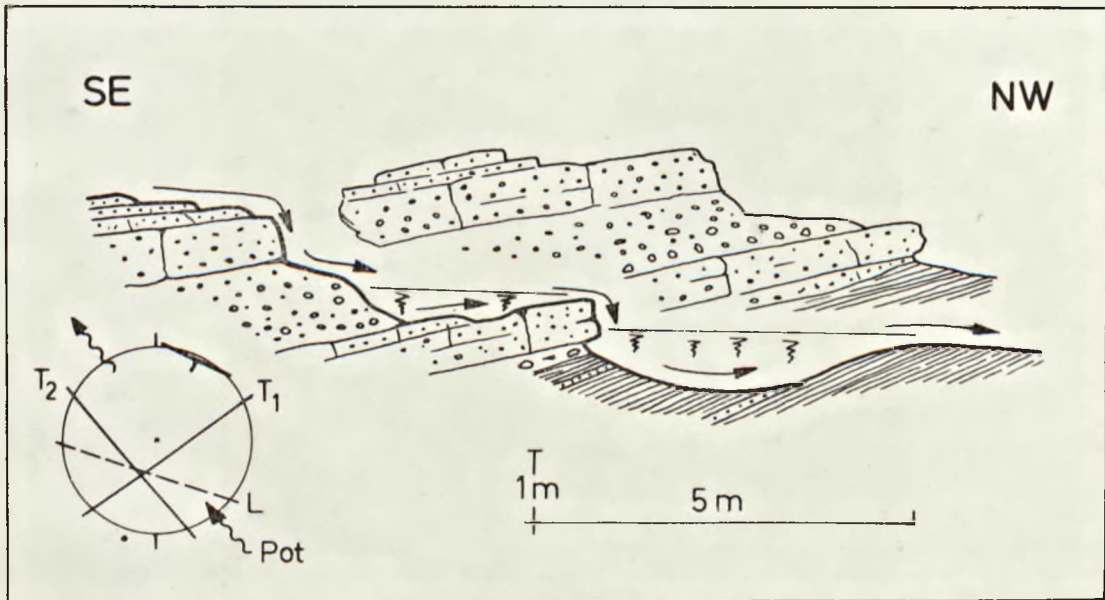
Krawędzie progów wodospadów są założone na zespole spękań T_1 . Warstwy wykazują nachylenie ku południowi (90° — $100^\circ/12^\circ$ — $18^\circ S$), a bieg potoku układa się do nich obsekwentnie, skośnie.

Opisane progi wśród warstw godulskich wyższej części kaskady, dzięki zdecydowanej przewadze warstw piaskowcowych w swoich profilach są bardziej odporne na niszczenie niż tego typu formy w niższym odcinku kaskady. Pomimo wolnego cofania się progów mają one tendencję do zachowania pionowego zarysu, dzięki bowiem obecności licznych warstw piaskowców niszczenie poszczególnych form od dołu i góry będzie mniej więcej postępować z jednakowym nasileniem. Inny przebieg niszczenia zaznacza się w najwyższym progu, który wskutek obecności spągowej ławicy łupkowej jest systematycznie podmywany. Piaskowce w stropie progę dzięki swojej mniejszej bloczności podlegają bardziej intensywnemu rozpadowi w porównaniu do niższej, bryłowej części ławicy. Duże znaczenie w modelowaniu morfologii

progów, zwłaszcza górnego, mają wyraźnie wyodrębniające się spękania należące do zespołu T_2 , wzdłuż których postępuje rozcinanie poprzeczne progów w formie gardzieli przechwytyjących główny nurt wody.

V. WODOSPADY CZARNEJ WISŁY

7. Wodospad znajduje się pod drewnianym mostkiem, około 400 m na SE od drogi do Czarnego (ryc. 1, 12 i 13). Próg wodospadu powstał w miejscu, gdzie ponad grubym kompleksem łupków występuje seria osadów piaszczysto-zlepieńcowych. W profilu tej serii wyodrębniają się w formie stopni dwie odporniejsze warstwy piaskowców gruboziarnistych. Wyższa z nich, tworząca szczyt progę, jest częścią ławicy frakcjonalnie warstwowanej rozpoczynającej się zlepieńcem leżącym u podstawy stopnia, a kończącej piaskowcem o od-



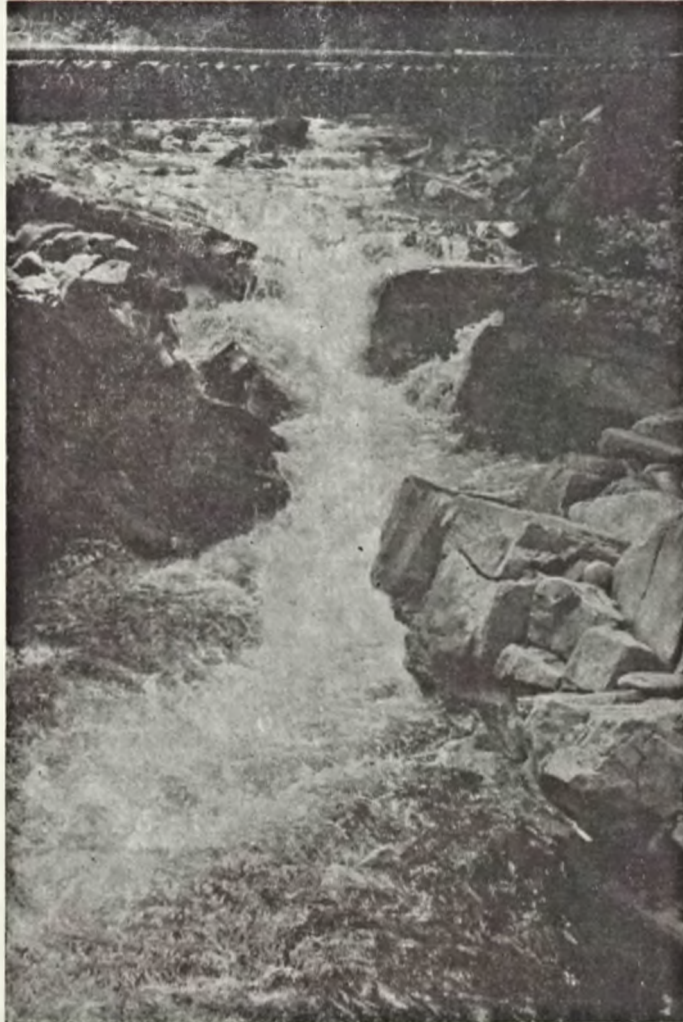
Ryc. 12. Przekrój geologiczny przez próg wodospadowy (nr 7 na mapie) w Czarnej Wiśle.
Objaśnienia sygnatur przy ryc. 8, diagramów przy ryc. 3

Fig. 12. Geological cross-section of the waterfall sill (nr. 7 on map) in the Black Vistula. Explanation of signs as in fig. 8, that of diagrams as in fig. 3

dzielności płytowej, na którym ponad wodospadem uformowało się bystrze. Dolny stopień progę wodospadu założony w kolejnym niższym piaskowcu gruboziarnistym w okresie trzechletnich obserwacji został erozyjnie rozcięty wzdłuż szczeliny o kierunku T_2 i przekształcony w rynnę. U jej podstawy znajduje się kocioł eworsyjny wyłobiony wśród łupków do głębokości około 2 m.

