

POLSKA
AKADEMIA
NAUK

INSTYTUT GEOGRAFII

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

KRYSTYNA WIT-JÓŹWIK

HYDROGRAFIA TATR WYSOKICH

Objaśnienia
do mapy hydrograficznej
„Tatry Wysokie” 1:50 000



WARSZAWA 1974

ZESZYT 5

**WYKAZ ZESZYTÓW
PRZEGLĄDU ZAGRANICZNEJ LITERATURY GEOGRAFICZNEJ**

za ostatnie lata

1969

- 1 Zagadnienia bilansu wodnego, s. 156 + nlb., zł 27,—
- 2 Postępy metodyczne geografii brytyjskiej, s. 167 + nlb., zł 30,—
- 3/4 Modele w geografii, s. 184 + nlb., zł 36,—

1970

- 1 Geografia stosowana — cz. IV, s. 128, zł 24,—
- 2 Prace z terminologii i metodyki badań osadnictwa wiejskiego, s. 110 + nlb., zł 24,—
- 3 Metody ilościowe w radzieckiej geografii ekonomicznej, s. 127 + nlb., zł 18,—
- 4 Współczesne procesy geomorfologiczne. Metody badań, s. 149, zł 27,—

1971

- 1/2 Teoretyczne problemy współczesnej kartografii, s. 227 + nlb., zł 30,—
- 3/4 Problemy regionalizacji w krajach Trzeciego Świata, s. 232, zł 30,—

1972

- 1 Procesy urbanizacji w ZSRR, s. 132 + nlb., zł 30,—
- 2 Metody fotointerpretacyjne w badaniach geograficznych, s. 173 + nlb., zł 30,—
- 3/4 Modele migracji, s. 426 + nlb., zł 66,—

1973

- 1 Geografia rolnictwa. Problematyka i kierunki badań, s. 203, zł 30,—
- 2 Problemy urbanizacji w krajach Trzeciego Świata, s. 174, zł 27,—
- 3/4 Kartograficzna metoda badań w geografii, s. 166 + nlb., 30, —

1974

- 1/2 Przestrzeń krajów Trzeciego Świata. Problemy metodologiczne, s. 212, zł 48,—
- 3/4 Zasoby, człowiek i środowisko (w druku)

HYDROGRAFIA TATR WYSOKICH
Objaśnienia do mapy hydrograficznej
„Tatry Wysokie” 1:50 000

POLISH ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

KRYSTYNA WIT-JÓŹWIK

HYDROGRAPHY OF THE HIGH TATRA MTS.

Explanation to the hydrographical map
„Tatry Wysokie” 1:50 000



WARSAW — 1974

<http://rcin.org.pl>

POLSKA
AKADEMIA
NAUK

INSTYTUT GEOGRAFII

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

KRYSTYNA WIT-JÓŹWIK

HYDROGRAFIA TATR WYSOKICH

Objaśnienia
do mapy hydrograficznej
„Tatry Wysokie” 1:50 000



WARSZAWA 1974

ZESZYT 5

<http://rcin.org.pl>

KOMITET REDAKCYJNY

Redaktor Naczelny: H. Szulc
Z-ca Red. Naczelnego: K. Klimek
Sekretarz Redakcji: Z. Siemek
Z-ca Sekr. Redakcji: W. Spryszyńska
Członkowie Redakcji: B. Rogalewska, A. Żeromski

Adres Redakcji: Instytut Geografii PAN, Warszawa
Krakowskie Przedmieście 30

Zakład Narodowy im. Ossolińskich — Wydawnictwo. Wrocław 1976.
Nakład: 400 egz. Objętość: ark. wyd. 8,40, ark. druk. 7,38 + 5 wkl;
ark. form. A₁ 9,80. Papier druk. sat. kl. III, 80 g, 70 × 100. Oddano
do składania 9 I 1976. Podpisano do druku 12 V 1976. Druk ukończono
w maju 1976 r. Wrocławska Drukarnia Naukowa. Zam. nr 31/76 —
L-9 — Cena zł 24.—

SPIS TREŚCI

Wstęp	7
I. Środowisko geograficzne	10
Ukształtowanie terenu	10
Budowa geologiczna	13
Gleby	17
Klimat	19
Szata roślinna	21
II. Charakterystyka hydrograficzna	25
Stosunki opadowe w latach 1953—1962	25
Warunki infiltracji i spływu	27
Wody podziemne	28
Naturalne wypływy wód podziemnych	28
Zbiorniki wód podziemnych i ich charakterystyka	36
Wody powierzchniowe	53
Ogólna charakterystyka sieci rzecznej	53
Opis cieków	55
Stany wody	69
Przepływy i odpływ	77
Klasyfikacja cieków	82
Obszary podmokłe	86
Zbiorniki powierzchniowe	88
III. Regiony hydrograficzne	97
Region tatrzański	97
Region podtatrzański	102
Region pogórski	102
IV. Piętrowość stosunków wodnych	104
Literatura	107
Summary	111
Резюме	115

WSTĘP

Mapa hydrograficzna Tatr Wysokich i ich bezpośredniego przedpola stanowi część arkusza *Mapy hydrograficznej* w skali 1 : 50 000. Zdjęcie hydrograficzne na tym arkuszu wykonano w granicach Polski dla obszaru 133,2 km², a załączona *Mapa hydrograficzna Tatr Wysokich* obejmuje przeszło 70% tej powierzchni, tj. 94 km². W podziale hydrograficznym omawiany obszar leży w górnej części dorzecza Dunajca (II rząd — ryc. 1).

Pierwsze zdjęcia hydrograficzne w skali 1 : 25 000 zachodniej części obszaru (dorzecza Białego Dunajca) zostało wykonane w 1953 r. jako praca magisterska w Katedrze Geografii Fizycznej UJ przez D. Królikowską (dorzecze Porońca) i K. Wit (dorzecze Zakopianki). W latach 1956 i 1957 (lipiec, sierpień) Zakład Geomorfologii IG PAN w Krakowie wykonał według Instrukcji IG PAN (1954, 1958) powtórne zdjęcie tych obszarów, którego wyniki uwzględniono na *Mapie hydrograficznej Tatr Wysokich*. Część wschodnia (dorzecze Białki) została skartowana w latach 1960—1962 (sierpień—październik). W pracach terenowych udział wzięli K. Wit-Józwiak (pracownik Zakładu Geomorfologii i Hydrografii IG PAN) oraz na zlecenie byli absolwenci Geografii Fizycznej UJ mgr. mgr. J. Pawlik-Dobrowolski, A. Rajwa i R. Wróbel. Zasięg terenów skartowanych przez poszczególne osoby oraz czasokres badań przedstawia aneks na *Mapie hydrograficznej Tatr Wysokich*.

Omawiany obszar był kartowany w dużym przedziale czasowym (1956—1962), w którym wystąpiły lata zróżnicowane pod względem opadów, a w związku z tym o różnych warunkach hydrologicznych. Szczegółowa charakterystyka lat i miesięcy badań została podana w podrozdziale „Stosunki opadowe w latach 1953—1962”.

Mapa hydrograficzna Tatr Wysokich w skali 1 : 50 000 została opracowana na podstawie mapy w skali 1 : 25 000, wykonanej w czasie badań terenowych. Do druku została przygotowana w wersji analogicznej jak *Mapa hydrograficzna Tatr Zachodnich** (K. Wit, Z. Ziemońska 1960). Przyjęto również podobny układ objaśnień, rozszerzając jednak zakres ich treści.

* *Hydrografia Tatr Wysokich* jest II częścią monografii hydrograficznej Tatr Polskich. Część I: *Hydrografia Tatr Zachodnich* opracowana przez K. Wit i Z. Ziemońską ukazała się w 1960 r.



Ryc. 1. Położenie obszaru badań w systemie rzeki Wisły

1 — europejski dział wodny; 2 — dział wodny II rzędu; 3 — dział wodny III rzędu; 4 — obszar badań w granicach: a) *Mapy hydrograficznej Tatr Wysokich*, b) *Mapy hydrograficznej Tatr Zachodnich*; 5 — granica państwowa

Fig. 1. Situation of the investigated area in the river system of the Vistula

1 — main European divide; 2 — divide of the II-nd order; 3 — divide of the III-rd order; 4 — area of investigation within the boundaries: a) *of the hydrographic Map of the High Tatra Mts.*, b) *of the hydrographic map of the Western Tatra Mts.*; 5 — state frontier

Do opracowania objaśnień wykorzystano: 1) materiały zebrane w czasie badań terenowych i zestawione w raptularzach źródeł, studni, sieci rzecznej, obszarów podmokłych, przepływów, 2) materiały obserwacyjne stacji PIHM, dotyczące elementów meteorologicznych, stanów wody i przepływów, a także 3) publikacje z zakresu zagadnień wodnych oraz innych elementów środowiska geograficznego.

Brak dotychczas opublikowanej szczegółowej mapy geologicznej dla całego obszaru nastęcał duże trudności przy opracowaniu stosunków litologicznych. Z konieczności wykorzystano opracowania (głównie rękopiśmienne) fragmentaryczne, w różnych podziałkach.

Mapa hydrograficzna Tatr Wysokich, w stosunku do części arkusza *Mapy hydrograficznej*, została pomniejszona od północy, obejmuje więc w obrębie Podhala tylko fragmenty Rowu Podtatrzańskiego i Pogórza Bukowiny (ryc. 2). Analiza elementów hydrograficznych, ograniczona wyłącznie do tych niewielkich fragmentów, mogłaby doprowadzić do niewłaściwych wniosków odnośnie stosunków wodnych rozpatrywanych regionów Podhala. Z tego względu wszystkie cechy hydrograficzne Rowu Podtatrzańskiego i Pogórza Bukowiny zostały podane w odniesieniu do całej powierzchni tych jednostek w granicach arkusza (ryc. 2).

Pragnę złożyć serdeczne podziękowanie Prof. dr M. Klimaszewskiemu za kierowanie programem i realizacją badań hydrograficznych w Tatrach oraz za konsultacje. Prof. dr. L. Starkłowi dziękuję serdecznie za dyskusje i uwagi w czasie pisania pracy. Wyrażam podziękowanie dla mgr. mgr. A. Rajwy, J. Pawlik-Dobrowolskiego i R. Wróbla, którzy podjęli trud wykonania zdjęcia hydrograficznego dla obszarów wysokogórskich. Dziękuję również doc. dr I. Dynowskiej i dr. J. Słupikowi za przedyskutowanie wielu zagadnień, a mgr M. Klimkovej za wykonanie ilustracji.

I. ŚRODOWISKO GEOGRAFICZNE

Obszar objęty mapą Tatr Wysokich leży w obrębie dwóch jednostek morfologiczno-tektonicznych, a mianowicie Tatr i Podhala (ryc. 2), obejmując w jego granicach część wschodnią Rowu Podtatrzańskiego i Pogórza Gubałowskiego (Bukowiny). Powierzchniowy udział poszczególnych jednostek przedstawia tabela 1.

Tabela 1

Powierzchnia jednostek morfologicznych w granicach mapy hydrograficznej
Area of morphologic units included in the hydrographic map

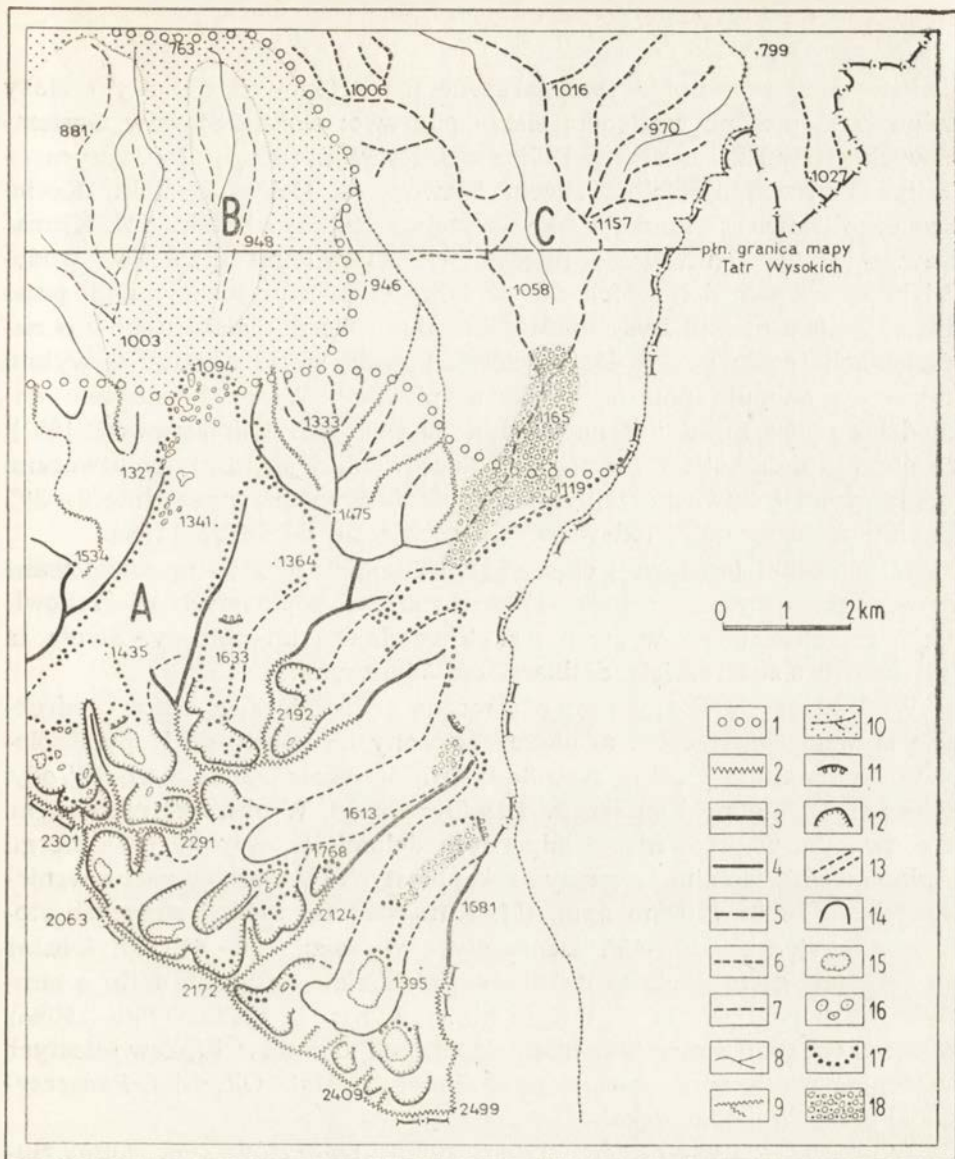
Nazwa jednostki	Powierzchnia km ²	%
Tatry	72,155	76,75
Podhale w tym:	21,845	23,25
Rów Podtatrzański	8,355	8,90
Pogórze Gubałowskie (Bukowiny)	13,490	14,35

Wymienione jednostki różnią się budową geologiczną, rzeźbą, stosunkami klimatycznymi i roślinnymi. Piętrowa zmienność wszystkich elementów środowiska wpływa na skomplikowany układ stosunków wodnych badanego obszaru (ryc. 3).

UKSZTAŁTOWANIE TERENU

Południowa część obszaru tatrzańskiego (w omawianych granicach) leży w obrębie Tatr Wysokich, północna — Tatr Reglowych lub Zakopiańskich (M. Klimaszewski 1946). Jednostki te zróżnicowane są pod względem wysokości i typu rzeźby.

Tatry Wysokie zbudowane prawie wyłącznie z odpornego granitu, z małym udziałem skał krasowiejących na ich północnym obrzeżeniu, wznoszą się do wysokości 2 499 m npm. (Rysy). Posiadają cechy rzeźby wysokogórskiej o przewadze form pochodzenia glacialnego (M. Klimaszewski 1946, 1962). Głównymi elementami rzeźby obszaru krystalicznego są ostre formy grzbietowe (o wysokości 1500—2500 m npm.), strome



Ryc. 2. Schematyczna mapa geomorfologiczna (wg M. Klimaszewskiego, L. Starkla)

1 — granice jednostek geomorfologicznych: A — Tatry, B — Rów Podtatrzański, C — Pogórze Bukowiny; grzbiety o wysokości: 2 — powyżej 2000 m n.p.m.; 3 — 2000—1500 m; 4 — 1500—1300 m; 5 — 1300—1000 m; 6 — poniżej 1000 m; 7 — linie garbów; 8 — dna dolin fliszowych; 9 — dna dolin krasowych; 10 — dna dolin i obniżenia wyścielone utworami fluwioglacjalnymi; 11 — progi dolin zawieszonych; 12 — kotły lodowcowe; 13 — żłoby lodowcowe; 14 — strome zamknięcia żłobów lodowcowych; 15 — misy z przegłębienia lodowcowego; 16 — misy wytopiskowe; 17 — moreny boczne i czołowe; 18 — równiny moreny dennej

Fig. 2. Sketch geomorphological map (after M. Klimaszewski and L. Starkel)

1 — boundaries of geomorphological units: A — the Tatra Mts., B — the Sub-Tatra Depression, C — the Bukovina Foothills; mountain ridges of absolute height: 2 — above 2000 m; 3 — 2000—1500 m; 4 — 1500—1300 m; 5 — 1300—1000 m; 6 — below 1000 m; 7 — lines of foothill ridges; 8 — bottoms of flysch valleys; 9 — bottoms of karst valleys; 10 — bottoms of valleys and depressions filled with fluvioglacial sediments; 11 — steps of hanging valleys; 12 — glacial cirques; 13 — glacial troughs; 14 — steep headwalls of glacial troughs; 15 — basin overdeepened by glaciers; 16 — ablation troughs; 17 — lateral and frontal moraines; 18 — ground-moraine plains

skaliste stoki oraz doliny przeobrażone przez lodowce w kotły i żłoby lodowcowe, ułożone względem siebie piętrowo: Dolina Stawów Gąsienicowych, Staw Litworowy — Dolina Suchej Wody, Kocioł Pańszczyca — Dolina Pańszczyca, Dolina Pięciu Stawów — Dolina Roztoki, Kocioł Czarnego Stawu — Morskie Oko — Dolina Rybiego Potoku (M. Klimaszewski 1962). Deniwelacje między wierzchowinami grzbietów wododzielnych a dnem dolin dochodzą do kilkuset metrów, maksymalnie przekraczają 1000 m (np. Rysy — Morskie Oko). Górne partie stoków o nachyleniach często ponad 45° rozcięte są gęstą siecią żłobów, u wylotu których występują potężne stożki usypiskowe. Wysokość stożków dochodzi do 300 m, a ich nachylenia 30—40° (M. Klimaszewski 1951). W obrębie den kotłów i żłobów lodowcowych wypełnionych utworami morenowymi i fluwioglacjalnymi nachylenia wynoszą przeważnie 9—20°. Spadki podłużne dolin lodowcowych wahają się od 65 do 170‰.

W północnej (osadowej) części Tatr Wysokich występują odizolowane wzniesienia o wysokości 1500—1700 m n.p.m., o kopulastych wierzchowinach, przechodzących w strome stoki opadające ku północy. Strefa ta jest bardzo słabo rozcięta dolinami epizodycznymi.

W Tatrach Reglowych można wydzielić dwa obszary odrębne pod względem rzeźby: a) obszar położony na północ od Kopy Królowej oraz obejmujący grupę Kop Sołtysich, b) obszar Doliny Suchej Wody, dolnej części Doliny Pańszczyca i Doliny Białki. W obszarze pierwszym, zbudowanym w przewadze z odpornych dolomitów, wapieni oraz margli i piaskowców, dominują garby o kopulastych wierzchowinach, wzniesionych od 1300—1500 m n.p.m. (M. Klimaszewski 1946) i stromych stokach nachylonych 20—45°. Deniwelacje wynoszą 500—600 m. Obszar rozcięty jest gęstą siecią krótkich, lecz głębokich i wąskich dolin o stromych, skalistych zboczach i dużym niewyrównanym spadku (100—290‰). W strefach zbudowanych z mało odpornych utworów łupkowo-ilastych występują przełęczce i rozszerzenia dolinne, np. Hala Olczyńska, Pańszczycka, Polana Waksmundzka.

W przeciwieństwie do tego obszaru doliny tranzytowe, jak Doliny Suchej Wody, Dolina Białki, wyścielone utworami morenowymi lub morenowo-fluwioglacjalnymi, posiadają profil podłużny wyrównany (M. Klimaszewski 1962). W obrębie szerokich den przeważają nachylenia 5—15°. Deniwelacje między dnami dolin a wzniesieniami wododzielnymi dochodzą do 100 m.

Rów Podtatrzański tworzy równoleżnikowe obniżenie u podnóży wapiennych Tatr Reglowych, wypreparowane w mało odpornych utworach fliszu podhalańskiego (M. Klimaszewski 1946, 1952). Część Rowu w granicach mapy stanowi fragment wschodniej części Kotliny Zakopiańskiej, zwanej Wysoczyzną Murzasichla (L. Starkel 1957). Składa się ona z garbów fliszowych i równin akumulacyjnych o przebiegu południkowym. Garby obniżające się łagodnie ku północy od 1000 do 800 m

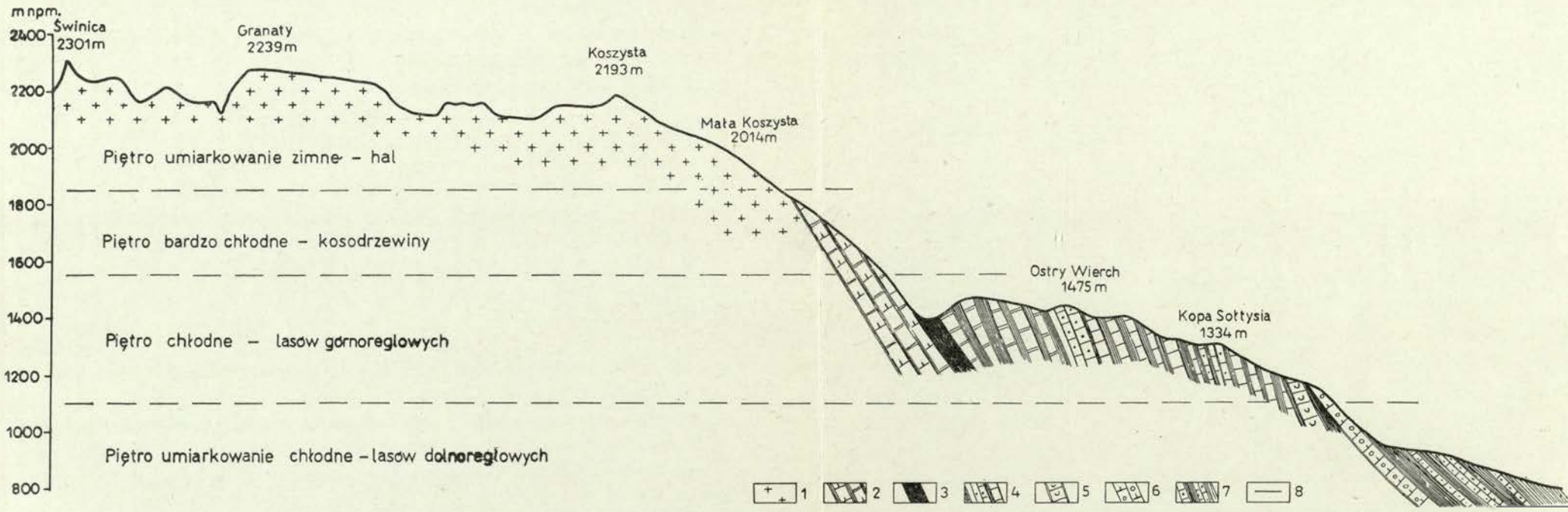
T A T R Y P Ó D H A L E

Trzon krystaliczny

Seria wierzchowa

Seria regłowa dolna

Paleogen Podhala



Ryc. 3. Regionalno-piętrowy układ elementów środowiska geograficznego — profil przez jednostki morfologiczno-tektoniczne

Trzon krystaliczny: 1 — granity; seria wierzchowa: 2 — wapień i dolomity (środkowy trias i malmo-urgon); seria regłowa: 3 — łupki ilaste (trias górny), 4 — łupki margliste, wapień, i łupki z wkładkami piaskowców (lias dolny), 5 — wapień i rogowce, 6 — wapień i zlepieńce (eocen); paleogen Podhala: 7 — łupki z wkładkami piaskowców (flisz podhalański); 8 — granica pięter klimatyczno-roślinnych (wg M. Hessa)

Fig. 3. Regional and vertical zonation of elements of the geographical environment — profile along morphologic-tectonic units

Crystalline massif: 1 — granites, High-Tatric series: 2 — limestones and dolomites (Middle Triassic and Malmian-Urgonian); Sub-Tatric series: 3 — argillaceous slates (Upper Triassic), 4 — marly slates, limestones and with sandstones intercalations (Lower Triassic), 5 — limestones and hornstones, 6 — limestones and conglomerates (Eocene); Paleogene of the Podhale: 7 — slates with sandstones intercalations (Podhale flysch); 8 — boundaries of climatic-vegetational zones (after M. Hess)

npm. wznoszą się ponad dna dolin i równiny akumulacyjne około 30—100 m. Stoki garbów nachylone do 15° są słabo rozcięte. Równiny akumulacyjne posiadają nachylenie ku północy w granicach $1-5^\circ$.

Pogórze Gubałowskie — obszar objęty opracowaniem leży we wschodniej części Pogórza zwanej Działami Bukowiny (M. Klimaszewski 1952) lub Pogórzem Bukowiny (L. Starkel 1957). Wydłużone południkowo łagodne grzbiety fliszowe obniżają się w kierunku północnym od 1205 do 1000 m npm. Dzielą je głębokie na 200—300 m doliny potoków Filipka*, Porońca i Białki. Zbocza garbów o nachyleniu $4-20^\circ$ rozcięte są wciśniętymi dolinami o spadku $70-145\%$ i słabo rozwiniętych lejach źródłowych. Zbocza opadające ku Dolinie Białki są łagodniejsze, urozmaicone osuwiskami i słabiej rozcięte dolinkami nieckowatymi.

BUDOWA GEOLOGICZNA

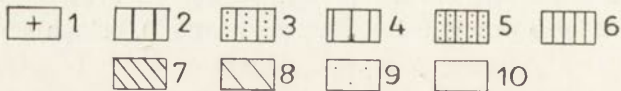
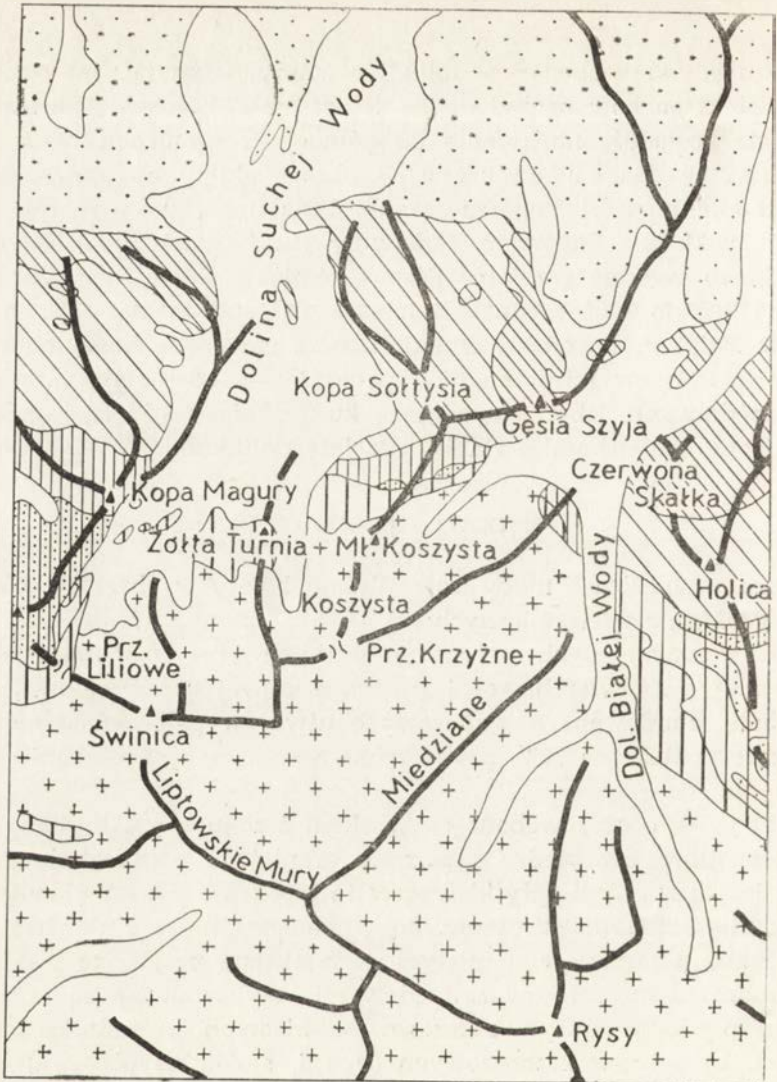
Obszar w granicach mapy Tatr Wysokich leży w obrębie dwóch jednostek geologiczno-tektonicznych: 1) Tatr, zbudowanych ze skał krystalicznych wykształconych przed mezozoikiem oraz skał mezozoicznych sfałdowanej serii wierchowej i płaszczowinowej serii regłowej dolnej, 2) Podhala, zbudowanego z fliszowych utworów paleogeńskich (ryc. 4).

Starsze podłoże na 68% powierzchni przykryte jest osadami czwartorzędowymi.

Tatry — obszar wchodzący w skład trzonu krystalicznego zbudowany jest głównie z bardzo odpornych granitów. Powierzchnia granitów pocięta jest gęstą siecią płytkich szczelin i pokryta warstwą zwietrzliny (A. Michalik 1951), dzięki czemu mogą one zatrzymywać niewielkie ilości wody. Słabo przepuszczalne podłoże krystaliczne przykryte jest w 62% powierzchni utworami czwartorzędowymi. Wykształcone są one w postaci: a) płytkich pokryw rumoszowo-gliniastych o średniej przepuszczalności, b) pokryw rumoszowych (piargi, stożki usypiskowe) o miąższości do kilku metrów, bardzo przepuszczalnych oraz c) pokryw morenowych (ponad 50% powierzchni „zagruzowanej”), osiągających miąższość do kilku metrów, bardzo przepuszczalnych dla wód opadowo-roztopowych.

Na północnym skłonie trzonu krystalicznego zalegają utwory triaso-wo-jurajsko-kredowe osadowej pokrywy trzonu oraz serii wierchowej. Seria ta położona na północno-zachodnim skłonie elewacji Koszystej ule-

* W całej pracy nazwy potoków odpowiadają nazwom zastosowanym na *Mapie hydrograficznej Tatr Wysokich* i nie wszystkie odpowiadają nazwom na mapie turystycznej Tatrzańskiego Parku Narodowego, 1:30 000, PPWK Warszawa 1967. Dotyczy to następujących nazw użytych w pracy: Potok Pańszczycki — Pańszczycki Potok, Potok Filipka — Filipczanski Potok, Potok Łężny — Łężny Potok, Potok Rybi — Rybi Potok, Potok Waksmundzki — Waksmundzki Potok. [Przypis od Redakcji].



Ryc. 4. Mapa tektoniczna (wg *Regionalna Geologia Polski*, t. I)
 Trzon krystaliczny i jego pokrywa osadowa: 1 — krystalinikum, 2 — pokrywa osadowa; fałd Czerwonych Wierchów: 3 — krystalinikum, 4 — serie mezozoiczne; fałd Giewontu: 5 — krystalinikum, 6 — serie mezozoiczne; płaszczowina reglowa dolna: 7 — dygitacja górna (Krokiew—Palenica), 8 — dygitacja dolna (Suchy Wierch—Hawrań); 9 — paleogen podhalański; 10 — czwartorzęd

Fig. 4. Tectonic map (after *Geologia Regionalna Polski*, vol. I)
 Crystalline massif and its sedimentary cover: 1 — crystallinicum, 2 — sedimentary cover; fold of the Czerwone Wierchy: 3 — crystallinicum, 4 — Mesozoic series; fold of the Giewont: 5 — crystallinicum, 6 — Mesozoic series; Lower Sub-Tatric nappe: 7 — upper digitation (Krokiew—Palenica), 8 — lower digitation (Suchy Wierch—Hawrań); 9 — The Podhale Paleogene; 10 — Quaternary

gła silnej redukcji w stosunku do Tatr Zachodnich (A. Michalik 1955; J. Głazek 1959). Głównymi utworami o największym znaczeniu dla stosunków wodnych są wapień i dolomity środkowotriasowe oraz wapień malmo-urgonu. Tworzą one potężny kompleks o upadzie warstw w kierunku NNW, są silnie strzaskane i podatne na procesy krasowienia (J. Głazek, Z. Wójcik 1963). Cechują się więc dużą wodochłonnością i przepuszczalnością. W Dolinie Suchej Wody i Pańszczycy podłoże krasowe przykryte jest przepuszczalnymi utworami morenowymi o niedużej miąższości, o czym świadczą odsłonięte ponory i leje krasowe (A. Wrzosek 1933; B. Halicki 1955; J. Głazek 1964).

Obszar położony na północ od serii wierchowej zbudowany jest z utworów serii reglowej dolnej: triasowych (dygitacja Suchego Wierchu i Krokwi) oraz jurajsko-kredowych (synklina Czerwonej Przełęczy). Serię reglową rozpoczyna wąska i o miąższości około 30 m (S. Sokołowski 1959a) warstwa werfeńskich łupków ilastych z piaskowcami, mało odpornych na wietrzenie, nasiąkliwych, lecz nieprzepuszczalnych. Wskutek redukcji tektonicznych nie stanowią one ciągłej warstwy wodoszczelnej, izolującej wapień serii wierchowej od dolomitów i wapieni środkowotriasowych dygitacji Suchego Wierchu. Dolomity i wapień nachylone ku NNW są silnie strzaskane tektonicznie, pocięte szczelinami (F. Rabowski, W. Goetel 1924) i ulegają krasowieniu, lecz w znacznie mniejszym stopniu aniżeli wapień serii wierchowej. W Dolinie Suchej Wody i Pańszczycy utwory te przykryte są pokrywą morenową o małej miąższości (B. Halicki 1955; J. Głazek, Z. Wójcik 1963; J. Głazek 1964). Ku północy na utworach środkowotriasowych leżą łupki kajpru, podatne na wietrzenie, nasiąkliwe, lecz nieprzepuszczalne. Stanowią one warstwę wodoszczelną o miąższości około 120 m (S. Sokołowski 1959 a). W okolicy Hali Olczyskiej są one przesunięte wzdłuż uskoku (W. Goetel, S. Sokołowski 1930). Utwory te rozpoczynają strefę synklinalną, rozszerzającą się od Doliny Olczyskiej ku wschodowi, reprezentowaną przez utwory jurajsko-kredowe: łupki margliste i ilaste, margle, wapień oraz piaskowce wapniste (lias), wapień krzemionkowy, płytowe doggeru i malmu oraz margle, gruboławicowe wapień margliste i wapień krystaliczne (murańskie) kredy dolnej (W. Goetel, S. Sokołowski 1930; H. Grabowska-Hakenberg 1957). Kompleks ten ma miąższość około 230 m (S. Sokołowski 1959 a). Warstwy łupkowo-piaskowcowe są silnie zwietrzałe, lecz nieprzepuszczalne, natomiast wapień są spękane tektonicznie, powierzchniowo zwietrzałe i wskutek tego są bardziej przepuszczalne, zwłaszcza wapień murański. W tej części dorzecza Suchej Wody i Pańszczycy występuje jednolita, miększa pokrywa morenowa (B. Halicki 1955). Utwory morenowe występują również w Dolinie Olczyskiej jako wynik transfluencji lodowca Suchej Wody (E. Romer 1929). Dygitacja Krokwi zbudowana jest z dolomitów środkowotriasowych, silnie spękanych tektonicznie o upadzie warstw w kierunku północnym i północno-wschodnim

pod kątem 25—35° (W. Goetel, S. Sokołowski 1930). Stopień uszczelinienia dolomitów dochodzi do 22% (H. Sobol 1959). Utwory te cechują się dużą przepuszczalnością. W Dolinie Suchej Wody przykryte są przepuszczalnymi osadami morenowymi o niedużej miąższości (B. Halicki 1955; J. Głazek, Z. Wójcik 1963), a w dolnej części zlewni Potoku Waksmundzkiego i w dnie Doliny Białki także rumoszami stożków usypiskowych i aluwiami.

Na utworach serii reglowej leżą w postaci odizolowanych płatów eoceńskie dolomity, wapienie numulitowe oraz zlepieńce, zapadające pod utwory fliszu podhalańskiego pod kątem 25—65° (S. Sokołowski 1959 b). Dzięki licznym spękaniami o kierunku SW—NE, uszczelinieniu i podatności na krasowienie są bardzo przepuszczalne.

Podhale — zbudowane jest z warstw zakopiańskich i chochołowskich wykształconych w facji fliszowej (J. Gołąb 1952). Leżąc zgodnie na eocenie numulitowym wykazują upady zmniejszające się w kierunku północnym od 35 do 20° (L. Watycha 1959; S. Sokołowski 1959 b). Warstwy zakopiańskie dolne budujące dno Rowu Podtatrzańskiego i południową część Pogórza na wschód od Doliny Suchej Wody wykształcone są jako łupki ilaste i margliste z wkładkami zbitych piaskowców. Kompleks ten o miąższości około 750 m (L. Watycha 1959) jest nieprzepuszczalny. W północnej części Pogórza występują warstwy zakopiańskie górne łupkowo-piaskowcowe o miąższości około 450 m (L. Watycha 1959). Łupki są bardziej wapniste i przewarstwione 1-metrowymi ławicami piaskowców. Warstwy te cechują się słabą przepuszczalnością. Wśród otulających je pokryw czwartorzędowych najbardziej rozprzestrzenione są utwory fluwioglacjalne (około 40% powierzchni) zwirowo-piaszczysto-gliniaste o miąższości rzadko do 10 m (stożek Suchej Wody — Las Capowski). Utwory fluwioglacjalne są nasiąkliwe i średnio przepuszczalne. W dnach większych dolin korytom potoków towarzyszy wąski pas aluwiów zwirowo-piaszczystych, bardzo przepuszczalnych. Na wychodniach warstw zakopiańskich wytworzona jest pylasto-rumoszowa pokrywa zwietrzelinowa o miąższości 1—3 m. Cechuje się ona dużą nasiąkliwością, lecz jest nieprzepuszczalna dla wód opadowych.

Warstwy chochołowskie budują północną część grzbietu wododzielnego między dorzeczem Porońca i Białki. Wykształcone są w facji piaskowcowo-łupkowej o miąższości około 450 m (L. Watycha 1959), z przewagą średnio- i gruboławicowych piaskowców. Piaskowce różnoziarniste są spękanne a łupki zwietrzałe i rozsypliwie. Wskutek tego warstwy chochołowskie są bardziej przepuszczalne i stanowią warstwę wodonośną. Miąższość zwietrzelinowej piaszczysto-gliniastej z rumoszem nie przekracza 3 m. W stosunku do zwietrzelinowych glin pylastych jest ona bardziej przepuszczalna.