Sumaryczna wysokość progę wodospadu wynosi 3 m. Krawędź jego przebiega zgodnie z kierunkami T_1 i L. Utwory, z których próg jest zbudowany,

zapadają ku południowi ($115^{\circ}/24^{\circ}\text{S}$). Potok na tym odcinku płynie prawie subsekwentnie w stosunku do układu warstw skalnych. Intensywne erozyjne niszczenie formy wodospadu następuje od dołu przez rozcinanie dolnego stopnia, a także z mniejszym nasileniem od góry przez poszerzenie i pogłębianie szczelin o kierunkach L i T_2 . Zapewne z czasem próg wodospadu przekształci się w stromą rynnę (ryc. 13).



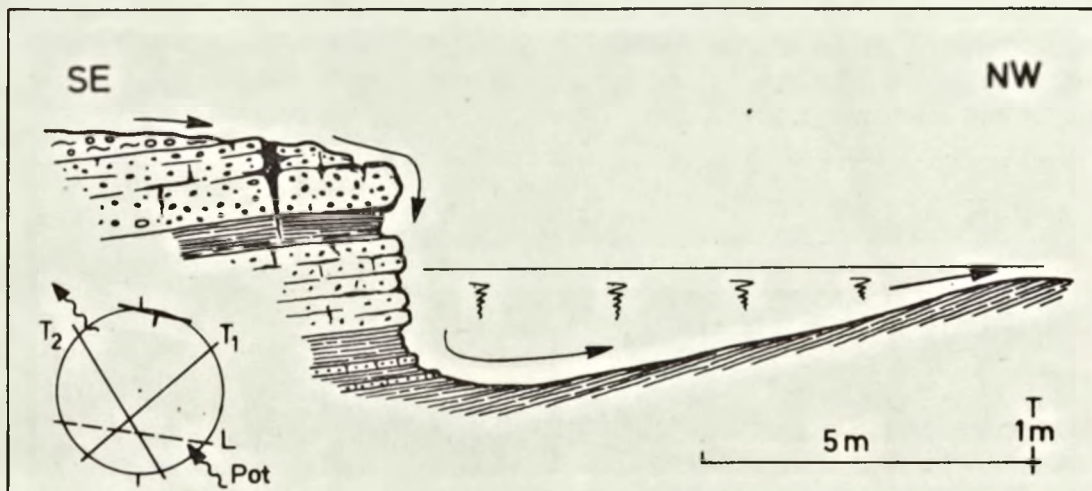
Ryc. 13. Przekształcanie progu (nr 7 na mapie) w rynnę erozyjną

Fig. 13. Transformation of the sill (nr. 7 on map) into an erodible trough

Fot. S. W. Alexandrowicz

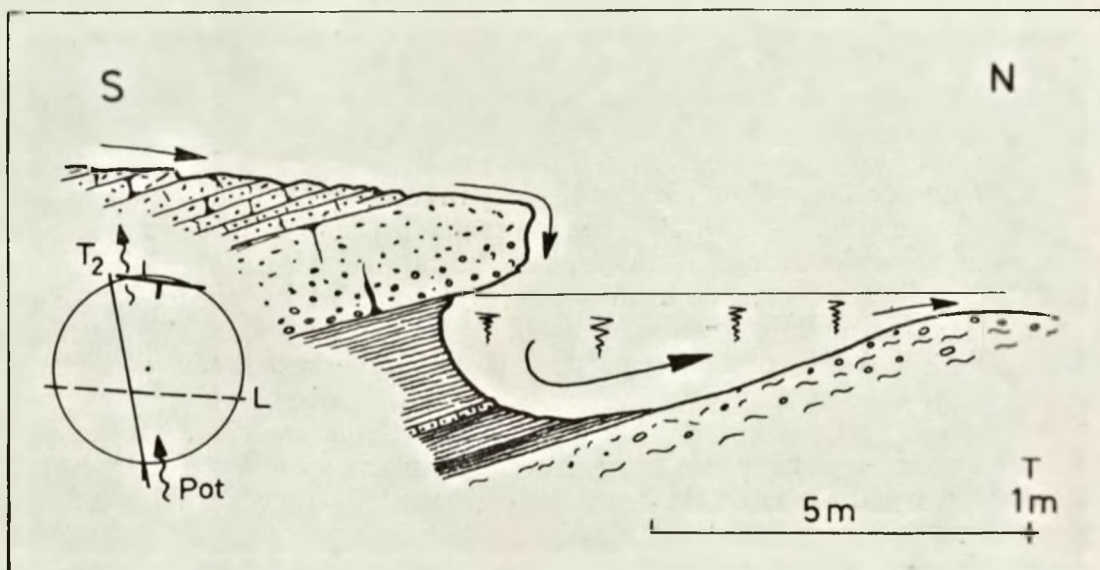
8. Wodospad jest oddalony od poprzedniego o około 1,4 km idąc w górę potoku (ryc. 1 i 14). Próg wodospadu o krawędzi zgodnej z kierunkiem spękań podłużnych (L) jest uwarunkowany występowaniem dwóch ławic piaskowców, z których wyższa, zlepieńcowata, ma miąższość około 1,20 m, a niższa, płytowa, 1,50 m. Są one przedzielone wkładem łupków grubości 0,60 m. Cały ten kompleks znajduje się pomiędzy mało odpornym żwirowcem

odsłoniętym w górnym biegu potoku a dobrze rozwiniętą serią łupkową o zdecydowanej przewadze łupków, znajdującą się w podstawie progu. Stropowa ławica progu odznacza się charakterystycznym kulistym wietrzeniem, nie jest ona zbyt twarda, ale posiada dużą bloczność wielkości 2 do 4 m, która decyduje o jej większej odporności. Niżej leżące piaskowce bardziej



Ryc. 14. Przekrój geologiczny przez próg wodospadowy (nr 8 na mapie) w Czarnej Wisłce. Objasnienia sygnatur przy ryc. 8, diagramów przy ryc. 3

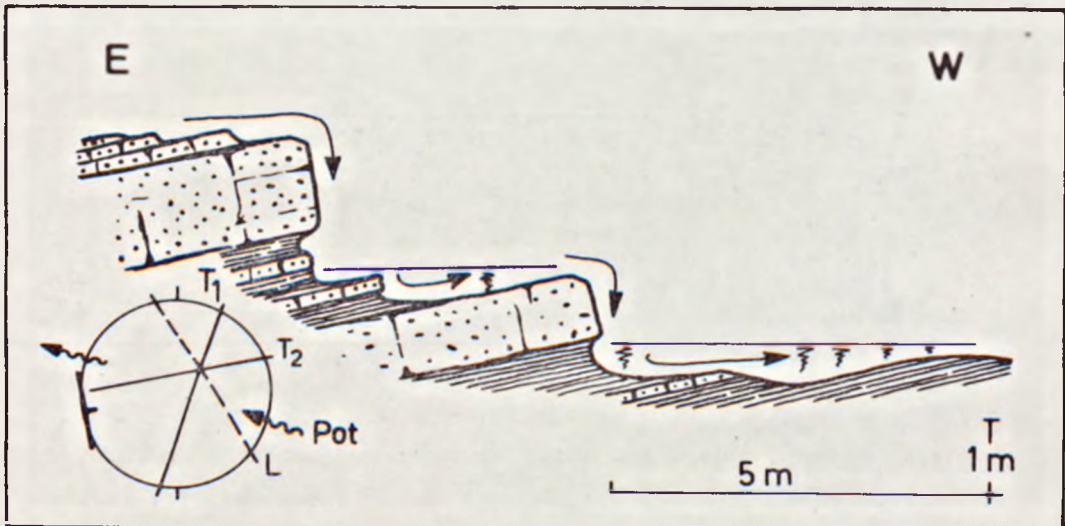
Fig. 14. Geological cross-section of the waterfall sill (nr. 8 on map) in the Black Vistula. Explanation of signs as in fig. 8, that of diagrams as in fig. 3



Ryc. 15. Przekrój geologiczny przez próg wodospadowy (nr 9 na mapie) w Czarnej Wisłce. Objasnienia sygnatur przy ryc. 8, diagramu przy ryc. 3

Fig. 15. Geological cross-section of the waterfall sill (nr. 9 on map) in the Black Vistula. Explanation of signs as in fig. 8, that of diagram as in fig. 3

spoiste o oddzielności płytowej mają znacznie mniejszą bloczność (około 1 m). Z czoła ławicy piaskowcowej nachylonej ku południowi ($104^{\circ}/18^{\circ}\text{S}$) woda spada wzdłuż kilku poszerzonych szczelin (L i T_2) do głębokiego kotła eworsyjnego wyerodowanego w osadach łupkowo-piaszczystych. Ustawiczne pogłębianie tych szczelin doprowadzi w końcu do rozluźnienia płyty i wyerodowania z niej poszczególnych dużych bloków wzdłuż krawędzi progu. Na skutek tego nastąpi sukcesywnie przesuwanie się progu w górę potoku, przy czym może dojść okresowo do utworzenia dwóch stopni — wyższego, opierającego się na cofniętej szczytowej płycie, i niższego, wytworzonego na ławicy piaskowca płytowego.



Ryc. 16. Przekrój geologiczny przez próg wodospadowy (nr 10 na mapie) w Czarnej Wisłce. Objasnienie sygnatur przy ryc. 8, diagramu przy ryc. 3

Fig. 16. Geological cross-section of the waterfall sill (nr. 10 on map) in the Black Vistula. Explanation of signs as in fig. 8, that of diagram as in fig. 3

9. Wodospad znajduje się około 150 m od poprzedniego postępując w górę potoku (ryc. 1 i 15). Progiem wodospadu jest wyizolowana warstwa piaskowca zlepieńcowatego o miąższości 1,5 m, nachylona ku południowi ($100^{\circ}/20^{\circ}\text{S}$). Wystaje ona w formie nawisu bezpośrednio ponad głębokim kotłem eworsyjnym założonym w łupkach. W dół biegu potoku na przestrzeni około 30 m nierówne koryto jest zbudowane z ilastych żwirowców podatnych na erozję. W dnio potoku powyżej wyodrębnionej w progu warstwy wystają czoła licznych płyt piaskowcowych ustawionych obsekwentnie do biegu potoku. Krawędź progu ma przebieg zgodny ze systemami spękań podłużnych (L). Nierówną w wyniku wietrzenia kulistego powierzchnię płyty progu rozcinają rynny o przebiegu poprzecznym (T_2).

Piaskowiec odznaczający się dużą blocznością erodowany jest powoli, podczas gdy kocioł eworsyjny szybko ulega pogłębianiu i powiększaniu w górę potoku. Doprowadza to do coraz większego przewieszenia płyty piaskowcowej. Przy jej równoczesnym niszczeniu od góry intensywnym wzdłuż spękań (T_2), następuje coraz głębsze rozczłonkowanie progu, które powoduje kolejne

obrywanie się mocno przewieszonych i rozluźnionych części warstwy. Próg zatem ulega w całości cofaniu się w górę potoku ze względu na obsekwentny układ warstw i stopniowo się obniża.

10. Wodospad znajduje się około 2,3 km od poprzedniego idąc w górę potoku (ryc. 1 i 16). Ponad grubą serią łupków odsłaniających się w rynnę erozyjnej potoku długości około 140 m, pojawiają się pierwsze duże odporne ławice piaskowców przedzielone kilkunastocentymetrowymi naprzemianległymi wkładkami piaskowców i łupków. Niżej leżący piaskowiec tworzy próg wodospadu wysokości około 1 m, górny natomiast stopień założony jest w dolnej części ławicy piaskowca o miąższości 1,5 m. Powyżej tych progów wodospadu w dnie potoku odsłaniają się kolejne grube ławice piaskowców w formie płyt często zasłanych luźnymi blokami.

Charakterystyczną cechą wodospadu jest brak głębokich kotłów eworsyjnych zarówno pod dolnym, jak i górnym stopniem. Krawędzie stopni są uformowane według spękań L i T_1 . Wzdłuż rzadkiej sieci spękań, a zwłaszcza podłużnych następuje powolny rozpad płyt piaskowcowych. Proces rozluźnienia przyspiesza osiadanie piaskowców na podścielających je łupkach, które reagują odmiennie na działanie wody.

VI. WAŻNIEJSZE FORMY EROZYJNE TOWARZYSZĄCE WODOSPADOM

Różnego rodzaju formy erozyjne w rzeczonym korycie skalnym podlegają ciągłym dynamicznym przeobrażeniom. Można prześledzić wyraźny związek genetyczny pomiędzy progami wodospadów a rynnami i płaszczynami ześlizgowymi. Przy odpowiednim bowiem układzie warstw, biegu potoku i jego spadku, progi wodospadu przekształcają się w rynnę, płaszczynę ześlizgową lub bystrza.