Na wierzcholinie garbu od Wierchu Poroniec poprzez Goły Wierch, Hurkotne do Rusinowej Polany zalega pokrywa glin morenowych o miąż-

szości 1,5—4 m (M. Klimaszewski 1961), nieprzepuszczalna dla wód opadowych.

Cechą decydującą o zdolności retencyjnej obszaru i magazynowaniu wód podziemnych jest przepuszczalność podłoża i utworów pokrywowych. Udział utworów powierzchniowych (w procentach powierzchni jednostek morfologicznych) sklasyfikowanych pod względem stopnia przepuszczalności dla wód opadowo-roztopowych przedstawia tabela 2.

Tabela 2

Udział utworów o różnej przepuszczalności w % powierzchni jednostek morfologicznych
Percent age of deposits of different permeability within particular morphologic units

Jednostka	Utwory powierzchniowe							jeziora
	bardzo przepuszczalne		średnio przepuszczalne		słabo przepuszczalne		nieprzepuszczalne	
	podłoże	pokrywy	podłoże	pokrywy	podłoże	pokrywy	podłoże	
Tatry	9,68	48,81	8,22	7,50	18,75	2,55	2,55	1,94
Rów Podtatrzański	—	6,57	—	63,04	—	6,17	24,22	—
Pogórze	—	5,01	3,97	23,23	15,42	18,12	34,25	—

Udział skał zróżnicowanych pod względem cech litologicznych i hydrogeologicznych warunkuje występowanie różnych typów wód podziemnych o zróżnicowanym krążeniu, zasobach oraz cechach hydrochemicznych.

GLEBY

Gleby badanego obszaru należą do gleb terenów górzystych (B. Dobrzański i in., 1959).

Skałami glebotwórczymi są (M. Strzemski 1956): 1) skały krystaliczne (głównie granity), 2) skały węglanowe — wapienie, wapienie dolomityczne, dolomity, margle, 3) skały osadowe niewęglanowe — piaskowce i żwirowce, łupki ilaste i iły, łupki ilaste z piaskowcami (fliszowe), 4) pokrywy akumulacyjne — glacialne i fluwioglacialne, aluwialne.

Wśród gleb wykształconych ze skał krystalicznych dominują gleby skaliste bardzo płytkie (skalne turnie, strome stoki kotłów i dolin) oraz rumoszowe nieco głębsze (piargi, usypiska). Są to gleby inicjalne kwaśne, składające się prawie wyłącznie z rumoszu skalnego o bardzo słabo wykształconym poziomie próchnicznym (B. Adamczyk 1962). W piętrze hal i kosodrzewiny występują gleby miałowo-rumoszowe płytkie, z przewagą gleb murszo-próchnicznych, płytkich. W borze świerkowym regla gór-

nego gleby miałowo-rumoszowe są głębsze (ponad 25 cm), wykształcone jako brunatnoziemy. Wymienione rodzaje gleb są przepuszczalne dla wód opadowo-roztopowych.

Na podłożu zasobnym w węglan wapnia wykształcone są gleby rędzinne. Na szczytach i spłaszczeniach grzbietowych występują gleby skaliste, a na usypiskach i piargach — rumoszowe. Są to gleby inicjalne, płytkie o odczynie obojętnym (B. Adamczyk 1962), przepuszczalne. Największy obszar zajmują gleby rędzinne miałowo-rumoszowe głębokie (do 100 cm). Charakterystyczną cechą tych gleb na terenie borów świerkowych, a zwłaszcza regla dolnego, jest występowanie w górnej przykorzeniowej warstwie kwaśnej, słabo rozłożonej próchnicy, utrudniającej przesiąkanie wody do głębszej warstwy gleby. Wskutek tego obieg wody w tych obszarach jest mniej korzystny (B. Adamczyk 1962; J. Fabijanowski 1962).

Gleby wytworzone ze skał osadowych niewęglanowych występują w omawianej części Tatr w niewielkich fragmentach. Na piaskowcach kwarcytowych są słabo rozwinięte płytkie gleby silnie rumoszowe o kwaśnej próchnicy. Łupki ilaste i iłolupki dają gleby spoiste, gliniaste, głębokie, należące do brunatnoziemów. Są one nasiąkliwe, lecz trudno przepuszczalne dla wody i powietrza (S. Sokołowski 1936).

Na podłożu łupkowo-piaskowcowym w części Podhalańskiej obszaru wykształcone są gleby gliniaste, spoiste o różnym stopniu rumoszowości i zakwaszenia, w zależności od procentowego udziału piaskowców. Należą one do brunatnoziemów górskich o zmiennej miąższości, średnio 50—60 cm, trudno przepuszczalne dla wody (M. Strzemski 1956).

Z gleb powstałych z utworów czwartorzędowych najbardziej rozprze-strzenione są gleby morenowe miałowo-kamieniste, występujące w zasięgu utworów morencowych i fluwioglacjalnych. Gleby morenowe w strefie halnej i kosówki są bardziej kamieniste, płytkie i przepuszczalne, natomiast w strefie reglowej leśnej występują gleby typu brunatnego o dobrze wykształconym profilu i miąższości przekraczającej niekiedy 1 m (M. Strzemski 1956). Są to gleby łatwo przepuszczalne dla wód opadowo-roztopowych. Na terenach płaskich (Dolina Pańszczycy, rejon Butorowa, stożki fluwioglacjalne na przedpolu Tatr) górna część profilu glebowego jest nadmiernie uwilgotniona, często zatorfiona, słabiej przepuszczalna.

Bardzo mały procent stanowią gleby aluwialne, wykształcone jako mady miałowo-kamieniste o zmiennym stosunku części miałowej (gliniastej lub pylastej) i żwirowej, w różnym stopniu przepuszczalne dla wody (Dolina Białki, Sucheje Wody i Filipka na terenie Podhala).

Na podstawie ogólnej charakterystyki gleb można stwierdzić, że w Tatrach przeważają gleby łatwo przepuszczalne dla wód opadowo-roztopowych, sprzyjające infiltracji, natomiast na Podhalu dominują gleby nasiąkliwe, lecz bardzo słabo lub nieprzepuszczalne, utrudniające infiltrację i przyspieszające spływ powierzchniowy.

KLIMAT

Omawiany obszar należy do górskiej dziedziny klimatycznej (E. Romer 1949). Położenie obszaru na wysokości 800—2500 m npm. przy dużych wysokościach względnych i bardzo urozmaiconej rzeźbie jest przyczyną dużego zróżnicowania warunków klimatycznych. Wraz z obniżającą się ze wzniesieniem npm. średnią roczną temperaturą zmienia się cały zespół elementów i wskaźników klimatycznych, a w tym także długość termicznych pór roku (M. Hess 1965).

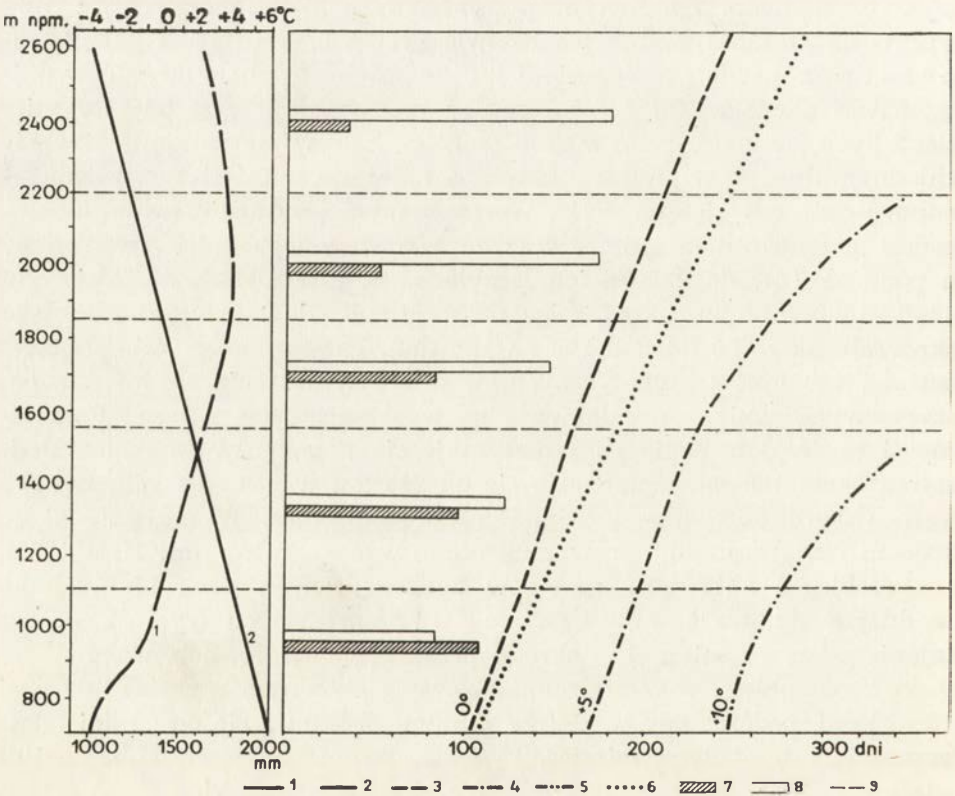
Przeważająca część Tatr położona jest w piętrze chłodnym i bardzo chłodnym, natomiast Podhale — w piętrze umiarkowanie chłodnym (ryc. 3). Elementy klimatyczne poszczególnych pięter mające szczególnie wpływ na stosunki wodne przedstawia rycina 5. Średnia roczna temperatura powietrza wynosi od $+6^{\circ}$ w obrębie Podhala do -4° w najwyższych partiach Tatr. Temperatury maksymalne występują w miesiącu lipcu i kształtują się w granicach od $+13^{\circ}$ w piętrze umiarkowanie chłodnym do $+4^{\circ}$ w piętrze zimnym, a najniższe w miesiącu styczniu — odpowiednio od $-5,5$ do -12° . W omawianym profilu liczba dni z mrozem i przymrozkiem rośnie wraz ze wzrostem wysokości npm. od 60 u podnóża Tatr do 220 na ich szczytach. W przedziale wysokościowym 1100—1600 m npm. okres wegetacyjny (t. śr. dob. powyżej 5°) ulega skróceniu około 30 dni (ze 190 na 160 dni). Przy progresywnie rosnącej ostrości warunków klimatycznych, w miarę wznoszenia się ku partiom szczytowym, zanika on całkowicie na wysokości 2200 m npm. Pora zimowa (t. śr. dob. poniżej 0°) utrzymuje się u podnóża Tatr i na Podtatrzu około 100 dni i przedłuża się do 245 dni w najwyższych partiach Tatr. Odwrotnie okres bezzimnia ulega skróceniu. W poziomie około 1850 m npm. następuje zrównanie tych dwóch okresów (M. Hess 1965).

Przebieg i aktywność procesów hydrologicznych uwarunkowane są w dużym stopniu termicznymi porami roku (ryc. 5). Proces tajania pokrywy śnieżnej w okresie przedwiośnia (t. śr. dob. waha się od 0 do 5°) przebiega w piętrze umiarkowanie chłodnym szybciej i wynosi 10—25 dni, podczas gdy w piętrze zimnym przedłuża się do 45 dni i jest przesunięty o około 3 miesiące. Wiosna termiczna (t. śr. dob. 5 — 10°) istnieje tylko w piętrze umiarkowanie chłodnym i chłodnym. Na wysokości 1550 m npm. zanika okres z temperaturami dobowymi wyższymi od 10° . Lata termicznego (t. śr. dob. powyżej 15°) w Tatrach i na Podhale nie obserwuje się.

Omawiany obszar posiada uprzywilejowane położenie w stosunku do deszczonośnych wiatrów, o układzie których decydują warunki orograficzne (J. Lewińska 1956; M. Orlicz 1962). W Rowie Podtatrzańskim przeważają wiatry południowo-zachodnie, zachodnie i północno-zachodnie, a w głębi Tatr, zwłaszcza w partiach szczytowych, z kierunku północnego i północno-zachodniego (M. Orlicz 1962; M. Sokołowski 1927b). Prędkość

wiatru osiąga wartości od 1,6 m/sek. na przedpolu Tatr do 6,3 m/sek. na ich szczytach (M. Orlicz 1962). Spadające ciepłe i suche wiatry halne (S. Bartnicka-Kosińska 1931; W. Milata 1936) z kierunku południowego cechują się dużą prędkością, dochodzącą niekiedy do 60 m/sek. (M. Orlicz 1962). Powodują one wzmożone parowanie i szybki zanik pokrywy śnieżnej (parowanie, tajanie).

Parowanie tak z wolnej powierzchni jak i z gruntu jest małe, ze względu na niskie temperatury powietrza i mały niedosyt wilgotności. W Tatrach nie przekracza ono 350 mm, a na Podhalu 410 mm (Z. Ziemońska 1966).



Ryc. 5. Główne elementy klimatyczne (wg danych M. Hessa)

1 — suma roczna opadów; 2 — średnia temperatura roku; 3 — liczba dni ze średnią temperaturą dobową powyżej 0°C; 4 — liczba dni ze średnią temperaturą dobową powyżej +5°C; 5 — liczba dni ze średnią temperaturą dobową powyżej +10°C; 6 — liczba dni z pokrywą śnieżną; 7 — liczba dni z opadem deszczowym; 8 — liczba dni z opadem śnieżnym; 9 — granice pięter klimatycznych

Fig. 5. Main climatic elements (after M. Hess)

1 — total annual precipitation; 2 — mean annual air temperature; 3 — number of days with mean daily temperature above 0°C; 4 — number of days with mean daily temperature above +5°C; 5 — number of days with mean daily temperature above +10°C; 6 — number of days with snow-cover; 7 — number of days with rainfall; 8 — number of days with snowfall; 9 — boundaries of vertical zones of climate

Sumy roczne opadów wzrastają od 1000 mm na Podhalu i 1200 mm u brzegu Tatr do 1800 mm przy górnej granicy piętra bardzo chłodnego. Opady maksymalne występują w miesiącach czerwcu i lipcu, minimalne w styczniu i lutym. Zależność opadów od temperatury powoduje, że w piętrze umiarkowanie chłodnym dni z opadem śnieżnym stanowią średnio 45%, a pokrywa śnieżna trwa około 140 dni, podczas gdy w piętrach wyższych opady śnieżne znacznie przewyższają opady deszczowe i wynoszą od 57—85% a pokrywa śnieżna zalega 180—290 dni (ryc. 5). W części podhalańskiej pokrywa śnieżna pojawia się w III dekadzie października, a zanika w III dekadzie kwietnia lub w I dekadzie maja. Natomiast w najwyższych partiach Tatr pojawienie się pokrywy śnieżnej może nastąpić już w III dekadzie sierpnia a zanik w I lub II dekadzie lipca. Średnia maksymalna grubość pokrywy śnieżnej waha się od 0,6 m na Podhalu do 2 m w wyższych piętrach Tatr (M. Hess 1965).

Bardzo niski „stopień suchości” (stosunek temperatury do opadów) malejący w miarę wzrostu wysokości, jak również wzrastający w tym kierunku współczynnik wilgotności (stosunek opadu do parowania z wolnej powierzchni) wskazują, że zarówno Tatry jak i Podhale posiadają klimat nadmiernie wilgotny, co świadczy o dużej przewadze opadów nad parowaniem (M. Hess 1965; W. Gorczyński 1948).

Z ogólnej analizy klimatu wynika, że omawiany obszar posiada następujące cechy: do obiegu wprowadzana jest duża ilość wody z opadów letnich oraz wody zretencjonowanej w pokrywie śnieżnej. Rozłożenie tania pokrywy śnieżnej w czasie, które postępuje od obszaru Podhala (IV—V) ku wyższym partiom Tatr (VI—VII), a więc w obszary źródłowe, przeciwdziała równoczesnemu spływowi wód, a tym samym sprzyja retencji, jak również decyduje o stopniowej dostawie wód do koryt rzecznych, zapobiegając w ten sposób gwałtownym wezbraniom. Niskie parowanie wpływa korzystnie na zmniejszenie strat w bilansie wodnym.

SZATA ROŚLINNA

Piętrowa zmienność roślinności (B. Pawłowski 1956) w Tatrach uwarunkowana jest rosnącym wzniesieniem n.p.m., wraz z którym zmieniają się warunki klimatyczne (ryc. 3). Do prawidłowości układu zespołów naturalnych dostosowała się gospodarka człowieka (tab. 3), (S. Pawłowska 1962).

Naturalnym zespołem piętra regla dolnego są lasy mieszane bukowo-jodłowe z domieszką jaworu i świerka. Obecny drzewostan regla dolnego składa się prawie wyłącznie z jednolitych świerczyn, wprowadzonych sztucznie przez człowieka. Odznaczają się one małą odpornością na kłęski elementarne. Źle rozłożona próchnica w sztucznych drzewostanach świerkowych utrudnia przesiąkanie wody, a więc zwiększa spływ powierzchniowy (J. Fabijanowski 1962).

Piętra roślinności naturalnej i piętra gospodarcze
Natural and agricultural vertical zones of vegetation

Nazwa piętra	Piętra roślinności naturalnej		Piętra gospodarcze	
	przeciętna górna granica pięter w m npm.		nazwa piętra	przeciętna górna granica w m npm.
	na wapieniu	na graniczie		
Piętro pogórza	700	700	piętro uprawy ziemniaków i owsa	1000
Piętro regła dolnego	1250	jedno piętro regłowe po 1550 m		
Piętro regła górnego	1550		piętro łąk kośnych nawożonych	1300
Piętro kosówki	1800	1800	piętro hal wypasowych nie nawożonych	2300
Piętro alpejskie, czyli halne	(2154)	2300		
Piętro turniowe		(2663)	tereny nieużytkowane	(2663)

W piętrze regła górnego panuje prawie wyłącznie świerk. Obok niego spotyka się często jarzębinę, a w części górnej limbę. Drzewostany limbowe (bardzo odporne) zabezpieczają lasy regła górnego przed szkodliwą działalnością wiatrów i lawin (S. Myczkowski 1962). Lasy górnoreglowe, zwłaszcza w pobliżu górnej granicy, wykazują liczne wyłomy i zniszczenia spowodowane wiatrem halnym, lawinami, nadmiernym wypasem i nieodpowiednią eksploatacją. Pośrednią przyczyną niszczenia lasów jest wycinanie i wypalanie kosówki (M. Sokołowski 1927a; J. Fabijanowski 1962). Te czynniki jak również lokalne warunki klimatyczne, orograficzne (S. Myczkowski 1955a i b, 1962) oraz rodzaj podłoża zdecydowały, że klimatyczna granica lasu o zasięgu około 1550 m (M. Sokołowski 1927a) uległa w poszczególnych rejonach dużym przesunięciom. w granicach od 1650 do 1390 m npm. (M. Sokołowski 1927a; B. Pawłowski 1959). Przeważa obniżanie górnej granicy lasu, które dochodzi nawet do 140 m (Żółta Turnia) i do 160 (Morskie Oko).

Piętro kosodrzewiny ciągnie się powyżej górnej granicy lasu, tworząc zwarte zarośla. Kosodrzewina odgrywa rolę pasa ochronnego dla lasów, ustalając piargi chroni przed zasypywaniem, a ponadto zabezpiecza przed gwałtownym wpływem wód i erozją (S. Sokołowski 1936; J. Fabijanowski 1962).

Piętro halne, alpejskie rozprzestrzenia się ponad piętrem kosodrzewiny do 2300 m npm. Jest to piętro łąk wysokogórskich, których głównym składnikiem (na graniczie) są zespoły situ i boimki.

Piętro turniowe, czyli rozproszonych muraw i ziół wysokogórskich, rozwinięte jest jedynie w centralnej części Tatr Wysokich.

Roślinność piętra halnego i turniowego, porastająca w przewadze obszary o dużych nachyleniach stoków, sprzyja spływowi powierzchniowemu.

W naturalne piętra roślinne wnikają piętra gospodarcze. W obrębie regła dolnego rozwinęło się piętro uprawy ziemniaków i owsa oraz łąk kośnych. Na Podhalu górna granica roli wznosi się średnio do wysokości 1000 m npm. Na polanach we wschodniej części Podhala liche „wyspy” rolne podchodzą pod same Tatry: Polana Toporowa Cyrhla, Palenica w Capowskim Lesie, Wawrzeczkowa Cyrhla (Z. Hołub-Pacewiczowa 1931).

Łąki kośne występują w granicy zasięgu lasów, przeważnie na Podtatrzu, lecz mogą wkraczać nieco w piętro regła górnego do maksymalnej wysokości około 1300 m npm. (S. Pawłowska 1962). Na podłożu o głębszym zaleganiu wody gruntowej rozwija się bujna łąka mieczykowo-mietlicowa. W obniżeniach terenu, lecz zawsze nachylonych (równiny fluwioglacjalne w obrębie Rowu), występują łąki stale podmokłe turzycowo-koźłkowe, związane z wypływem wód gruntowych, będących stale w ruchu. Trzeci typ pośredni to łąki ostrożeńiowe występujące w obniżeniach na Podtatrzu i w Tatrach do wysokości około 1000 m npm. Są to łąki wilgotne kośne — wczesną wiosną i jesienią nasycone wodą do powierzchni, natomiast w lecie i jesieni o poziomie wody zalegającym na głębokości 40—70 cm (S. Pawłowska 1962).

W piętrze górnoreglowym (częściowo i w dolnym), kosodrzewiny i halnym rozwinęło się piętro gospodarcze halwypasanych, zwanych w obrębie lasów polanami, porośniętych w dużej mierze przez zbiorowiska z przewagą psiej trawki. W obszarach tych panują sprzyjające warunki dla erozji i spływu powierzchniowego.

Te niekorzystne warunki dla obiegu wody w obrębie polan ulegają stopniowej poprawie na skutek likwidacji wypasu na terenie Tatrzańskiego Parku Narodowego.

Zespołem roślinnym mającym najbardziej korzystny wpływ na obieg wody jest las. Przyczynia się on do przedłużenia okresu tajania pokrywy śnieżnej, a więc do równomiernego spływu wód; zmniejsza i opóźnia kulminację wysokich stanów wody potoków przez przejmowanie, magazynowanie i odprowadzanie wody do głębszych warstw gleby. Wskutek tego w obszarach zalesionych zmniejsza się spływ powierzchniowy wody na korzyść retencji, a równocześnie zwiększa się spływ podziemny (J. Fabijanowski 1962). Korzystny wpływ na regulację obiegu wody, choć w mniejszym stopniu aniżeli las, mają zwarte zarośla kosodrzewiny.

Na omawianym obszarze las zajmuje 58,3% powierzchni. Największy stopień zalesienia posiadają Tatry, gdzie lasy regła dolnego i górnego

(wraz z kosodrzewiną) zajmują około 64% powierzchni. W części podhalańskiej obszaru zalesienie obszaru wynosi 49%. Większym zalesieniem cechuje się Pogórze Bukowińskie (56%), gdzie przeważają tereny niedogodne dla osadnictwa (stoki o dużych nachyleniach, głęboko wcięte doliny). W Rowie Podtatrzańskim las porasta tylko 35% powierzchni, głównie równiny akumulacyjne stożków, oraz bardziej strome zbocza. Natomiast szerokie wierzchowiny garbów i łagodne zbocza, gdzie skupia się osadnictwo, zostały wylesione i zajęte pod łąki kośne i pola orne.

II. CHARAKTERYSTYKA HYDROGRAFICZNA

STOSUNKI OPADOWE W LATACH 1953—1962

Opady w dziesięcioleciu, w którym prowadzono kartowanie hydrograficzne, scharakteryzowano na podstawie materiałów obserwacyjnych 5 stacji PIHM z terenu Tatr oraz 3 stacji z obszaru omawianej części Podhala.

Roczne sumy opadów w poszczególnych latach i ich procent w stosunku do średniej dziesięcioletniej przedstawia tabela 4. Istniejące dane wieloletnie dla 2 stacji (Hala Gąsienicowa, Morskie Oko) wykazują, że średnie roczne sumy opadów za okres 1953—1962 były niższe od opadów z lat 1891—1930, w przypadku Hali Gąsienicowej stanowiły 97%, Morskiego Oka 88%.

W okresie 1953—1962 wystąpiły 4 lata wilgotne, w których opady wynosiły: 1955 — 112—126%, 1958 — 115—133%, 1960 — 112—130%, 1962 — 103—124% średniej dziesięcioletniej. Niższymi opadami charakteryzowały się lata: 1953 (76—90%), 1954 (69—98%), 1956 (77—88%), 1957 (81—90%) i 1961 (79—90%). W latach wilgotnych opady na stacjach Podhala kształtowały się od 1205 do 1606 mm, w Tatrach 1457—2299 mm, a w latach suchszych odpowiednio 943—1170 mm i 1060—1573 mm (tab. 4, ryc. 6). Największa ilość opadów, 40—49% średniej sumy rocznej, przypada na miesiące letnie (VI—VIII) i na wiosnę (III—V) — 22—25%. Od września zaznacza się wyraźny spadek opadów, a minimum występuje w styczniu i lutym (3,5—6%). Maksymalne opady notowane były z reguły w lipcu, i w tym też miesiącu (1960) wystąpiły absolutne maxima, które wynosiły od 430 mm na Podhalu (Głodówka) do 566 mm w części wysokogórskiej (Dolina Pięciu Stawów). Absolutne minimalne opady miesięczne wyniosły odpowiednio od 2 mm (II 1954) do 45 mm (I 1961).

Omawiany obszar, a zwłaszcza tatrzański, cechuje duża częstotliwość opadów, co ilustruje poniższa tabela:

Liczba dni z opadem śnieżnym w tych stacjach wynosiła średnio od 67 do 42%. Maksymalną ilość dni z opadem śnieżnym notowano w latach 1955 i 1962. Pokrywa śnieżna utrzymywała się przeciętnie około 120 dni na Podhalu, a 230 dni w części wysokogórskiej.

Roczne sumy opadów oraz %
Annual totals of precipitation in mm and %

Stacja	Wysokość w m npm.	Średnia 10-letnia (1953—1962)	Półrocze		1953		1954		1955	
			letnie %	zi- mowe %	mm	%	mm	%	mm	%
Kasprowy Wierch	1991	1658	59,9	40,1	1344	81	1412	85	2045	123
Dolina Pięciu										
Stawów Polskich	1668	1679	68,9	31,1	1387	82	1482	87	1897	112
Hala Gąsienicowa	1520	1591	69,0	31,0	1346	85	1306	82	1958	123
Morskie Oko	1400	1594	63,5	36,5	1196	76	1573	98	2015	126
Roztoka	1100	1398	66,1	33,9	1123	80	1093	78	1628	116
Głodówka	1149	1134	69,7	30,3	975	86	784	69	1384	122
Łysa Polana	988	1300	64,1	35,9	1167	90	1077	83	1545	119
Zazadnia	907	1295	67,3	32,7	1168	90	1060	82	1520	117
Jaszczurówka	900	1204	68,2	31,8	970	81	957	79	1428	119

Lata i miesiące, w których prowadzono badania hydrograficzne (aneks na mapie głównej) były bardzo zróżnicowane pod względem ilości i rozkładu opadów (tab. 4, ryc. 6). Lata 1956, 1957 i 1961 miały opady niższe o 11—22% w stosunku do średnich rocznych opadów okresu 1953—1962. Również opady miesiący sierpnia i września były niższe od średnich miesięcznych dziesięciolecia o 30—93 mm w poszczególnych stacjach. Jedynie lipiec 1957 charakteryzował się opadami wyższymi o 22—58 mm. Miesiące poprzedzające badania w stosunku do miesiący badań były znacznie obfitsze w opady. Lata 1960 i 1962 cechowały się wyższymi opadami od średnich rocznych o 12—30%. Jednakże ilość opadów w miesiącu sierpniu w tych latach była niższa od przeciętnych o 15—60% (z wyjątkiem Doliny Pięciu Stawów). Natomiast opady miesiący poprzedzających badania (V—VII) z reguły przekraczały średnie wieloletnie, ich ogólna suma w 1960 r. wynosiła 50—56%, a w 1962 r. 40—50% sumy rocznej. Miesiąc wrzesień był w Tatrach wilgotniejszy niż sierpień, a suma opadów przekroczyła wartości przeciętne. W październiku 1962 r. wystąpiły pewne anomalie w opadach. Stacja Morskie Oko notowała opady w wysokości 13% średniej dziesięcioletniej, czyli

Liczba dni z opadem
Number of days with precipitation

Stacja	Okres	> 0,1	> 1,0	> 10,0
Kasprowy Wierch	1953—1962	224	181	52
Hala Gąsienicowa	1953—1962	204	156	47
Morskie Oko	1954—1962	221	168	49
Łysa Polana	1955—1962	211	151	41

Tabela 4

w stosunku do średniej 10-letniej
in relation to mean ten year value

1956		1957		1958		1959		1960		1961		1962	
mm	%	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%
1474	88	1444	87	1750	105	1857	111	1843	111	1393	84	2017	127
1496	88	1425	84	2292	130	1443	86	2299	130	1325	79	1740	103
1238	77	1367	86	1847	116	1675	105	1878	117	1435	90	1856	116
1396	87	1299	81	1834	115	1452	91	1940	121	1360	85	1878	117
1179	84	1176	83	1855	133	1421	102	1543	110	1234	88	1729	124
978	86	954	84	1461	129	1360	120	1338	118	896	79	1205	106
1091	84	1192	92	1542	119	1342	103	1457	112	1061	82	1523	117
1082	83	1170	90	1606	124	1336	103	1448	112	1058	82	1506	116
943	78	978	81	1553	129	1217	101	1456	121	1077	89	1458	121

o 90 mm niższe, podczas gdy w Roztoce w tym czasie notowano o 63 mm wyższe.

Z powyższej analizy opadów wynika, że obszar położony w północno-zachodniej części mapy (zlewnie: Suchej Wody, Potoku Filipka, Potoku Olczyskiego na terenie Podhala) oraz Dolina Roztoki kartowane były w okresach o opadach niższych od przeciętnych, jednakże poprzedzonych miesiącami o bardzo wysokich opadach. Można więc przypuszczać, że zapasy wody zretencjonowane w tych okresach nie zostały wyczerpane i zasilają wody powierzchniowe. Dowodem tego może być płynięcie np. Suchej Wody i Potoku Pańszczyckiego na odcinkach, które w okresach niskich stanów są suche (strefy występowania krasu zakrytego). Z tego względu można uznać, że wyżej wymieniony obszar kartowany był przy stanach zbliżonych do średnich.

Natomiast południowo-wschodnia część kartowana była w latach wilgotnych. Miesiące badań, aczkolwiek z reguły o opadach niższych od przeciętnych, poprzedzone były okresem maksymalnego nasycenia podłoża wodami roztopowo-opadowymi. Można więc przyjąć, że dorzecze Białki kartowane było przy stanach zbliżonych lub nieco wyższych od średnich.

WARUNKI INFILTRACJI I SPŁYWU

Do najważniejszych czynników decydujących o spływie, infiltracji i magazynowaniu wód opadowo-roztopowych należy budowa geologiczna, a zwłaszcza przepuszczalność podłoża, ukształtowanie terenu oraz rozmieszczenie szaty roślinnej.

Najkorzystniejsze warunki dla infiltracji i retencji podziemnej panują w Tatrach. Wpływają na to następujące cechy terenu: 1) duży

procent powierzchni (ok. 60%) zajęty przez utwory bardzo przepuszczalne — morenowo-rumoszowe oraz wapienno-dolomitowe, 2) przepuszczalne gleby — przeważnie płytkie z przewagą części szkieletowych w obszarze wysokogórskim oraz dobrze przepuszczalne gleby strefy lasów reglaowych, 3) duży udział opadów śnieżnych oraz miększa i długo zalegająca pokrywa śnieżna, 4) duży procent powierzchni (ok. 70%) porośniętej lasem i kosodrzewiną. Ważną rolę odgrywa w Tatrach zasilanie zbiorników wód podziemnych przez wody potoków ginących w krasowym podłożu.

Natomiast ukształtowanie terenu wpływa na zwiększenie spływu. Duże wysokości względne i bezwzględne, duże nachylenia ułatwiają i przyspieszają spływ powierzchniowy, zwłaszcza w obszarze wysokogórskim (słabo przepuszczalne podłoże, brak lasów).

W części podhalańskiej korzystniejsze warunki dla infiltracji panują w Rowie Podtatrzańskim, w którym większą część powierzchni (ok. 70%) pokrywają przepuszczalne utwory fluwioglacjalne i wytworzone na nich gleby. Małe spadki terenu i znaczny procent zalesienia sprzyjają infiltracji i retencji. Spływ powierzchniowy w tym obszarze jest bardzo mały.

Na obszarze Pogórza przeważający procent utworów słabo- i nieprzepuszczalnych, gliniaste gleby orne i pastwiskowe oraz duże nachylenia, mimo znacznej lesistości obszaru, działają na niekorzyść infiltracji i retencji, sprzyjają natomiast szybkiemu spływowi powierzchniowemu.

Piętrowość klimatyczna i związane z nią postępujące od obszaru Podhala ku wyższym partiom Tatr stopniowe tajanie pokrywy śnieżnej wpływa na rozkład spływu wód wiosennych w czasie, co sprzyja infiltracji i zmniejsza spływ powierzchniowy.

WODY PODZIEMNE

Wody podziemne opracowano na podstawie przebadanych naturalnych wypływów podziemnych, które zwłaszcza w Tatrach, gdzie brak jest osadnictwa, są głównym wskaźnikiem retencji. Dla Podhala wykorzystano także wyniki badań wód gruntowych w 35 otworach studziennych. Cechy wód podziemnych badano według *Instrukcji IG PAN*. Przy określaniu zdolności retencyjnych obszaru, typu wód podziemnych oraz ich zasobów i cech uwzględniono także właściwości hydrogeologiczne skał podłoża i pokryw.

NATURALNE WYPŁYWY WÓD PODZIEMNYCH

W czasie zdjęcia hydrograficznego zostały zarejestrowane na mapie wszystkie typy wód podziemnych, a mianowicie: wycieki, wysięki, młaki oraz źródła. Badaniami oraz szczegółową analizą zostały objęte tylko źródła, jako szczególnie dobre wskaźniki retencji.

Wycieki występują przede wszystkim w obszarach zbudowanych ze słabo przepuszczalnych, lecz uszczelinionych skał krystalicznych (górne partie stoków dorzecza Rybiego Potoku, Roztoki, Waksmundzkiego) lub margli, wapieni marglistych i dolomitycznych (tatrzańska część dorzecza Potoku Filipka, rejon Kop Sołtysich). Znacznie rzadziej obserwowano wycieki w erozyjnych rozcięciach na stokach fliszowego pogórza.

Występowanie wysięków i młak związane jest najczęściej z pokrywami zwietrzelinowymi ilasto-gliniastymi, typowymi zwłaszcza dla obszaru fliszowego Podhala oraz stref łupkowych w Tatrach.

Na obszarze arkusza *Mapy hydrograficznej Tatrz Wysokich* zarejestrowano 778 źródeł. Z tej liczby na obszar objęty niniejszym opracowaniem przypada około 80%, tj. 622, przebadanych źródeł. Przeanalizowano wszystkie źródła.

Rozmieszczenie źródeł jest bardzo nierównomierne ze względu na duże zróżnicowanie warunków hydrogeologicznych (tab. 5). Niewątpliwym

Tabela 5

Ilość źródeł w jednostkach morfogeologicznych
Number of springs in morpho-geologic units

Obszar	Ilość źródeł	% w stosunku do ogólnej ilości	Ilość źródeł na km ²
Tatry	551	70,85	7,5
w tym obszar:			
krystaliczny	436	79,13	10,5
krasowy (wapienny)	10	1,81	1,3
dolomitowo-marglisto- łupkowy	105	19,06	4,4
Podhale	227	29,15	3,5
w tym:			
Rów Podtatrzański	51	6,52	2,2
Pogórze Buko- wińskie	176	22,63	4,6

wpływ na ilość występujących źródeł w poszczególnych jednostkach, piętrach hipsometrycznych (tab. 6), a także na ich wydajność miały warunki pogodowe w czasie kartowania. Na podstawie analizy opadów można założyć, że wartości podane w tabelach 5—9 odpowiadają wartościom zbliżonym do stanu średniego.