Klasyczne rynnę erozyjne występujące w Białej i Czarnej Wiśle mają przebieg równoległy do biegu warstw (subsekwentny), prostoliniowy i ciągną się na długości kilkudziesięciu metrów przy dużym spadku potoku (ryc. 1, 17 i 18). Odcinki koryta poniżej i powyżej rynnę wykazują zazwyczaj spadek znacznie mniejszy. W rynnach takich woda ześlizguje się po odpornej ławicy piaskowca i silnie eroduje jej nadkład, najczęściej łupkowy. W formowaniu się rynnę zasadniczą rolę ma odporność ławicy podstawowej, a zwłaszcza jej duża bloczność. W związku z tym długie rynnę subsekwentne tworzą się najczęściej na grubych ławicach piaskowców. Ważnym czynnikiem jest również układ spękań zbiegających się pod kątem na płycie ześlizgowej, które ukierunkowują strumień wody. Przekrój poprzeczny przez rynnę koryto odznacza się wyraźną asymetrią brzegów. Głębokość wcięcia zwiększa się proporcjonalnie do kąta upadu warstw, jest zależna także od rodzaju skalnego podłoża i siły erozji. Cofanie się rynnę następuje po upadzie warstw, przy czym odsłania się coraz bardziej zerodowana powierzchnia ławicy ześlizgowej, a warstwy leżące ponad bystrym nurtem wody są ustawicznie podcinane i stopniowo obrywają się. Szybki nurt wody nie dopuszcza do gromadzenia się materiału skalnego. Często rynnę subsekwentna rozpoczyna się w górnym biegu

potoku, przy jego skrócie, progiem o krawędzi przechodzącej skośnie do biegu i następnie ciągnącej się dalej wzdłuż niego. Niekiedy próg występuje w zakończeniu rynny i cofając się w górę, stopniowo niszczy płytę ześlizgową, pogłębiając w ten sposób odcinkami formę erozyjną. W przypadku, gdy w profilu geologicznym występuje kilka grubych warstw piaskowców o dużej bloczności, przedzielonych zespołami mało odpornych łupków i cienkoławicowych piaskowców, może tworzyć się piętrowy układ rynien subsekwentnych. Niszczenie rynny wyższej prowadzi wtedy do wydłużenia niższej formy rynnowej. U podnóża wielu wodospadów przy sprzyjających warunkach (układ



Ryc. 17. Fragment rynny erozyjnej Czarnej Wisłoki

Fig. 17. Part of an erodible trough in the Black Vistula

Fot. S. W. Alexandrowicz

warstw, spadek) zaznaczają się niewielkie rynny w początkowym swoim stadium tworzenia. Ich dalszy rozwój postępujący w górę potoku prowadzi do niszczenia progu i jego cofania się.

W przypadku obsekwentnego biegu potoku w stosunku do układu warstw słabo nachylonych, mniej więcej jednakowej odporności w profilu całego progu, niszczenie czoła w jego górnej partii następuje szybciej niż w dolnej. W ten sposób nachylenie progu łagodnieje i tworzy się na nim płaszczyzna ześlizgowa. W razie jej głębokiego rozcięcia wzdłuż poprzecznych spękań może powstać tu okresowo rynna niewielkiej długości. Przy bardziej zróżnicowanej odorności warstw i większym ich nachyleniu, próg może ulec

rozczłonkowaniu na szereg mniejszych stopni. Tak przebiegająca ewolucja równocześnie kilku progów następujących po sobie jest jedną z przyczyn formowania się na dłuższym odcinku bystrza z wychodniami warstw i dużymi blokami (ryc. 19).

W układzie, w którym przebieg potoku jest zgodny (konsekwentny), z kierunkiem upadu warstw, powstają często płyty ześlizgowe na płaszczyznach uławicenia (ryc. 20). U podstawy bardziej odpornych płyt piaskowców odznaczających się dużą blocznością, znajdują się małe kotły eworsyjne. Płyty ześlizgowe występują bądź jako formy pojedyncze, bądź też układają się w system piętrowy.

W obserwowanych warunkach układu konsekwentnego wodopady nie tworzą się, natomiast wyraźne, rozszerzone spękania poprzeczne (T_1 , T_2) mogą zainicjować formy rynnowe.



Ryc. 18. Rynna erozyjna w środkowym odcinku Czarnej Wisłki

Fig. 18. Erodible trough in the central section of the Black Vistula

Fot. S. W. Alexandrowicz



Ryc. 19. Bystrze Czarnej Wisłki
Fig. 19. Rapids in the Black Vistula



Ryc. 20. Płaszczyzny ześlizgowe Czarnej Wisłki
Fig. 20. Slicken slides in the Black Vistula

Fot. S. W. Alexandrowicz

VII. WARUNKI POWSTAWANIA I EWOLUCJI WODOSPADÓW

Potoki górskie charakteryzuje duży spadek, który ulega częstym zmianom warunkowanym stopniem odporności podłoża na procesy erozji. Progi wodospadowe mogą się tworzyć jedynie na odcinkach, gdzie zachodzi degradacja dna, czyli wcinanie się potoku w swoje łóżysko. Miejsca te odznaczać się muszą równocześnie zmiennym litologicznie profilem podłoża oraz odpowiednim układem biegu potoku w stosunku do położenia warstw skalnych.

W dolinach Białej i Czarnej Wiselki progi wodospadowe uformowały się na tych odcinkach skalnego koryta, na których przestrzeni występuje odporna na erozję ławica piaskowca (bądź ich zespół) wśród mniej odpornych ławic, np. łupków, cienkoławicowych łupków i piaskowców, żwirowców ilastych, słabo zwięzłych piaskowców lub zlepieńców. Najlepiej wykształcone i najliczniejsze progi wodospadów skupiają się na stromym odcinku górnego biegu Białej Wiselki, powyżej jej rozwidlenia na potoki Wątrobny i Roztoczny. Jest to strefa występowania graniczących z sobą dwóch zespołów skalnych różniących się odpornością na działanie czynników erozji. Dolny zespół tworzą wzajemnie przekładające się cienkie warstwy piaskowców i łupków godulskich, a górny jest reprezentowany przez grube ławice piaskowców istebniańskich. Ta różnica w budowie geologicznej jest przyczyną powstania lokalnego obniżenia podstawy erozji dla górnego odcinka bardziej odpornych skał. Dzięki temu grube ławice piaskowców na granicy z mniej odpornym kompleksem skalnym tworzą w profilu podłużnym potoku szczególnie wyraźny próg morfologiczny. Poniżej niego drugorzędne lokalne podstawy erozji stanowią niektóre bardziej odporne ławice piaskowców wśród warstw godulskich. Są one stropowymi płytami progów wodospadów o kaskadowym układzie.