Występowanie dużej ilości źródeł na wysokości 800—1100 m n.p.m. (30%) uwarunkowane jest: a) docięciem się potoków do poziomów wodonośnych w warstwach piaskowcowo-łupkowych w obrębie fliszowego Pogórza, b) występowaniem strefy kontaktowej dolomitowo-wapiennej serii regłowej z serią nieprzepuszczalnego fliszu podhalańskiego, co jest przyczyną wypływu licznych źródeł z masywu tatrzańskiego, c) zaleganiem wodonośnych utworów fluwioglacjalnych na nieprzepuszczalnym

Tabela 6

Występowanie źródeł w piętrach wysokościowych
Distribution of springs within altitudinal zones

Obszar	Piętra hipsometryczne w m npm.													
	701— —800	801— —900	901— —1000	1001— —1100	1101— —1200	1201— —1300	1301— —1400	1401— —1500	1501— —1600	1601— —1700	1701— —1800	1801— —1900	1901— —2000	2001— —2100
Tatry	—	—	34	58	50	56	62	72	52	58	66	33	6	4
Rów Podta- trzański	12	24	13	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Pogórze	4	50	86	34	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Razem	16	74	133	94	52	56	62	72	52	58	66	33	6	4

Typy źródeł według warstwy wodonośnej
Types of springs according to the character of aquifer

Typ źródła		Tatry						Podhale				Ogółem		Całość obszaru	
		Obszar zbudowany ze skał krystalicznych		Obszar zbudowany ze skał osadowych		Ogółem		Rów Podtatrzański		Pogórze Bukowiny					
		Ilość	%	Ilość	%	Ilość	%	Ilość	%	Ilość	%	Ilość	%	Ilość	%
skalne		72	16,22	59	55,14	131	23,78	11	21,57	80	45,46	91	40,1	222	28,53
skalno-pokrywowe	skalno-zwietrzelinowe	37	8,33	14	13,10	51	9,26	5	9,80	64	36,32	69	30,4	120	15,42
	skalno-morenowe	25	5,64	—	—	25	4,54	—	—	—	—	—	—	25	3,21
	zwietrzelinowe	7	1,60	5	4,67	12	2,16	10	19,61	11	6,25	21	9,3	33	4,23
pokrywowe	morenowe gruzowo-piaszczyste	298	67,11	18	16,73	316	57,35	—	—	—	—	—	—	316	40,61
	morenowe gliniasto-gruzowe	—	—	—	—	—	—	—	—	8	4,56	8	3,5	8	1,03
	fluwioglacjalne żwirowo-gliniaste	—	—	—	—	—	—	25	49,02	6	3,42	31	13,6	31	4,02
	aluwialne żwirowo-piaszczyste	5	1,10	11	10,36	16	2,91	—	—	7	3,99	7	3,1	23	2,95
	Ogólna ilość	444	100	107	100	551	100	51	100	176	100	227	100	778	100

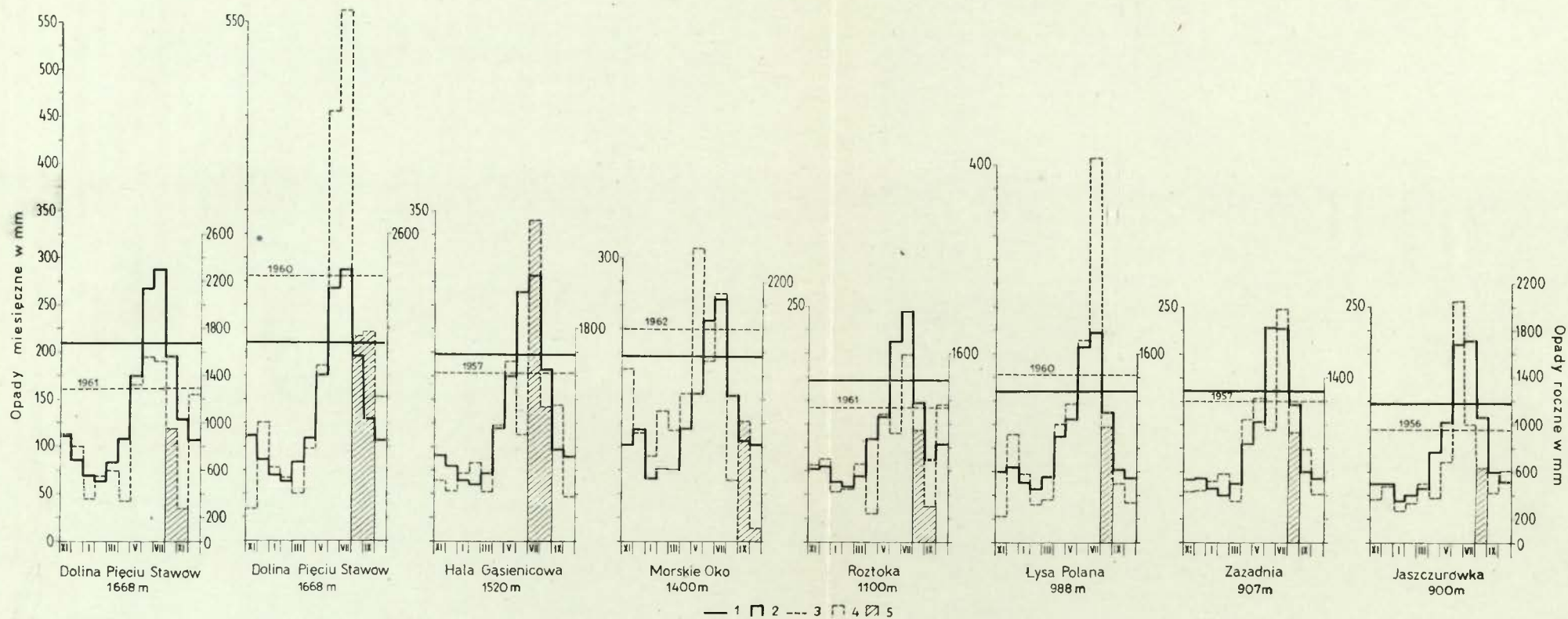
podłożu fliszowym — stożki potoków tatrzańskich na terenie Podhala. Powyżej 1100 m npm. występują źródła prawie wyłącznie w Tatrach, głównie w obrębie dolin polodowcowych obszaru krystalicznego. Najmniejszą ilość źródeł zarejestrowano w strefie powyżej 1800 m npm. obejmującej strome stoki, zbudowane ze słabo przepuszczalnych utworów krystalicznych, pozbawione pokrywy rumoszowej i roślinnej, co nie sprzyja infiltracji i gromadzeniu wód podziemnych.

Ze względu na rodzaj warstwy wodonośnej wydzielono 3 typy źródeł: 1) skalne, 2) skalno-pokrywowe i 3) pokrywowe. Przyjmując za podstawę rodzaj pokrywy dokonano w obrębie dwóch ostatnich typów dalszego podziału. W tabeli 7 zestawiono udział wyróżnionych typów źródeł w obrębie jednostek regionalnych oraz w stosunku do ogólnej ilości źródeł. Najliczniejsze są źródła morenowe, typowe dla obszaru Tatr krystalicznych. W stosunku do ogólnej ilości źródeł Tatr stanowią one około 58%, a w stosunku do ogólnej ilości wszystkich źródeł badanego obszaru przeszło 40%. Drugie miejsce pod względem ilości zajmują źródła skalne (ok. 29%). Występują one głównie w Tatrach i na Pogórzu Bukowiny. Pozostałe typy źródeł reprezentowane są w znacznie mniejszym stopniu, przy czym źródła skalno-zwietrzelinowe i z pokryw zwietrzelinowych oraz aluwialnych przeważają w Tatrach i na Pogórzu, a z pokryw fluwioglacjalnych w Rowie Podtatrzańskim.

Wydaźność źródeł waha się w bardzo dużych granicach, od setnych części l/sek. do powyżej 100 l/sek., zależnie od rodzaju i zasobności zasilających je zbiorników wód podziemnych.

Ilość źródeł w poszczególnych klasach wydajności i sumaryczną wydajność w obrębie wydzielonych typów źródeł i jednostek regionalnych przedstawiają tabele 8 i 9.

We wszystkich typach źródeł przeważają źródła o wydajnościach małych, do 0,5 l/sek. (przeszło 73%). W Tatrach stanowią one 67,7% wszystkich źródeł tego regionu i dominują w obszarze krystalicznym i dolomitowo-łupkowym, natomiast w obszarze krasowym występują sporadycznie. W Rowie Podtatrzańskim źródła o wydajności tego rzędu stanowią 90%, a na Pogórzu Bukowiny 85%. Źródła o wydajnościach większych, tj. 0,5—5,0 l/sek., występują przede wszystkim w Tatrach, a ponad 5 l/sek. wyłącznie w Tatrach. Wydajność ponad 100 l/sek. mają jedynie 2 wywierzska, zasilane ze zbiorników krasowych (Olczyjskie i „Skalnite” pod Koziarczyskami). Obliczona na podstawie pomiarów wykonanych w czasie badań terenowych sumaryczna wydajność wszystkich źródeł wynosiła 1346,13 l/sek., w tym źródła skalne dostarczały 64,4% wody, źródła pokrywowe 30,3% i skalno-pokrywowe 5,4%. W stosunku do wydajności wszystkich źródeł pokrywowych najwięcej wody dostarczają źródła morenowe (87%). Wskazuje to, jak ważną rolę w akumulacji wód podziemnych tego obszaru, głównie w Tatrach, odgrywają pokrywy morenowe. Z porównania ilości wody dostarczanej przez źródła w poszczegól-



Ryc. 6. Przebieg opadów za okres 1953—1962

Średnie sumy opadów: 1 — roczne, 2 — miesięczne; sumy opadów w latach badań: 3 — roczne, 4 — miesięczne; 5 — miesiące badań

Fig. 6. Precipitation for the period 1953—1962

Mean precipitation sums: 1 — annual, 2 — monthly; precipitation in the study years: 3 — annual, 4 — monthly; 5 — months of investigations

Tabela 8

Wydajność źródeł różnych warstw wodonośnych
Discharge of springs from various aquifer

Typ źródła	Ilość źródeł o wydajności w 1/sek.							Suma wydajności w 1/sek.	% w stosunku do ogólnej wydajności
	do 0,1	0,1–0,5	0,5–1	1–5	5–10	10–100	> 100		
Skalne	98	80	19	20	1	3	2	866,77	64,39
Skalno-zwietrzelinowe	64	41	8	7	—	—	—	26,77	1,99
Skalno-morenowe	9	7	1	4	3	1	—	45,40	3,37
Zwietrzelinowe	25	6	2	—	—	—	—	13,10	0,97
Morenowe (gruzowo-piaszczyste)	63	130	32	72	16	2	—	356,60	26,49
Morenowe (gliniasto-gruzowe)	6	1	1	—	—	—	—	1,25	0,09
Fluwioglacjalne żwirowo-gliniaste	9	17	2	3	—	—	—	16,81	1,24
Aluwialne żwirowo-piaszczyste	6	7	3	6	1	—	—	19,43	1,46
Razem	280	289	68	112	21	6	2	1 346,13	100,—
w tym:									
Tatry	153	220	50	99	21	6	2	1 269,83	94,33
Rów Podtatrzański	30	16	1	4	—	—	—	19,28	1,44
Pogórze Bukowiny	97	53	17	9	—	—	—	57,02	4,23

Tabela 9

Wydajność źródeł w jednostkach regionalnych
Discharge of springs in the regional units

Jednostka	Ilość źródeł w klasach wydajności w 1/sek.							Sumaryczna wydajność 1/sek.	Wydajność 1/sek./km ²
	do 0,1	0,1–0,5	0,5–1	1–5	5–10	10–100	> 100		
Tatry	153	220	50	99	21	6	2	1269,83	17,5
w tym obszar:									
krystaliczny	100	195	41	78	20	2	—	352,52	8,6
krasowy	2	1	2	2	—	2	1	554,63	71,4
dolomitowo- łupkowy	51	24	7	19	1	2	1	362,68	15,4
Podhale	107	68	18	13	—	—	—	76,29	1,25
w tym:									
Rów Podtatrzań- ski	30	16	1	4	—	—	—	19,28	0,85
Pogórze Bukowiny	97	53	17	9	—	—	—	57,01	1,5

nych jednostkach (tab. 9) wynika zdecydowana przewaga zasobów wód podziemnych obszaru tatrzańskiego — 1269,83 l/sek. (94,3%), w których największy udział mają zbiorniki obszaru krasowego. Odpowiednio mniejsze ilości wody dostarczają źródła Podhala.

Wyraźniejszym wskaźnikiem zasobów wód podziemnych jest odpływ wód źródłanych z jednostek powierzchni (tab. 9). Wynosi on w Tatrach 17,5 l/sek./km², podczas gdy na Podhalu tylko 1,25 l/sek./km². Maksymalny odpływ jednostkowy wykazuje obszar krasowy (wapienny) — około 71 l/sek./km² (w ilości tej biorą udział także wody infiltrujące z wyżej położonego obszaru krystalicznego), a minimalny obszar Rowu Podtatrzańskiego — 0,85 l/sek./km².

Na podstawie powyższej analizy można wnioskować, że region tatrzański posiada przeszło 16 razy większe zasoby wód podziemnych niż region Podhala oraz, że głównymi zbiornikami wód podziemnych w badanym obszarze są utwory wapienne i morenowe.

Temperatura wód źródłanych w okresie kartowania posiadała dużą rozpiętość, od 0,7 do 11°C (tab. 10), uzależnioną od wyso-

Tabela 10

Temperatura źródeł w piętrach wysokościowych w °C
Temperature of springs in altitudinal zones in °C

Wysokość w m npm.	0-1	1-2	2-3	3-4	4-5	5-6	6-7	7-8	8-9	9-10	10-11
2100-2000	2	1	1								
2000-1900	1	1	2	1			1				
1900-1800	1	7	4	6	6	3		6			
1800-1700			10	16	19	11	5	4	1		
1700-1600			7	10	26	5	6	3	2		
1600-1500				18	17	12	3	1			
1500-1400				8	47	7	6	3			
1400-1300				10	17	20	11		2	2	
1300-1200				11	16	16	10	3			
1200-1100				1	12	17	12	5	2		
1100-1000					5	21	34	16	17	1	
1000-900					5	28	65	24	10	4	
900-800						4	26	13	14	13	4
800-700								3	4	7	2
	4	9	24	82	170	144	179	81	52	27	6

kości npm., rodzaju zbiorników wód podziemnych i wydajności. Obniżanie temperatury powietrza wraz z wysokością wpływa na obniżanie się temperatury źródeł, zwłaszcza pokrywowych, lecz także i skalnych szczelinowych, zasilanych ze zbiorników o płytkim krążeniu wody.

W badanym obszarze większość źródeł (78%) posiadała temperaturę 4—8°C. Temperatura 3—4°C występowała u źródeł powyżej 1200 m npm., a 2—3°C — powyżej 1600 m npm. Źródła o temperaturze poniżej 2°C zdarzały się sporadycznie w strefie o wysokości 1800—2100 m npm. i zasilane były dodatkowo z płatów „wiecznego śniegu”. Temperaturami wyższymi od 8° cechowały się źródła wypływające poniżej 1100 m npm. Największą zmiennością temperatur odznaczały się źródła zasilane z płytkich zbiorników zwietrzelinowych oraz źródła szczelinowe w obszarze krystalicznym i dolomitowo-lupkowym, ze względu na płytkie krążenie wody i małe zasoby, które silniej reagują na zmiany termiczne powietrza i podłoża. Najbardziej stałe temperatury mają źródła krasowe, bardzo wydajne, zasilane z głębokich zbiorników wód podziemnych. Zakres wahań temperatury nie przekracza 1°C, co zostało stwierdzone na podstawie wielokrotnych pomiarów, np. wywierzyska Olczyskiego w latach 1954—1961.

Zależność między temperaturą źródeł a wysokością dla obszaru Tatr Zachodnich wyliczyła Z. Ziemońska (1960). Spadek temperatury na 100 m wysokości wynosił: u źródeł morenowych 0,55°, krystalicznych 0,50°, krasowych 0,45°C.

Użytkowanie źródeł. Na badanym obszarze 60 źródeł, tj. około 8%, użytkowanych jest stale lub okresowo. W Tatrach przy braku osadnictwa stałego procent użytkowanych źródeł jest niewielki (1,6%). Skupiają się one głównie na halach i są wykorzystywane okresowo. Formami ujęcia są przeważnie rynny drewniane lub prowizoryczna obudowa kamienna. Stale użytkowane są źródła bijące na zboczu Złotego Potoku (przy kapliczce) ujęte w cembrowinę.

Na Podhalu, gdzie osadnictwo jest stałe, użytkowanych jest stale około 40 źródeł, a okresowo 14, czyli łącznie 22%. Najwięcej źródeł wykorzystuje ludność zamieszkująca na stokach i w dnach dolin Pogórza Bukowiny, gdzie kopanie studni połączone jest z dużymi trudnościami technicznymi i nakładem kosztów oraz bez gwarancji natrafienia na poziom wodonośny o dostatecznych zasobach. Dlatego chętnie wykorzystywane są naturalne wypływy wód podziemnych. Formy ich ujęć zależą od rodzaju źródła i okresu użytkowania. Źródła położone na stokach uprawianych i na polanach śródleśnych, wykorzystywane w okresach wyłącznie letnich (praca w polu, wypas), okładane są drewnem lub kamieniami. Natomiast źródła przeznaczone do użytku stałego w pobliżu domostw posiadają obudowę zwykle betonową. Źródła na Toporowej Cyrhli ujęte są dla wodociągów zaopatrujących domy wypoczynkowe.

ZBIORNIKI WÓD PODZIEMNYCH I ICH CHARAKTERYSTYKA

Na podstawie analizy warunków infiltracji i retencji, naturalnych wpływów wód podziemnych oraz studni stwierdzono na badanym ob-

szarze występowanie zbiorników wód podziemnych zarówno w podłożu skalnym jak i w pokrywach czwartorzędowych.

Stosunki infiltracji i spływu oraz rozmieszczenie typów wód podziemnych ilustruje tablica I.

Wody podziemne w skałach podłoża

Wskutek zróżnicowanej budowy geologicznej występuje w badanym obszarze kilka zbiorników wód podziemnych o różnych zasobach, reżimie i cechach fizyczno-chemicznych wody.

Wody w utworach krystalicznych

Są to wody szczelinowe występujące w spękanej strefie skał krystalicznych (głównie granitów), budujących trzon Tatr Wysokich. Wypływy tych wód w postaci mało wydajnych źródeł szczelinowych (do 0,1 l/sek., wyjątkowo do 0,5 l/sek.) oraz wycieków pojawiają się na różnych wysokościach (1300—2000 m n.p.m.), głównie w strefach stromych, skalistych stoków. Źródła szczelinowe cechują duże zmiany wydajności; maksymalne występują w okresach roztopów i opadów letnich, minimalne aż do całkowitego zaniku w okresach bezdeszczowych i w zimie. Temperatura wód źródłanych wahała się w okresie badań od 0,7 do 9°C, zależnie od temperatury powietrza i stopnia nagrzania podłoża oraz od wydajności. Szczególnie duże były wahania dobowe temperatur, np. źródła w Żlebie Wołoszyna — temperatura w czasie dużej insolacji wynosiła kilkanaście stopni, w nocy spadała do kilku (pomiaru A. Rajwy). Wody w rejonie płatów śnieżnych miały temperaturę poniżej 1,0°C. Według pomiarów K. Oleksynowej wody krystaliczne w Dolinie Waksmundzkiej miały z reguły temperaturę 3—7,2°C, w Dolinie Rybiego Potoku i Roztoki 3—9°C (K. Oleksynowa, Komornicki 1961, 1964). Stopień mineralizacji wód krystalicznych jest mały. Wody źródlane w okresie badań wykazały twardość 0,14—2,1°n, pH 5,2—6,5. Wartości te różnią się trochę w stosunku do uzyskanych przez K. Oleksynową, a mianowicie: dla wód krystalicznych Doliny Rybiego Potoku i Roztoki twardość wynosiła 0,08—1,75°n i pH 5,4—7, a dla Doliny Waksmundzkiej odpowiednio: 0,25—1,9°n, pH 5,5—7,2 (K. Oleksynowa 1961—1964).

Wymienione cechy wód krystalicznych świadczą, że krążą one w płytkim systemie szczelin i nie tworzą wspólnego zbiornika. Zasoby wód są niewielkie i zmienne. Stanowią one tylko 3% ogólnej ilości wody dostarczanej z obszaru krystalicznego (ok. 12 l/sek.). Wypływy wód krystalicznych zasilają niżej leżące zbiorniki wód rumoszowo-morenowych.

Wody w utworach krasowych

Zbiornikami wód krasowych w Tatrach Wschodnich są łatwo krasowiejące skały serii wierchowej i serii reglowej.

- | | | | | | | | | | | |
|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| 11 | 10 | 9 | 8 | 7 | 6 | 5 | 4 | 3 | 2 | 1 |
| | | | | | | | | | | |
| 22 | 21 | 20 | 19 | 18 | 17 | 16 | 15 | 14 | 13 | 12 |
| | | | | | | | | | | |



Tablica I. Typy krążenia i zbiorniki wód podziemnych

A. Obszary o dużej retencji i dużym odpływie podziemnym — zbiorniki w utworach krasowięjących: 1 — wapieniach uszczelinionych, 2 — dolomitach i wapieniach dolomitycznych, 3 — dolomitach, wapieniach numulitowych i murańskich oraz zlepieńcach; w utworach pokrywowych na podłożu słabo- i nieprzepuszczalnym: 4 — morenowych, 5 — fluwioglacjalnych i aluwialnych.

B. Obszary o dużej retencji okresowej i odpływie śródpokrywowym — zbiorniki w utworach pokrywowych na podłożu nieprzepuszczalnym: 6 — rumowiskowych, 7 — rumszowo-gliniastych.

C. Obszary o małej retencji i dużym odpływie powierzchniowym — zbiorniki w skałach podłoża: 8 — wapieniach i łupkach, marglach i piaskowcach wapnistych, 9 — kompleksach piaskowcowo-łupkowych, 10 — granitach i piaskowcach kwarcytowych, 11 — kompleksach łupkowo-piaskowcowych; w utworach pokrywowych na podłożu słabo- i nieprzepuszczalnym: 12 — gliniasto-gruzowych, 13 — zwietrzelinowych gliniasto-piaszczystych, 14 — w łupkach i łożkach zwietrziałych (bardzo mała retencja okresowa).

D. Ważniejsze wypływy wód podziemnych: 15 — wywierzyska, 16 — źródła pojedyncze, 17 — źródła stowarzyszone (linie źródeł).

E. Ważniejsze zjawiska powierzchniowe: 18 — ciekły stałe, 19 — zasilanie wód podziemnych przez potoki, 20 — całkowite ginięcie wody w korycie, 21 — podziemne przepływy krasowe potoków (wg T. Dąbrowskiego, J. Głazka, Z. Wójcika i autorki): a — stwierdzone, b — prawdopodobne; 22 — granica państwa

Table I. Types of water circulation and of ground water basins

A. Areas with a great retention and a high ground flow — basins in karst deposits: 1 — in jointed limestones, 2 — in dolomites and dolomitic limestones, 3 — in dolomites, nummulitic and Murań limestones and conglomerates; basins in deposits covering the little permeable or impermeable substratum: 4 — moraines, 5 — fluvioglacial and alluvial

B. Areas with considerable seasonal retention and interflow — basins in deposits covering the impermeable substratum: 6 — of debris character, 7 — of debris-clayey character

C. Areas with a little retention and a great surface run-off — basins in bedrock: 8 — in limestones and slates, marls and calcareous sandstones, 9 — in sandstone-slate complexes, 10 — in granites and quartzite sandstones, 11 — in shaly-sandstone complexes; basins in deposits covering the little permeable or impermeable substratum: 12 — of clayey-debris character, 13 — in clayey-sandy waste-mantles, 14 — in slates and weathered mudstones (very poor seasonal retention ability)

D. Major outflows of ground waters: 15 — vauculian springs, 16 — single springs, 17 — associated springs (lines of springs)

E. Major surficial hydrographic phenomena: 18 — permanent river network, 19 — alimentation of ground water by streams, 20 — complete loss of water in the stream-bed, 21 — underground karst flows of the streams: a — estimated, b — probable; 22 — state frontier

Biorąc pod uwagę głębokość infiltracji oraz głębokość i długość dróg krążenia podziemnych wód krasowych, związanych z miąższością utworów wapiennych i stopniem ich skrasowienia, można wydzielić w Tatrach Wschodnich 2 strefy wód krasowych: strefę południową, szerszą, obejmującą obszary wapienne serii wierchowej i dygitacji Suchego Wierchu serii regłowej, o infiltracji głębokiej i dłuższych drogach krążenia (H. Sobol 1959) oraz strefę północną i północno-wschodnią węższą na obrzeżeniu Tatr (dygitacji Krokwi), o płytszych drogach krążenia. Te dwie strefy rozdzielone są miąższą serią warstw nieprzepuszczalnych, co uniemożliwia według J. Gołąba wzajemne mieszanie się wód podziemnych (J. Gołąb 1959).

W obrębie strefy południowej, rozdzielonej wąskimi wkładkami warstw nieprzepuszczalnych, wyróżniono kilka zbiorników wód

krasowych, układających się horyzontalnie, zgodnie z budową geologiczną, oraz w różnych piętrach wysokościowych. Najbardziej na południu występuje zbiornik w wapieniach fałdu Giewontu, wynurzających się w Dolinie Suchej Wody spod utworów morenowych pomiędzy Stawem Sobkowym i Halą Gąsienicową. Od południowego wschodu kontaktuje on z utworami trzonu krystalicznego, od północy zamknięty jest wychodniami nieprzepuszczalnych piaskowców i łupków werfeńskich.

Strefę tę uznano jako infiltracyjno-tranzytową, ponieważ giną w niej też wody spływające z wyżej położonego obszaru krystalicznego (Potok z Zielonego Stawu, wypływy ze źródeł morenowych) i odpływają zgodnie z upadem warstw wapieni w kierunku północno-zachodnim, co jest widoczne w dnie leja krasowego, występującego przy korycie Suchej Wody na wysokości około 1610 m npm. Poniżej ponoru koryto Suchej Wody jest suche, brak jest również źródeł krasowych. Dalsza wyraźna strefa infiltracji w głąb podłoża krasowego występuje poniżej ujścia Potoku ze Stawu Dwoistego. Wody tego potoku giną całkowicie w ponorach. Jedynie w czasie rozlewnych opadów (np. 9—14 VIII 1957), wskutek przepełnienia szczelin podłoża, wokół ponorów utworzyły się jeziorka, a nadmiar wód odpływał korytem Suchej Wody na długości kilkadziesiątu metrów. W strefie tej giną również wody potoku wypływającego ze źródeł krystalicznych z Suchej Doliny (spod Kasprowego Wierchu).

Zachodzi więc pytanie, jaki jest zasięg zbiornika, którego strefa infiltracyjna występuje w dnie Doliny Suchej Wody i gdzie następuje wypływ wód podziemnych z tego zbiornika. Z analizy mapy hydrograficznej wynika, że wody zanikające w dnie Doliny Suchej Wody, o ile płynęłyby podziemnie wzdłuż doliny w kierunku północnym, powinny wypłynąć na kontakcie z warstwą nieprzepuszczalną, przecinającą Dolinę Suchej Wody poniżej schroniska Murowaniec. Lecz na tym kontakcie brak jest wypływów wód krasowych. Zwracał już na to uwagę S. Zwoliński (1961). Natomiast istnieją duże wywierzyska o wydajności kilkuset l/sek. w sąsiednich, niżej położonych dolinach Suchej Kasprowej i Goryczkowej, przy czym wody wypływają od południowego wschodu na kontakcie z warstwą nieprzepuszczalną. Uwzględniając fakty, że: 1) zlewnie powierzchniowe tych dolin są zbyt małe, aby mogły mieć tak duży odpływ wód podziemnych, 2) wapień fałdu Giewontu, wynurzające się w Dolinie Suchej Wody leżą na zachodnim skłonie elewacji Koszystej i zapadają w kierunku NW ku depresji Goryczkowej (A. Michalik 1955), 3) podobny kierunek mają linie szczelin, na których rozwijają się próżnie krasowe (Z. Zwoliński 1961), można wnioskować, iż zlewnia podziemna tego zbiornika rozciąga się w kierunku północnozachodnim i odwadniana jest przez wywierzysko Goryczkowe, wypływające na wysokości około 1185 m npm.

Sugestie te (Zwoliński 1955, 1961; Głazek 1963; Głazek, Wójcik 1963) zostały potwierdzone wpływem w wywierzysku Goryczkowym wody barwionej w ponorze poniżej Sobkowego Stawu (T. Dąbrowski, J. Gła-

zek 1968). Przepływ trwał 23 godziny przy długości drogi około 2,5 km, czyli szybkość przepływu wynosiła 110 m/godz.

W okresie roztopów lub rozlewnych opadów nadmiar wód z próżni krasowych, prowadzących do wywierzyska Goryczkowego, wypływa dużym potokiem z Jaskini Kasprowej Niższej (Z. Zwoliński 1955, A. Wrzosek 1933). Łączność podziemną między tymi dolinkami udowodnił Z. Wójcik (1968).

O zasilaniu wywierzyska Goryczkowego wodami krystalicznymi świadczy także niski stopień mineralizacji, typowy dla wód mieszanych. Twardość ogólna wód wywierzyska wynosiła 4,79°n (wg K. Oleksynowej 2,9—4,3°n, pH 6—8, informacja ustna), a wahania temperatury wody 3,5—5,8°C, co wskazywałoby na dopływ wód powierzchniowych, których termika kształtuje się zależnie od temperatury powietrza.

Pozostaje do wyjaśnienia droga przepływu wód ginących w ponorach przy ujściu Potoku ze Stawu Dwoistego. Na podstawie analogicznych przesłanek geologiczno-morfologicznych można by przypuszczać, że wody te wypływają w wywierzysku w Dolinie Suchej Kasprowej. Niska mineralizacja wód wywierzyska — twardość 2,16°n i pH 6,5 (wg K. Oleksynowej 0,9—1,4°n i pH 6,4—7) może wynikać z faktu, że wody krystaliczne ginące w ponorach przebywając krótką drogę do wywierzyska próżniami krasowymi, nie zmieniają swych cech chemicznych.

Drugi zbiornik występuje w Dolinie Suchej Wody w wapieniach środkowotriasowych serii wierchowej, przykrytych utworami morenowymi. Od południa kontaktuje on ze strefą krystaliczną, od północy zamknięty jest wąską warstwą wodoszczelną wiefenu reglowego. Za oddzieleniem tego zbiornika od zbiornika południowego przemawiałyby następujące przesłanki: 1) ławice silnie spękanych wapieni, odsłaniające się w korycie Suchej Wody na wysokości od około 1360 m n.p.m., zapadają w kierunku N, 2) wody Czarnego Potoku ze Stawu Gąsienicowego, wypełniające koryto Suchej Wody, giną w tych wapieniach na wysokości około 1350 m n.p.m. i płyną w kierunku północnym, ukazując się ponownie w korycie na kontakcie z warstwą nieprzepuszczalną (ok. 1330 m n.p.m.) jako wywierzysko o wydajności ponad 100 l/sek. Przepływ ten został stwierdzony barwieniem wody (T. Dąbrowski, J. Głazek 1968). Niska twardość tych wód — 1,8°n, a 1,3°n wg Oleksynowej (informacja ustna) wskazuje, że wody te pochodzą z obszaru krystalicznego, a krótka droga przepływu podziemnego typu aluwialno-krasowego — 500 m z szybkością 125 m/godz. przez utwory krasowiejące — nie wpływa na zmianę ich składu chemicznego. O zasilaniu wywierzyska wodami potoku powierzchniowego świadczą również duże wahania temperatury wody (2—6°C).

Trzeci zbiornik występuje w środkowotriasowych dolomitach i wapieniach dygitacji Suchej Wierchu. Obejmuje górną część dorzecza Potoku Olczyńskiego (kras odkryty) oraz środkową część Doliny Su-

chej Wody i Pańszczycy (kras zakryty). Wody podziemne zasilane są w tej strefie przez infiltrację powierzchniową, jak również przez wody płynące, uciekające z koryta Suchej Wody i Potoku Pańszczyckiego w głąb podłoża krasowego — ponory na liniach szczelin o kierunku SE—NW (J. Głazek, Z. Wójcik 1963; S. Zwoliński 1961; B. Halicki 1955). Na granicy z nieprzepuszczalnymi utworami górnego triasu synkliny Czerwonej Przełęczy, zamykającymi ten zbiornik od północy, wypływa po prawej stronie koryta (1230 m n.p.m.) źródło krasowe o wydajności około 5 l/sek. Wahania temperatury wody są niewielkie od 4,5°C przy temperaturze powietrza 1,5° do 5,2° przy temperaturze powietrza 15°C. Twardość wody — 5,6°n, pH 6. Poza tym źródłem brak jest na terenie Doliny Suchej Wody i Pańszczycy wypływu wód podziemnych. Natomiast w dorzeczu Potoku Olczyskiego bije na wysokość 1067 m n.p.m. duże wywierzysko na kontakcie dolomitów środkowotriasowych i łupków kajprowych. Zbyt duża wydajność tego wywierzyska (średnio ok. 500 l/sek.) w stosunku do powierzchni zlewni orograficznej górnej części Potoku Olczyskiego, na co zwracał już uwagę A. Wrzosek (1933), wpływ wody od południowego wschodu, stała temperatura wody 5°C oraz niższa jak wód krasowych twardość (3,6°n) wskazują na zasilanie wywierzyska wodami podziemnymi z obszarów niekrasowych, położonych na południowy wschód od wywierzyska. Ostatnie badania podziemnych przepływów wód krasowych metodą barwienia wykazały, że wywierzysko Olczyskie zasilane jest wodami ginącymi w ponorach w Dolinie Potoku Pańszczyckiego, poniżej strefy werfenu wierchowego (T. Dąbrowski, J. Głazek 1968), co oznacza, że zlewnia hydrogeologiczna Potoku Olczyskiego sięga aż po zlewnię Potoku Pańszczyckiego.

Obszar północnych stoków Małej Koszystej, zbudowany z krasowiejących dolomitów i wapieni serii wierchowej i regłowej, nachylonych ku północy pod kątem 15—60° (A. Michalik, J. Głazek 1961) odwadniany jest przez małe wywierzysko bijące na północnym skłonie masywu (1380 m n.p.m.), na granicy z nieprzepuszczalną strefą łupków kajprowych serii regłowej (Polana Waksmundzka). Źródło cechuje się dużymi wahaniami wydajności, gdyż odwadnia mały zbiornik zasilany wyłącznie wodami opadowo-roztopowymi. W okresie suchym (VIII 1956) wydajność źródła wynosiła 2 l/sek., a w roku o dużych opadach 100 l/sek. (J. Głazek, Z. Wójcik 1963). Temperatura wody wynosiła 5°C przy temperaturze powietrza 17,5°C, twardość 6,56°n, pH 7,6 (K. Oleksynowa informacja ustna).

Małe zbiorniki wód krasowych występują w dolnej części dorzecza Potoku Waksmundzkiego oraz na wschodnich zboczach Wołoszyna i w Dolinie Białki, pomiędzy ujściem Potoku Roztoka i Waksmundzkiego. Wapienie i dolomity środkowotriasowe serii regłowej i wierchowej przykryte są w tej strefie utworami morenowo-żwirowymi.

Potok Waksmundzki traci wodę częściowo lub całkowicie w pono-

rach występujących w korycie (J. Głazek, Z. Wójcik 1963). Wybijające po lewej stronie koryta wywierzysko na wysokości około 1070 m n.p.m. odwadnia prawdopodobnie południowo-wschodnie stoki Gęziej Szyi. Wydajność wywierzyska waha się w dużych granicach. W latach wilgotnych (1960) wypływało około 100 l/sek. wody, w latach posusznych wypływ zanika (J. Głazek 1963). Temperatura wody wynosiła 4,8—5°C.

Na wschodnich zboczach Wołoszyna wapienie triasowe z przewarstwieniami dolomitów zapadają stromo (ok. 50°) w kierunku EEN (J. Głazek, Z. Wójcik 1963). Nasunięte na utwory krystaliczne tworzą warstwę wodonośną o małej miąższości. Na linii szczelin o kierunku SW—NE rozwinięte są w wapieniach i dolomitach środkowego triasu serii wierchowej (A. Michalik 1955) 165—180 m nad dnem Doliny Białki (Z. Wójcik 1968, J. Głazek 1969) płytkie jaskinie Wołoszyńskie, które odwadniają wschodnią część zboczy Wołoszyna. W okresach obfitego zasilania wodami roztopowo-deszczowymi przez jaskinie przepływa potok, który zgodnie z biegiem warstw odplywa w kierunku południowo-wschodnim i ukazuje się w źródle (ok. 1070 m n.p.m.) przy korycie sąsiedniego żlebu (T. Dąbrowski; J. Głazek 1968). Małe dolinki odprowadzające wodę z podgrzbietowych źródeł krystalicznych południowo-wschodniej części stoku gubią wodę w podłożu wapiennym na wysokości około 1330 m n.p.m. Prawdopodobnie wypływ tych wód oraz pochodzących z głębszej strefy ukazuje się na powierzchni w źródle wypływającym u podnóża stoku poprzez utwory zwirowo-morenowe Doliny Białki, na wysokości około 1020 m n.p.m. Kierunek wypływu jest zgodny z kierunkiem przebiegu dolinek i upadu warstw podłoża krasowego. Źródło posiada wydajność około 6 l/sek., funkcjonuje stale. Obfity i stały wypływ oraz temperatura 5,6°C nie wskazują na pochodzenie tych wód z płytkich pokryw zwirowych. O występowaniu w Dolinie Białki pod pokrywami zwirowo-morenowymi podłoża krasowego świadczy gubienie wody w odcinku ujściowym przez Potok Roztokę, Waksmundzki oraz zmniejszanie się przepływu Białki, a nawet całkowity zanik wody w ponorach występujących na wysokości około 995 m n.p.m. (J. Głazek, Z. Wójcik 1963).

Położenie omawianego obszaru na wschodnich zboczach elewacji Koszyskiej i obniżanie się podłoża krasowego w kierunku wschodnim wskazywałoby, że wody podziemne z tego obszaru spływają do Doliny Białki i są przez nią drenowane (J. Głazek 1963).

W strefie północnej wody krasowe występują głównie w dolomitach środkowotriasowych, wapieniach i zlepieńcach eoceńskich oraz w wapieniach murańskich serii regłowej, dygitacji Krokwi, ciągnących się wąskim pasem pomiędzy Doliną Olczyską i Filipka. Mniejsza powierzchnia infiltracyjna oraz miąższość utworów krasowiejących podścielonych utworami nieprzepuszczalnymi wskazywałyby na krótsze i płytsze drogi krążenia wód krasowych (H. Sobol 1959) oraz na mniej-

sze zasoby wód podziemnych tego obszaru w stosunku do strefy południowej.

Tymczasem na kontakcie serii reglowej z nieprzepuszczalnymi utworami fliszowymi występuje kilka wypływów krasowych o łącznej wydajności około 360 l/sek. (pomiarzy 1957 r.), tj. wypływy z Jaskini Jaszczurowskiej, wywierzysko „Skalnite” pod Koziarczyskami, źródła w dolinie potoku Przyporniak.

Zjawiska wypływów wód krasowych w strefie podreglowej spotykane są również w Tatrach Zachodnich (K. Wit, Z. Ziemońska 1960, L. Kowalski 1920; H. Sobol 1959), lecz wypływy te nie mają tak dużych wydajności, z wyjątkiem cieplicy w Jaszczurówce, która wypływa na uskoku i zasilana jest przez dopływ wód głębokich z dygitacji Krokwi i Suchego Wierchu (J. Gołąb 1959; H. Sobol 1959).

Jeśli powierzchnia infiltracyjna utworów krasowiejących omawianej strefy pomiędzy Doliną Olczyką i Filipką wynosi około 5 km², średni opad roczny 1200 mm, parowanie 300 mm, to odpływ potencjalny równałby się około 900 mm, czyli 4 500 000 m³/rok, a odpływ wyliczony ze źródeł 10 484 360 m³/rok, czyli 2097 mm. Nadwyżka więc odpływu rzeczywistego nad potencjalnym wynosiłaby 1197 mm, czyli 5 984 360 m³/rok (190 l/sek.).

Z tych prowizorycznych wyliczeń wynikałoby, że odpływ z tego obszaru jest większy aniżeli zasilanie wodami opadowymi, musi więc istnieć dopływ wód z innych rejonów.

Obszar dolomitowy masywu Kopieńców odwadniany jest prawdopodobnie przez potok wypływający z Jaskini Jaszczurowskiej, powstałej w dyslokowanych wapieniach eoceńskich (925 m n.p.m.). Wydajność wypływu wahała się od 38—45 l/sek. w czasie trwania niskich stanów wody (jesień 1953, 1954), do 220 l/sek. w okresie ulewnych opadów (VIII 1961). Temperatura wody wynosiła 5—5,6°C przy zmianach temperatury powietrza w granicach 13—20°C. O stałości temperatury świadczą również pomiary wykonane w 1920 r. — 5,2—5,4°C (L. Kowalski 1920). Twardość wody wynosiła 6,31°n, pH 8°.