Na innych odcinkach koryt Białej i Czarnej Wiselki występowanie progów związane jest także z różną odpornością warstw podłoża i wytworzeniem się lokalnych podstaw erozji. Zmienność jednakże warunków geologicznych nie jest tu tak krańcowo różna i nie posiada dużego zasięgu w profilu warstw, jak w przypadku budowy obszaru występowania górnych dopływów Białej Wiselki. W związku z tym na odcinkach o niewielkich różnicach spadku zaistniały warunki jedynie do uformowania się stosunkowo nielicznych, pojedynczych wodospadów, na ogół małych rozmiarów.

Liczne pomiary kierunku biegu i kąta upadu warstw okolic Wisłek wskazują na monoklinalny ich układ i niewielki kąt zapadania ku południowemu-zachodowi (ryc. 1). Kierunek przebiegu potoków obu Wisłek jest odcinkami bardziej lub mniej zgodny z kierunkiem rozciągłości warstw (układ subsekwentny), a odcinkami do niego prostopadły (układ obsekwentny). W nielicznych miejscach tylko potok płynie w kierunku upadu warstw (układ konsekwentny). W warunkach niewielkiego nachylenia warstw w omawianych dolinach optymalne możliwości założenia progów istnieją na odcinkach potoku o biegu skierowanym przeciwnie do kierunku upadu warstw lub nieco skośnie do niego. Układ subsekwentny jest korzystny natomiast dla rozwoju rynien erozyjnych, a konsekwentny dla płaszczyn ześlizgowych.

Odporność ławic fliszu karpackiego na działanie czynników erozji rzecznej zależy głównie od uziarnienia, ilości i rodzaju spoiwa oraz od gęstości

spękań i płaszczyzn oddzielności, równoległych do uławicenia. Obserwacje progów wodospadowych wskazują, że ostatni z wymienionych czynników odgrywa rolę największą. Pozornie jednolita ławica skalna poddana długotrwałemu działaniu czynników wietrzenia lub erozji ulega powolnemu podziałowi wzdłuż płaszczyzn spękań. Grube ławice dzielą się wówczas na duże bloki, natomiast cienkie rozpadają się na drobny gruz.

W ławicach piaskowcowych obserwowanych w potokach Białej i Czarnej Wisłki stwierdzono pomiarami wyraźne spękania ciosowe podłużne (L) i poprzeczne (T_1 , T_2). W związku z niewielkimi różnicami wartości biegów i upadów warstw spękania te wykazują podobny układ w obrębie całego odsłoniętego tu profilu skalnego. Płaszczyzny spękań podłużnych są nachylone pod kątem zwykle 80° , a bieg ich najczęściej ma wartość około 80° . Pod ostrymi kątami przecinają je dwie zbliżone do pionowych płaszczyzny spękań poprzecznych: T_1 ma zwykle wartość 30° — 40° , T_2 około 130° .

Grube ławice piaskowców istebniańskich (ponad 2 m miąższości) wykazują rzadką sieć spękań. Odległość między kolejnymi spękaniem tego samego zespołu wynosi powyżej 1 m, często 2—3 m. W cieńszych ławicach (około 1 m miąższości) tych samych piaskowców, a także w obrębie płyt piaskowców godulskich, spękania są stosunkowo częściej spotykane. Stropowe ławice piaskowcowe progów wodospadowych charakteryzuje rzadsza sieć spękań w porównaniu z otaczającymi je warstwami. Dzięki temu ich blokowy rozpad następuje wolniej.

Ławica piaskowca, a rzadziej zlepieńca, tworząca szczyt progów chroni przed niszczeniem utwory leżące niżej. Zespół warstw progów może odznaczać się różną proporcją bardziej lub mniej odpornych skał. Wśród form wodospadowych Białej i Czarnej Wisłki można wyróżnić trzy ich typy o wyraźnie zróżnicowanych profilach geologicznych:

1. Stosunkowo najczęstszym przypadkiem jest próg składający się z warstw piaskowców rytmicznie przekładanych łupkami. Stropowa warstwa piaskowca utrzymująca próg jest zawsze co najmniej dwukrotnie grubsza od leżących niżej. Odsłonięty profil utworów odznacza się różnym stosunkiem warstw piaskowców i łupków (ryc. 3, 4, 5, 6, 7, 11a i 11b). U podnóża progów powstaje głęboki kocioł eworsyjny wówczas, gdy w podłożu znajduje się gruby wkład łupków (ryc. 3 i 4). W innym przypadku natomiast ławica piaskowca w podstawie progów, znacznie utrudnia erozję wgłębną (ryc. 6, 11a i 11b).

Progi o scharakteryzowanej budowie są liczne i występują jedynie wśród serii warstw godulskich górnych, odsłoniętych w dolinie Białej Wisłki. Odznaczają się one stosunkowo dużymi rozmiarami i często kaskadowym układem.

2. Kolejny typ progów jest zbudowany z grubej ławicy piaskowca podścielonej bezpośrednio kompleksem o znacznej przewadze łupków, żwirowcem lub słabo spojonym zlepieńcem. Prógi mają profil odznaczający się wysuniętą jako nawis stropową ławicą piaskowca ponad nyszą założoną w podścielających ją utworach (ryc. 8, 9, 10, 11c, 12 i 15). Nysza łączy się z kotłem eworsyjnym, który wykształca się dobrze w przypadku, gdy u podnóża progów kontynuują się jeszcze łupki (ryc. 12 i 15).

Progi wodospadowe omawianego typu występują wśród warstw istebniańskich odsłoniętych na przestrzeni całej doliny Czarnej Wisłki i w górnej

części Białej Wisłki. Stropowe ławice tych progów mają różną miąższość. Stopnie znajdujące się wśród najstarszych ławic istebniańskich w Białej Wisłce wyróżniają się szczególnie dużą wysokością (ryc. 8, 9 i 11c).

3. Nieliczne progi w dolinie Czarnej Wisłki zbudowane są z dwóch stosunkowo grubych ławic piaskowcowych podścielonych łupkami lub łupkami z cienkimi wkładkami piaskowców (ryc. 14 i 16). Są to formy jedno- lub wielopoziomowe. Te ostatnie mogły powstać z jednego stopnia przez kolejne rozcinanie i szybsze wyerodowanie fragmentu górnej płyty piaskowca.

Progi wodospadowe są stale modelowane, ulegają stopniowemu przemieszczaniu w górę potoku i przekształcaniu w inne formy erozyjne. Przebieg ich ewolucji jest zależny od sumy tych czynników, które warunkują tworzenie się wodospadów. Ilość przepływającej wody i jej prędkość decydują o tempie niszczenia, a nie o sposobie jego mechanizmu.

Zróznicowany litologicznie kompleks piaskowcowo-łupkowy uwidacznia się nierównym profilem ściany progów. W obrębie grubych ławic piaskowcowych ukształtowanie czoła wychodni jest związane z ich strukturą sedymentacyjną. Od rodzaju warstwowania stropowej ławicy stopnia zależy też w dużej mierze sposób jej niszczenia postępującego od góry. Grube ławice stropowe są zazwyczaj frakcjonalnie uziarnione. Zaznaczająca się wyraźnie w ich górnych partiach oddzielność płytowa znacznie ułatwia działalność erozyjną. Przy współdziałaniu spękań poprzecznych i podłużnych w stopniu progów mogą odstąpić się wówczas kolejne płaszczyzny oddzielności w formie stopni wznoszących się w górę potoku (ryc. 8b, 9 i 11c).

Układ i gęstość spękań występujących w obrębie poszczególnych ławic mają szczególnie duże znaczenie w procesie ewolucji progów. Rozpad warstw tworzących próg następuje wzdłuż płaszczyzn ciosowych i jest on tym intensywniejszy, im gęstsza jest sieć spękań. Układ ciosu odgrywa dużą rolę nie tylko w modelowaniu ściany progów, ale także w formowaniu jego krawędzi i płyty stropowej. W potokach Białej i Czarnej Wisłki stwierdzono, że zarys krawędzi progów jest zgodny z kierunkiem spękań poprzecznych T_1 lub ciosem podłużnym L. Najczęściej spotyka się krawędzie załamujące się według tych dwóch rodzajów spękań. Na powierzchniach szczytowych płyt skalnych większości progów zaznaczają się wyraźnie spękania podłużne. W licznych przypadkach wzdłuż spękania T_2 wytworzyła się głęboka szczelina, która dzieli próg i jest główną drogą przepływu wody. Takich rozwartych erozyjnie szczelin może być kilka. Ciągłe ich pogłębianie i poszerzanie prowadzi z czasem do wytworzenia się rynny wśród resztek progów. Postępujące od góry rozcinanie skał wzdłuż ich spękań wyraźnie zaznacza się w progach zbudowanych z grubych ławic piaskowców istebniańskich (ryc. 8 i 9).

Przebieg głównego nurtu potoku w stosunku do układu warstw skalnych oddziałuje w pewien sposób na rozwój progów wodospadowych. Stabilność progów jest większa na odcinkach obsekwentnych przy małym upadzie warstw i spływie wody całą szerokością stopnia. Niszczenie czoła progów odbywa się wówczas mniej więcej równomiernie, stosunkowo wolno, a próg w całości przemieszcza się w górę biegu potoku, tym dłużej, im warstwy mają bardziej łagodny upad. Przy przepływie natomiast potoku mniej lub bardziej skośnie do biegu warstw skalnych, nurt wody ukierunkowuje się częściej wzdłuż spękań poprzecznych. Próg wodospadowy jest erodowany

nierównomiernie i z czasem przekształca się w rynną erozyjną. W miarę cofania się progów w górę potoku maleją ich wysokości szybciej w układzie obsekwentnym, a nieco wolniej w warunkach subsekweny. Przy obsekwentnym biegu potoku w krawędzi progów dominuje kierunek zgodny ze spękaniami poprzecznymi. W układzie natomiast subsekwentnym w krawędzi głównie zaznacza się kierunek zgodny z ciosem poprzecznym T_1 . Najczęstszym jednak przypadkiem jest układ zbliżony do subsekwentnego, a linia krawędzi załamuje się według dwóch kierunków spękań L i T_1 .

Sposób cofania się ściany progów w górę potoku zależy głównie od ukształtowania jej podnóża. Tworzyć go może odporna ławica piaskowca, bez lub ze słabo rozwiniętym kotłem eworsyjnym, albo miękkie łupki z wyerodowanym głębokim zagłębieniem. W przypadku występowania odpornej ławicy piaskowca intensywne jego niszczenie postępuje od góry. Gruba płyta stropowa progów rozwarstwia się wówczas w formie stopni wzdłuż jej płaszczyzn oddzielności (ryc. 11c). Próg natomiast zbudowany z eienkich, wzajemnie przekładających się ławic, powoli zmniejsza kąt nachylenia (ryc. 6a). W obecności głębokiego kotła eworsyjnego następuje szybkie podcinanie wsteczne progów od dołu. Eksponowana coraz bardziej jego górna część z czasem traci swoją stabilność i obrywa się. Jest to pospolity sposób cofania się progów zwłaszcza podścielonych grubą warstwą łupków (ryc. 15). Pogłębianie kotła eworsyjnego ma niewielkie znaczenie w podcinaniu progów o bardzo grubej ławicy stropowej. Wytworzony bowiem z czasem nawis ma wystarczająco dużą bloczność utrzymującą go przez długi okres czasu (ryc. 8 i 11c). Wymywanie łupków w podstawie progów powoduje raczej osiadanie piaskowcowego nadkładu niż jego obrywanie się. Na skutek osiadania ciężkich ławic piaskowców następuje rozwarcie spękań i w ten sposób cała konstrukcja progów rozluźnia się. Taki proces można obserwować często również w progach zbudowanych z dwóch lub kilku ławic piaskowców podścielonych stosunkowo grubymi wkładami łupków (ryc. 14).

Intensywne niszczenie dolnych partii progów spowodowane jest także zawirowaniami i odpryskami spływającej po ścianie wody. Tworzą się wówczas w podstawie ściany różnej głębokości nysze. Tego rodzaju podcinanie jest nasilone zwłaszcza w progach, u których podnóża znajduje się odporna na erozję ławica piaskowcowa stanowiąca przeszkodę w uformowaniu się głębokiego kotła eworsyjnego (ryc. 6b i 10). Nisze tworzą się również często w progach posiadających u podnóża kotły eworsyjne (ryc. 8a). Wówczas powierzchnia zagłębienia łączy się ze ścianą kotła eworsyjnego i proces niszczenia progów od dołu jest przyśpieszony.

Względna trwałość (stabilność) wodospadów przy zachowaniu dynamicznych warunków wodnych, zależy od odporności utworów skalnych progów, a szczególnie ochraniającej go stropowej ławicy piaskowcowej. W związku z dużą zmiennością litologiczną profilu warstw godulskich i istebniańskich w omawianych dolinach, rozwój progów wodospadowych przebiega różnie. Wśród licznie występujących tu naturalnych stopni można obserwować poszczególne stadia ich utrwalania się lub przekształcania w inne formy erozyjne.

Praca została wykonana w ramach problemu resortowego PAN 21: Ochrona i kształtowanie przyrodniczego środowiska człowieka

Zakład Ochrony Przyrody Polskiej Akademii Nauk, Kraków.