Pod Koziarczyskami na wysokości 945 m n.p.m. wybija ze spękanych wapieni eoceńskich na kontakcie z fliszem duże wywierzysko „Skalnite”, o którym już wspominali inni autorzy (L. Zejszner 1844; A. Wrzosek 1933; J. Głazek, Z. Wójcik 1962, 1963). Wydajność wywierzyska w okresie badań w 1957 r. wynosiła 215 l/sek., a temperatura wody 6—6,5°, przy dużych wahaniami temperatury powietrza od 1,5—15°C. Według pomiarów J. Głazka i Z. Wójcika w 1960 r. wydajność wywierzyska wynosiła przeszło 300 l/sek., a temperatura wody 6,1°C, niezależnie od zmian temperatury powietrza w ciągu dnia od -1 do +9°C (J. Głazek, Z. Wójcik 1963). Twardość wód wywierzyska wynosiła 5°n, a według K. Oleksynowej 4,37°n (informacja ustna), pH 7,2. Niski stopień mineralizacji typowy dla wód mieszanych wskazywałby na dopływ wód do wy-

wierzyska z utworów niekrasowiejących, a stałe temperatury wody na dłuższe drogi przepływu podziemnego. J. Głazek i Z. Wójcik (1963) na podstawie przesłanek tektonicznych sugerowali, że wywierzysko zasilane jest przez wody ginące w korycie Suchej Wody poniżej ujścia Potoku Pańszczyckiego oraz powyżej Polany Pańszczyca w dolomitach środkowotriasowych. Jednak barwienie wody, wykonane przez T. Dąbrowskiego (1967), nie potwierdziło tych przypuszczeń. Wydaje się więc najbardziej prawdopodobne, że w wywierzysku „Skalnite” wypływają także wody infiltrujące w masyw Kop Sołtysich (A. Wrzosek 1933; J. Głazek, Z. Wójcik 1963; T. Dąbrowski 1967).

W dorzeczu potoku Przyporniak, którego tatrzańska zlewnia powierzchniowa jest bardzo mała (0,703 km²) i w górnym odcinku odwadniana tylko epizodycznie występują obfite wypływy wód gruntowych na kontakcie z fliszem (940—950 m n.p.m.). Linia źródeł wzdłuż prawego brzegu koryta o wydajności około 5 l/sek. oraz źródło po lewej stronie koryta o wydajności około 2 l/sek. (w dniu badań), wypływające z wapieni i zlepieńców eoceńskich, posiadały temperaturę 5,3—5,4°C, przy temperaturze powietrza 17,5—19,5°C. W odległości około 200 m na południowy wschód od koryta wybija źródło z wapieni murańskich o wydajności około 10 l/sek. i temperaturze wody 4,8°C, przy temperaturze powietrza 19,7°C. Duża wydajność źródeł w stosunku do małej zlewni powierzchniowej potoku Przyporniak oraz wypływ wód w linii źródeł z kierunku południowo-wschodniego nasuwa przypuszczenie, że mogą być one zasilane częściowo wodami Potoku Łężnego, który po wpłynięciu na teren wapieni murańskich gubi całkowicie wodę, a brak jest jej wypływu w korycie u wylotu z Tatr.

W tatrzańskim dorzeczu Potoku Filipka i jego dopływu Potoku Żółtego brak jest tak wydajnych wypływów wód podziemnych. Przewarstwienie utworów krasowiejących warstwami nieprzepuszczalnymi oraz docięcie się tych dolin do poziomów wodonośnych jest przyczyną występowania licznych, lecz bardzo mało wydajnych źródeł, dostarczających w sumie zaledwie kilkanaście litrów wody na sekundę, co świadczy o małych zasobach wód podziemnych w tym rejonie.

Niewielki zbiornik wód krasowych występuje w wapieniach i dolomitach reglowych koło Łysej Polany i odwadniany jest przez źródło „Hurkotne”. Wydajność źródła (X 1960) wynosiła około 3,5 l/sek., a temperatura wody 4,6°C, przy niskiej temperaturze powietrza 6,5°C.

Cechą charakterystyczną dla strefy północnej (reglowej) Tatr Wschodnich w przeciwieństwie do Tatr Zachodnich jest brak stałej sieci rzecznej (z wyjątkiem Doliny Filipka i górnego odcinka potoku Łężnego), co świadczy, że potoki nie docinają się tu do poziomów wodonośnych, a ich doliny są modelowane przez wody okresowe. Stałe odwodnienie obszaru odbywa się poprzez przepływy podziemne.

W a h a n i a p o z i o m u w o d y w zbiornikach krasowych, o których

można sądzić na podstawie wahań wydajności ich wypływów, uzależnione są od typu zasilania (infiltracja wód roztopowo-opadowych, infiltracja powierzchniowych wód płynących), wielkości próżni krasowych i szczelin przewodzących wodę oraz od typu podziemnych przepływów.

Maksymalne stany przypadają na okres tajania pokrywy śnieżnej, która ze względu na dużą miąższość i stopniowe tajanie zasila bardzo wydawnie zbiorniki podziemne. Drugie maksimum występuje w czasie ulewnych opadów letnich (VII, VIII), sporadycznie jesiennych. Minimalne stany związane są z okresem zimy, kiedy ustaje bezpośrednie zasilanie (opady śnieżne). Zbiorniki zasilane wyłącznie przez infiltrację wód roztopowo-opadowych mają wahania większe i wcześniej osiągają minimum zimowe. Natomiast wypływy ze zbiorników zasilanych dodatkowo przez potoki powierzchniowe (wywierzysko Olczyńskie, Goryczkowe), a zwłaszcza przez potoki wypływające z jezior wykazują minima zimowe wyższe, następujące z opóźnieniem (S. Zwoliński 1961), gdyż zasilane są wodami z potoków i jezior, które funkcjonują jeszcze w okresie opadów typu śnieżnego.

Wypływy wód o charakterze przepływów aluwialno-krasowych wzdłuż dolin mają wahania uzależnione głównie od wahań potoków zanikających w korytach (T. Dąbrowski 1967), np. wypływy w Dolinie Suchej Wody, Białki. Brak w obszarach krasowych Tatr Wschodnich większych próżni krasowych (brak jaskiń) oraz duży udział dolomitów o systemie drobnych szczelin warunkuje powolne krążenie, co jest przyczyną małych wahań dużych wywierzysk (A. Wrzosek 1933).

Szybkości przepływu wód krasowych, uzyskane w czasie badań podziemnych przepływów w Tatrach Wschodnich metodą barwienia, wynosiły od 70 do 125 m/godz. (J. Głazek, Z. Wójcik 1968).

Wysuwanie szczegółowych wniosków dotyczących rytmu wahań różnych typów wypływów wód krasowych w powiązaniu z czynnikami klimatycznymi i stanami wody w potokach wymaga długookresowych obserwacji.

Do charakterystycznych cech wód krasowych Tatr Wschodnich należą.

w strefie południowej:

- istnienie kilku zbiorników o głębokim krążeniu,
- zasilanie wodami z wyżej położonych obszarów krystalicznych,
- tranzytowy charakter zbiorników związany z odpływem podziemnym wód w kierunku północno-zachodnim, (zlewnia Suchej Wody) i w południowo-wschodnim (zlewnia Białki), zgodnie z warunkami tektonicznymi. W wyniku — brak zgodności zlewni podziemnych z powierzchniowymi, mniejsze zasoby niż w Tatrach Zachodnich,
- przeciąganie potoków przez próżnie krasowe powoduje słabą erozję (Sucha Woda, Potok Pańszczycki),
- przepływy aluwialno-krasowe wzdłuż dolin,

- brak większych wywierzyisk,
- słaba mineralizacja wód krasowych związana z dopływem wód krystalicznych;
- w strefie północnej:
- istnienie kilku małych zbiorników o płytszym krążeniu,
- akumulacyjny charakter zbiorników związany z ich położeniem w strefie kontaktu z nieprzepuszczalnym fliszem,
- zasilanie podziemne z kierunku południowego oraz przez płynące wody powierzchniowe (zanik potoków),
- wydajne wypływy źródeł w strefie podreglowej.

Wody w utworach fliszowych

Zasoby wód gruntowych na obszarze Podhala uzależnione są od procentowego udziału piaskowców i łupków w poszczególnych kompleksach oraz stopnia ich uszczelinienia i zwietrzenia. Warstwy z akopiańskie, mimo dużej nasiąkliwości, lecz o bardzo małym współczynniku wodoprzepuszczalności, retencjonują okresowo niewielkie ilości wody. Bardzo nieliczne źródła szczelinowe występujące we wcięciach erozyjnych na wysokości 825—1050 m npm. mają bardzo małą wydajność (do 0,1 l/sek.) i funkcjonują przeważnie okresowo. Studnie na wierzchownach garbów kopane są do głębokości 6—19 m, a warstwa wody w nich jest niewielka: 0,2—1,5 m. Zasilanie tych studni wodami opadowo-roztopowymi jest bardzo powolne poprzez sączenie z całej powierzchni zwietrzałej strefy łupków oraz wypływy z uszczelinionych cienkoławicowych piaskowców. W okresie suszy i w zimie studnie tracą wodę. Temperatura wody w okresie badań wynosiła od 7—13°C, a twardość 15—17°n.

Większe ilości wody zawierają warstwy chochołowskie o przewadze gruboławicowych piaskowców. Wody występujące w piaskowcach mają charakter wód warstwowo-szczelinowych. Każda warstwa uszczelinionego piaskowca przedzielona nieprzepuszczalnymi łupkami może tworzyć odrębny poziom wodonośny. O istnieniu tych poziomów świadczą liczne źródła o wydajności 0,1—5 l/sek. warstwowo-szczelinowe, przykorytowe (często linie źródeł), wypływające w dnach potoków na wysokości 850—890 i 950—975 m npm. (potoki: Poroniec, Brzegowski, Zawierszański poza granicami mapy). W podobnej wysokości kształtuje się zwierciadło wody w nielicznych studniach, które czerpią wodę z piaskowców (garb Hrubego, Murzasichla). Występowanie wydajnego poziomu na wysokości 850—900 m npm. potwierdza studnia wiercona do głębokości 76 m na garbie Bukowiny, w której zwierciadło wody posiada rzędną około 875 m; nawiązywałoby więc do poziomu wód warstwowych, wypływających w dnach dolin potoków. Głębokość do zwierciadła wody w pomierzonych studniach wynosiła 4—5 m. Studnie są zasobne w wodę

przez cały rok. Studnie zboczowe czerpiące wodę z warstw piaskowców zapadających konsekwentnie do kierunku zboczy, lecz z mniejszym nachyleniem, mają zwierciadło wody w pobliżu powierzchni terenu (głębookość do dna 3—4 m), a temperaturę wody około 7°. Studnie takie nie wysychają i określane są przez ludność jako źródlane (zbozca Olczyskiego Wierchu). Temperatura wody z warstw piaskowych wynosiła 5,5—7°C. Twardość ogólna 8,5—14°n, pH 6—8.

Wody podziemne w utworach pokrywowych

Zdolność retencyjna pokryw uzależniona jest od ich przepuszczalności i miąższości oraz przepuszczalności i nachylenia podłoża skalnego. Najkorzystniejsze warunki pod tym względem mają pokrywy przepuszczalne zalegające w obniżeniach na nieprzepuszczalnym podłożu. Występują w nich zbiorniki wody przeważnie stałe, rzadziej okresowe, o zróżnicowanych zasobach, zasilające bezpośrednio cieki lub jeziora w wodę. Należą tu zbiorniki w pokrywach: rumoszowo-gliniastych i rumowiskowych, morenowych, aluwialnych i fluwioglacjalnych.

Pokrywy słabo przepuszczalne, lecz bardzo nasiąkliwe, powstające na podłożu nieprzepuszczalnym (zwietrzliny fliszowe) retencjonują wodę okresowo. Są to wody związane, w małym stopniu zasilające cieki, a warunkujące powstawanie podmokłości. Większość tych wód zostaje zużyta na parowanie i transpirację.

Wody w pokrywach rumoszowo-gliniastych i rumowiskowych

Dużą powierzchnię stoków w Tatrach Wysokich okrywają pokrywy rumoszowo-gliniaste i rumowiska (piargi, stożki usypiskowe) wykształcone głównie w obszarze krystalicznym (ok. 33% powierzchni). Zbiorniki wodne w tych pokrywach występują w poszczególnych dolinach na różnych wysokościach. Zasilane są z infiltracji powierzchniowej oraz wodami spływającymi z wyżej położonej strefy skalistych stoków.

W pokrywach rumoszowo-gliniastych, okrywających wyższe partie stoków, ze względu na zagłębienie krążenie wody jest powolniejsze. Retencja w tych pokrywach jest mała, gdyż większość spływa powierzchniowo, ginąc w pokrywach rumowiskowych lub morenowych. Nieliczne i mało wydajne źródła funkcjonują okresowo.

W pokrywach rumowiskowych krążenie wody odbywa się bardzo szybko. Wody opadowe i roztopowe bardzo szybko infiltrują w luźne utwory, lecz równie szybko są przewodzone i odpływają grawitacyjnie (duże nachylenia podłoża nieprzepuszczalnego), zasilając niżej położone zbiorniki powierzchniowe (jeziora jak np. Czarny Staw nad Morskim Okiem, Morskie Oko, Czarny Staw Gąsienicowy) lub zbiorniki

podziemne w utworach morenowych i aluwialnych (doliny: Rybiego Potoku, Roztoki, Pańszczycy, Pięciu Stawów).

Zasoby wód w pokrywach rumowiskowych i rumoszowo-gliniastych są bardzo zmienne. Najwyższe stany występują w czasie zasilania wodami roztopowymi oraz w okresach długotrwałych opadów letnich. Najniższe stany, aż do całkowitego wyczerpania, przypadają na okres jesienno-zimowy. W związku z tym źródła wypływające z tych pokryw funkcjonują przeważnie okresowo i charakteryzują się dużymi wahaniami wydajności. W okresie badań dostarczały one około 25 l/sek. wody. Pokrywy rumoszowo-gliniaste i rumowiskowe są więc zbiornikami wód podziemnych okresowymi-przewodzącymi o bardzo zmiennych zasobach. Spełniają one ważną rolę w opróżnianiu spływu powierzchniowego i dostawy wód do cieków w okresach wysokich stanów. Temperatura wód rumoszowych wynosiła w okresie badań od 5—11°C.

Wody w pokrywach morenowych

Utwory morenowe gruzowo-piaszczyste o dużej przepuszczalności, wyścielające obniżenia dolinne, zajmują w Tatrach Wschodnich około 37% powierzchni. Zostały one złożone nie tylko na podłożu krystalicznym tak jak w Tatrach Zachodnich, lecz dzięki większym rozmiarom zlodowacenia również w strefie Tatr wapienno-dolomitowych. Miąższość pokryw morenowych oraz stopień przepuszczalności i nachylenia podłoża skalnego decydują o wielkości i trwałości zasobów wód podziemnych.

Moreny podścielone skałami przepuszczalnymi-krasowiejącymi (Dolina Suchej Wody, środkowa część Doliny Pańszczycy, dolna część Doliny Waksmundzkiej) są jedynie strefą infiltracyjną przewodzącą wodę do głębszego podłoża. O szybkiej infiltracji do podłoża krasowego, a tym samym o retencji tylko chwilowej, świadczy brak w tych obszarach źródeł morenowych oraz „śladów postoju wody na dnie lejów krasowych, odsłaniających się w utworach morenowych” (J. Głazek 1964). Natomiast w morenach złożonych na podłożu nieprzepuszczalnym tworzą się zbiorniki wód podziemnych.

Głównym rejonem występowania wód w pokrywach morenowych jest wysokogórski obszar Tatr krystalicznych. Najbogatsze zbiorniki wód morenowych występują w kotłach i dolinach silnie przeobrażonych przez lodowce (doliny Morskiego Oka i Rybiego Potoku, Dolina Pięciu Stawów i Roztoki, Dolina Stawów Gąsienicowych, Dolina Czarnego Stawu Gąsienicowego i górna część Doliny Pańszczycy), natomiast doliny słabo zlodowaczone, np. Dolina Waksmundzka, nie mające zwartej i o większej miąższości pokrywy morenowej posiadają małe zasoby wód podziemnych.

Piętrowe ułożenie kotłów i dolin polodowcowych predysponuje występ-

powanie zbiorników wód morenowych w różnych piętrach wysokościowych. W obrębie kotłów lodowcowych można wyróżnić dwa piętra wód morenowych o wysokości: a) 1980—1850 m npm. (Dolinka pod Kołem, Pusta Dolinka, Dolina za Mnichem, Kocioł Zadniego Stawu Gąsienicowego), b) 1820—1660 m npm. (dno Doliny Pięciu Stawów, Buczynowa Dolinka i Świstówka Roztocka, kocioł Zmarzłego Stawu Gąsienicowego, kocioł Pańszczycy). W dnach dolin potoków zbiorniki wód morenowych występują na wysokości 1600—1400 m npm. (dolina Czarnego Stawu Gąsienicowego, Dolina Pańszczyca, Dolina Roztoki), 1400—1080 m npm. (Dolina Rybiego Potoku, Dolina Roztoki).

Wymienionym piętrům wód morenowych towarzyszą wypływy licznych źródeł, najczęściej stowarzyszonych lub jako linie źródeł. Wypływy występują na wysokości 1860—980 m npm. i stanowią około 57% ogólnej liczby źródeł Tatr. Wydajność poszczególnych źródeł wynosi od 0,1 do kilkunastu l/sek. Zbiorniki wód morenowych zasilane są nie tylko przez infiltrację bezpośrednią (wody opadowe, roztopowe), lecz również wodami pochodzącymi ze spływu powierzchniowego i podpowierzchniowego (śródpokrywowego) w pokrywach stokowych, głównie piargowych, a również i z wyżej położonych zbiorników morenowych.

Położenie zbiorników wód morenowych w różnych piętrach morfo-klimatycznych rzutuje na system krążenia, długość okresu funkcjonowania i wielkość wahań zasobów poszczególnych zbiorników. Zbiorniki położone w kotłach najwyższych są z zbiornikami okresowymi, oddają bowiem wodę albo bezpośrednio do jezior, albo grawitacyjnie (dzięki dużym spadkom podłoża nieprzepuszczalnego) do zbiorników położonych w niższym piętrze, które można uznać jako zbiorniki akumulacyjne, a więc o większych zasobach i mniejszych wahaaniach (zbiornik w Dolinie Pięciu Stawów i Stawów Gąsienicowych). Najbardziej zasobne w wodę są moreny denne i boczne dolin polodowcowych. Wypływające z nich źródła są wydajniejsze, przeważnie stałe.

Zasoby wód morenowych ulegają w ciągu roku dużym wahaniom. Największe nasycenie zbiorników ma miejsce w okresie tajania pokrywy śnieżnej (IV—V), z czym związane jest występowanie okresowych jezierek śródmorenowych. Drugorzędne, maksymalne stany, trwające jednak znacznie krócej, wywołane są opadami letnimi o największej częstotliwości w lipcu. Minimum występuje w zimie. W miarę wyczerpywania się zasobów wód morenowych źródła wyżej położone zanikają, a zwierciadło wody obniża się do poziomu wody w korytach potoków.

Zróznicowany jest także okres funkcjonowania zbiorników. Zbiorniki położone w kotłach powyżej 1550 m npm. funkcjonują krócej ze względu na dłuższy okres zimowy w stosunku do niżej położonych zbiorników dolinnych. Wcześniej około 1 miesiąca ustaje zasilanie zbiornika wodami opadowymi (opady śnieżne występują już w listopadzie) oraz około 1 miesiąca opóźnione są roztopy, które przypadają na maj—czerwiec.

Poza obszarem krystalicznym zbiorniki wód morenowych o małych zasobach występują:

a) w morenach bocznych Doliny Białki (poniżej ujścia Potoku Waksmundzkiego), na co wskazuje liniowy wypływ źródeł z krawędzi moreny na wysokości 980—1000 m npm. o wydajności 15 l/sek. (VIII 1960). Wody morenowe zasilają wody aluwialne doliny Białki;

b) w utworach morenowych złożonych w dnie Doliny Potoku Olczyskiego na nieprzepuszczalnych utworach kajpru i liasu. Ze względu na zaglinienie i małą miąższość pokrywy retencja podziemna jest tu mała. Wydajność źródeł wynosiła około 10 l/sek. (VIII 1956);

c) w morenie dennej, w dolnej części Potoku Pańszczyckiego, podścielonej słabo przepuszczalnymi łupkami i piaskowcami liasu. Zasoby wód gruntowych tego obszaru są bardzo małe. Znaczny stopień zaglinienia moreny oraz małe nachylenia sprzyjają stagnacji wody i tworzeniu się podmokłości (obszar Butorowa).

Ogólny odpływ wód gruntowych ze zbiorników morenowych poprzez źródła w okresie badań wynosił około 350 l/sek., co stanowi około 28% wydajności wszystkich źródeł z obszaru Tatr.

Temperatura wód morenowych wynosiła w okresie badań 2,5—9°C. Stopień mineralizacji wód morenowych jest niski, podobnie jak wód krystalicznych. Twardość nie przekracza 3°n, pH 6—7.

Wody w pokrywach aluwialnych i fluwioglacjalnych

Wody w pokrywach żwirowo-piaszczystych występują w terasach Białki, na przedpolu Tatr w terasach i stożkach fluwioglacjalnych Suchej Wody, Potoku Filipka oraz na garbie Kiełbasówki.

Najbardziej zasobny zbiornik wód podziemnych w terasach Białki występuje między ujściem Potoku Waksmundzkiego i Łysą Polaną, gdzie aluwia wyścielające szerokie dno doliny podścielone są utworami nieprzepuszczalnymi. Wypływają tu liczne źródła na wysokości 790—985 m npm., o łącznej wydajności około 8 l/sek. Wody gruntowe zasilane są w tej strefie oprócz infiltracji powierzchniowej także wodami gruntowymi wypływającymi z moreny bocznej Białki. Natomiast w utworach aluwialnych (między ujściem Potoku Waksmundzkiego i Rybiego Potoku), leżących na podłożu krasowiejącym, brak jest stałego zbiornika wód podziemnych, gdyż wody infiltrują poprzez utwory żwirowe w głąb podłoża. Wskazuje na to zarówno brak źródeł oraz gubienie wody w odcinkach ujściowych przez potoki Roztokę, Waksmundzki i Białkę. Poniżej Łysej Polany lewobrzeżne terasy aluwialne są słabo wykształcone. Wody gruntowe występują tu na głębokości 1—2 m i są bezpośrednio drenowane przez Białkę.

Utwory fluwioglacjalne złożone na nieprzepuszczalnym podłożu fliszowym posiadają różną miąższość od 2—5 m na garbie Kieł-

basówki (E. Romer 1929), do 10 m w stożku Suchej Wody (Las Capowski). Stopień zagłębienia tych utworów jest większy aniżeli utworów aluwialnych. Wody gruntowe występują na głębokości 1—5 m i są drenowane przez potoki: Hrubiański, Chowańcówkę, Sichlański, Suchą Wodę i Filipka. Źródła wypływające z utworów fluwioglacjalnych mają wydajność od 0,1 do kilku l/sek. i dostarczają około 21 l/sek. wody. W strefach małej miąższości utworów fluwioglacjalnych i płytko zalegającego podłoża nieprzepuszczalnego przy małym nachyleniu powierzchni stożków, wody gruntowe występują bardzo płytko i w okresach wysokich stanów powodują zabagnienie terenu (Toporowa Cyrhla, Polana Błociska, Wawrzeczkowa Cyrhla, Polana Weszkówka).

Wody gruntowe w utworach teras i stożków wykazują wahania w granicach 1—3 m. Stany maksymalne występują w okresie wiosennym (IV—V) oraz w czasie letnich opadów (VI—VII). Z końcem lata następuje obniżanie zwierciadła wody, a minimum ma miejsce w zimie. Temperatura wód aluwialnych wynosiła 6—10°C, pH 6—7, twardość 5—9°n.

Wody w pokrywach zwietrzelinowych gliniasto-piaszczystych na fliszu

Pokrywy zwietrzelinowe gliniasto-piaszczyste wykształcone na podłożu fliszowym (Podhale) mają miąższość od 0,5—3 m (w strefach osuwisk do kilkunastu metrów). Charakteryzują się dużą nasiąkliwością, lecz oddają wodę bardzo wolno i w małej ilości. Większość wody ulega wyparowaniu. Ilość źródeł wypływających z pokryw zwietrzelinowych jest niewielka, a ich wydajność nie przekracza 0,1 l/sek. Poziom wody w studniach występuje na głębokości 0,5—2 m. Zawartość wody w pokrywach zwietrzelinowych, podścielonych nieprzepuszczalnymi łupkami, uzależniona jest wyłącznie od zasilania przez wody opadowo-roztopowe. Dlatego też źródła funkcjonują okresowo, a studnie w czasie dłuższych okresów bezdeszczowych i w czasie zimy tracą wodę. Natomiast w czasie wiosny i opadów letnich zwierciadło wody podnosi się do powierzchni terenu, powodując jego zabagnienie.

Temperatura wód zwietrzelinowych w okresie letnim wynosiła 8,5—11°C, a jej wahania pozostają w ścisłej korelacji z temperaturą powietrza. Twardość osiąga wysokie wartości od 12—20°n.

Na podstawie analizy wód podziemnych wyróżniono analogicznie jak w Tatrach Zachodnich (K. Wit, Z. Ziemońska 1960) następujące strefy występowania wód podziemnych

w T a t r a c h:

— strefę południową o przewodze wód w pokrywach morenowych występujących w kilku zbiornikach, w różnych piętrach morfoklimatycznych, z małym udziałem krystalicznych wód szczelinowych,

- strefę środkową ze zbiornikami wód krasowych o charakterze tranzytowym, o długich i głębokich drogach krążenia,
- strefę północną z przewagą wód krasowych o płytszym krążeniu, z małym udziałem wód morenowych i zwietrzelinowych;
w Rowie Podtatrzańskim:
- strefę o przewodze wód fluwioglacjalnych i aluwialnych i podrzędnym znaczeniu wód warstwowych fliszowych i zwietrzelinowych;
na Pogórzu Bukowiny:
- strefę warstwowo-szczelinowych wód fliszowych z mniejszym udziałem wód zwietrzelinowych i aluwialnych.

WODY POWIERZCHNIOWE

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA SIECI RZECZNEJ

Cmawiany obszar leży (ryc. 1) w górnej części dorzecza Dunajca (II rząd) i odwadniany jest przez system rzeczny jego III-rzędnych dopływów: Białego Dunajca (część zachodnia) i Białki (część wschodnia).

Dział wodny III rzędu rozdzielający dorzecze Białego Dunajca i Białki jest działem orograficznym wyraźnym, który biegnie w kierunku SW—NE od szczytu Świnicy (2301 m npm.) przez Kozi Wierch (2291 m), Granaty (2239 m), Koszystą (2192 m), Gęsią Szyję (1489 m), a dalej grzbietami Pogórza Bukowińskiego przez Goły Wierch (1205 m), Wierch Poroniec (1078 m), Kiczere Wyżnię (1102 m). Południowa granica obu dorzeczy, przebiegająca główną granią Tatr od Przełęczy Liliowe (1252 m) do Mięguszwieckiego Szczytu (2438 m), jest równocześnie europejskim działem wodnym między zlewiskiem Morza Bałtyckiego i Morza Czarnego.

Główną sieć rzeczną w obrębie dorzecza Białego Dunajca (w omawianych granicach) tworzą następujące potoki: Potok Olczyński (IV rząd) oraz dopływy Porońca (IV rząd) — Sucha Woda (V rząd) z Potokiem Filipka (VI rząd), a w obrębie dorzecza Białki: Białka i jej lewostronne dopływy IV rzędu — Rybi Potok, Potok Roztoka i Waksmundzki. Potoki walne (Sucha Woda i Białka) sięgające źródłami pod główną grań Tatr płyną konsekwentnie w kierunku północnym, przecinając kolejno jednostki morfostrukturalne: Tatry, Rów Podtatrzański, Pogórze Bukowiny. Sucha Woda ma rozwinięte wyłącznie dopływy prawostronne o przeważającym kierunku SE—NW, natomiast dopływy Białki (w granicach mapy) mają kierunek SW—NE.

Całkowita długość sieci rzecznej na obszarze objętym arkuszem *Mapy hydrograficznej* wynosi 464,820 km, a gęstość 3,43 km/km². Zróżnicowanie budowy geologicznej i rzeźby uwarunkowało nierównomierny rozwój sieci rzecznej stałej i okresowej. Długość cieków stałych funkcjonujących przez cały rok wynosi 208,670 km, a gęstość 1,51 km/km². Cieki okresowe tworzą sieć o długości 140,3 km i gęstości 1,05 km/km².

Tabela 11

Długość i gęstość sieci rzecznej
Length and density of the river-network

Region	Subregion	Długość sieci rzecznej w km				Stosunek sieci stałej do okresowej	Gęstość sieci rzecznej km/km ²			
		stałej	okresowej	epizodycznej	razem		stałej	okresowej	epizodycznej	razem
TATRY	Południowy (krystaliczny)	52,425	71,300	100,420	224,145	0,73	1,27	1,73	2,44	5,44
	Środkowy (krasowy)	2,500	2,800	1,750	7,050	0,89	0,33	0,38	0,23	0,94
	Północny (dolomito-wo-margli-sto-lupkowy)	35,195	32,250	4,180	71,625	1,09	1,49	1,37	0,18	3,04
Tatry łącznie		90,120	106,350	106,350	302,820	0,84	1,23	1,48	1,48	4,19
Rów Podtatrzański		52,700	6,900	—	59,600	7,63	1,4	0,16	—	1,56
Pogórze Bukowiny		65,850	27,050	9,500	102,400	2,43	2,79	1,13	0,40	4,32
Łącznie		208,670	140,300	115,850	464,820	1,48	1,51	1,05	0,87	3,43

Długość zarejestrowanych cieków epizodycznych wynosiła 115,850 km, co daje gęstość 0,87 km/km².

Długość i gęstość sieci rzecznej w poszczególnych jednostkach regionalnych przedstawia tabela 11.

Na obszarze tatrzańskim gęstość sieci rzecznej wynosi 4,19 km/km², przy czym gęstość sieci niestałej (okresowej i epizodycznej) jest przeszło 3 razy większa niż sieci funkcjonującej przez cały rok. Te pozornie anormalne stosunki związane są: a) z występowaniem w podłożu utworów krasowiejących i z dużym rozprzestrzenieniem utworów rumoszowych i morenowych na utworach węglanowych, gdzie rozwija się głównie sieć rzeczna okresowa, b) z gęstym rozcięciem w obszarze krystalicznym stromych stoków rynnami odprowadzającymi wody epizodyczne.

W Rowie Podtatrzańskim zdecydowaną przewagę mają cieki stałe, których gęstość wynosi 1,4 km/km², podczas gdy okresowych tylko 0,17 km/km², a stosunek długości sieci stałej do okresowej wynosi aż 7,6. Spowodowane jest to: a) charakterem tranzytowym obszaru Rowu dla potoków tatrzańskich, b) zaleganiem wodonośnych pokryw fluwioglacjalnych na nieprzepuszczalnym podłożu fliszowym.

Obszar Pogórza posiada dużą gęstość sieci stałej — 2,79 km/km², przewyższającą przeszło dwukrotnie sieć okresową, której gęstość wynosi 1,13 km/km². Stosunki takie są charakterystyczne dla obszarów fliszowych, słabo przepuszczalnych o urozmaiconej rzeźbie (duże spadki, gęste rozcięcie).

OPIS CIEKÓW

Dorzecze Białego Dunajca

Potok Olczyński

Potok Olczyński odwadnia obszar o powierzchni 16,6 km², z czego na obszar Tatr przypada 4,8 km². W granicach *Mapy hydrograficznej Tatr Wysokich* znajduje się górny bieg potoku po ujście Potoku spod Suchego Brzeżka. Potok Olczyński wypływa na wysokości 1067 m n.p.m. z wywierzyska o średniej wydajności około 0,5 m³/sek. Górna część doliny, powyżej wywierzyska, wycięta w wapieniach i dolomitach środkowotriasowych, odwadniana jest tylko okresowo. Rozpoczyna się ona na wysokości około 1470 m n.p.m., płytkim lejem źródłowym pod przełęczą między Kopami Królową Małą i Wielką. Od wysokości 1450 m dolina jest głęboko wcięta, a jej zbocza są nachylone 20—45°. W dnie doliny oraz na prawym zboczu aż po Hałę Królową Niżną podłoże skalne przykryte jest utworami morenowymi, pochodzącymi z transfluencji lodowca Suchej Wody. Poniżej Hali Królowej dolina skręca w kierunku północno-

-zachodnim, pod stoki kajprowego grzbietu i utrzymuje ten kierunek aż do Hali Olczyskiej. Zbocza doliny na tym odcinku są asymetryczne: prawe krótkie i strome, odwadniane tylko przez spływ powierzchniowy, lewe dłuższe (stoki Skupniowego Upłazu), rozcięte głębokimi żlebami o niewyrównanym profilu i dużym spadku, prowadzące wodę głównie ze spływu okresowego. Poniżej wywierzyska Potok Olczyski wpływa w strefę synklijinalną zbudowaną z mało odpornych łupków kajprowych i utworów liasowych. Dolina ulega znacznemu rozszerzeniu. Zbocza lewe są dłuższe o przeważających nachyleniach 9—20°, prawe podcinane przez potok są krótkie i stromsze. W dnie doliny na słabo przepuszczalnym podłożu zalegają twory morenowe gliniasto-gruzowe. Od wywierzyska do ujścia Potoku spod Suchego Brzeżka płynie Potok Olczyski ze spadkiem 80‰. Otrzymuje dopływy ze źródeł morenowych i małych potoków zasilanych źródłami oraz wysiękami z utworów liasowych i ze zwietrzliny (zlewnie Potoku Świńskiego i Suchego Brzeżka).

Przepływ potoku w profilu poniżej ujścia Potoku spod Suchego Brzeżka wynosił przy stanach niższych od średnich 0,645 m³/sek., a u wylotu z Tatr 0,600 m³/sek. Można więc przypuszczać, że na tym odcinku następuje ucieczka wody z koryta. Założenie to znajduje potwierdzenie w badaniach prowadzonych przez J. Gołęba na terenie cieplicy w Jaszczurówce (H. Sobol 1959), z których wynika, że w odległości około 120 m powyżej cieplicy istnieje w korycie Potoku Olczyskiego ponor. Wody uciekające z Potoku Olczyskiego wypłynęły (barwienie fluorosceiną) w otworze wiertniczym na głębokości 150 m oraz we wszystkich źródłach i ujęciach na terenie kąpieliska. W ten sposób wody Potoku Olczyskiego wpływają oziębiająco na wody cieplicy. Poniżej odpływu wód z cieplicy następuje podniesienie temperatury wody w korycie z 4 do 9°C.

Potok Poroniec

System rzeczny Porońca (IV rząd) odwadnia obszar o powierzchni 78,69 km². Dorzecze Porońca jest asymetryczne. Stosunek powierzchni skrzydła prawego (9,76 km²) do lewego (68,41 km²) wynosi 1 : 7. Symetryczny przyrost dorzecza utrzymuje się do 9,75 km biegu rzeki, w obrębie Pogórza. O asymetryczności decyduje zlewnia Suchej Wody (od połączenia z Potokiem Filipka zwana Cichą Wodą) sięgająca źródłami aż do głównej grani Tatr, obejmująca 60‰ powierzchni całego dorzecza Porońca. W granicach objętych mapą Tatr Wysokich znajduje się część dorzecza odwadniana przez źródłowy odcinek Porońca i jego lewostronne dopływy tatrzańskie — Suchą Wodę z Potokiem Filipka oraz przez górny bieg potoków podtatrzańskich: Sichlańskiego, Chowańcówki i Hrubiańskiego.

Potok Poroniec bierze początek ze źródła wypływającego z utworów

morenowych zalegających na fliszu u podnóża Wierchu Poroniec na wysokości 1065 m npm. Źródło jest ocembrowane i użytkowane okresowo. Płytki lej źródłowy rozcięty jest małymi dolinkami wciosowymi, przeważnie okresowymi. W górnym odcinku Poroniec płynie w dolinie wciosowej w kierunku północnym ze spadkiem 53‰. Koryto potoku o szerokości 1—2 m wycięte jest w warstwach łupkowo-piaskowcowych, miejscami zasłane pokrywami rumoszowo-gliniastymi. Nieliczne doliny wciosowe rozcinające zbocza prowadzą wodę tylko okresowo.

Sucha Woda

Dorzecze Suchej Wody (V rząd) posiada powierzchnię 26,9 km². Około 85% dorzecza znajduje się w Tatrach, a tylko 15% w obrębie fliszowego Podhala. Dorzecze jest wydłużone południkowo. Najwyższy jego punkt ma 2301 m npm. (Świnica), najniższy 826 m npm. przy połączeniu z Potokiem Filipka w obrębie Rowu Podtatrzańskiego. Różnica wysokości wynosi więc 1475 m przy długości dorzecza 13,7 km i średniej szerokości 2,5 km. Dorzecze Suchej Wody cechuje wybitna asymetria związana z rozwinięciem wyłącznie prawostronnych dopływów. Stosunek powierzchni skrzydła lewego do prawego wynosi 1 : 5.

Dno i zbocza Doliny Suchej Wody w obrębie Tatr wyścielone są utworami morenowymi, pod którymi w osi doliny (poniżej Sobkowego Stawu), a w dalszym biegu (poniżej ujścia Czarnego Potoku) w obrębie całej doliny występują utwory krasowiejące serii wierchowej i reglowej, przegradzane wąskimi strefami skał niekrasowiejących, słabo przepuszczalnych. W związku z tym stosunki wodne Doliny Suchej Wody łączą w sobie cechy hydrografii zarówno obszarów polodowcowych, jak i krasowych. Szczególnie wyraźne zazębienie się obu typów zjawisk widoczne jest w górnej części dorzecza, w Dolinie Stawów Gąsienicowych. Występują tu liczne jeziora lodowcowe, źródła morenowe i śródmorenowe przepływy, jak równocześnie ginięcie wód (ponory), suche koryta i podziemne przepływy cieków w krasowym podłożu.