PIŚMIENNICTWO

- Baumgart-Kotarba M., Gil E., Kotarba A. 1969. Rola struktury w ewolucji rzeźby obszarów źródłowych Wisły i Olzy (The role of structure in the evolution of the relief of the source areas of the rivers Vistula and Olza). *Studia geomorph. carpatho-balc.* **3**: 73—89.
- Brykowicz K., Rotter A., Waksmundzki K. 1972. Hydrographical and morphological effects of the catastrophic rainfall in July 1970 in the source area of the Vistula (Hydrograficzne i morfologiczne skutki katastrofalnego opadu w lipcu 1970 w źródłowej części zlewni Wisły). *Studia geomorph. carpatho-balc.* **6**: 199—201.
- Burtan J. 1939. Stratigraphie der Schlesischen Beskiden. *Bull. intern. Ac. Pol. A*: 195—209.
- Burtanówna J., Konior K., Książkiewicz M. 1937. Mapa geologiczna Karpat Śląskich (Carte géologique des Karpates de Silésie). Wydawn. PAU. Kraków.
- Dynowski J. 1961. Z badań hydrograficznych w zlewni Białej i Czarnej Wisłki (Notes on hydrographical studies in the basins of both Biała and Czarna Wisłka rivers). *Czas. geogr.* **32**, 1: 31—56.
- Dynowski J., Pydziński B., Waksmundzki K. 1971. Przewodnik wycieczki hydrograficznej w Beskid Śląski. Wydawn. PAN. Kraków.
- Kamiński M., Peszat Cz., Rutkowski J., Skoczylas-Ciszewska K. 1968. O wykształceniu i własnościach technicznych piaskowców godulskich (Lithology and technical properties of the Godula sandstones — the Polish Carpathians). *Zesz. nauk. AGH* **231**. *Geologia* **12**.
- Kaszowski L., Kotarba A. 1967. Charakterystyka morfodynamiczna koryta Sanu koło Myczkowiec (Morphodynamic characteristics of the San river bed near Myczkowce). *Studia geomorph. carpatho-balc.* **1**: 53—72.
- Kettner R. 1954. Všeobecná geologie. T. III. Česl. Ak. Ved. Praha.
- Klimaszewski M. 1961. Geomorfologia ogólna. Państw. Wydawn. Nauk. Warszawa.
- Kołder W. 1964. Rybostan górnej Wisły i jego zmiany po zbudowaniu zbiornika w Goczałkowicach (Der Fischbestand der oberen Wisła und seine Veränderungen nach der Erbauung des Staubeckens Goczałkowice). *Acta hydrobiol.* **6**, 4: 327—350.
- Kozłowski S. 1973. Program ochrony krajobrazu Polski i jego pierwsze realizacje (The plan for safeguarding Poland's landscape and its initial accomplishment). *Ochr. Przyr.* **38**: 61—83.
- Książkiewicz M. 1968. Spostrzeżenia nad rozwojem ciosu w Karpatach fliszowych (Observations on jointing in the Flysch Carpathians). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* **38**, 2—3: 335—384.
- Leńkowa A. 1956. W sprawie ochrony naturalnych tarlisk pstrąga. *Chrońmy Przyr. ojcz.* **12**, 2: 53—54.
- Michaiłow A. E. 1956. Polevye metody izučenia treščin w gornych porodach. Gosgepltechizdat. Moskwa.
- Młodziejowski J. 1948. Wodospady w Kacwinie na Spiszu (The waterfalls at Kacwin in Spisz). *Ochr. Przyr.* **18**: 143—148.
- Niemirowski M. 1974. Dynamika współczesnych koryt potoków górskich (na przykładzie potoków Jaszce i Jamne w Górcach) (The dynamics of contemporary river-beds in the mountain streams (as exemplified by the Jaszce and Jamne in the Gorce Mts)). *Zesz. nauk. UJ. Pr. geogr.* **34**, *Pr. Inst. Geogr.* **56**.
- Przewodnik geologiczny po zachodnich Karpatach fliszowych. 1969. Praca zbior. pod red. R. Unruga. Wydawn. Geol. Warszawa.
- Riss J. 1955. Pstrąg potokowy w partii źródlanej zlewni rzeki Wisły. *Gospodarka rybna* **9**: 11—12.
- Solewski W. 1961. Pstrąg potokowy (*Salmo trutta* m. *fario* L.) dorzecza Wisły (Die Bachforelle *Salmo trutta* m. *fario* L. des Wisła — Flussgebietes). *Acta Hydrobiol.* **3**, 1: 33—47.
- Starkel L. 1967. Wisła wśród gór i wyżyn. Z biegiem Wisły. Przew. geolog.-krajznaw. Wyd. Geol. Warszawa.
- Unrug R. 1963. Istebna Beds-a Fluxoturbidity Formation in the Carpathian Flysch (Warstwy istebniańskie — studium sedimentologiczne). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* **33**, 1: 49—92.
- Waksmundzki K. 1968. Z badań hydrograficznych w dorzeczu górnej Wisły (Hydrographic investigations in the Upper Vistula Basin). *Zesz. nauk. UJ* **191**. *Pr. geogr.* **21**: 39—77.
- Ziętara T. 1974. Uwagi o roli murów w modelowaniu rzeźby Karpat (Remarks upon

mura effect on the modelling of the Carpathians relief). *Rocz. nauk.-dydakt. WSP w Krakowie* 55. *Pr. geogr.* 6: 5—42.

Żarnecki S. 1958. Pogłowie tarlaków pstrąga z Wisły Śląskiej z roku 1954 (Population of Silesian Vistula trout spawners in 1954). *Polskie Arch. Hydrobiol.* 4 (17): 207—220.

Żółkiewski M. 1974. Katastrofalne powodzie w dorzeczu górnej Wisły w latach 1958—1972 (Disastrous floods in the upper Vistula basin within the period from 1958 to 1972). *Rocz. nauk.-dydakt. WSP w Krakowie Pr. geogr.* 6, 55.: 61—76.

SUMMARY

The valleys of the White and Black Vistula streams out in the west the massif of the Barania Mountain (1220 m above sea level) in the Silesian Beskid range. The area of the springs of these streams is included in the «Barania Mountain» lanscape reserve (Dynowski 1961, Waksmundzki 1968). The streams as a whole are subject to protection as a nature reserve called «The Vistula» which has been set aside to safeguard the natural environment of the trout *Salmo trutta m. fario* (L.).

The valleys of the White and Black Vistulas are examples of the landscapes of deep errodible furrows in the Carpathian Mtns. Long sections of the left-hand-side slopes of these valleys form rocky walls representing a continuous profile of monoclinally dipping Upper Cretaceous upper Godula beds and lower Istebny beds of the Silesian nappe of the Flysch Carpathians (Burtańówna, Konior, Książkiewicz 1937) (fig. 1). The upper Godula beds have been formed as a set of intercalating thin-layered, small-grained sandstone and hard shales. In the top part of these beds there appear thicker layers of medium- and coarse-grained sandstones. In the profile of the lower Istebna beds, the thick-layered, graded-bedded sandstones form the main part. Two thick intercalations of pebbly mudstones with boulders of crystalline rocks are characteristic sediments of that formation.

If compared with other Carpathian valleys, those of the White and Black Vistulas are distinguished by the occurrence of various errodible forms in their rocky channel, and especially by numerous sills with waterfalls (fig. 1). These represent the greatest value of the nature reserve now, because in the recent years water regulation works have been carried on at the confluence of the two streams forming an obstacle for the trout migrating upstream.

The waterfalls formed on the sills build of Flysch formations have not hitherto been thoroughly investigated in the Carpathian Mtns. On the basis of field investigations carried out in the valleys of the White and Black Vistulas the present author classified the waterfalls occurring there and tried to explain their origin and evolution with respect to the geological conditions of that area. In the field observations, special consideration was given to the way of the lithology of those parts of the geological profile, within which the waterfalls occur, as well as to the course of the stream in relation to the pattern of the rocky beds, and the character of the joints of sandstone layers. The results of the observations of the particular waterfalls and their sets are graphically represented in figs. 3, 4, 6, 8, 10—12 and 14—16).

In the valleys of the White and Black Vistulas, the waterfall sills have been formed in those sections of the rocky beds in which there occurs a layer of sandstone (or their sets) resistant to erosion among the less resistant layers, e. g. of shales, thin-layered shales and sandstones, pebbly mudstones, less compact sandstones, or conglomerates. The direction of the course of the two streams of the White and Black Vistulas corresponds in some sections more or less to the direction of bed extension (consequent pattern), in other sections it is perpendicular to it (obsequent pattern), and only sometimes it is the same as the direction of the dip of beds (consequent pattern). At a moderate inclination of beds (10° — 30°), optimum conditions for the formation of a sill occur in those sections of the stream, which runs in a direction opposite to that of the dip of beds, or a little slanting. A subsequent pattern, on the other hand is favourable for the development of errodible troughs, while the consequent pattern favours the origination of slicken slides (figs. 17, 18 and 20).

Basing upon the observations hitherto made on the joint system in the Carpathian Flysch, there has been distinguish in the sandstone layers a set of longitudinal joints L (parallel to the course of beds), and sets of transversal joints T_1 and T_2 (Książkiewicz 1968). To represent them, A. W. Chabakov's diagram has been applied; the principles of its construction are explained

in fig. 2 (Michajłow 1956). For the sake of her own special studies, the present author has completed that diagram by taking into account the direction of the extension and dip of beds, and the direction of flow of the stream.

The joints condition the way of the decay of rocky layers, when the factors of weathering and erosion exercise their influence upon them. Thick sandstone layers have a loose network of joints and are divided into large blocks, while the thin layers, more densely jointed, decay into debris. Top sandstone plates of the waterfall sills are distinguished by a looser network of joints than the layers round them, and due to this their decay into blocks follows more slowly.

The lithological composition of the formations, and especially their graining, amount and kind of cement are other main factors which differentiate the Carpathian Flysch according to its resistance to erosion and weathering. Depending on these features, the particular geological profiles of the waterfall sills have their own individual character. Among the sills studied, three fundamental types may be distinguished:

1. The sill composed of sandstone beds rhythmically interbedded with shales. The top layer of sandstone is always thicker than the subject ones (figs. 3, 4, 5, 6, 7, 11a and b). That type of sill is characteristic of the upper Godula beds cropping out in the White Vistula.

2. The sill built of a thick sandstone layer underlain immediately by a complex, in which shales, gritstones and weakly cemented conglomerates prevail (figs. 8, 9, 10, 11c, 12 and 15). The sills showing such profile occur among Istebna beds, and the largest of them are encountered in the White Vistula within sandstone layers cropping out just above the Godula formations.

3. The sill built of two or more, comparatively thick sandstone layers with subjacent shales or shales with thin intercalations of sandstones (figs. 14 and 16). The sills of such a structure are encountered rarely and only among Istebna beds in the Black Vistula.

The waterfall sills are subject to continuous modelling, gradual translocation upstream, and reshaping into other forms of erosion (figs. 13 and 19). All morphological alterations of the sills are conditioned by lithological and structural peculiarities of the rocks. The manner in which the edge and the top plate of the sill are formed is subject to the principle influence of the pattern of joints. The outline of the edges of sills is in accordance with the direction of transversal joints T_1 (azimuth of the course 30° — 40°) or with the longitudinal joint L (about 80°). The edges reflecting according to these two kinds of joints are most often encountered. On the top layers of most sills studied, longitudinal joints are pronouncedly marked. In numerous cases there occur deep fissures along the joints T_1 (about 130°). Their constant deepening and widening leads with time to the formation of a trough among remains of sills (fig. 8b and 13).

The manner and rate of the retreat of sills upstream depends mainly on the configuration of the foot of sills, and on the course of the current of water in relation to the situation of the rocky beds. The foot of sill may be formed of a resistant layer of sandstone without or with an eddy hole, or of soft shales with a deeply eroded depression. If at the foot of the sill there occurs a resistant sandstone layer it becomes more intensely destroyed from above (fig. 11c). When a deep eddy hole is present there occurs a quick reverse undercutting of the sill from the bottom, and a frequent falling off of its overhanging upper part, or gravitative settling on the shales washed out (fig. 15). Destruction of the lower parts of sills is also caused by whirling and spattering of the water flowing down the wall. Then, niches are formed, the role of which in the undercutting is considerable, especially with the sills, at the foot of which there occurs a sandstone layer resistant to erosion, being an obstacle at the formation of a deep eddy hole (figs. 10 and 11).

The stability of the sill is greater in obsequent sections at a small dip of beds and flow of water over the whole width of the ledge. Then, the destruction of the front of sill occurs more or less uniformly and comparatively slowly, and the whole sill is translocated upstream, which lasts the longer the milder is the dip of the beds. When the flow of the stream is more or less slanting in relation to the extension of the beds, the water current is more often directed along the transversal joints. Then, the sill retreats ununiformly, and with time it is transformed into an erodible trough. As the sills retreat upstream their height decreases — more quickly in the obsequent, and a little more slowly in the subsequent pattern.

The valleys of the White and Black Vistulas offer an opportunity for the observation of the particular stages of the stabilization of waterfall sills or their transformation into other erosional forms.

*Polish Academy of Sciences. Nature Conservation Research Centre, Kraków.
Translated into English by Jadwiga Targoszowa.*

TREŚĆ

I. Wstęp	323
II. Zarys budowy geologicznej	325
III. Spękania ciosowe ławic piaskowcowych	327
IV. Wodospady Białej Wisłki	329
V. Wodospady Czarnej Wisłki	339
VI. Ważniejsze formy erozyjne towarzyszące wodospadom	343
VII. Warunki powstawania i ewolucji wodospadów	347
Piśmiennictwo	351
Summary	352