Potok Sucha Woda wypływa z Zielonego Stawu Gąsienicowego (1671,7 m npm.). Długość jego do połączenia z Potokiem Filipka wynosi 13,01 km, a spadek 73,6‰. Na obszar Tatr przypada 9,560 km biegu (73%). Początkowo potok płynie leniwie wśród głazów morenowych płytkim (ok. 0,5 m) i wąskim (ok. 0,5—1,0 m) korytem. Po rozcięciu rygła zamykającego kocioł Zielonego Stawu spadek potoku i szybkość nurtu zwiększa się. Następnie potok przepływa przez Staw Sobkowy (1618 m npm.), bystrym nurtem wzdłuż jego prawego brzegu. Około 300 m poniżej wpływa w wąską strefę wapieni zredukowanej serii wierchowej fałdu Giewontu. Na wysokości 1610 m bystry potok płynący wśród głazów morenowych (podłoże krystaliczne) rozdziela się na dwa nurty. Część wody z koryta głównego spływa do leja krasowego znajdującego

się po lewej stronie koryta. W czasie normalnych, a zwłaszcza wysokich stanów wody (obserwacje na wiosnę lub w czasie trwałych kilkudniowych opadów), tworzy się w dnie leja jezioro, z którego woda odpływa ponorem znajdującym się pod południowo-zachodnim zboczem leja. Pozostała część wody płynie dalej korytem głównym i po kilkunastu metrach stopniowo zanika, przesączając się poprzez nadkład morenowy do uszczelinionego podłoża krasowego. W okresie niskich stanów cała woda z koryta głównego s płynie do leja i ginie w dobrze odsłaniającym się ponorze (upad warstw w kierunku NW). Około 150 m poniżej ponoru znajduje się suche ujście potoczka wypływającego źródłami ze skał krystalicznych w Suchej Dolinie pod Kasprowym Wierchem, który traci wodę z chwilą wplynięcia w strefę wapienną Doliny Suchej Wody. Na zjawiska te zwracało uwagę szereg autorów (A. Wrzosek 1933; S. Zwoliński 1955). Dalszy ciąg koryta Suchej Wody do ujścia Potoku z Dwoistego Stawu jest „martwy” zasypany żwirami, miejscami zarośnięty trawą i kosodrzewiną, bez śladów płynięcia wód nawet okresowych. Występujące na tym odcinku ponory (J. Głazek, Z. Wójcik 1963) chłoną całkowicie wody opadowe i roztopowe. Tylko wyjątkowo w „przypadkach nagłych i gwałtownych powodzi”, gdy ponory nie są w stanie wchłonąć całej masy wód, nadmiar ich odpływa korytem powierzchniowo aż do połączenia z Potokiem z Dwoistego Stawu (S. Zwoliński 1961). Erozyjna działalność rzadko pojawiających się na tym odcinku wód jest zbyt słaba, by mogło zachodzić rozcinanie koryta.

Pierwszym dopływem zasilającym koryto Suchej Wody jest Potok z Dwoistego Stawu. Po kilku jednak metrach woda całkowicie ginie w dwóch kolejnych ponorach. Jedynie w okresie długotrwałych ulewnych deszczów (obserwacje 9—14 VIII 1957) ponory nie nadążyły odprowadzić całej masy wód. Wokół nich utworzyły się jeziora, z których część wód odpływała powierzchniowo korytem Suchej Wody aż po przecięcia koryta ścieżką turystyczną Hala Gąsienicowa — Czarny Staw Gąsienicowy. Dalej koryto pozostawało suche, zasypane moreną. Dopiero poniżej ścieżki prowadzącej ze schroniska „Murowaniec” do Doliny Pańszczycy pojawia się w korycie trochę wody z odpływu małych źródeł morenowych, położonych na prawym zboczu doliny u podnóży Małego Kościelca. Na odcinku tym wpuszczane są do koryta ścieki ze schroniska „Murowaniec”. Koryto Suchej Wody rozcina strefę piaskowców kwarcytowych oraz łupków i margli werfeńskich do głębokości kilku metrów. Poniżej Sucha Woda płynie na długości około 200 m szerokim korytem (3—5 m) wyciętym w utworach morenowych. Następnie wpływa ponownie na obszar utworów krasowięjących. Świadczą o tym odsłaniające się spod utworów morenowych na lewym zboczu oraz w korycie leje krasowe i ponory (J. Głazek, Z. Wójcik 1963). Na wysokości 1380 m n.p.m. uchodzą do koryta Suchej Wody obfite odpływy ze źródeł morenowych. Poniżej tych wypływów na wysokości około 1375 m ucho-

dzi Żółty Potok spod Dubrawisk. Za jego ujściem zaznacza się w korycie Suchej Wody ubytek wody i na wysokości około 1360 m n.p.m. całkowity jej zanik, uwarunkowany występowaniem w dnie doliny ławic wapieni środkowotriasowych, silnie uszczelinionych, o stromych upadach w kierunku NNW. Zanik wody w korycie w okresach niskich stanów może nastąpić znacznie wcześniej. Po paruset metrach na wysokości około 1330 m martwe koryto Suchej Wody zostaje wypełnione wodą z kilku źródeł przykorytowych wybijających na kontakcie z wąską strefą łupków i piaskowców werfeńskich. Poniżej tych wypływów Sucha Woda płynie obfitym strumieniem ze spadkiem około 70‰. Spod rozmytego materiału morenowego odsłania się w korycie wapienne podłoże, lecz ubytek wody jest niedostrzegalny, mimo stwierdzonych ponorów. Dopiero na wysokości 1250—1240, zwłaszcza w okresie niskich stanów wody, cały potok zanika w ponorach utworzonych na linii szczelin o kierunku SE—NW (S. Zwoliński 1961). Natomiast przy stanach średnich lub wyższych (okres badań) ponory te w dużym stopniu zaszutrowane nie wchłaniają całej masy wody. Poniżej ujścia Potoku Pańszczyckiego zaczyna się stopniowy ubytek wody w korycie w strefie dolomitów środkowotriasowych serii reglowej, przykrytych moreną oraz stwierdzonych na odcinku około 900 m w dół rzeki szeregu ponorów (J. Głazek, Z. Wójcik 1963). Na wysokości około 1080 m, przed skrzyżowaniem Suchej Wody w kierunku wschodnim, woda w korycie całkowicie zanika. Poniżej łożysko Suchej Wody, szerokie i nieregularnie uformowane, zasłane jest miększą warstwą utworów morenowych, spod których podłoże skalne jest niewidoczne. Po prawej stronie łożyska około 300 m poniżej wylotu suchego żlebu „Skalnite” bije wywierzyisko (pod Koziarczyskami), które zasila koryto Suchej Wody na wysokości 938 m n.p.m. i stąd rozpoczyna się jej stały bieg. Sucha Woda płynie przez obszar Rowu Podtatrzańskiego w asymetrycznej dolinie, u podnóża fliszowego garbu Groń (920 m n.p.m.), rozcinając marginalnie stożek fluwioglacjalny do głębokości 2—3 m. Na tym odcinku przyjmuje kilka małych dopływów odprowadzających wodę z obszarów podmokłych stożka oraz fliszowych stoków. Długość odcinka od wylotu z Tatr do połączenia z Potokiem Filipka (826 m n.p.m.) wynosi 3,450 km, a spadek 35,2‰.

Sucha Woda przyjmuje z obszaru Tatr dopływy: Potok z Dwoistego Stawu, Czarny Potok, Żółty Potok, Potok Pańszczycki i Potok Filipka.

Potok z Dwoistego Stawu

Woda wypływa z zachodniego Stawu Dwoistego (1657 m n.p.m.). Na długości pierwszych 100—150 m płynie śródpokrywowo w utworach morenowych, po czym ukazuje się na powierzchni na granicy granitowej grzędy, którą rozcina do głębokości 1—1,5 m. Poniżej potok zasilany jest obfitymi wypływami morenowymi występującymi po obu stronach

koryta. Płynie bystrym strumieniem o szerokości 1—2 m, rozcinając utwory morenowe. Uchodzi do koryta Suchej Wody dwoma ramionami i po kilku metrach gubi wodę w dwóch ponorach. Długość potoku łącznie z przepływem śródpokrywowym wynosi 0,8 km, a spadek 134‰.

Czarny Potok

Czarny Potok, odwadniający obszar o powierzchni 3,15 km², wypływa z Czarnego Stawu Gąsienicowego na wysokości 1619,6 m npm. W górnym biegu (240 m długości) rozcina rygiel skalny kotła Czarnego Stawu wąską rynną, w której płynie burzliwie ze spadkiem powyżej 200‰. W dalszym biegu potok płynie z mniejszym spadkiem w głębokiej dolinie polodowcowej wyścielonej utworami morenowymi. Zasilany jest źródłami wypływającymi ze zbiorników morenowych. Najwydajniejsze są źródła przykorytowe występujące na wysokości około 1540 m. Czarny Potok uchodzi do koryta Suchej Wody na wysokości 1435 m npm. Jest jedynym dopływem zasilającym Suchą Wodę w ciągu całego roku. Długość potoku wynosi 1,440 km, a spadek 125‰.

Żółty Potok

Rozpoczyna się małymi źródłami skalno-rumoszowymi (piaskowce kwarcytowe) wypływającymi w leju źródłowym na stokach Dubrawisk na wysokości 1750—1775 m npm. Do wysokości 1440 m płynie w głębokiej (2—3 m) dolinie o skalistych, stromych zboczach i niewyrównanym dnie (progi skalne, wodospady), wyciętej w piaskowcach kwarcytowych i wapieniach jurajskich. W obrębie Doliny Suchej Wody wskutek gwałtownego zmniejszenia spadku potok usypuje stożek, nakładający się na utwory morenowe i gubi w nim wodę. Do koryta Suchej Wody (1375 m npm.) doprowadza wodę jedynie w okresach wysokich stanów. Długość potoku wynosi 1,3 km, a spadek około 305‰.

Potok Pańszczycki

Potok Pańszczycki, prawostronny dopływ Suchej Wody (VI rząd), odwadnia zlewnię o powierzchni 7,25 km². Za początek potoku przyjęto odpływ z Czerwonego Stawku Pańszczyckiego (1654,3 m npm.). Dolina Pańszczycy o szerokim dnie wyścielona jest utworami morenowymi. Górna część doliny nie posiada stałego odwodnienia powierzchniowego. Żleby rozcinające krystaliczne stoki Koszystej i Żółtej Turni prowadzą wody przeważnie epizodyczne i zanikają w przepuszczalnych utworach morenowych i rumowiskowych o bardzo dużej miąższości (J. Młodziejowski 1934). W okresach wilgotnych wody spływające śródpokrywowo z górnej części doliny wypływają na powierzchnię w strefie przybrzeż-

nej (1680—1670 m) Czerwonego Stawku Pańszczyckiego zasilając go w wodę. Woda ze stawku odpływa śródpokrywowo w utworach morenowych i wypływa na powierzchnię na wysokości około 1612 m. Na wysokości około 1605 m Potok Pańszczycki zasilany jest kilkoma źródłami przykorytowymi o wydajności 1—5 l/sek., i stąd płynie bystrym strumieniem w kierunku północno-wschodnim. Koryto o szerokości 2—3 m wycięte jest w utworach morenowych i zarośnięte kosodrzewiną. Ilość wody w potoku wyraźnie zwiększa się po przyjęciu na wysokości 1540—1500 m npm. obfitych źródeł morenowych bijących na kontakcie z nieprzepuszczalną strefą łupków werfeńskich. Następnie Potok Pańszczycki wpływa w obszar krasu zakrytego. W okresie badań (przy stacjach wyższych od średnich) zaznaczał się stopniowy ubytek wody. Na wysokości około 1430 m npm. po lewej stronie koryta wypływa bardzo wydajne źródło krasowe (około 25 l/sek) o niskiej temperaturze 3,8°C. J. Głazek i Z. Wójcik (1963) prowadząc badania nad zjawiskami krasowymi we wschodniej części Tatr w okresie suchym (1961) stwierdzali brak wody w korycie i występowanie w nim ponorów na wysokości 1480—1370 m, które przy niskich stacjach wchłaniają cały przepływ Potoku Pańszczyckiego. Dlatego przy osłabieniu działalności erozyjnej koryto potoku poniżej ponorów ulega nagłemu zwężeniu, a spod moreny odsłaniają się wapień i dolomity (J. Głazek, Z. Wójcik 1963). Ubytek wody na odcinku przepływu przez Halę Pańszczycką obserwowała także D. Królikowska w 1953 r. Na wysokości 1355 m uchodzi dopływ płynący u podnóży Małej Koszystej. Rozpoczyna się on źródłem na wysokości 1515 m npm. o wydajności około 2 l/sek. W odcinku górnym koryto potoku, nie przekraczające 2 m szerokości, wycięte jest w utworach morenowych zalegających na podłożu granitowym. Natomiast poniżej 1450 m na obszarze zbudowanym z utworów krasowiejących zaznacza się podobnie jak w Potoku Pańszczyckim ubytek wody w korycie, aż do całkowitego zaniku. Poniżej połączenia potok prowadzi wodę tylko w okresach intensywnego zasilania opadami, kiedy ponory nie są w stanie odprowadzić całkowitej ilości wody z koryta.

Na wysokości około 1295 m Potok Pańszczycki przyjmuje drugi, prawostronny dopływ, wypływający ze źródła krasowego u podnóży wapiennego masywu Małej Koszystej (1400 m npm.) na kontakcie z nieprzepuszczalnymi łupkami kajprowymi. Wydajność źródła, mierzona w okresie suchym (1956), wynosiła 1,5 l/sek., natomiast w okresie wysokich stanów (1962) około 100 l/sek. (J. Głazek, Z. Wójcik 1963). Początkowo potok płynie wąskim korytem, a następnie błądzi i częściowo zanika w terenie podmokłym. Na wysokości około 1320 m, poza strefą łupkową, woda całkowicie zanika w morenie i pojawia się przy ujściu. Poniżej połączenia Potok Pańszczycki skręca na północny zachód i prowadzi niewielką ilość wody, ginąc odcinkami w osadach morenowych. Większa ilość wody pojawia się w korycie po otrzymaniu lewobocznych

dopływów spod Butorowa i Strzeleckiej Koliby, które biorą początek z wycieków, a w dalszym biegu drenują mokradła powstałe na równinie gliniastej moreny dennej, podścielonej słabo przepuszczalnymi utworami kajpru i liasu. W dolnym odcinku zaznacza się w korycie Potoku Pańszczyckiego ponowny ubytek wody, a przy ujściu do Suchej Wody (1165 m npm.) prawie całkowity jej zanik, związany z występowaniem w podłożu dolomitów i wapieni. Długość potoku wynosi 5,44 km, a spadek 91‰.

Potok Filipka (Filipczański Potok)

Potok Filipka (VI rząd) odwadnia obszar o powierzchni 14,95 km², zróżnicowany pod względem rzeźby i budowy geologicznej. W związku z tym zmieniają się wzdłuż biegu jego cechy hydrograficzne. Powstaje on z połączenia kilku małych cieków, rozcinających głębokimi wciosami wschodnie stoki Ostrego Wierchu i północne grzbiету Gęsiej Szyi. Cieki zaczynają się niewielkimi źródłami lub wyciekami na wysokości 1300—1330 m npm. Za źródłowy przyjęto potok zaczynający się źródłem na północnych stokach Gęsiej Szyi (1330 m), wypływającym z wapieni i piaskowców liasowych. W odcinku górnym, o długości 2,55 km Potok Filipka płynie ku północnemu wschodowi przez obszar Tatr reglowych w głębokiej dolinie wciosowej. Strone zbocza doliny o nachyleniu 20—45°, całkowicie zalesione, rozcięte są krótkimi, lecz głębokimi wciosami, prowadzącymi wodę przeważnie okresowo. Wypływające w lejach źródłowych i na zboczach małe źródła lub wycieki gubią najczęściej wodę w rumoszu. Koryto potoku głównego o szerokości 0,5—2 m wcięte jest w dno doliny 0,5 m. Potok Filipka płynie w odcinku tatrzańskim ze spadkiem 133,5‰. Na wysokości około 1090 m następuje gwałtowne załamane spadku na progu o wysokości 15 m, zbudowanym z odpornych wapieni rogowcowych (A. Wrzosek 1933). Do połączenia ze Złotym Potokiem (990 m npm.) potok ten niesie niewielką ilość wody. Około 250 m poniżej zmienia kierunek biegu na północny i wpływa na obszar fliszowego Podhala. Na odcinku 2,3 km (990—870 m) płynie ze spadkiem 45‰ w rozległej, płaskodennej dolinie, wyścielonej utworami fluwio-glacialnymi, o zboczach nachylonych do 20°. Koryto potoku o zmiennej szerokości 1—3 m błędzi w utworach akumulacyjnych. Dno doliny jest bardzo podmokłe, a miejscami zabagnione.

W odcinku dolnym o długości 3,250 km (poza granicą mapy) od Zazadniej do połączenia z Suchą Wodą 826 m npm. Potok Filipka płynie ze spadkiem 187‰, w konsekwentnej, płaskodennej dolinie. Koryto potoku o szerokości 2—3 m wycięte jest w utworach akumulacyjnych do głębokości 0,5—1,0 m. Całkowita długość Potoku Filipka wynosi 8,1 km, a spadek 62,2‰.

W granicach mapy Tatr Wysokich znajdują się następujące dopływy

Potoku Filipka: Złoty Potok, potoki Łężny, Przyporniak i Sołtysówka oraz liczne drobne cieki rozcinające zachodnie zbocza Gołego Wierchu i zalegające u jego podnóży pokrywy fluwioglacjalne (Las Brzanówka i Zazadnia).

Złoty Potok

Złoty Potok wypływa w żlebie pomiędzy Złotym Wierchem i Rusinową Polaną (1290 m npm.) ze źródła skalno-rumoszowego (wapienie i margle jurajskie) o wydajności około 0,2 l/sek. Kilkanaście metrów poniżej zasila go źródło o wydajności około 0,15 l/sek. Woda z tych źródeł po kilkunastu metrach zanika w rumowisku i koryto do wysokości 1190 m jest całkowicie suche. Stały bieg potoku rozpoczyna się od źródeł wypływających w krótkim prawobocznym żlebie pod Rusinową Polaną na wysokości 1180 m z wapieni i margli kredowych. Źródło pod skarpą jest obudowane i użytkowane okresowo. Poniżej źródeł Złoty Potok płynie w kierunku północnym korytem o szerokości 3—4 m, na kontakcie wapieni i łupków z utworami morenowymi. W dolnym biegu Złoty Potok przyjmuje 3 krótkie dopływy lewoboczne zasilane źródłami wypływającymi z utworów triasowo-jurajskich. Potoki te płyną w głębokich dolinach wciosowych gubiąc odcinkami wodę w rumoszu. Z prawej strony potok nie otrzymuje żadnego dopływu z wyjątkiem linii źródeł przykorytowych bijących na wysokości 1040—1050 m. Złoty Potok łączy się z Potokiem Filipka na wysokości 998 m npm. Długość potoku wynosi 2,040 km, a spadek 152‰.

Potok Łężny

Bieg potoku Łężnego można podzielić na 2 odcinki: tatrzański i podhalański. Odcinek tatrzański rozpoczyna się w dolinie Jaworzyńskiej pod Zadnią Kopą Sołtysią na wysokości 1265 m npm. małym źródłem wypływającym z wapieni na kontakcie z liasowymi łupkami. W odcinku górnym potok zasilany jest kilkoma lewobocznymi ciekami rozcinającymi wschodnie zbocza Kop Sołtysich oraz mało wydajnymi źródłami przykorytowymi. Dolina wycięta w wapieniach i łupkach ma charakter głębokiego wciosu, o stromych zboczach (20—45°) i dużym spadku. Poniżej wysokości 1150 m zaznacza się w korycie stopniowy ubytek wody i na wysokości 1150 m całkowity jej zanik w uszczelinionych wapieniach murańskich. Do wylotu z Tatr dolina jest bardzo głęboka o pionowych ścianach i wąskim dnem, w którym występują progi skalne o wysokości od kilku- do kilkunastu metrów i kotły eworsyjne (A. Wrzosek 1933) zasłane rumoszem. Na tym odcinku dolina prowadzi wodę tylko w okresach ulewnych opadów i roztopów. Długość odcinka tatrzańskiego wynosi 1,7 km, a spadek 191‰.

Woda pojawia się w korycie na wysokości 930 m na terenie Podhala. Tu otrzymuje potok Łężny krótki prawostronny dopływ zasilany źródłem bijącym z wapieni murańskich na kontakcie z nieprzepuszczalnymi utworami fliszu. Na odcinku podhalańskim spadek potoku zmniejsza się do 62‰. Dolina ma łagodniejsze zbocza o nachyleniu 5—15°. W dzień występują podmokłości. Potok uchodzi do Potoku Filipka na wysokości 875 m npm. Długość potoku wynosi 2,750 km, a średni spadek 141‰.

Potok Przeporniak

Tatrzański odcinek doliny o długości 0,8 km i spadku 287‰ odwadniany jest tylko okresowo. Dolina rozpoczyna się na wysokości 1170 m npm. słabo rozwiniętym lejem źródłowym. Górna część wycięta w łupkach i wapieniach liasowych posiada zbocza o nachyleniu 9—20°. Powyżej dolina ma charakter wąwozu o stromych stokach i skalistym niewyrównanym dnie (progi skalne), wyciętego w odpornych wapieniach rogowcowych. Wylot z Tatr zamyka stożek napływowy. W strefie kontaktu wapieni murańskich i numulitowych z fliszem podhalańskim bije z prawego brzegu koryta linia bardzo wydajnych źródeł, od których rozpoczyna się stały bieg potoku. Poniżej dolina wycięta jest w łupkach. Łagodne zbocza doliny pokryte warstwą zwietrzliny rozcięte są płytkimi dolinkami nieckowatymi o dnach podmokłych. W odcinku podhalańskim potok Przeporniak płynie ze spadkiem 47‰ i uchodzi do Potoku Filipka na wysokości 860 m npm. Całkowita długość potoku wynosi 2,5 km, a spadek 124‰.

Potok Sołtysówka

Zachodnie stoki garbu Zgorzelisk rozcina głęboką doliną wełosową Potok Sołtysówka. Rozpoczyna się on na wysokości 1020 m npm. płytkim lejem źródłowym rozciętym dolinkami okresowymi. Między wysokością 1020 a 920 m otrzymuje z prawego zbocza kilka małych cieków, zasilanych źródłami i młakami z utworów łupkowo-piaskowcowych. Potok prowadzi bardzo małą ilość wody od kilku, w okresie suchym, do kilkudziesięciu l/sek. w czasie opadów gwałtownych oraz roztopów, co jest typowe dla potoków pogórskich obszarów fliszowych. Długość potoku do połączenia z Potokiem Filipka (855 m) wynosi 1,250 km, a spadek 132‰.

Sichlański Potok

Sichlański Potok (V rząd) o powierzchni zlewni 4,25 km² bierze początek z bardzo wydajnych źródeł wypływających z utworów fluwioglacjalnych stożka Sucheje Wody na wysokości 960--965 m npm.

W odcinku górnym, zalesionym (Las Capowski) Sichlański Potok płynie w kierunku południowo-wschodnim. Wzdłuż koryta rozcinającego do głębokości około 0,5 m powierzchnię stożka występują podmokłości. Szczególnie podmokłe jest lewe zbocze garbu, gdzie pod żwirami występują łupki fliszowe. W odległości około 700 m od źródeł potok zmienia bieg na północno-zachodni, lecz wody z koryta głównego bifurkują do obniżenia o kierunku północno-wschodnim. Poniżej odcinka bifurkującego (poza granicą mapy) Sichlański Potok płynie w asymetrycznej dolinie w kierunku północnym u podnóży fliszowego garbu Murzasichla, rozcinając marginalnie stożek Suchej Wody. Na wysokości około 860 m npm. koryto główne skręca ku północnemu zachodowi i uchodzi do Cichej Wody na wysokości 799 m. Długość potoku wynosi 4,3 km, a spadek 37,4‰.

Potok Chowańcówka

Potok Chowańcówka (V rząd) odwadnia obszar o powierzchni 4,87 km². Dolina rozpoczyna się słabo wykształconym lejem źródłowym na wysokości 1025 m npm. Występują tu okresowe wysięki z gliniasto-żwirowych utworów fluwioglacjalnych, a ich mały odpływ nie formuje wyraźnego koryta. Właściwy początek dają potokowi 2 źródła wypływające z utworów fluwioglacjalnych na wysokości 1010 m (ujęte w studzienkę) i 1005 m (o wydajności około 0,5 l/sek.). Poniżej źródeł do wysokości około 910 m Potok Chowańcówka płynie w dolinie wciosowej, wyciętej we fliszu, zalesionej, o nachyleniu zboczy 9—20°, która od Polany Weszkówka przechodzi w dolinę nieckowatą, wyścieloną utworami fluwioglacjalnymi, całkowicie wylesioną. Dno doliny jest podmokłe, rozcięte do głębokości około 0,5 m. Wskutek niewielkiego spadku potok płynie leniwie. Na całej długości Potok Chowańcówka przyjmuje bardzo małą ilość dopływów. Zbocza prawe, zbudowane z łupków fliszowych, rozcięte są kilkoma krótkimi dolinkami, odwadnianymi okresowo. Większą ilość wody dostarczają 2 lewoboczne dopływy. Odprowadzają one wodę z bardzo wydajnych źródeł, podmokłości oraz systemu drenów, znajdujących się w pokrywach fluwioglacjalnych zalegających na garbie Kiełbasówki, a zwłaszcza w rejonie Polany Weszkówka.

W dolnym odcinku (poza granicami mapy) Potok Chowańcówka płynie w płaskodennej dolinie o stromych zboczach, wyciętej w utworach akumulacyjnych, i skręca ku północo-zachodowi wskutek podparcia ujścia przez wał brzegowy wód powodziowych Poronca. Długość Potoku Chowańcówka wynosi 6,1 km, a średni spadek 44,3‰.

Potok Hrubiański

Potok Hrubiański (V rząd) jest jednym z potoków źródłowych Jesionkówki, której zlewnia ma powierzchnię 4,56 km². Rozpoczyna się on źródłami na wysokości 1015 m npm. wypływającymi z utworów fluwiogla-

cyjnych, zalegających na podłożu fliszowym. W otoczeniu źródeł występuje mokradło odwadniane rowami. W górnym biegu płynie potok ku północy w dolinie wciosowej, wyciętej w utworach fliszowych. Szerokość koryta wynosi 0,5—2,0 m. Zbocza o nachyleniu 4—20° są zalesione. Potok Hrubiański do połączenia z Potokiem Orawców na wysokości 787 m nie przyjmuje żadnych dopływów. Długość potoku 4,2 km a spadek 54,2‰.

Dorzecze Białki

Dorzecze Białki jest dorzeczem III rzędu, o powierzchni 231,95 km². Powierzchnia zamknięta wodowskazem na Łysej Polanie wynosi 63,5 km². Mapa Tatr Wysokich (w granicach Polski) obejmuje zlewnie lewołoczne, odwadniające wysokogórski obszar krystaliczny Rybiego Potoku (11,3 km²), Potoku Roztoka (13,6 km²) i Potoku Waksmundzkiego (5,35 km²) oraz obszar międzorzecza Białki pomiędzy ujściem Potoku Waksmundzkiego i Polaną Głodówką (7,95 km²). Łączna powierzchnia tych zlewni wynosi 38,255 km².

Potok Białka

Białka płynie w typowym żłobie lodowcowym o szerokim dnie i stromych, często podciętych zboczach. Dno przeważnie płaskie, wyścielone jest utworami fluwioglacialnymi i aluwialnymi, a u wylotu dolin materiałem rumoszowym stożków. Zbocza okrywa morena boczna (M. Klimaszewski 1961). Górny odcinek Białki o spadku 72,6‰ położony na terenie Czechosłowacji nosi nazwę Białej Wody. Białka wypływa z Zielonego Stawu w Dolinie Kaczej na wysokości 1577 m npm. Na 5,8 km biegu przyjmuje pierwszy, lewostronny dopływ z terenu Tatr Polskich — Rybi Potok. Poniżej jego ujścia (1075 m npm.) płynie ze znacznie mniejszym spadkiem, błędząc w osadach. Lewe zbocze doliny rozcięte jest małymi ciekami odprowadzającymi wodę z licznych źródeł morenowych i utworów aluwialnych. Na wysokości około 1120 m npm. Białka wpływa w obszar krasowiejących wapieni przykrytych utworami aluwialno-morenowymi (A. Wrzosek 1933). Przed wylotem Doliny Roztoka (1020,7 m npm.) w okresach bardzo niskich stanów wody widoczny jest w korycie Białki ponor (J. Głazek 1963). Białka prowadzi wodę w dalszym ciągu szerokim korytem podcinając brzegi. Następną cięg ponorów występuje na wysokości około 995 m npm. (J. Głazek, Z. Wójcik 1963). W okresach niskich stanów wody stwierdzony został całkowity brak wody w korycie na odcinku 300—400 m i jej wypływ w dużym wywierzysku krasowym (987 m npm.) po prawej stronie koryta Białki (J. Głazek, Z. Wójcik 1963). Podobne obserwacje poczynił A. Rajwa w jesieni 1962 r. Zbocza Doliny Białki pomiędzy ujściem Potoku Roztoka i Waksmundzkiego rozcięte są licznymi ciekami wypływającymi

ze źródeł lub wycieków oraz rynnami okresowymi. Potoki gubią wodę w utworach akumulacyjnych Doliny Białki, podścielonych skałami krasowięjącymi. Nie doprowadzają wody do koryta Białki również odpływy z linii źródeł bijących z krawędzi terasy na wysokości około 1040 m. Poniżej wywierzyska Białka płynie szerokim korytem błędząc w osadach. W dalszym biegu zasilana jest dopływami z licznych źródeł bijących z krawędzi moreny bocznej, zalegającej na zboczach „Lasu Palenica” oraz z utworów terasowych. Przed Łysą Polaną Białka podcina ścianę wapiennej skałki (1119,2 m). Na wysokości około 900 m uchodzi do Białki ostatni potok „Hurkotne”, mający swe źródła w strefie wychodni wapieni środkowotriasowych serii reglowej. Na odcinku od profilu wodowskazowego na Łysej Polanie do granic omawianego obszaru (775 m npm.) Białka płynie ze spadkiem 23,8‰ podcinając fliszowe stoki Pogórza. W korycie spod utworów akumulacyjnych występują progi skalne, na których tworzą się szypoty. Na odcinku tym uchodzą do Białki liczne krótkie cieki stałe lub okresowe, rozcinające strome zbocza fliszowe. Cieki zasilane są mało wydajnymi źródłami, częściej młakami lub wysiękami z gliniastych pokryw fluwioglacjalnych i zwietrzelinowych.

Rybi Potok

Zlewnia Rybiego Potoku (na mapie głównej Fotok Rybi) o łącznej powierzchni 11,3 km² składa się z dwóch części: część górna (po wodowskaz na Morskim Oku) obejmuje zlewnię Czarnego Stawu i Morskiego Oka (5,9 km²). Strome stoki kotłów rozcięte są gęstą siecią cieków, głównie okresowych i epizodycznych, odprowadzających wodę ze spływu powierzchniowego oraz źródeł rumoszowych i morenowych do zbiorników jeziernych. Część zlewni, położona poniżej Morskiego Oka (pow. 5,4 km²), odwadniana jest przez Rybi Potok.

Rybi Potok, wypływający z Morskiego Oka (1393 m npm.), płynie w zawieszanej dolinie lodowcowej, której dno wyścielone jest grubo moreną denną. Rynna potoku wcięta jest w równinę morenową 5—20 m (Klimaszewski 1961). Z jeziora odpływa potok korytem o szerokości około 2 m, rozcinając wał morenowy. Około 350 m poniżej, wskutek zmniejszenia spadku i tamowania swobodnego odpływu blokami morenowymi, wody potoku rozlewają się tworząc w dnie doliny dwa małe stawki „Żabie Oko” i „Małe Morskie Oko” oraz podmokłości. Na całej długości potok zasilany jest licznymi źródłami przykorytowymi, głównie morenowymi, oraz przez cieki rozcinające strome stoki Opalonego. Liczne cieki rozcinające stoki doliny gubią wodę w stożkach rumoszowych i w utworach morenowych nie doprowadzając wody do koryta Rybiego Potoku. W rejonie Wanty spadek wyraźnie zwiększa się i Rybi Potok spływa kaskadami do Doliny Białki, z którą łączy się na wysokości 1075 m npm. Długość potoku wynosi 5 km, a spadek 63,6‰.

Potok Roztoka

Potok Roztoka odwadnia bezpośrednio dolinę o tej samej nazwie (powierzchnia ok. 8,1 km²) a pośrednio Dolinę Pięciu Stawów Polskich (powierzchnia 5,5 km²). Za początek potoku uważany jest wypływ z Wielkiego Stawu (1665 m npm.).

Wielki Staw jako najniższej położony zbiornik doliny zbiera wody z Czarnego Stawu oraz licznych małych cieków odwadniających górną część doliny. Najdłuższy z nich — ciek o długości 1,5 km — rozcinający morenowe dno doliny ma swoje źródła na wysokości 1484 m npm. Zasilają go z lewej strony krótkie dopływy spod progu morenowego Pustej Dolinki oraz ze stoków Koziego Wierchu. Około 150 m na południowy wschód od Wielkiego Stawu występuje wodospad o wysokości 67 m zwanym „Siklawą”, oddzielając Dolinę Pięciu Stawów od Doliny Roztoki. Poniżej wodospadu potok płynie w żłobie lodowcowym o wąskim dnie, wyścielonym utworami morenowo-rumoszowymi (M. Klimaszewski 1961). Odpływ podziemny z Buczynowej Dolinki pojawia się na kontakcie z utworami skalnymi (Siklawica Buczynowa) w postaci wydajnych źródeł, a następnie ginie w piargach i morenie dennej i wypływa dopiero przy korycie Potoku Roztoka w postaci linii źródeł. Również cieki spływające ze stoków Wołoszyna gubią wodę w piargach i morenach. Wzdłuż całego biegu Potok Roztoka zasilany jest źródłami morenowymi bijącymi wzdłuż koryta. Ujście Doliny Roztoki jest zawieszona wskutek poszerzenia walnej Doliny Białki (M. Klimaszewski 1961). Potok płynie w tym odcinku głęboką gardzielą, tworząc trójstopniowe „Wodogrzmoty Mickiewicza”. U wylotu gardzieli Potok Roztoka gubi częściowo wodę w stożku napływowym. W odcinku ujściowym (w dnie Doliny Białki) koryto potoku rozdziela się na dwa ramiona, z których prawe, (główne) prowadzi wodę do koryta Białki (wysokość ujścia 1020 m) tylko w czasie wysokich stanów, natomiast w lewym zaznacza się stopniowy ubytek wody, aż do całkowitego jej zaniku. Zjawisko to związane jest z występowaniem w podłożu, pod utworami akumulacyjnymi, krasowięjących wapieni środkowotriasowych, a w korycie Białki ponorów (J. Głazek, Z. Wójcik 1963). Długość Potoku Roztoka wynosi 6,5 km, a spadek 99,2‰.

Potok Waksmundzki

Potok Waksmundzki odwadnia zlewnię o powierzchni 5,35 km². Dolina potoku jest doliną polodowcową, lecz w stosunku do Doliny Rybiego Potoku i Roztoki przeobrażoną w znacznie mniejszym stopniu, z czym związany jest mniejszy zasięg i miąższość utworów morenowych. Jednoznaczne ustalenie początku Potoku Waksmundzkiego jest trudne; nie wypływa on bowiem ani ze źródła funkcjonującego stale, ani z jeziora.

Źródła rumoszowe należą do „wędrujących”. W okresie prowadzonych badań potok wypływał na wysokości 1950 m npm. z rumoszu przewodzącego wodę z płatu „wiecznego śniegu”. Z tego względu dane morfometryczne nie są zgodne z podanymi przez I. Gieysztor, która przyjmuje wysokość źródeł na 1865 m npm. (1961). Na odcinku około 2 km od „źródła” płynie Potok Waksmundzki ze zmiennym spadkiem od 100 do 400‰ w strefie progów skalnych. Koryto potoku o szerokości do 1 m wycięte jest w podłożu skalnym, miejscami zasłane materiałem morenowo-rumoszowym. W górnym biegu potok prowadzi bardzo małą ilość wody. Kilka krótkich dopływów zasilanych wyciekami funkcjonuje tylko okresowo i gubi wodę w stożkach. Na wysokości około 1460 m występuje w korycie próg skalny o wysokości 15 m, poniżej którego zwiększa się miąższość materiału morenowo-rumoszowego oraz szerokość koryta do 3 m. Na odcinku w strefie wysokości 1340—1275 m potok zasilany jest źródłami przykorytowymi, morenowymi o łącznej wydajności około 2 l/sek.

Poniżej 1190 m zaznacza się w latach wilgotnych (badania 1960) zmniejszenie przepływu, a w okresach suchych całkowity zanik wody związany z występowaniem w korycie ponorów (J. Głazek, Z. Wójcik 1963). Na wysokości 1073 m bije po lewej stronie koryta wywierzyisko o wydajności około 50—100 l/sek., czynne okresowo. Około 200—300 m przed ujściem do Białki (987 m) woda potoku znika całkowicie w przepuszczalnych osadach potężnego stożka, podścielonego krasowiejącymi skałami podłoża. Powierzchniowy odpływ istnieje tylko w czasie wysokich stanów, w czasie których wody odprowadzane są trzema rozgałęzieniami. Długość potoku wynosi 6,6 km, a spadek 146‰.

Cieki rozcinające zbocza Doliny Białki poniżej ujścia
Potoku Waksmundzkiego

Cieki te są krótkie, nieprzekraczające 2 km długości, o spadku 100—140‰. Biorą początek ze źródeł lub młak na wysokości 990—1150 m npm. Najwięcej wody do koryta Białki dostarcza potok wypływający na Polanie „Palenica Białczańska” z utworów morenowych oraz potok „Hurkotne”, ze źródła krasowego. Pozostałe są przeważnie ciekami okresowymi, prowadzącymi bardzo małą ilość wody, gdyż zasilane są głównie z młak wypływających z utworów fliszowych lub pokryw zwierzelinowych.

STANY WODY

Wieloletnie obserwacje stanów wody prowadzone przez PIHM na omawianym obszarze posiada tylko Białka dla przekroju wodowskazowego na Łysej Polanie, który zamyka zlewnię o powierzchni 63,5 km². Na Potoku Olczyskim w Jaśzczurówce rozpoczęto obserwacje dopiero od

roku 1963, a więc po okresie obejmującym lata badań hydrograficznych i z tego powodu nie zostały one uwzględnione w szczegółowych rozważaniach.

Analizę stanów wody Białki, reprezentującej ustrój potoków odwadniających wysokogórski obszar krystaliczny, z małym udziałem obszarów zbudowanych z utworów krasowięjących, przeprowadzono dla 10-lecia 1953—1962. W tym okresie wystąpiły lata zarówno o wysokich stanach wody (1955, 1958, 1960) jak i niskich (1953, 1954, 1961). Główne roczne stany wody przedstawia tabela 12 i rycina 7.

Średnie roczne stany wody wahały się w poszczególnych latach od 159 do 180 cm. Stany maksymalne przekraczały stany średnie o 34—159 cm, a minimalne od 45 cm (1961) do 172 cm (1958). Najczęściej mieszczą się one w granicach 0,5—1 m (tab. 12, ryc. 8). W omawianym dziesięcioleciu zostały przekroczone ekstremalne stany wody dotychczas obserwowane. W 1958 r. (29 VI) osiągnęły absolutne maksimum, tj. 338 cm (dotychczasowe 326 VI 1948) a w 1961 r. (24 II i 10 III) absolutne minimum — 149 cm (dotychczasowe 151 cm 18 III 1949 i 8 VI 1948). Absolutna amplituda wynosiła więc 189 cm i przekroczyła dotychczas notowaną wartość o 14 cm.

Tabela 12

Główne roczne stany wody na Białce Tatrzańskiej w latach 1953—1962 wodowskaz — Łysa Polana. Annual water levels on the river Białka in the years 1953—1962, river gauging station at Łysa Polana

Rok	Główne roczne stany wody w cm Main annual water levels in cm					Amplituda roczna w cm
	średnie	średnie maksymalne	maksymalne	średnie minimalne	minimalne	
1953	173	187	213 V	171	164 II, III	49
1954	174	(183)	222 V	169	162 II, III	60
1955	180	199	254 VI	173	164 III	90
1956	179	187	222 VI	175	167 II, III	55
1957	179	191	222 VII	174	168 XII, III	54
1958	179	202	338 VI	172	166 XII	172
1959	178	191	247 VII	174	169 II, III	78
1960	177	192	281 VII	171	156 X	125
1961	159	172	194 VII	155	149 II, III	45
1962	166	182	250 VII	159	150 XII-III	100
1953—62	175	190	338	169	149	189

Przebieg miesięcznych stanów głównych oraz ich amplitudy ilustruje tabela 13 oraz ryciny 9, 10.

Niskie stany wody, zaznaczające się już w miesiącach jesien-nych, pogłębiają się w czasie zimy i osiągają minimum najczęściej

Ryc. 7. Roczne główne stany wody na Białce w latach 1953—1962
 Wodowskaz Łysa Polana: 1 — maksymalne; 2 — średnie; 3 — minimalne

Fig. 7. Main annual waterlevels on the Białka river in the years 1953—1962

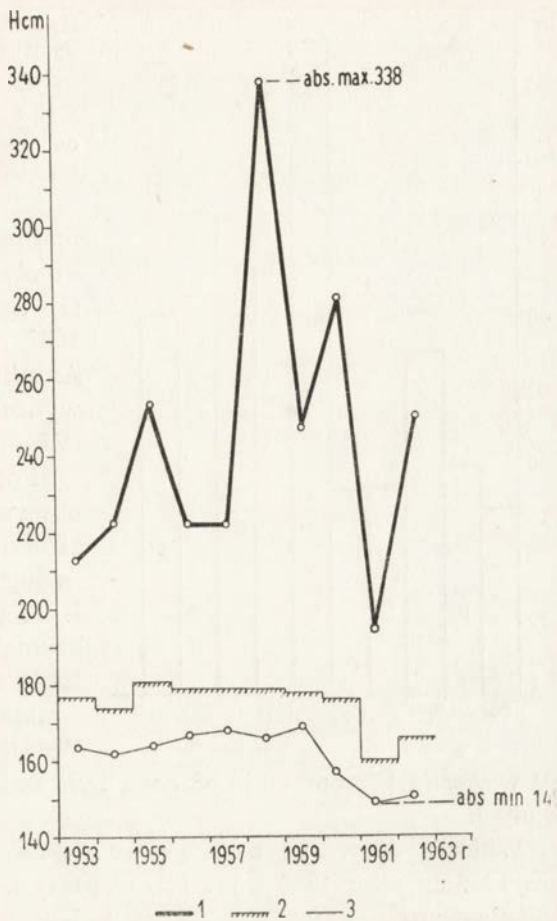
River-gauging station at Łysa Polana: 1 — maximum; 2 — mean; 3 — minimum

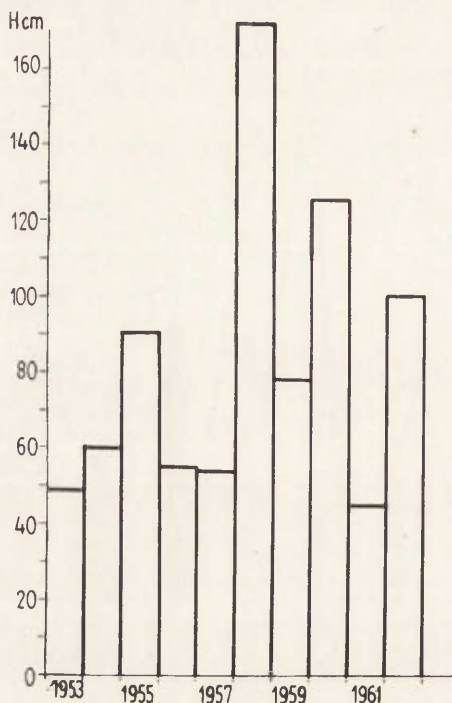
w miesiącu lutym, które utrzymuje się zwykle jeszcze w marcu. Natomiast rzadko pojawia się wyłącznie w marcu (1955). W omawianym dziesięcioleciu w trzech latach minimum wystąpiło już w grudniu (1957, 1958, 1962) i w przypadku roku 1957 utrzymało się do marca, a w roku 1962 — aż do kwietnia. Najniższe minimum było niższe od średniej rocznej wody o 26 cm. W kwietniu rozpoczyna się stopniowy przybór wód, spowodowany tajaniem pokrywy śnieżnej w niższych czę-

ściach zlewni i średni stan wody zbliża się w tym miesiącu do średniego rocznego. Stany wody gwałtownie wzrastają w miesiącu maju wskutek postępujących roztopów w wyższych piętrach zlewni. W miesiącu tym nawet stany minimalne najczęściej przekraczają średni stan roczny, a stany maksymalne w poszczególnych latach były wyższe o 30—80 cm, z wyjątkiem lat suchych, gdzie ta różnica wynosiła poniżej 20 cm.

W omawianym 10-leciu maksymalne stany wody występowały najczęściej w miesiącach: lipcu (5 razy) i czerwcu (3 razy), kiedy na wysokie stany, wywołane roztopami, nakładał się spływ z występujących w tych miesiącach wysokich opadów atmosferycznych. Od sierpnia zaznacza się spadek wody w rzece, chociaż i w tym miesiącu (np. 1955) może wystąpić sporadycznie wysoki, lecz krótko trwający stan wody z opadów ulewnych.

Średnie amplitudy miesięczne wahały się od 2 do 44 cm. Najniższymi amplitudami cechowały się miesiące luty (2 cm) i styczeń (4 cm), najwyższymi miesiące czerwiec (43 cm) i lipiec (44 cm). Mini-





Ryc. 8. Roczne amplitudy stanów wody na Białce w latach 1953—1962, wodowskaz Łysa Polana

Fig. 8. Annual amplitude of waterlevels on the Białka river in the years 1953—1962, river-gauging station at Łysa Polana

malna amplituda w omawianym okresie wystąpiła w lutym 1961 r. (1 cm), maksymalna w czerwcu 1958 r. (154 cm — tab. 14, ryc. 10). Amplitudy miesięczne ekstremalne wynosiły od 24 cm (II) do 172 cm (VI — tab. 13).

Podobny przebieg stanów wody obserwowany był w 10-leciu 1949—1958 (I. Gieysztor 1961). Na uwagę zasługuje rok 1958, dla którego I. Gieysztor przyjęła jako stan maksymalny 222 cm (VII), podczas gdy faktyczny notowany w dniu 29 VI o godz. 19¹⁵ osiągnął wartość 338 cm.

Wskutek tego amplituda w tym roku wynosiła 172 cm a nie 56 cm i była najwyższą z dotychczas obserwowanych.

Wnioski dotyczące dobowych stanów wody wyciągnięto na przykładzie roku 1958 (ryc. 11), w którym występowały opady o bardzo zróżnicowanym natężeniu. Okres jesieni i zimy charakteryzuje się dużym wyrównaniem stanów wody — amplitudy dobowe wahają się w granicach 1—6 cm, w związku z przewagą w tych miesiącach opadów sta-

Tabela 13

Miesięczne stany główne za okres 1953—1962 dla Białki Tatrzańskiej wodowskaz — Łysa Polana
Monthly water levels for the period 1953—1962 on the river Białka, rivergauging station at Łysa Polana

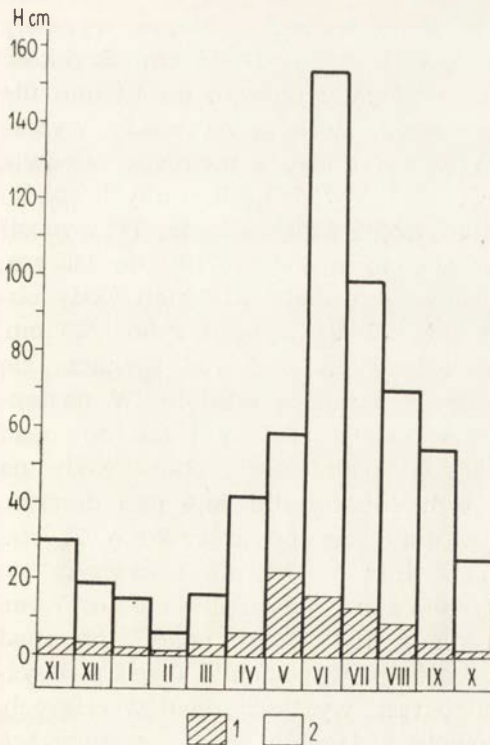
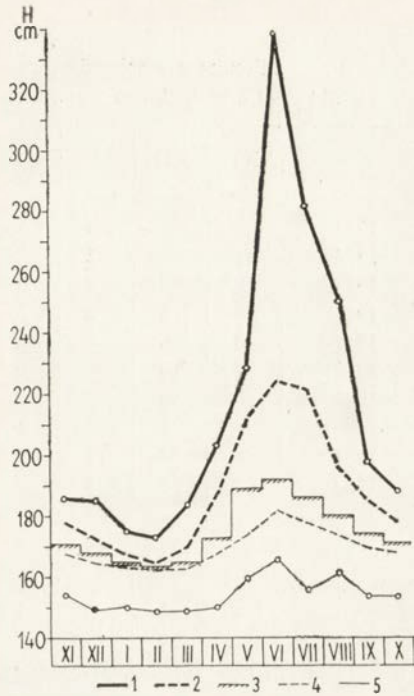
Stany wody	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Maksymalne	186	185	175	173	184	203	229	338	281	254	197	188
Średnie maksymalne	178	173	168	165	170	188	212	225	222	196	185	178
Średnie	171	168	165	164	165	173	185	192	186	180	174	171
Średnie minimalne	168	165	164	163	163	168	174	182	178	174	170	168
Minimalne	154	150	150	149	149	150	160	166	156	161	154	154
Amplitudy średnie	10	8	4	2	7	20	38	43	44	22	15	10
Amplitudy ekstremalne	32	35	25	24	35	53	69	172	125	93	43	34

Ryc. 9. Miesięczne główne stany wody na Białce za okres 1953—1962

Wodowskaz Lysa Polana: 1 — maksymalne; 2 — średnie maksymalne; 3 — średnie minimalne; 4 — średnie minimalne; 5 — minimalne

Fig. 9. Main monthly waterlevels on the Białka river for the period 1953—1962

River-gauging station at Lysa Polana: 1 — maximum; 2 — mean high; 3 — mean low; 4 — mean minimum; 5 — minimum



Ryc. 10. Miesięczne amplitudy stanów wody na Białce za okres 1953—1962

Wodowskaz Lysa Polana: 1 — minimalne; 2 — maksymalne

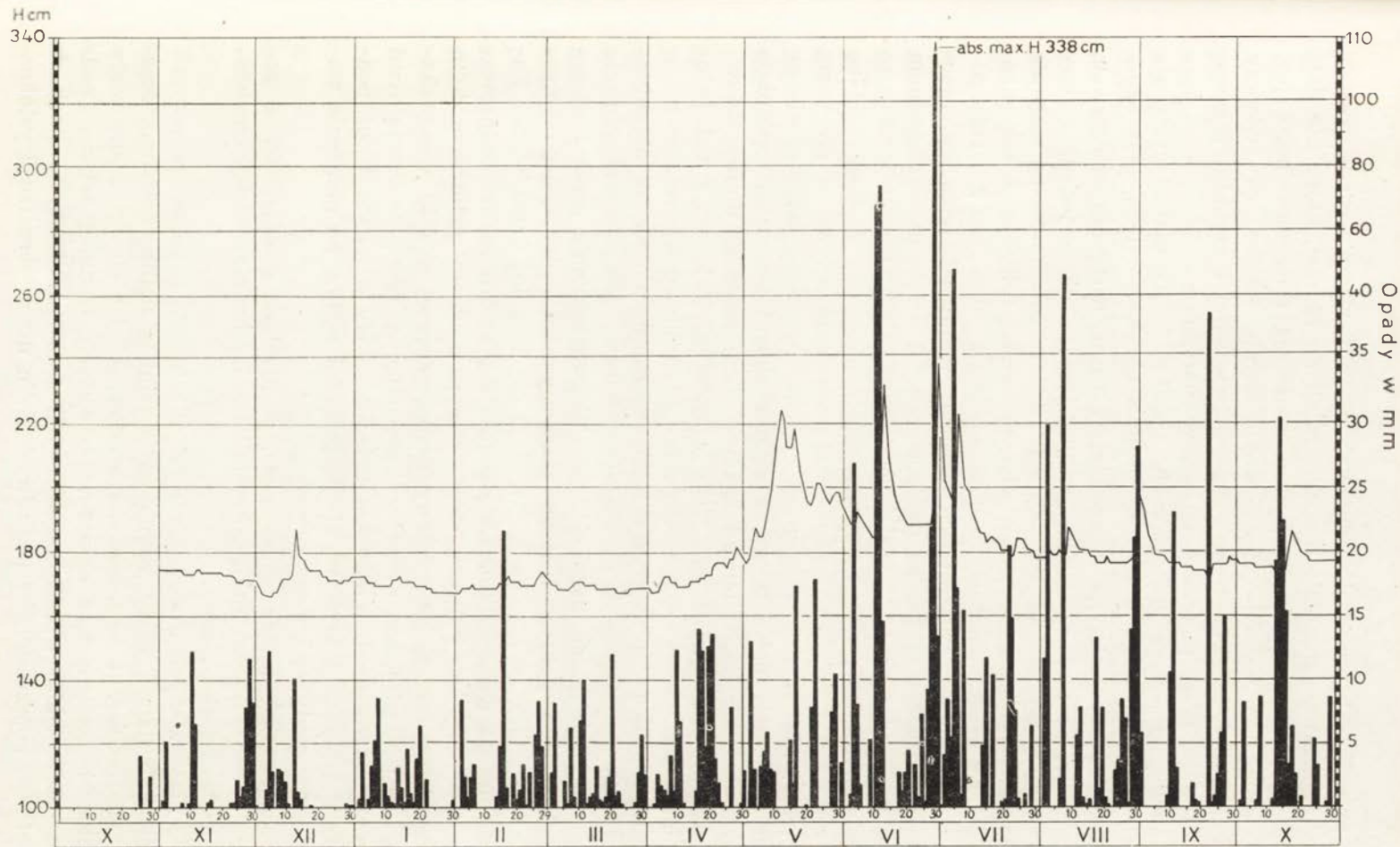
Fig. 10. Monthly amplitudes of water levels on the Białka river for the period 1953—1962

River-gauging station at Lysa Polana: 1 — minimum; 2 — maximum

Miesięczne amplitudy stanów wody na Białce w latach 1953—1962
 Monthly amplitudes of waterlevels in the years 1953—1962 on the river Białka

Rok	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
1953	20	8	3	3	10	24	35	23	13	19	17	11
1954	—	—	2	2	4	5	53	16	20	18	10	5
1955	12	8	4	3	13	6	31	63	32	70	55	14
1956	9	5	2	2	3	29	25	30	19	11	6	6
1957	8	6	4	2	16	27	29	24	42	19	15	6
1958	4	19	5	6	4	12	53	154	44	23	25	12
1959	10	4	4	2	5	28	25	43	66	14	4	2
1960	4	3	2	1	4	13	41	33	99	23	14	12
1961	6	18	15	2	4	26	22	16	38	23	7	26
1962	30	8	3	—	4	42	59	30	76	9	5	2
Amplituda max.	30	19	15	6	16	42	59	154	99	70	55	26
Amplituda minim.	4	3	2	1	3	5	22	16	13	9	4	2

łych i brakiem dostawy wody do cieków. Większe wahania dobowe występują w półroczu letnim, ponieważ na przełomie tych dwóch okresów (IV—V) ma miejsce tajanie pokrywy śnieżnej, a w miesiącach letnich występują ulewne opady. W maju wahania dobowe wynosiły 1—10 cm, w czerwcu — 2—36 cm, a w lipcu — 1—28 cm. Szybkość reakcji zależy od intensywności opadów. Opady dobowe do 10 mm nie wpływają na podniesienie się stanu wody. Reakcja na opady wyższe występuje zazwyczaj z opóźnieniem jednej doby, a niekiedy zaledwie kilku godzin, i tak np.: w dniu 29 VI 1958 w godzinach rannych spadło 140 mm deszczu typu burzowego. Stan wody, który o godz. 7⁰⁰ wynosił 202 cm, o godz. 13⁴⁰ podniósł się do 312 cm, a o godz. 19¹⁵ do 338 cm. Szybko nastąpiło również opadanie wody — o godz. 21⁴⁰ stan wody obniżył się do 302 cm, a o godz. 7¹⁰ dnia 30 VI wynosił tylko 238 cm. W przypadku opadów ciągłych największy przybór wód zaznacza się w następnej dobie po pierwszym dniu z wysokim opadem. W następnych dniach wysokie opady wywołują reakcję słabszą, i tak np. opad rzędu 67,5 mm w dniu 11 VI 1958 dał podniesienie stanu wody na Białce o 30 cm w dniu 12 VI. W tym dniu spadło 73,4 mm deszczu, a zwierciadło wody podniosło się w dniu następnym tylko o 17 cm. Po opadzie w wysokości 14,6 mm w dniu 13 VI nie zaznaczyła się zwyżka stanu wody w rzece, a przeciwnie stan wody obniżył się o 17 cm. Po 6 dniach stałego obniżania się stanu wody (brak opadu lub opad w granicach 2—3 mm) nastąpiła stabilizacja w poziomie nieco podwyższonym w stosunku do stanu sprzed okresu wysokich opadów ciągłych, pomimo że w tym okresie występowały codzienne opady w granicach



1 9 5 8

Ryc. 11. Dobowe stany wody i opady w roku hydrologicznym 1958. Wodowskaz na Białce i stacja opadowa w Łysej Polanie

Fig. 11. Daily waterlevels and precipitation in the hydrologic year 1958. River-gauging station on the Białka and precipitation station at Łysa Polana

1—10 mm. Z tych przykładów wynikałoby, że a) zlewnia Białki posiada zdolność zatrzymywania całego opadu rzędu do 10 mm, który nie daje spływu, b) reakcja na opady wyższe, zwłaszcza typu nawalnego, jest bardzo szybka, c) wysokie stany wody trwają krótko, co świadczy o szybkim spływie związanym z dużymi spadkami i szybkim przewodzeniem wody przez pokrywy rumoszowo-morenowe.

Z analizy przebiegu stanów wody wynika, że na Białce występują 2 maxima zwykle w maju i czerwcu lub w czerwcu i lipcu, przy czym najwyższe stany występują najczęściej w lipcu, następnie w czerwcu, a najrzadziej w maju. Niżówki przypadające na okres jesieni i zimy z minimum w lutym mają regularny przebieg. Zaobserwowane wahania stanów wody nie są duże. W omawianym okresie tylko jeden raz przekroczyły 1,5 m. Na obniżenie wahań wpływają: amortyzująca rola pokryw i amortyzująca rola retencji jeziennej. Wprawdzie pokrywy rumowiskowo-morenowe są bardzo przepuszczalne i dzięki dużym spadkom szybko przewodzą wodę, jednakże oddawanie wody następuje dopiero po ich pełnym nasyceniu. Tym samym opóźniają one dostawę wód ze stoków do koryt potoków i zmniejszają natężenie spływu w pierwszej fazie wezbrania. Jeziora w górnych częściach dorzeczy przez chwilowe zatrzymanie wody spływającej ze stoków zlewni jeziernych opóźniają jej dostawę do potoków odwadniających niżej położone doliny lodowcowe. Wpływ retencji jezior na stany wody wypływających z nich potoków omówiono szerzej w podrzdziale „Zbiorniki powierzchniowe”.

Potwierdzeniem, że pokrywy rumowiskowo-morenowe są akumulatorami wód spływających ze skalnych stoków, jest również ginięcie w nich potoków (patrz mapa główna). Nieuwzględnianie przez I. Gieysztor (1961) roli pokryw i jezior jako czynnika opóźniającego spływ w pierwszej fazie wezbrania nie wydaje się w pełni uzasadnione. Powodem małych wahań stanów wody jest też bardzo szybkie odprowadzanie wód korytami potoków, dzięki dużym spadkom podłużnym dolin oraz występowanie w dnie Doliny Białki, powyżej profilu wodowskazowego na Łysej Polanie, utworów krasowiejących pod przepuszczalnymi aluwiami. Powoduje to częściową ucieczkę wody z koryta i jej podziemny przepływ, co może wywierać pośredni wpływ na obniżenie wahań stanów wody w korycie Białki.

Przez analogię można wnioskować, że przebieg stanów wód w potokach odwadniających obszar krystaliczny zachodniej części omawianego obszaru jest podobny.

Nie mając danych wodowskazowych dla innych potoków można ocenić wahania stanów wody jedynie na podstawie analizy cech morfometrycznych potoków i warunków fizjograficznych ich zlewni. Stany wody w potokach zasilanych z obszarów krasowych, o dużej retencji podziemnej i wysokim wskaźniku zalesienia oraz o mniejszych spadkach w profilach poprzecznych i podłużnych dolin niż w obszarze krystalicz-

nym, cechują się większym wyrównaniem i mniejszymi wahaniami (Potok Olczyski, Sucha Woda). W Potoku Olczyskim amplitudy miesięczne wahały się od 2 do 38 cm, a roczne od 30 do 60 cm (1964—1968).

Mniejsze potoki reglowe, głęboko wcięte (masyw Kop Sołtysich), posiadające bardzo duże spadki i mniejszą retencyjność podłoża charakteryzują się większymi wahaniami stanów wody i bardzo szybką reakcją na opady. Najwyższe stany wody obserwowano w czasie ulewnych opadów letnich, a głębokie niżówki w czasie późnego lata, jesieni i zimy (często całkowity zanik wody w korycie). W potokach reglowych w stosunku do potoków wysokogórskich wezbrania wiosenne występują wcześniej (IV), ze względu na przyspieszone tajanie pokrywy śnieżnej (por. podrozdz. „Klimat”).

Potoki odwadniające obniżenie podtatrzańskie, wypełnione utworami fluwioglacjalnymi, charakteryzują się małymi wahaniami stanów wody ze względu na dużą retencyjność pokryw, małe spadki terenu i związane z tym wolniejsze doprowadzenie wody do cieków. Natomiast małe potoki rozcinające stoki fliszowych garbów Rowu i Pogórza cechują się małą regularnością i większymi wahaniami stanów wody. Na potokach pogórskich średnie miesięczne stany wody osiągają najwyższą wartość w kwietniu, a nawet w marcu ze względu na wcześniejsze roztopy na Podhalu. W październiku i grudniu zaznacza się wzrost średnich stanów pod wpływem jesiennych opadów (Z. Ziemońska 1960). Niżówki występują w jesieni i w zimie, a na mniejszych ciekach także w lecie w okresach bezdeszczowych. Maxima zdarzają się zarówno w półroczu letnim jak i zimowym (K. Wit, Z. Ziemońska 1960; Z. Ziemońska 1966). Wysokie stany ze względu na duże spadki dolin trwają krótko. Te cechy stanów wody świadczą o małej retencyjności zlewni pogórskich, małej zasobności zbiorników wód podziemnych i szybkim spływie powierzchniowym. Stany wody są odzwierciedleniem zmian zachodzących w przepływie potoków.

PRZEPLYWY I ODPLYW

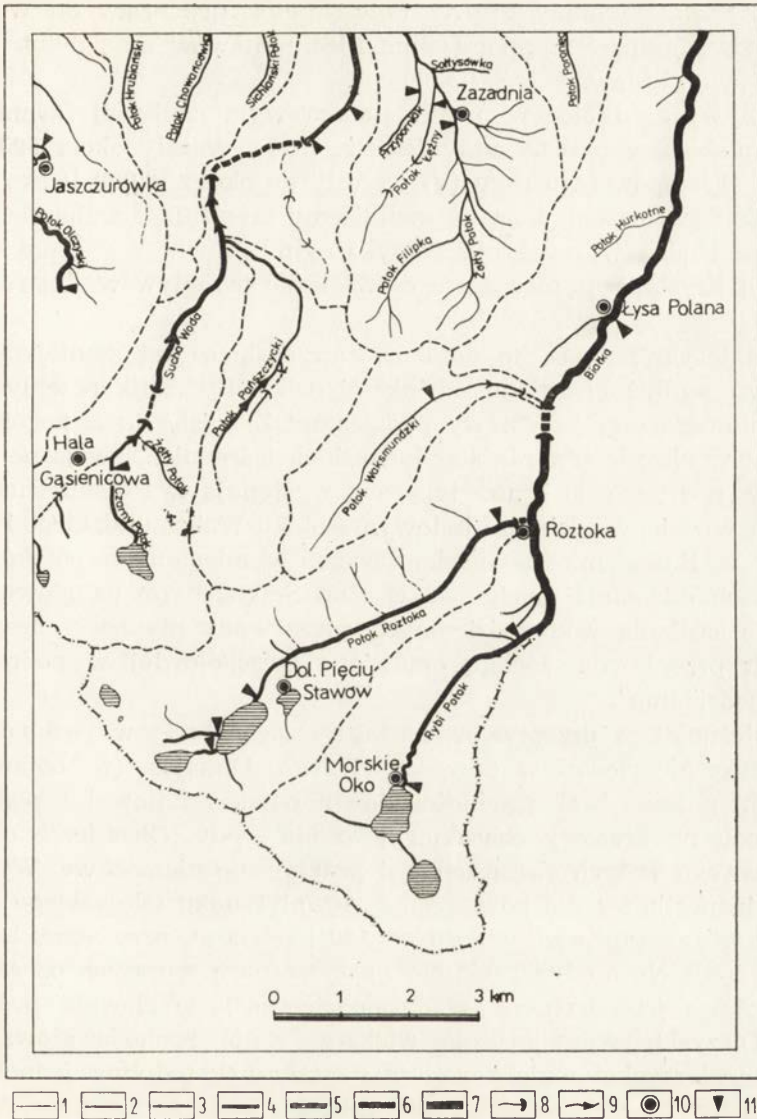
Do charakterystyki przepływów wykorzystano wyniki pomiarów z okresu zdjęcia hydrograficznego. W dorzeczu Białego Dunajca (potoki północno-zachodniej części obszaru) pomiary wykonane były w latach 1956 i 1957 przy stanach zbliżonych do średnich rocznych, a w roku 1960 przy stanach wyższych od średnich. Dla dopływów Białki (w granicach Tatr Polskich) uwzględniono wartości przepływów z okresów jesieni, roztopów wiosennych i opadów letnich w 1962 r. oraz przy stanach trochę wyższych od minimalnych w 1961 r. (Potok Roztoka). Dla Białki w przekroju wodowskazowym na Łysej Polanie wykorzystano dane opublikowane przez PIHM za lata 1955—1960.

Przepływy potoków omawianej części dorzecza Białego Dunajca wy-

nosiły od kilku do kilkuset l/sek. Największe przepływy obserwowano na Potoku Olczyskim, co uwarunkowane jest przede wszystkim wydajnością wywierzyska Olczyskiego. Przepływy mierzone u wylotu potoku z Tatr w Jaszczurówce (powyżej mostu przy kąpielisku) wynosiły od 550 l/sek. w czasie stanów zbliżonych do średnich, do 950 l/sek. przy stanach wyższych od średnich. Przepływy Suchej Wody jest bardzo trudno ocenić ze względu na ucieczkę wody w krasowięjące podłoże i nakład morenowy wzdłuż prawie całego biegu lub odcinkami całkowity zanik przepływu. Wykonane pomiary przepływu w przekroju poniżej mostu na szosie Zakopane—Morskie Oko charakteryzują wielkość przepływu tylko stałego biegu Suchej Wody, który rozpoczyna się od wywierzyska pod Koziarczyskami. Przepływy wynosiły od 350 l/sek. przy stanach wyższych od średnich do 650 l/sek. przy stanach średnich maksymalnych. Potoki odwadniające masyw Kop Sołtysich mają przepływy bardzo zróżnicowane. Najwięcej wody niesie Potok Filipka i Przyporniak. Przepływy tych potoków w profilu poniżej mostu na szosie koło Zazadniej kształtowały się od 55 l/sek. (Przyporniak) do 65 l/sek. (Potok Filipka) przy stanach zbliżonych do średnich. Pozostałe potoki prowadzą bardzo małe ilości wody. W okresie suchego lata oraz w jesieni i zimie brak jest wody w korytach. Przepływy małych potoków podhalańskich nie przekraczały 1—3 l/sek., natomiast większe potoki (Rowu Podtatrzeńskiego), zasilane wodami gruntowymi głównie z pokryw fluwioglacjalnych, miały przepływy od 25—55 l/sek. przy stanach zbliżonych do średnich, a w czasie stanów wyższych od średnich od 35—70 l/sek. Najbardziej obfity w wodę jest Potok Sichlański (ok. 140 l/sek.) drenujący wody gruntowe stożka Suchej Wody.

Przepływy potoków z obszaru krystaliczno-morenowego wahają się w dużych granicach. W okresie jesieni przy stanach średnich niskich z lat 1953—1962 przepływy na Rybim Potoku wynosiły od 500 do 800 l/sek., przy równoczesnym odpływie z Morskiego Oka 100—200 l/sek. Przepływ Potoku Roztoka wynosił 500—700 l/sek., a odpływ z Wielkiego Stawu w tym samym czasie 200—300 l/sek. W miesiącach zasilania potoków wodami roztopowymi (V, VI) przepływy bardzo wzrastają i kształtowały się w Rybim Potoku od 1500 do 2000 l/sek., a w Potoku Roztoka 1000—3000 l/sek. Największy przybór wód obserwowany był po nawalnych krótkotrwałych opadach. W lipcu 1962 r. w 3 godziny po katastrofalnej ulewie w zlewni Potoku Roztoka przepływ w odcinku ujściowym wynosił 12 900 l/sek. (A. Rajwa), czyli około 26 razy więcej w stosunku do przepływu przy stanach średnich minimalnych. Przepływy wysokie nie utrzymują się długo ze względu na bardzo szybki odpływ. W 5 dni po zaobserwowanym maksymalnym przepływie płynęło korytem Roztoki około 1500 l/sek.

Przepływy mniejszych potoków z obszaru krystalicznego wynosiły od poniżej 1 l/sek. do 200 l/sek. Największe przepływy w granicach



Tablica II. Charakterystyka przepływów

Cieki o średnim przepływie w l/sec.: 1 — do 10, 2 — 10—50, 3 — 50—100, 4 — 100—200, 5 — 200—500, 6 — 500—1000, 7 — powyżej 1000; 8 — całkowity zanik przepływu; 9 — zmniejszenie przepływu; 10 — stacje opadowe; 11 — miejsce pomiaru przepływu

Table II. Characteristics of the discharges

Streams with medium discharge in l/sec.: 1 — up to 10, 2 — 10—50, 3 — 50—100, 4 — 100—200, 5 — 200—500, 6 — 500—1000, 7 — above 1000; 8 — complete loss discharge; 9 — decrease in discharge; 10 — precipitation station; 11 — point of discharge measurements

100—200 l/sek. posiadały Czarny Potok, potok uchodzący do Wielkiego Stawu, odwadniający szeroką Dolinę Pięciu Stawów oraz potok łączący Czarny i Wielki Staw.

Przepływy na Białce w profilu pomiarowym na Łysej Polanie przy stanach niskich w okresie zimy 1960 r. (III) wynosiły około 500 l/sek., w okresie roztopów tego roku (V) wzrosły do około 10 000 l/sek., a więc 20-krotnie. Przytoczone dane w przybliżeniu orientują o wahaniami przepływu na Białce w przekroju zamykającym prawie wyłącznie odpływ z obszaru krystaliczno-morenowego. Wielkość przepływów ilustruje tablica II.

Charakterystyczną cechą potoków tatrzańskich jest zmniejszanie się przepływu wzdłuż biegu lub odcinkami całkowity zanik przepływu powierzchniowego oraz przepływy podziemne. Zjawiska te szczególnie powszechne w okresie trwania stanów niskich i średnich, związane z zaleganiem w podłożu skał krasowięjących, występują w Potoku Olczyskim, w Suchej Wodzie, w odcinku ujściowym Potoku Waksmundzkiego i Potoku Rostoka, w Białce między ujściem wyżej wymienionych potoków oraz w potokach odwadniających masyw Kóp Soltysich (mapa główna). Zagadnienie zasilania wód podziemnych przez wody płynące i drogi podziemnych przepływów zostało omówione szczegółowiej w podrozdziale „Wody podziemne”.

W zależności od przepływów kształtuje się odpływ jednostkowy. Większość zlewni w dorzeczu Białego Dunajca (w omawianych granicach) posiada brak zgodności zlewni powierzchniowej z podziemną ze względu na krasowy charakter krążenia wody. Określenie odpływu jednostkowego w tych obszarach jest praktycznie niemożliwe. Wyliczony odpływ jednostkowy dla powierzchni zlewni Potoku Olczyskiego po wodowskaz w Jaszczurówce wynosił od 120 l/sek./km², przy stanach zbliżonych do średnich, do 195 l/sek./km², przy stanach wyższych od średnich. Wiadomo jest jednak (por. „Wody podziemne”), że zlewnia podziemna Potoku Olczyskiego jest znacznie większa i z niej pochodzi główna masa wody (wywierzysko) mająca wpływ na tak duży odpływ jednostkowy. Podobnie bardzo duże odpływy jednostkowe w zlewni potoku Przypor-niak (ok. 80 l/sek./km²) oraz ze zlewni powierzchniowej wywierzyska pod Koziarczyskami (2190 l/sek./km²) nasuwają przypuszczenie, że zlewnie te są zasilane podziemnie z innych rejonów (por. „Wody podziemne”). Znacznie mniejszym odpływem jednostkowym około 11 l/sek./km² charakteryzuje się zlewnia Potoku Filipka, której zlewnia powierzchniowa z podziemną są zgodne.

Z obszarów krystaliczno-morenowych odpływ jednostkowy kształtował się następująco: w zlewni Rybiego Potoku przy stanie wody niższym od średniego minimalnego średni odpływ jednostkowy z całej zlewni wynosił 68 l/sek./km², a ze zlewni cząstkowych, tj. Czarnego Stawu i Morskiego Oka (zamkniętej wodowskazem na Morskim Oku) 22,5 l/sek./km²

i z pozostałej części zlewni 118 l/sek./km². Stosunek odpływu jednostkowego zlewni cząstkowych wynosi więc 1 : 5,2.

W zlewni Potoku Roztoka przy stanie wody nieco wyższym od najniższego średni odpływ jednostkowy z całej zlewni wynosił 50 l/sek./km² a ze zlewni cząstkowych, tj. Doliny Pięciu Stawów (zamkniętej przy wypływie Potoku Roztoka z Wielkiego Stawu) 36 l/sek./km² i pozostałej części 60 l/sek./km². Stosunek odpływu jednostkowego zlewni cząstkowych wynosi 1 : 1,6.

Biorąc pod uwagę, że odpływ jednostkowy przy niskich stanach wskazuje na wielkość zasobów wód podziemnych, można w świetle powyższych wyliczeń przyjąć, że zlewnia Doliny Pięciu Stawów nawet przy niższych stanach wykazuje większe zasoby wód podziemnych aniżeli zlewnia Czarnego Stawu i Morskiego Oka. Wiązać to można z faktem, że Dolina Pięciu Stawów posiada bardziej rozległe i miększe pokrywy morenowe i stożków usypiskowych, które przy równocześnie mniejszych spadkach są zdolne zmagazynować większą ilość wód podziemnych. Natomiast część zlewni Potoku Roztoka (poniżej Wielkiego Stawu) cechuje się mniejszymi zasobami wód podziemnych aniżeli zlewnia Rybiego Potoku (poniżej Morskiego Oka), ze względu na węższe dno doliny i docięcie się potoku do skalnego podłoża, duże spadki skalistych stoków i mniejszy zasięg pokryw morenowych i stokowych. Na mniejszą retencyjność tej zlewni oraz szybszą dostawę wody ze stoków do koryta może wskazywać również większy odpływ jednostkowy w okresie roztopów i ulewnych opadów. Wynosił on 230 l/sek./km² (11 VI 1962), podczas gdy w tym samym czasie w zlewni Rybiego Potoku tylko 144 l/sek./km².

Biorąc pod uwagę zlewnię Białki do przekroju wodowskazowego na Łysej Polanie odpływ jednostkowy wynosił 8,2 l/sek./km² przy stanach średnich niskich (z dziesięciolecia 1953—1962) oraz 146 l/sek./km² przy stanach wyższych od średnich maksymalnych.

Ponieważ pełna charakterystyka odpływu Białki nie leży w zakresie niniejszego opracowania, dlatego podano ogólne dane według I. Gieysztora, która przeprowadziła szczegółową analizę odpływu dla Białki do przekroju na Łysej Polanie za lata 1949—1958 (I. Gieysztor 1961). Średni odpływ całkowity wynosił 68 449 496 m³, w tym odpływ gruntowy 44 888 000 m³. Odpływ gruntowy stanowiłby więc 65,5% odpływu całkowitego, co wskazuje jak duży procent wody w Białce pochodzi z zasilania gruntowego. Wartość średniego przepływu dla omawianego dziesięciolecia wynosi 2,1 m³/sek., a odpływu jednostkowego 32,3 l/sek./km².

Jak zaznaczono poprzednio („Stany wody”) I. Gieysztor nie uwzględniła fali kulminacyjnej z dnia 29 VI 1958, w czasie której stany wody przekroczyły wartość 300 cm, osiągając absolutne maksimum 338 cm. Obliczony przez autorkę odpływ dobowy w wysokości 2 709 504 m³ odpowiadałby w przybliżeniu wartości dobowego stanu wody (238 cm) z dnia 30 VI 1958 (godz. 7¹⁰). Posługując się krzywą konsumcyjną,

opracowaną przez I. Gieysztor, wyliczono odpływ za tę dobę z uwzględnieniem fali kulminacyjnej, mając do dyspozycji dodatkowo 3 wartości stanów wody pomiędzy odczytami dobowymi z godz. 7¹⁰ z dnia 29 VI, 30 VI 1958 (dane PIHM). Odpływ ten wyniósł w przybliżeniu około 7 000 000 m³, z czego wynikałoby, że odpływ wyliczony tylko z wartości dobowej stanu wody jest zaniżony około 60%. Z tego przykładu można wyciągnąć wniosek, że wartości odpływu obliczane w oparciu o dobowe wartości stanów wody (obserwacje jednorazowe) mogą być znacznie zaniżone. Dotyczy to zwłaszcza potoków górskich, w których następuje bardzo szybka reakcja na opady ulewne i bardzo szybki spływ wód. Nieuwzględnienie szeregu takich wezbrań może w dużym stopniu wpłynąć na obniżenie wartości odpływu całkowitego, a w konsekwencji na ocenę wielkości udziału zasilania powierzchniowego i gruntowego. Krótko trwające wezbrania, dające duże wartości odpływu powierzchniowego, mogą być uchwycone jedynie na podstawie zapisu limnigrafów.

Zlewnie Rowu Podtatrzańskiego zbudowane z utworów fluwioglacjalnych z dużym udziałem fliszu mają odpływ jednostkowy w granicach 5—10 l/sek./km². Natomiast zlewnie potoków rozcinających stożek Suchej Wody wykazują wysoki odpływ z 1 km², wynoszący około 30 l/sek.

KLASYFIKACJA CIEKÓW

Omówione cechy hydrograficzne potoków, uwarunkowane przede wszystkim budową geologiczną, rzeźbą i warunkami klimatycznymi, pozwalają na wydzielenie 3 zasadniczych grup cieków: cieki tatrzańskie, podtatrzańskie (Rowu Podtatrzańskiego) i pogórskie (Pogórza Bukowiny).

Cieki tatrzańskie

Potoki tatrzańskie mimo wielu wspólnych cech, jak: większa długość i spadki, złożony system zasilania i związany z tym reżim, większe zasoby wodne, różnią się także między sobą, co jest spowodowane bardzo skomplikowaną budową geologiczną i rzeźbą Tatr. Wyodrębniają się tu 3 rodzaje potoków: a) potoki walne — wypływają w kotłach glacialnych (z jezior) pod główną granią i płyną konsekwentnie w kierunku północnym, przecinając różne jednostki geologiczno-morfologiczne. Kończą swój bieg na przedpolu Tatr (Sucha Woda, Białka), b) potoki strefy wysokogórskiej krystalicznej (Rybi Potok, Potok Roztoka, Potok Waksmundzki), c) potoki strefy reglowej wapienno-dolomitowo-łupkowej (Potok Filipka, Potok Olczyski).

Zestawienie cech morfometrycznych potoków tatrzańskich przedstawia tabela 15 oraz rycina 12.

Tabela 15

Cechy morfometryczne potoków tatrzańskich
Morphometric features of the Tatra streams

Nazwa potoku	Wysokość w m n.p.m.		Długość biegu w km			Spadek ‰			
	początek — ujęcie	źródło	ujścia	Tatry	Podhale	całość	Tatry	Podhale	całość
Sucha Woda:									
Zielony Staw — Potok Filipka	1672	826	9,560	3,450	13,010	73,6	35,2	65	
Czarny Potok	1620	1435	1,440	—	1,440	125	—	125	
Potok z Dwoistego Stawu	1657	1550	0,6	—	0,6	178	—	178	
Potok Pańszczycki:									
Czerwony Stawek — Sucha Woda	1654	1165	5,440	—	5,440	91	—	91	
Potok Filipka	1330	826	2,550	5,550	8,100	133,5	29,7	62,2	
Złoty Potok	1310	990	1,750	—	1,750	183	—	183	
Potok Łężny	1265	875	1,700	1,050	2,750	191	62	141	
Potok Przyporniak	1170	860	0,800	1,700	2,500	287	47	124	
Białka:									
Zeleno Pleso — Rybi Potok	1577	1075	6,700	—	—	76	—	—	
Od połączenia z Rybim Potokiem do Łysej Polany	1075	970	5,760	—	—	18,2	—	—	
Łysa Polana do granic arkusza	970	775	—	8,200	—	—	23,8	—	
Białka od ujścia Rybiego Potoku do granic arkusza	1075	775	—	—	13,960	—	—	21,5	
Rybi Potok:									
Morskie Oko — Białka	1393	1075	5,000	—	5,000	63,6	—	63,6	
Potok Roztoka:									
Wielki Staw — Białka	1665	1020	6,500	—	6,500	99,2	—	99,2	
Potok Waksmundzki	1950	987	6,600	—	6,600	146	—	146	

Długość — najdłuższe są potoki walne, które w obrębie Tatr przekraczają długość 9 km (Sucha Woda 9,56 km, Białka 14,0 km). Potoki strefy krystalicznej mają długość 4—6 km, a ich dopływy 0,5—1,5 km. Długość biegu strefy wapienno-dolomitowo-lupkowej wynosi 0,5—2,5 km.

Spadki potoków wykazują dużą rozpiętość, od 50—290‰. Największymi spadkami charakteryzują się potoki strefy dolomitowo-wapiennej (130—290‰) oraz krystalicznej (60—180‰), a ich dopływy rozcinające strome stoki płyną ze spadkiem znacznie większym niż 200 ‰. Natomiast potoki walne mają spadki znacznie łagodniejsze 50—90‰.

Koryta potoków, których doliny były zlodowacone, wycięte są w utworach morenowych lub fluwioglacjalnych, a tylko miejscami w podłożu skalnym (Sucha Woda, Białka, Rybi Potok, Potok Roztoka). Natomiast

cieki reglowe Tatr wapienno-dolomitowych mają koryta wąskie, wycięte w litej skale, odcinkami zaszutrowane. Profil podłużny tych cieków, jak również cieków strefy krystalicznej, jest przeważnie niewyrównany, a występujące w korycie progi skalne, dochodzące niejednokrotnie do kilkunastu metrów wysokości, powodują załamanie spadku i występowanie wodospadów.

Większość potoków Tatr Wysokich bierze początek z jezior glacialnych, a w dalszym biegu zasilana jest głównie źródłami morenowymi. Potoki te są najbogatsze w wodę. Potoki strefy reglowej, zasilane małymi źródłami i wyciekami z utworów wapienno-dolomitowo-lupkowych, niosą małe ilości wody.

Stany wody i przepływy potoków są zróżnicowane. Potoki obszaru krystalicznego (Rybi Potok, Potok Roztoka) posiadają większe wahania ze względu na duże spadki i mniejszą zdolność retencyjną podłoża skalnego, aniżeli potoki obszarów krasowo-morenowych. Charakterystyczną cechą dla wielu potoków jest gubienie przez nie wody w utworach rumoszowych, morenowych i fluwioglacjalnych, a przede wszystkim w podłożu krasowiejącym. W konsekwencji obserwowane jest, zależnie od stanu wody, zmniejszanie przepływu w korytach, całkowicie suche odcinki, podziemne przepływy wód do dorzeczy sąsiednich.

Cieki podtatrzańskie

Do grupy tej zaliczono sieć autochtoniczną Rowu Podtatrzańskiego. Sieć ta w części wschodniej (*Mapa hydrograficzna Tatr Wysokich*) Rowu jest znacznie lepiej rozwinięta aniżeli w części zachodniej (*Mapa hydrograficzna Tatr Zachodnich*), gdzie przeważają cieki allochtoniczne (ujściowe odcinki potoków tatrzańskich).

Cechy morfometryczne potoków przedstawia tabela 16 oraz ryc. 12.

Tabela 16

Cechy morfometryczne potoków podtatrzańskich
Morphometric features of the sub-Tatra streams

Nazwa potoku	Wysokość w m npm.		Różnica wysokości w m	Długość w km	Spadek ‰
	źródła	ujścia			
Hrubiański Potok	1015	787	228	4,200	54,2
Potok Orawców	915	787	128	2,700	47,7
Potok Jesionkówka — potok źródłowy Hrubiański	1015	746	269	5,550	48,1
od połączenia potoków Orawców i Hrubiańskiego	787	746	41	1,350	30,4
Potok Chowańcówka	1025	755	270	6,100	44,3
Potok Sichlański	960	799	161	4,300	37,4

Cieki podtatrzańskie płyną konsekwentnie w kierunku północnym ze spadkiem 30—50‰, a więc znacznie mniejszym niż potoki tatrzańskie. Długość cieków wynosi od 2,7 do 6,1 km. Odznaczają się one małym rozwinięciem biegu i bardzo małą ilością dopływów. Rozpoczynają się przeważnie źródłami wypływającymi z pokryw fluwioglacjalnych w strefie podreglowej na wysokości 960—1025 m npm. lub wysiękami ze zwietrzliny fliszowej na wysokości 800—920 m npm.

Koryta potoków są wąskie (do 2 m), często błędzące, wycięte przeważnie w utworach akumulacyjnych stożków, rzadziej w utworach fliszowych. W dnach dolin potoków występują często podmokłości.

Przepływy potoków wynoszą od kilku do kilkudziesięciu l/sek. Mniejsze przepływy i większe wahania wykazują potoki zasilane z utworów fliszowych. Natomiast potoki zasilane z pokryw fluwioglacjalnych są bardziej zasobne w wodę. Charakterystycznym zjawiskiem są śródpokrywowe przepływy oraz bifurkacje (Potok Sichlański, Chowańcówka).

Temperatura wody potoków obserwowana w lecie wynosiła 10—17°C przy temperaturze powietrza 19—26°C. Natomiast w okresie jesieni przy temperaturze powietrza poniżej 10°C temperatura wód potoków obniżała się do 4—5°C. W okresie zimowym mniejsze cieki zamarzają do dna, na większych występuje pokrywa lodowa.

Cieki pogórskie

Potoki pogórskie rozcinające stoki Pogórza Bukowiny biorą początek ze źródeł, wysięków oraz młak występujących na wysokości 960—1040 m npm. Potoki są krótkie (do 3 km), cechują się małym rozwinię-

Tabela 17

Cechy morfometryczne potoków pogórskich
Morphometric features of the foothills streams

Nazwa potoku	Wysokość w m npm.		Różnica wysokości w m	Długość w km	Spadek ‰
	źródła	ujścia			
Poroniec od źródeł do połączenia z Cichą Wodą	1065	775	290	10,70	27,1
Potok Sołtysówka	1020	865	165	1,250	132
Potok Wojciechowski	1000	860	140	1,350	103,7
Potok Durowski	1040	875	165	1,400	116,4
Potok Żegleński	1020	835	185	1,500	123,3
Potok Zawierszański	1010	790	220	2,650	73,3
Potok Brzegowski	1010	783,5	227,5	2,900	73
Potok „Hurkotne”	1130	925	205	1,750	114,4
Potok „Ryniasowy”	990	826	164	1,125	145

ciem biegu i dopływów. Płyną w dolinach wciosowych ze spadkiem 70—125‰ (tab. 17; ryc. 12). Wąskie koryta (do 1,5 m), wcięte w podłoże skalne, miejscami zasłane są pokrywami rumoszowo-gliniastymi. Na wychodniach bardziej odpornych piaskowców występują progi, a na nich bystrza. Cieki pogórskie są mało zasobne w wodę. Największą ilość wody prowadzą dopływy Białki rozcinające stoki Pogórza Bukowiny, zbudowane z warstw fliszowych w facji piaskowej. Wskutek tego potoki nacinające poziomy wodonośne zasilane są źródłami warstwowymi, przykorytowymi lub zboczowymi. Natomiast potoki na fliszu facji łupkowej prowadzą bardzo mało wody w większości tylko okresowo (dopływy górnego Porońca).

Cieki pogórskie cechują się dużymi wahaniami stanów wody i przepływów. Najwyższe stany obserwowane są po ulewnych opadach i w okresie roztopów. W lecie potoki niosą mało wody lub „wysychają” (potoki stref łupkowych). W okresie zimy większość cieków zamarza do dna.

OBSZARY PODMOKŁE

Terminem „obszary podmokłe” zostały objęte różne rodzaje mokradeł, a mianowicie: mokradła okresowe i stałe oraz bagna i trzęsawiska (Instrukcja do mapy hydrograficznej). W stosunku do całej powierzchni omawianego obszaru zajmują one zaledwie 1,3 km². Najczęściej spotykanym typem są mokradła stałe.

W Tatrach mokradła stałe występują w różnych warunkach. Najczęściej związane są z wypływem wód podziemnych (młak, źródła) spod krawędzi stożków, teras i wałów morenowych, zalegających na nieprzepuszczalnym podłożu skalnym. Stała dostawa wody przy utrudnionym odpływie wskutek zmniejszonego spadku powoduje utrzymywanie się wysokiego poziomu zwierciadła wody gruntowej i powstawanie mokradeł stałych w strefie podkrawędziowej. Ten typ mokradeł występuje na terasie Białki powyżej ujścia Rybiego Potoku i Potoku Waksmundzkiego oraz w morenie poniżej wypływu źródeł u podnóży granitowej grzędy w dolinie Potoku ze Stawu Dwoistego. Mokradła spowodowane wahaniami zwierciadła wody w jeziorach obserwowano na terasie Wielkiego i Czarnego Stawu. Pas przybrzeżny zalewany w okresie wiosennych roztopów pozostaje podmokły w czasie lata i jesieni (A. Rajwa). Mokradło stałe i występujące w nim stawki w dnie Doliny Rybiego Potoku (poniżej Morskiego Oka) uwarunkowane są stałym dopływem wody ze źródeł morenowych i zatamowaniem odpływu przez morenę. Terenem występowania rozproszonych mokradeł stałych jest środkowa część zlewni Potoku Pańszczyckiego w rejonie Strzeleckiej Koliby, Butorowa oraz Polany Waksmundzkiej, gdzie gliniasto-żwirowa morena denna zalega na słabo przepuszczalnych utworach górnotriasowych. Bada-

nia prowadzone przez A. Obidowicza wykazały (informacja ustna), że mokradła w tym obszarze mają charakter torfowisk wysokich jak „Wielka Pańszczycka młaka” (1265 m n.p.m.), położona w dolnej części zlewni Potoku spod Strzeleckiej Koliby (Butorowej Wody), albo przejściowych jak „Mała Pańszczycka Młaka” (1280 m n.p.m.) i „Wyżnia Pańszczycka Młaka” (1345 m n.p.m.), występują na prawym zboczu Potoku Pańszczyckiego (pod Czerwonym Brzeżkiem i Oстрыm Wierchem). Obszary torfowiskowe posiadają powierzchnię od 1,4—0,3 ha (łącznie 2,6 ha) i średnią miąższość 4,0—2,5 m. Mokradło w otoczeniu Toporowego Stawu Wyżniego zaklasyfikowane (w nomenklaturze hydrograficznej) jako trzęsawisko, ze względu na postępujący proces zarastania tego stawu, jest uznane przez A. Obidowicza (informacja ustna) za torfowisko wysokie o powierzchni 1,6 ha i średniej miąższości około 4,5 m. Torfowiska występują również przy Toporowym Stawie Niżnym (1097 m n.p.m.) o miąższości 2,6 m oraz przy Toporowym Stawie Średnim (1131 m n.p.m.) o średniej miąższości około 5 m. W tym ostatnim został stwierdzony na głębokości 2,4—3,9 m torf turzycowy z wodą, a poniżej do głębokości 4,8 m soczewka wodna (J. Dyakowska 1932).

W Rowie Podtatrzańskim mokradła związane są przede wszystkim z gliniasto-zwirowymi pokrywami fluwioglacjalnymi, zalegającymi na łupkach fliszowych. Koncentrują się głównie na obszarze stożka Suchej Wody (Polana Palenica), w Dolinach Potoku Sichlańskiego, Chowańcówki i Hrubiańskiego (zwłaszcza w otoczeniu wypływu źródeł), na Polanie Weszkówka. Stagnacji wody sprzyjają małe nachylenia i utrudniony odpływ wody z tych obszarów. Mokradło na Polanie Weszkówka zostało częściowo zmeliorowane w 1957 r. Obszar stożka Suchej Wody w strefie podreglowej (Las Capowski) jest podmokły okresowo.

Na Pogórzu Bukowiny podmokłości występują przede wszystkim w pokrywach deluwalnych ilasto-gliniastych, otulających dolne partie stoków oraz na osuwiskach. Mokradła te zasilane głównie wodami opadowymi i ze spływu powierzchniowego funkcjonują przeważnie okresowo, a w przypadku zasilania dodatkowo przez wypływy wód gruntowych mają charakter stały. Do większych obszarów podmokłych należą: mokradła stałe na Polanie Wawrzeczkowa Cyrhla, na Polanie Błociska, na zboczach Doliny Białki. Mokradło o charakterze bagna znajduje się między wylotem Doliny Filipka z Tatr a Zazadnią. Otrzymuje ono stałą dostawę wody z licznych źródeł wypływających z pokryw stokowych (między gołym Wierchem a Wierchem Poroniec) oraz z utworów fluwioglacjalnych, wypełniających obniżenie Zazadniej. Płytkie zaleganie nieprzepuszczalnych łupków i małe nachylenie obszaru uniemożliwiają infiltrację wody w głąb i dostatecznie szybkie jej odprowadzanie. Zachodzi tu proces usychania drzew wskutek nadmiernego nawodnienia podłoża i rozwój roślinności wodolubnej.

Naturalnymi zbiornikami wód powierzchniowych są zbiorniki jeziernie pochodzenia lodowcowego. Na obszarze Tatr Wysokich znajduje się 30 jezior, czyli aż 75% wszystkich jezior Tatr Polskich.

Zgrupowanie tak dużej ilości jezior w Tatrach Wysokich spowodowane jest większymi rozmiarami zlodowacenia i przeobrażenia rzeźby tego obszaru w stosunku do Tatr Zachodnich (M. Klimaszewski 1946, 1952).

Jeziora skoncentrowane są głównie w Dolinie Stawów Gąsienicowych, Dolinie Pięciu Stawów Polskich i Dolinie Rybiego Potoku. Większość jezior położona jest w strefie wysokogórskiej, w piętrze klimatycznym bardzo chłodnym i umiarkowanie zimnym, powyżej górnej granicy lasu, a tylko 10% w piętrze klimatycznym chłodnym w strefie lasów reglowych.

Rozmieszczenie jezior w piętrach hipsometrycznych i klimatyczno-roślinnych ilustruje tabela 18.

Tabela 18

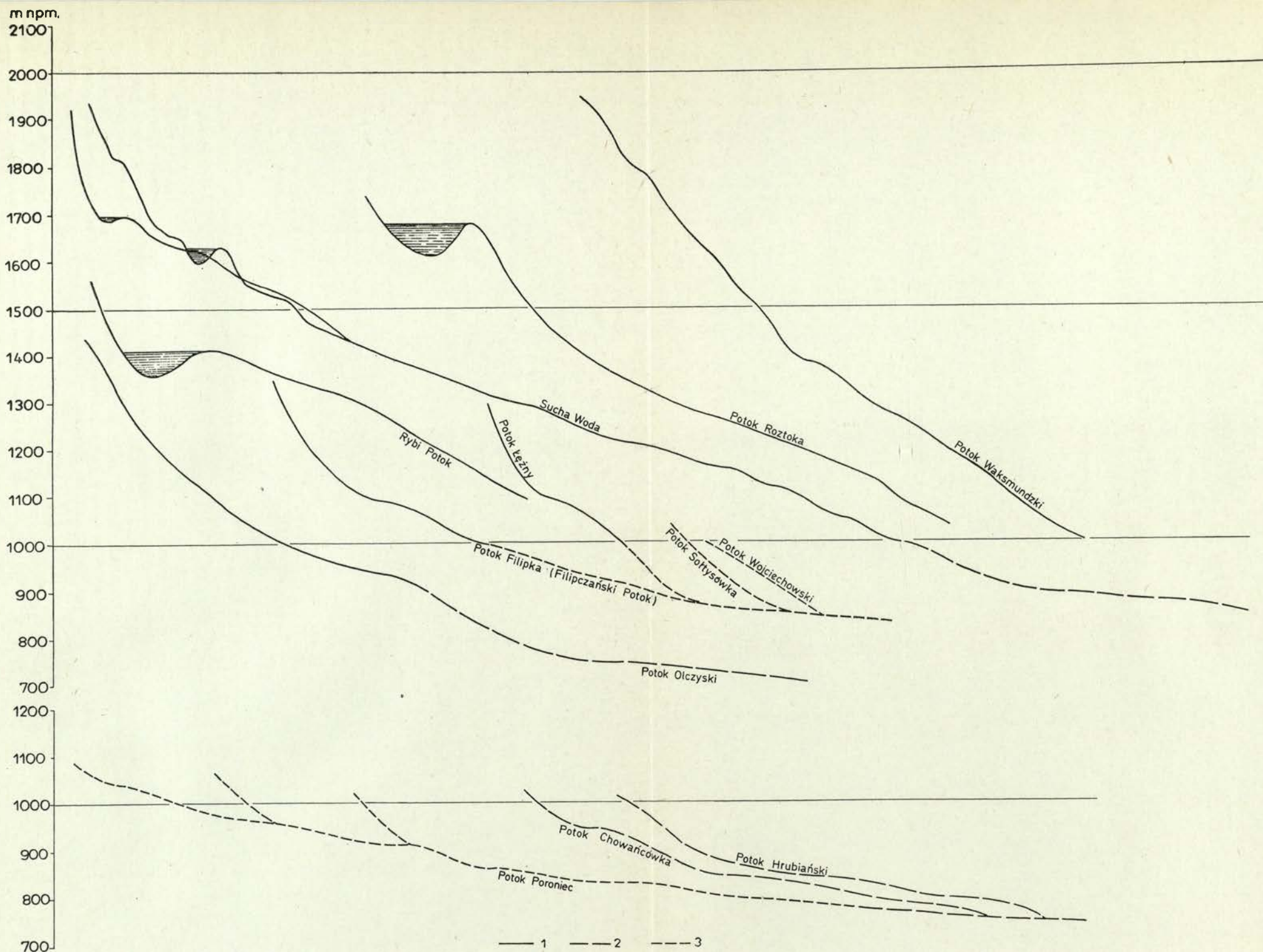
Rozmieszczenie jezior w piętrach hipsometrycznych i klimatyczno-roślinnych
Distribution of lakes within altitudinal climatic and vegetation belts

Wysokość m npm.	Piętro klimatyczno-roślinne	Ilość jezior	% ogólnej liczby
2200—1800	umiarkowanie zimne—hal	10	33
1800—1550	bardzo chłodne—koso- drzewiny	17	57
1550—1000	chłodne—lasów reglowych	3	10

Główne cechy morfometryczne jezior na terenie Tatr Wysokich przedstawia tabela 19.

Oprócz jezior ujętych dotychczasową ewidencją (J. Szaflarski 1936a) w Tatrach Wysokich znajduje się około 30 bardzo małych stawków (skartowanych przez A. Rajwę) występujących w morenach i zwałach piargów, w większości okresowych. Stosunki wielkościowe i głębokościowe jezior Tatr Wysokich przedstawiają tabele 20, 21.

Z zestawień wynika, że ilościowo przeważają jeziora małe o powierzchni poniżej 1 ha (19), lecz ich łączna powierzchnia stanowi zaledwie 2,6% ogólnej powierzchni wszystkich jezior. Natomiast tylko 3 jeziora o powierzchni powyżej 20 ha zajmują aż 61% (Morskie Oko, Czarny Staw nad Morskim Okiem, Wielki Staw). Największą jeziornością cechuje się Dolina Pięciu Stawów Polskich (ok. 62 ha) i Rybiego Potoku (ok. 56 ha). W stosunkach głębokościowych zaznaczają się również duże kontrasty. Około 40% jezior posiada maksymalną głębokość



Ryc. 12. Profile podłużne potoków

Typy potoków: 1 — tatrzańskie; 2 — podtatrzańskie autochtoniczne oraz odcinki tranzytowe potoków tatrzańskich; 3 — pogórskie autochtoniczne oraz odcinki tranzytowe potoków tatrzańskich

Fig. 12. Longitudinal profiles of streams

Types of streams: 1 — Tatra streams; 2 — autochthonous streams of the Sub-Tatra Depression and transit reaches of the Tatra streams; 3 — streams of the Bukowina Foothills and transit reaches of the Tatra streams

Cechy morfometryczne większych jezior Tatr Wysokich
Morphometric features of major lakes of the High Tatra Mts

Nazwa Jeziora	Wysokość m npm.	Powierzchnia ha	Głębokość maksymalna m	Głębokość średnia m	Pojemność m ³	Piętro* klimatyczne
Zadni z Pięciu Stawów	1889,6	6,472	31,6	14,2	918 400	umiarkowanie zimne
Zadni Gąsienicowy	1851,9	0,534	8,0	2,87	15 340	
Wielki Staw	1664,6	34,352	79,3	37,7	12 967 000	bardzo chłodne
Czarny nad Morskim Okiem	1579,5	20,636	76,4	37,6	7 761 700	
Czarny Gąsienicowy	1619,6	17,944	51,0	21,1	3 797 800	
Czarny z Pięciu Stawów	1722,1	12,688	50,4	22,2	2 825 800	
Przedni z Pięciu Stawów	1668,3	7,708	34,6	14,6	1 130 000	
Zielony Gąsienicowy	1671,7	3,844	15,1	6,77	260 500	
Długi Gąsienicowy	1783,5	1,593	10,6	5,08	81 060	
Kurtkowiec	1686,0	1,527	4,8	1,39	21 200	
Dwoisty Wschodni	1657,4	1,418	9,2	3,39	48 100	
Dwoisty Zachodni	1657,4	0,905	7,9	2,56	23 200	
Litworowy	1618,0	0,480	1,1	0,56	2 720	
Czerwony (Pańszczycki)	1654,3	0,299	0,9	0,38	1 160	
Zmarzły pod Zawratem	1787,3	0,282	3,7	2,25	6 360	
Czerwony Gąsienicowy Zachodni	1694,6	0,267	1,45	0,53	1 440	
Mały z Pięciu Polskich	1667,6	0,181	2,1	0,99	1 800	
Czerwony Gąsienicowy Wschodni	1693,2	0,156	1,03	0,28	445	
Morskie Oko	1392,8	34,928	50,8	28,4	9 935 000	chłodne
Toporowy Niżni	1089,0	0,617	5,7	1,9	11 700	

wg pomiarów W.I.G. 1934

*wg M. Hessa 1965

Stosunki wielkościowe jezior
Size characteristics of the lakes

Wielkość jezior ha	Ilość	Powierzchnia grupy ha	Powierzchnia grupy w % ogólnej powierzchni jezior
poniżej 1	19	3,792	2,58
1—10	6	22,562	15,35
10—20	2	30,632	20,86
powyżej 20	3	89,916	61,21
łącznie	30	146,902	100,00

do 2 m. Obok płytkich jezior występują jeziora bardzo głębokie o maksymalnej głębokości przekraczającej 50 m. Największe i najgłębsze jeziora położone są w cyrkach i przegłębionych dolinach lodowcowych. Do najpłytszych i o małej powierzchni należą jeziora powstałe w morenach, i zwałach piargowych. Z dużym zróżnicowaniem powierzchni i głębokości jezior związana jest ich pojemność. Przy ogólnej pojemności jezior Tatr Wysokich, wynoszącej około 40 mln. m³, 3 jeziora mają pojemność ponad 5 mln. m³ każde (77⁰/o), 3 od 1—5 mln. m³ (19,4⁰/o), 8 od 10 tys. do 1 mln. m³ (3,5⁰/o) i aż 16 jezior posiada pojemność poniżej 10 tys. m³ (0,1⁰/o).

Tabela 21

Stosunki głębokościowe jezior
Depth characteristics of the lakes

Głębokość max. w m	Ilość jezior
do 1	9
1—2	3
2—10	9
10—20	2
20—50	2
powyżej 50	5

Powierzchnia jezior i głębokość, a zatem ich pojemność ulega stopniowemu zmniejszaniu wskutek zasypywania piargami (np. Czerwony Stawek Pańszczycki) lub przejścia w stadium zarastania (np. Staw Litworowy czy Toporowe Stawki).

Piętrowy układ jezior w obrębie jednego ciągu dolinnego określa ich typ hydrologiczny. Jeziora położone w najwyższych kotłach lodowcowych są z reguły jeziorami odpływowymi (Czarny Staw nad Mor-skim Okiem, Czarny Staw w Dolinie Pięciu Stawów, Zadni i Zmarzły

Staw Gąsienicowy). Natomiast jeziora położone w kotłach niższych lub w dnach dolin należą do jezior przepływowych (Morskie Oko, Wielki Staw, Czarny Staw Gąsienicowy). Nieliczne jeziora śródmorenowe posiadają odpływ podziemny, który po kilkuset metrach wypływa na powierzchnię (Dwoisty Staw). W okresie stanów niskich powierzchniowy odpływ z Kurtkowca i Długiego Stawu Gąsienicowego zanika.

Jeziora tatrzańskie zasilane są przez wody roztopowo-opadowe oraz gruntowe, głównie morenowe. Z systemem zasilania związany jest poziom wody w jeziorach. Stany maksymalne występują w okresie tajania pokrywy śnieżnej i lodowej, które zależnie od topograficznego położenia jeziora i jego cech morfometrycznohydrologicznych przypadają na miesiące od kwietnia do lipca. Drugie maksimum, lecz znacznie krócej trwające, może wystąpić w czasie ulewnych opadów, które z reguły występują w miesiącu czerwcu—lipcu, rzadziej w sierpniu. Najniższe wodostany występują w okresie jesienno-zimowym, kiedy ustaje dostawa wód z opadów i zbiorników wód gruntowych, a w jeziorach niżej leżących również wskutek braku dopływu wód z jezior położonych w wyższych piętrach klimatycznych, które wcześniej zamarzają.

Brak wodowskazów na różnych typach jezior uniemożliwia szczegółową analizę wahań stanów wody. Istniejące 3 wodowskazy: na Morskim Oku, Wielkim Stawie oraz Zielonym Stawie Gąsienicowym nie posiadają kompletnych obserwacji dla dłuższego okresu. Na podstawie istniejących materiałów z lat 1953—1962 (zresztą niekompletnych) roczne amplitudy stanów wody na Morskim Oku wahały się od 40 cm w 1953 r. (suchym) do 57 cm w 1955 r. (wilgotnym). Na Wielkim Stawie amplitudy były mniejsze (ok. 35 cm).

Według dwuletnich obserwacji A. Lityńskiego (1917) obniżenie stanów wody w jesieni w stosunku do maksimum wiosennego wynosiło na większości stawów Gąsienicowych maksymalnie do kilkudziesięciu cm (Litworowy Staw 32 cm, Zielony Staw 20 cm, Czerwone Stawki 10 cm, Zadni Staw 30 cm, Kurtkowiec 50—65 cm). Największe wahania obserwowane były na Stawie Dwoistym: 1,8 m (K. Śliwerski 1935; A. Lityński 1917).

Na wahania poziomu jezior tatrzańskich, oprócz wspomnianych już czynników, mają wpływ warunki hydrologiczne, a przede wszystkim odpływy. Jeziora duże, posiadające stały odpływ powierzchniowy, wykazują z reguły wahania niewielkie, ponieważ duże i stale funkcjonujące odpływy są w stanie odprowadzić całą nadwyżkę wody, lecz nigdy poniżej poziomu określonego wysokością progów zamykających misy jeziorne (K. Śliwerski 1935).

Duże wahania na Długim Stawie i Dwoistym Stawie są wywołane odrębnymi warunkami dopływu i odpływu. Dwoisty Staw jest zasilany dopływem wód z Kurtkowca, którego powierzchniowy odpływ przechodzi w II połowie lata w śródpokrywową, a w jesieni stopniowo zanika

i nie odprowadza wody do Dwoistego Stawu. To jest również przyczyną, że Kurtkowiec od chwili zamarznięcia nie wykazuje większych zmian poziomu wody (A. Lityński 1917; K. Śliwerski 1935). Dwoisty Staw posiada odpływ podziemny, ukazujący się na powierzchni w odległości 100—150 m poniżej misy jeziora. Odpływ ten funkcjonował jeszcze po utworzeniu się pokrywy lodowej i odprowadził całą masę wody, na co wskazywało zapadnięcie się pokrywy lodowej i osadzenie jej na dnie. Podobne zjawisko zapadnięcia się pokrywy lodowej obserwowane było na Długim Stawie Gąsienicowym. Odpływ podziemny (w okresie wysokich stanów powierzchniowych) funkcjonował jeszcze po zamarznięciu jeziora, przy równoczesnym braku dostawy wody z Zadniego Stawu i odpływów, które położone w wyższym piętrze klimatycznym wcześniej zamarzły. Podobne zjawiska na wyżej opisanych jeziorach autorka obserwowała w czasie badań terenowych późną jesienią w 1957 r. Z tych przykładów wynika, że istnieje współzależność między stanami wody a odpływem i dopływem, wynikająca w pierwszym rzędzie z piętrowego układu jezior w jednym ciągu dolinnym (piętrowość klimatyczna, odrębne właściwości hydrologiczne potoków łączących poszczególne jeziora).

Małe stawki występujące w piargach i morenach, nie mające kontaktu z systemem rzeczny dolin, tracą wodę w okresach bezdeszczowych, jak również w jesienno-zimowym np. Stawki w Dolinie pod Kołem, pod Szpiglasową Przełęczą, Stawki Staszica oraz Mnichowe Stawki, położone w skalistych rynnach międzymutonowych.

Utrata wody przez jeziora w półroczu letnim i spłynięcie wody w półroczu zimowym zostały przyjęte jako kryterium uznania tych jezior za okresowe (por. mapa główna).

Z wahaniami stanów wody i wielkością powierzchni jezior związana jest ich *retencja czynna*. Jak już zaznaczono zakres wahań stanów wody w skali rocznej można przyjąć średnio na 50 cm. Powierzchnia jezior w zlewni Białki wynosi 1,4 km², a powierzchnia zlewni zamkniętej jeziorami 26 km². Stąd można wyliczyć, że wielkość retencji wynosi 30 mm warstwy wody przypadającej na zlewnię zamkniętą jeziorami. W stosunku do odpływu rocznego, który wynosi co najmniej 1000 mm, wartość retencji jeziornej stanowi zaledwie 2,5%. Również I. Gieysztor (1961) uważa, że w stosunku do rocznego odpływu Białki w profilu wodowskazowym Łysa Polana, retencja jezior nie może mieć większego wpływu na regulowanie wahań stanów wody. W przypadku przyjęcia dla wszystkich jezior w zlewni Białki wahań stanów wody w wysokości 56 cm (I. Gieysztor 1961) całkowita retencja jezior wyniosłaby 784 000 m³, co stanowi zaledwie 1,1% średniego rocznego odpływu Białki.

Jednakże rozważania dotyczące retencji jezior tatrzańskich trudno zamknąć porównaniem do odpływu rocznego. Rolę retencji w przypadku

każdego zbiornika naturalnego lub sztucznego ocenia się raczej w stosunku do zlewni zamkniętej tym zbiornikiem i do odpływu powierzchniowego przypadającego w okresach wezbrań na wiosnę lub w czasie letnich ulew. W tym okresie, tj. od maja do sierpnia, występują najwyższe stany wody w jeziorach tatrzańskich. Natomiast w pozostałych miesiącach następuje „opróżnianie” zbiorników. Analizując roczny przebieg stanów wody w jeziorach tatrzańskich można stwierdzić, że ocenę ich retencyjności słuszniej przeprowadzić w odniesieniu do odpływu 4-miesięcznego za okres od maja do sierpnia. W tym przypadku 30 mm warstwa wody stanowi około 5% odpływu całkowitego za okres tych miesięcy, a prawie 20% odpływu powierzchniowego (wskaźniki odpływu przyjęto wg I. Gieysztor 1961). Jest to więc dość znaczna wartość. Dzięki retencyjności jezior należy się zatem spodziewać wyraźnego obniżenia kulminacji wezbrań roztopowych i letnich, a także opóźnienia spływu wód, np. w Rybim Potoku lub Potoku Roztoka. Rozważania te można zawęzić jeszcze bardziej, odnosząc przyjętą na 30 mm wielkość retencji jeziernej wyłącznie do spływu wód roztopowych lub deszczowych. Okaże się wówczas, że w przypadku niedoboru opadów zimowych jeziora są w stanie zmagazynować równowartość około 40—50% powierzchniowego odpływu wód roztopowych lub nawet 100% odpływu powierzchniowego z jednego ulewnego deszczu rzędu 40 mm.

Położenie jezior w różnych piętrach klimatycznych decyduje o stosunkach termicznych i związanych z nimi okresach zamarzania i odmarzania jezior (tab. 22). Jeziora położone w piętrze klimatycznym chłodnym zamarzają w listopadzie, a rozmarzają w kwietniu lub w maju z wyjątkiem Morskiego Oka, którego odmarzanie, ze względu na duże zacienienie, przesuwają się często na miesiąc czerwiec. W piętrze bardzo chłodnym odmarzanie jezior przypada na miesiące maj—czerwiec, przy czym okres ten na jeziorach o niekorzystnych warunkach insolacji przesuwają się najczęściej na czerwiec—lipiec (Czarny Staw nad Morskim Okiem, Zmarzły Staw Gąsienicowy). Jeziora tej strefy zamarzają od września do listopada. Stawy Tatr Wysokich, położone w piętrze umiarkowanie zimnym, zamarzają już we wrześniu lub w I połowie października, a odmarzają w lipcu (Zadni Staw Gąsienicowy, Zadni Staw (pod Kołem) — A. Lityński 1917). Okres bezlodowy w miarę wzrostu wysokości położenia jeziora npm. ulega więc skracaniu i wynosi od 4 do 8 miesięcy.

Roczny cykl przemian termicznych oraz wahania temperatury wód powierzchniowych w okresie letnim z uwzględnieniem wielkości zbiorników oraz warunków fizyczno-geograficznych były podstawą klasyfikacji termicznej jezior tatrzańskich. J. Szaflarski wyróżnia 7 grup termicznych jezior tatrzańskich (1932, 1936a), z których w Tatrach Polskich występują grupy 1—4 i 6:

- 1) Wielkie zbiorniki podtatrzańskie na wysokości do 1400 m npm.,

Tabela 2 2

Okresy zamarzania i odmarzania jezior tatrzańskich (wg. A. Lityńskiego)
Freeze periods and thaw periods of the Tatra lakes (after A. Lityński)

Nazwa jeziora	Wysokość m npm.	Ekspozycja	Piętro* klimatyczne	Powierzchnia ha	Głębokość max. m	Okresy	
						odmarzania	zamarzania
Toporowy Staw Niżny	1089	N	chłodne	0,617	5,7	IV – V	XI
Morskie Oko	1393	N		34,928	50,8	V – VI	XI
Czarny Staw nad Morskim Okiem	1580	N	bardzo chłodne	20,636	76,4	V – VII	X – XI
Czarny Staw Gąsienicowy	1620	N		17,944	51,0	V – VI	X – XI
Litworowy Staw (Sobkowy)	1618	N		0,480	1,1	V – VI	IX – XI
Dwoisty Staw	1657	N		1,418	9,2	V – VI	IX – XI
Wielki Staw	1664	N		34,352	79,3	V – VI	X – XI
Zielony Staw Gąsienicowy	1672	N		3,844	15,1	V – VI	X – XI
Kurtkowiec	1686	N		1,527	4,8	V – VI	IX – X
Czerwony Staw Gąsienicowy Zach.	1695	N		0,267	1,4	V – VI	IX – XI
Długi Staw Gąsienicowy	1784	N		1,593	10,6	V – VII	IX – XI
Zmarzły pod Zawratem	1787	N		0,282	3,7	VI – VII	IX – X
Zadni Staw Gąsienicowy	1852	N	umiarkowanie zimne	0,534	8,0	VI – VII	IX – X

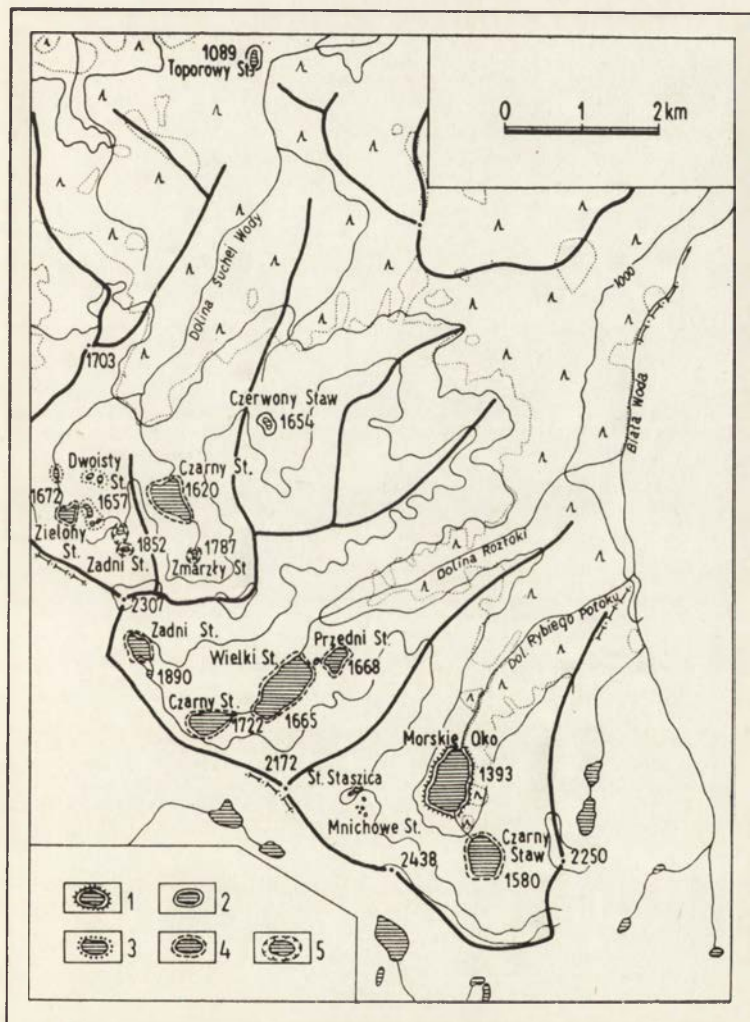
*wg M. Hessa 1965

o powierzchni przeciętnie 6 miesięcy wolnej od lodu i temperaturze maksymalnej do 20°C.

2) Małe i płytkie jeziora położone na wysokości 1000—1450 m n.p.m., o silnych wahanich temperatury powierzchni w miesiącach letnich w granicach 4—20°C.

3) Jeziora płytkie na wysokości 1450—1700 m n.p.m., o dość silnych wahanich temperatury od 4—17°C w miesiącach letnich.

4) Jeziora głębokie na wysokości 1500—1800 m n.p.m., o powierzchni



Tablica III. Typy termiczne jezior (wg J. Szaflarskiego). Objasnienia w tekście — podrozdz. „Zbiorniki powierzchniowe”

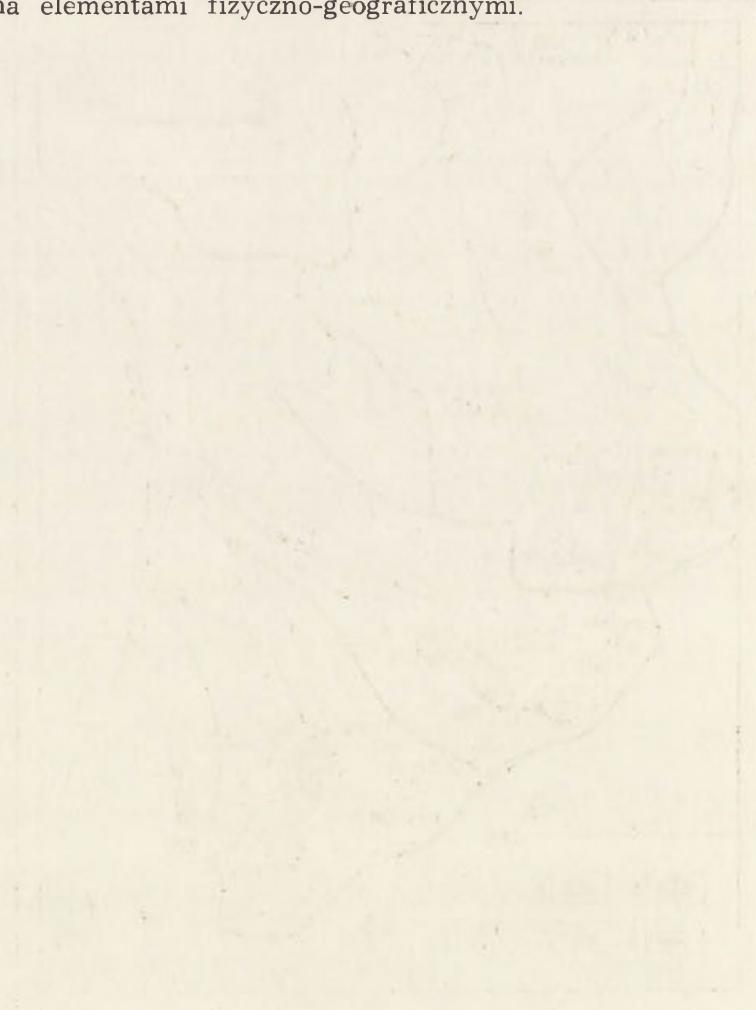
Table III. Thermal types of the lakes (after J. Szaflarski). Explanations in the text — chapter „Zbiorniki powierzchniowe”

przez 3—5 miesięcy wolnej od lodu i temperaturze maksymalnej od 8 do 14°C.

5) Jeziora płytkie na wysokości 1700—1900 m npm., o wahanach temperatury w lecie w granicach 4—14°C.

6) Jeziora zimne na wysokości 1800—2000 m npm., o powierzchni mniej niż 3 miesiące wolnej od lodu i temperaturze maksymalnej nie przekraczającej latem 6—8°C.

Jeziora zaliczone do poszczególnych grup przedstawia tablica III (Grupa 6 ozn. sygn. 5) opracowana wg J. Szaflarskiego (1936b) i uzupełniona elementami fizyczno-geograficznymi.



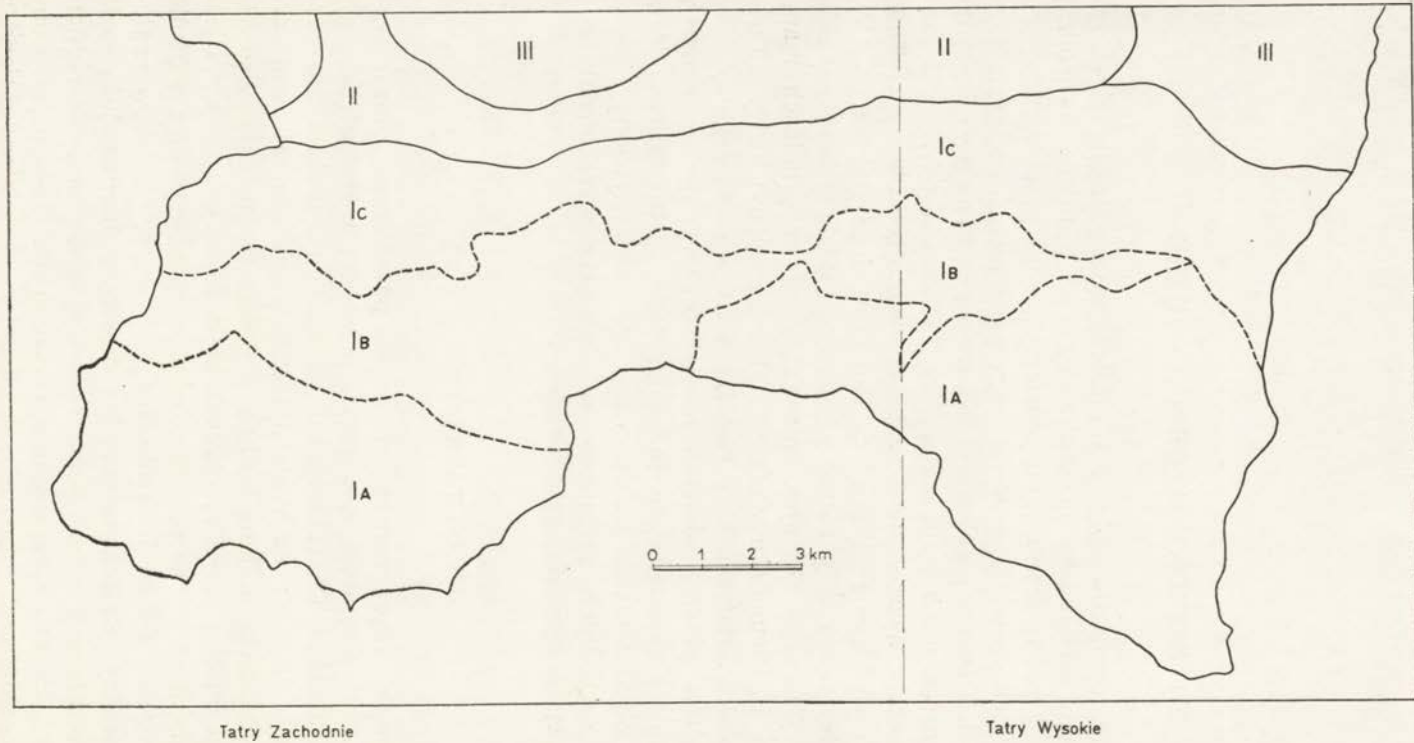
III. REGIONY HYDROGRAFICZNE

Zróźnicowanie rozmiarów spływu i infiltracji, uwarunkowane wszystkimi elementami środowiska geograficznego, a rzutuujące na rodzaj i wielkość retencji powierzchniowej i podziemnej oraz przebieg odpływu i wynikający z nich rozwój typowych zespołów zjawisk wodnych były podstawą do wydzielenia regionów hydrograficznych. Analogicznie jak w obszarze objętym mapą Tatr Zachodnich (K. Wit, Z. Ziemońska 1960), zostały wydzielone 3 regiony obejmujące obszar 1) Tatr, 2) Rowu Podtatrzańskiego i 3) Pogórza Gubałowskiego (tablica IV, V).

W pracy *Obieg wody w obszarze górskim...* (1966), która obejmuje obszar dorzecza Czarnego Dunajca, mieszczący się w granicach mapy Tatr Zachodnich, Z. Ziemońska wydzieliła tylko 2 regiony: Tatry i Podhale, uznając Rów Podtatrzański i Pogórze jako jego subregiony. Podział ten w świetle przedstawionych materiałów wydaje się słuszny. Wychodząc jednak z założenia, że zarówno *Mapa hydrograficzna Tatr Wysokich*, jak i objaśnienia do niej powinny być porównywalne z opracowaniem Tatr Zachodnich, zachowano w niniejszym opracowaniu podział pierwotny, tj. uwzględniający 3 regiony.

REGION TATRZAŃSKI

Region tatrzański, reprezentujący w części południowej obszar wysokogórski, o rzeźbie glacialnej, a w części północnej średniogórski, zajmuje 76,8% powierzchni. Charakteryzuje się dużymi wysokościami bezwzględnymi (1000—2500 m), nachyleniami stoków przekraczającymi często 45° oraz gęstą siecią dolinną o dużych spadkach, przekraczających 100‰. Utwory o dużej i średniej przepuszczalności zajmują 74,2% powierzchni, z których aż 56,3% przypada na utwory pokrywowe, głównie morenowe i piargowe. Około 70% obszaru leży w piętrze lasów reglowych i kosodrzewiny. Region tatrzański otrzymuje bardzo dużą ilość opadów, przekraczającą w części wysokogórskiej 1500 mm, w średniogórskiej 1300 mm. Bardzo korzystnym zjawiskiem dla retencji jest duży procent opadów śnieżnych oraz długo zalegająca i miększa pokrywa śnieżna, zanikająca kolejno w piętrach klimatycznych. Typowymi for-



Tablica IV. Regiony hydrograficzne

I — Region Tatrzański: IA — subregion południowy-krystaliczny, IB — subregion środkowy — krasowy, IC — subregion północny dolomitowo-lupkowy; II — Region Podtatrzański; III — Region Pogórski

Table IV. Hydrographic regions

I — The Tatra region: IA — the southern crystalline subregion, IB — the middle karst subregion, IC — the northern dolomite-schiste subregion; II — The sub-Tatra region; III — The foothill region

mami retencji powierzchniowej dla wysokogórskiej części regionu są zbiorniki jeziernie o misach pochodzenia glacialnego.

Duży procent wód opadowych i roztopowych odpływa powierzchniowo. Gęstość stałej sieci rzecznej wynosi $1,23 \text{ km/km}^2$, okresowej i epizodycznej $2,96 \text{ km/km}^2$. Mimo dużego odpływu region tatrzański cechuje duża retencja wód podziemnych w utworach krasowiejących i morenowych. W stosunku do Tatr Zachodnich zasoby te są znacznie mniejsze. Gęstość źródeł wynosi $7,5$ na 1 km^2 . Dostarczają one około $1,270 \text{ m}^3/\text{sek}$. wody, podczas gdy w Tatrach Zachodnich około $4 \text{ m}^3/\text{sek}$. Różnice te, pomijając fakt, że pomiary wydajności pochodzą z różnych okresów, związane są przede wszystkim z podziemnymi przepływami wód z obszaru krasowego w kierunku NW, a więc do dorzeczy położonych w obrębie Tatr Zachodnich. Ogólny odpływ wód gruntowych poprzez źródła wynosi w regionie tatrzańskim $17,5 \text{ l/sek/km}^2$.

Region tatrzański cechuje się dużym spływem powierzchniowym jak również dużą infiltracją i zasobami wód podziemnych.

Zróżnicowanie jakościowe i ilościowe form retencji i odpływu pozwalają na wydzielenie w obrębie regionu tatrzańskiego (analogicznie jak w Tatrach Zachodnich) 3 subregionów: południowego — krystalicznego, środkowego — krasowego i północnego — dolomitowo-łupkowego.

Subregion południowy — krystaliczny zajmuje $41,15 \text{ km}^2$ ($57,03\%$) powierzchni regionu tatrzańskiego. Reprezentuje on obszar wysokogórski, zbudowany ze skał krystalicznych, o rzeźbie glacialnej. Wysokości bezwzględne wynoszą od 1200 — 2500 m n.p.m. , względne 400 — 1000 m . Nachylenia skalistych stoków przekraczają 30° . Zmniejszają się one w dolnych częściach stoków, okrytych pokrywami rumoszowymi oraz w dnach kotłów i żłobów lodowcowych wypełnionych utworami morenowymi, fluwialnymi i rumoszowymi. Bardzo i średnio przepuszczalne pokrywy pokrywają $62,17\%$ powierzchni. Średnie roczne opady przekraczają 1500 mm . Pokrywa śnieżna utrzymuje się przeszło 250 dni w roku. Większość obszaru położona jest powyżej górnej granicy lasu.

Subregion krystaliczny cechuje duży spływ powierzchniowy oraz liniowy, głównie w strefie stromych, skalistych stoków, pozbawionych pokryw rumoszowych i szaty roślinnej. Przeważa tu spływ przede wszystkim epizodyczny o dużym natężeniu, na co wskazuje gęsta sieć cieków epizodycznych ($2,4 \text{ km/km}^2$), głębokość rozcięcia i usypywanie stożków u wylotu żłobów. Na zmniejszenie spływu mają dodatni wpływ pokrywy rumowiskowe i morenowe oraz zbiorniki jeziernie, przechwytyjące wody spływające ze skalistych stoków i opóźniające ich spływ do dolin głównych.

Mimo dużego spływu subregion krystaliczny cechuje znaczna retencja powierzchniowa i podziemna. Do form retencji powierzchniowej na-

leżą: jeziora pochodzenia glacialnego, typowe dla Tatr Wysokich, a których brak w Tatrach Zachodnich, oraz pokrywa śnieżna, która magazynuje okresowo duże ilości wody, taje stopniowo uzupełniając zbiorniki jeziernie i wód podziemnych.

Gęstość źródeł wynosi około 11/km². Typowymi zbiornikami wód podziemnych o największych zasobach są zbiorniki wód morenowych. Źródła morenowe stanowią 65% wszystkich źródeł subregionu krystalicznego i dostarczają 90% wody, tj. 320 l/sek. Znacznie mniejszą retencją cechuje się słabo przepuszczalne podłoże krystaliczne i inne typy pokryw. Źródła subregionu dostarczają w sumie 355 l/sek. wody, co stanowi 27,7% wydajności źródeł regionu tatrzańskiego. Odpływ wód źródłanych z 1 km² wynosi 8,6 l/sek.

Do cech charakterystycznych subregionu krystalicznego należy zróżnicowany system odpływu powierzchniowego. Sieć rzeczna obszaru należącego do dorzecza Białki obejmuje samodzielne zlewnie, odprowadzające wody bezpośrednio do swego recypienta, w niewielkim stopniu gubiąc je w utworach terasowych podścielonych podłożem krasowiejącym. Natomiast cieki obszaru krystalicznego dorzecza Suchej Wody gubią całkowicie wodę wpływając na teren krasowy.

Gęstość stałej sieci rzecznej wynosi 1,3 km/km² i jest przeszło 3-krotnie rzadsza aniżeli gęstość sieci okresowej i epizodycznej. Stosunek sieci stałej do okresowej wynosi 0,73, podczas gdy w subregionie krystalicznym Tatr Zachodnich 2,7. Przyczyna tego zróżnicowania leży w silniejszym przeobrażeniu rzeźby Tatr Wysokich przez czynniki glacialne oraz w większym rozprzestrzenieniu pokryw rumowiskowych i morenowych.

Subregion środkowy — krasowy w przeciwieństwie do Tatr Zachodnich zajmuje małą powierzchnię, bo zaledwie 7,47 km², czyli 10,35% regionu tatrzańskiego. Związane jest to ze zwężaniem się strefy wapieni i dolomitów jurajsko-kredowych i środkowotriasowych w kierunku wschodnim.

Podłoże skał krasowiejących, występujące na powierzchni (rejon Kopy Magury, Skupniowego Uplazu, górnej części Doliny Olczyskiej i północne zbocza Małej Koszystej), zajmuje 33,23% powierzchni subregionu. W tej części występują maksymalne dla subregionu wysokości bezwzględne (1704 m n.p.m.) i deniwelacje 300—400 m. Nachylenia stoków przekraczają 25°. W pozostałej części obszaru (65,62%) podłoże krasowe pokryte jest utworami morenowymi lodowca Suchej Wody. Deniwelacje są tu znacznie mniejsze, a nachylenia nie przekraczają 20°. Przeważająca część subregionu leży w piętrze lasów reglowych.

W subregionie krasowym dominuje infiltracja nad spływem, odpływ podziemny nad powierzchniowym. Zasilanie podłoża krasowego odbywa się nie tylko wodami opadowymi i roztopowymi, lecz również wodami spływającymi z subregionu krystalicznego, ginącymi z chwilą wpływnięcia w strefę krasową.

Typowymi dla tego obszaru są zbiorniki wód krasowych, o głębokim szczelinowym krążeniu. Pokrywy morenowe, leżące na przepuszczalnym podłożu, są jedynie ośrodkami przewodzącymi wodę, natomiast brak jest w nich zbiorników wód podziemnych tak jak ma to miejsce w subregionie krystalicznym. W związku z tym gęstość źródeł jest mała: $1,3/\text{km}^2$, lecz dostarczają one około 555 l/sek. wody, czyli 43,7% wydajności źródeł regionu tatrzańskiego. Jednostkowy odpływ wód źródłanych wynosi $71,4 \text{ l/sek/km}^2$.

Bardzo słabo rozwinięta jest zarówno sieć stała: $0,33 \text{ km/km}^2$, jak i okresowa: $0,61 \text{ km/km}^2$. Stosunek sieci stałej do okresowej wynosi 0,89, podczas gdy w Tatrach Zachodnich 0,24.

Charakterystyczną cechą subregionu krasowego Tatr Wysokich w stosunku do subregionu Tatr Zachodnich jest mały odpływ powierzchniowy i znacznie mniejsze zasoby wód podziemnych. Potoki płynące z subregionu krystalicznego giną w podłożu krasowym i w dalszym biegu prowadzą wodę tylko okresowo i nie są w stanie dociąć się do poziomów wodonośnych. Wody podziemne ze zbiorników krasowych odprowadzane są kanałami krasowymi w kierunku północno-zachodnim, zgodnie z kierunkiem upadu warstw podłoża i kierunkiem szczelin, do obszaru krasowego na terenie Tatr Zachodnich, wzbogacając jego zasoby. Na terenie tego subregionu brak jest więc zgodności działów topograficznych z działami hydrogeologicznymi. Subregion krasowy Tatr Wysokich jest więc obszarem tranzytowym dla wód podziemnych w przeciwieństwie do Tatr Zachodnich, w których analogiczny subregion ma charakter akumulacyjny.

Subregion północny — dolomitowo-lupkowy. Subregion ten zajmuje $23,54 \text{ km}^2$ (32,62%) powierzchni regionu tatrzańskiego. Reprezentuje obszar średniogórski o maksymalnych wysokościach bezwzględnych około 1500 m n.p.m. i deniwelacjach 200—300 m. W większości obszaru nachylenia przekraczają 20° . Subregion położony jest we wschodniej części Tatr Zakopiańskich, w których zmniejsza się udział utworów bardzo przepuszczalnych (uszczelinione wapień i dolomity — 20%), a zwiększa procent podłoża średnio- i mało przepuszczalnego (margle, piaskowce wapniste, łupki — 28%). W przeciwieństwie do Tatr Zachodnich duży procent powierzchni zajmują utwory morenowe (43%) częściowo na podłożu krasowiejącym, częściowo na słabo przepuszczalnym. Zalesienie obszaru wynosi 95%.

Subregion ten cechuje większy spływ powierzchniowy i mniejsza zdolność retencyjna podłoża niż w obszarze krasowym. Przewaga utworów słabo krasowiejących, lecz spękanych i o mniejszej miąższości, poprzegradzanych utworami nieprzepuszczalnymi, jest przyczyną występowania wód warstwowo-szczelinowych i szczelinowych o płytszym krążeniu. We wcięciach erozyjnych wody te wypływają w postaci niewielkich źródeł lub wycieków. Gęstość źródeł wynosi $4,5/\text{km}^2$. Źródła o większej

wydajności wypływają w strefie podreglowej na kontakcie z nieprzepuszczalnym fliszem. Ogólna wydajność źródeł wynosi około 365 l/sek., co stanowi 28,6⁰% wydajności źródeł regionu tatrzańskiego. Odpływ jednostkowy wód źródłanych wynosi około 15 l/sek/km².

Gęstość sieci stałej, rozwiniętej głównie na podłożu mniej przepuszczalnym, wynosi 1,5 km/km², gęstość sieci okresowej 1,55 km/km².

Zjawiskiem charakterystycznym jest zmniejszanie się przepływu lub całkowity zanik wody w korycie na odcinkach występowania w podłożu uszczelinionych wapieni i ponorów. Subregion północny cechuje się mniejszą gęstością sieci rzecznej stałej i źródeł, lecz większymi zasobami wód podziemnych w stosunku do tegoż subregionu Tatr Zachodnich.

REGION PODTATRZAŃSKI

W omawianych granicach znajduje się tylko część (22⁰%) subregionu, obejmującego wschodnią część Rowu Podtatrzańskiego. Reprezentuje on stosunki wodne obszarów kotlinowych. Charakteryzuje się małymi wysokościami bezwzględnyymi (max. 940 m n.p.m.) i deniwelacjami do 100 m oraz przewagą powierzchni o nachyleniu do 5°. Twory fluwioglacjalne i fluwialne, przepuszczalne i średnio przepuszczalne zajmują 60⁰% powierzchni. Około 25⁰% powierzchni porasta las regla dolnego.

Region podtatrzański charakteryzuje się małym wpływem powierzchniowym. Dominuje tu proces infiltracji głównie w pokrywach fluwioglacjalnych i zwietrzelinowych złożonych na podłożu nieprzepuszczalnym. Zasoby wód podziemnych są małe ze względu na małą ich miąższość. Zwierciadło wody zalega na głębokości 1—2 m, maksymalnie do 5 m. Płytkie zaleganie podłoża fliszowego i małe spadki sprzyjają powstawaniu podmokłości, które zależnie od sposobu zasilania są stałe lub okresowe. Gęstość źródeł jest mała: 2/km² i dostarczają one około 20 l/sek. wody, czyli zaledwie 0,85 l/sek/km².

Wschodnia część regionu podtatrzańskiego w granicach mapy Tatr Wysokich ma rozwiniętą głównie sieć autochtoniczną, sięgającą źródłami w strefę podreglową. Gęstość jej wynosi 1,4 km/km², a okresowej 0,16 km/km². Stosunek gęstości sieci stałej do okresowej wynosi 7,6.

Przeciwnie w części zachodniej tego regionu (*Mapa hydrograficzna Tatr Zachodnich*) sieć autochtoniczna jest bardzo uboga, natomiast bardzo dobrze rozwinięta jest sieć allochtoniczna, a zbliżony stosunek sieci stałej do okresowej, wynoszący 8,6, wynika z tranzytowego charakteru tego obszaru dla rzek tatrzańskich.

REGION POGÓRSKI

Obejmuje wschodnią część fliszowego Pogórza Gubałowskiego zwanego Pogórzem Bukowiny. Wysokości maksymalne wynoszą w tym obszarze 1205 m n.p.m., deniwelacje 200—300 m, a nachylenia stoków 4—20°.

Utwory dobrze przepuszczalne zajmują 30% powierzchni. Natomiast zalesienie obszaru w stosunku do zachodniej części Pogórza Gubałowskiego jest duże (około 70%).

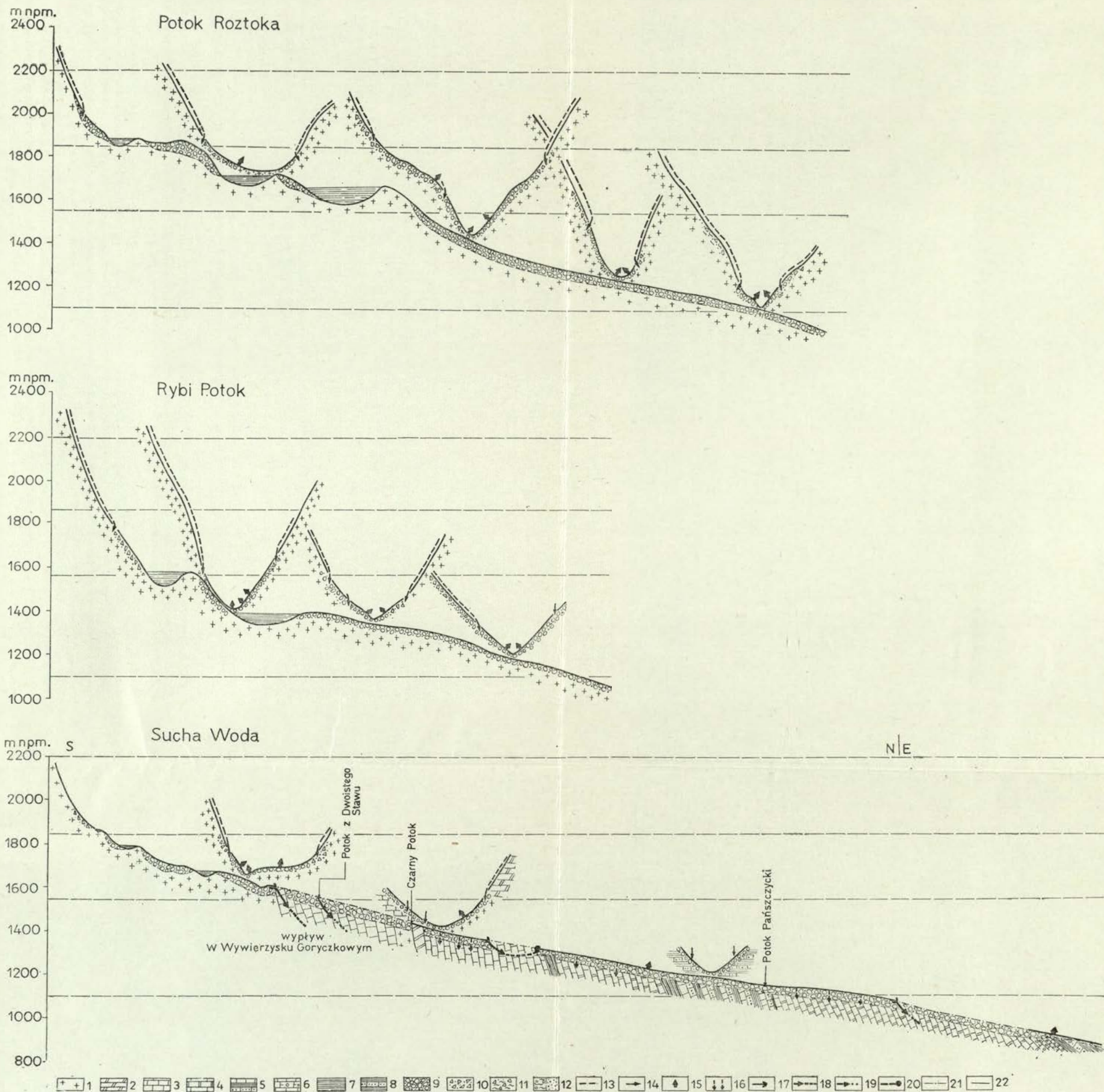
Region pogórski cechuje się dużym spływem powierzchniowym i małą zdolnością retencyjną fliszowego podłoża. Występują tu wody podziemne warstwowo-szczelinowe i aluwialne oraz okresowe w pokrywie zwietrzelinowej gliniasto-gruzowej. O zasobach wód podziemnych w tym regionie świadczą wprawdzie dość licznie występujące źródła (4,6 na 1 km²), wycieki i wysięki, lecz dostarczające w sumie tylko około 57 l/sek. wody, co w przeliczeniu na jednostkowy odpływ wynosi 1,5 l/sek./km². Są to zasoby niewielkie.

Obszar pogórski rozcięty jest gęstą siecią potoków (4,3 km/km²). Przeważa tu sieć cieków stałych (gęstość 2,8 km/km²) przewyższająca prawie dwukrotnie gęstość cieków okresowych (1,5 km/km²). Cieki regionu pogórskiego zasilane są głównie wodami opadowo-roztopowymi i dlatego cechują się dużymi wahaniami stanów wody i przepływów. W przypadku docięcia się do poziomów wodonośnych — w strefach zbudowanych z piaskowców — duży udział w zasilaniu cieków mają wody gruntowe i te cieki prowadzą większą ilość wody i mają bardziej wyrównane przepływy (Bukowina).

IV. PIĘTROWOŚĆ STOSUNKÓW WODNYCH

W Tatrach Wysokich i na ich bezpośrednim przedpolu zaznacza się nie tylko zróżnicowanie przestrzenne stosunków wodnych (regiony hydrograficzne), lecz również ich zmienność z wysokością (piętra hydrograficzne). Piętrowość ta jest wynikiem dużego zróżnicowania wysokości npm. (800—2500 m), wraz z którą zmieniają się także piętra klimatyczno-roślinne, nakładające się na piętrową rzeźbę dolin (ryc. 3). Piętrowość stosunków wodnych wyraża się zmiennością poszczególnych faz obiegu wody oraz zespołów zjawisk hydrograficznych. Z wysokością wzrasta ilość wody wprowadzanej do obiegu, przy czym dzięki zróżnicowaniu termicznemu w piętrze najniższym przeważa zasilanie deszczowe, które z wysokością zmniejsza się na korzyść retencji i zasilania śnieżnego. Długość okresu hydrologicznie „martwego” wydłuża się wraz z wysokością od 4—8 miesięcy, czyli skraca się okres trwania obiegu wody. Zróżnicowanie termiczne w profilu pionowym obszaru powoduje, że w tym samym czasie na różnych wysokościach występują inne pory roku, a zatem i inne procesy hydrologiczne i tak np. gdy w piętrze najniższym rozpoczyna się przedwiośnie (IV) i okres roztopów, a więc intensywnego spływu i zasilania zbiorników wód podziemnych, w piętrach wyższych panuje jeszcze okres stabilizacji zimowej i niskich zasobów wodnych.

Obraz piętrowego zróżnicowania fizyczno-geograficznych warunków krążenia wody jest modyfikowany rzeźbą dolin. W dolinach Tatr Wysokich o rzeźbie silnie przekształconej procesami glacialnymi (głównie w obszarze krystalicznym) zaznacza się wyraźna piętrowość zarówno w profilu podłużnym — piętrowo ułożone kotły lodowcowe, zawieszone w stosunku do niżej położonych żłobów lodowcowych, jak i w profilach poprzecznych dolin — strome odcinki skalistych stoków przechodzące w strefy stoków o mniejszych nachyleniach, pokrytych pokrywami blokowo-rumoszowo-morenowymi, a następnie w dna dolin wypełnionych utworami rzeczno-lodowcowymi, a w przypadku dolin przegłębionych — jeziorami. Piętrowość w obrębie tego typu dolin można prześledzić na przykładzie Doliny Roztoki lub Doliny Rybiego Potoku (ryc. 13). Rzeźba dolin niezlodowaconych występujących w strefie reglowej lub fliszowej nie wykazuje tak wyraźnych cech piętrowości, które decydowały-



Ryc. 13. Piętrowość krążenia wody w dolinach potoków Roztoki, Rybiego i Suchoj Wody

Skąły podłoża: 1 — granit, 2 — piaskowce kwarcytowe, 3 — wapień, 4 — dolomity i wapień, 5 — wapień, piaskowce, łupki, 6 — zlepienie, 7 — łupki ilaste, 8 — łupki fliszowe z wkładkami piaskowców; utwory pokrywowe: 9 — morenowe, 10 — rumoszowe, 11 — gliniasto-rumoszowe, 12 — fluwioglacjalne; zjawiska wodne: 13 — splyw powierzchniowy, 14 — infiltracja w pokrywy, 15 — wypływy wód gruntowych, 16 — infiltracja z koryta potoku do podłoża krasowego, 17 — całkowity zanik wody w korycie, 18 — podziemny przepływ stwierdzony, 19 — podziemny przepływ niezbadany, 20 — podziemny przepływ wzdłuż koryta i wypływ na powierzchnię, 21 — koryto wypełniane wodą epizodycznie; 22 — granice pięter klimatycznych

Fig. 13. Altitudinal arrangement of water circulation in the valleys of the streams: Roztoka, Rybi and Sucha Woda

Rocks of substratum: 1 — granites, 2 — quartzite sandstones, 3 — limestones, 4 — dolomites and limestones, 5 — limestones, sandstones, slates, 6 — conglomerates, 7 — argillaceous slates, 8 — flysch shales with sandstone intercalations; cover deposits: 9 — moraine, 10 — debris, 11 — clayey-debris deposits, 12 — fluvioglacial sediments; water phenomena: 13 — surface run-off, 14 — infiltration through covers, 15 — outflows of ground waters, 16 — infiltration from the streambed into karst substratum, 17 — complete loss of water in streambed, 18 — underground flow examined, 19 — underground flow unexamined, 20 — underground flow along the stream-bed and outflow to the surface, 21 — stream-bed episodically filled with water; 22 — boundaries of vertical zones of climate

Region	Gęstość sieci stałej i okresowej	Ilość i wydajność źródeł	Ilość źródeł na 1 km ²	Ilość dostarczanej wody przez źródła w l/sek.	Wody podziemne	
T A T R Z A Ń S K I	IA					
	IB					
	IC					
PODIAZRZAŃSKI	II					
POGÓRSKI	III					
Objaśnienia		<p>w tym źródeł o wydajności:</p>				
1	2	3	4	5	6	

Tablica V. Cechy regionów hydrograficznych (objaśnienia kolumny 6)

Wody podziemne w skałach podłoża: 1 — w wapieniach uszczelnionych, 2 — w dolomitach, wapieniach i zlepniach, 3 — w kompleksach piaskowcowo-lupkowych, 4 — w utworach krystalicznych uszczelnionych; w utworach pokrywowych: 5 — morenowych, 6 — fluwio-glacialnych i aluwialnych 7 — rumoszowo-gliniastych, 8 — zwietrzelinowych piaszczysto-gliniastych

Table V. Features of hydrographic regions

1 — number of region; 2 — density of the permanent and periodical river-network (permanent — white, seasonal — shaded); 3 — number of springs according to discharge; 4 — number of springs per sq. km, ϕ — 1 spring; 5 — quantity of water discharged by springs in l/sec. in that by springs over 100 l/sec. (black); 6 — underground waters in bedrock: 1 — in jointed limestones, 2 — in dolomites, limestones and conglomerates, 3 — in sandstone-shaly complexes, 4 — in crystalline fissured substratum; ground waters in cover deposits: 5 — moraines, 6 — fluvio-glacial and alluvial, 7 — in debris-clayey covers, 8 — in sandy-clayey waste-mantle

by o zróżnicowaniu rodzaju i szybkości spływu wód opadowo-roztopowych. Małe zróżnicowanie klimatyczne w profilu pionowym (małe wysokości względne) nie wywołuje większych różnic w rozkładzie krążenia wód w czasie.

Biorąc pod uwagę typ zasilania, rodzaj retencji i spływu oraz towarzyszące im zjawiska hydrograficzne, wynikające z piętrowego zróżnicowania budowy geologicznej i rzeźby, jak również rozkład w czasie procesów hydrologicznych uwarunkowany termiką, wydzielono w Tatrach Wysokich następujące piętra hydrograficzne:

A. Piętro retencji śnieżnej i spływu powierzchniowego obejmuje strefę turni oraz skalistych stoków o dużych nachyleniach, pozbawioną prawie całkowicie pokrywy zwietrzelinowej i roślinnej. Charakterystyczną cechą tego piętra jest długi okres hydrologicznie martwy, trwający od października do maja, w którym odbywa się retencjonowanie wody w pokrywie śnieżnej. Zasilanie tego piętra wodami roztopowymi, rozpoczynające się w maju lub czerwcu, dzięki niskim temperaturom rozkłada się na okres około 1—1,5 miesiąca. Przeważająca ilość wód roztopowych spływa powierzchniowo i zanika w blokowo-rumoszowych pokrywach piętra niższego. Szybkiemu odprowadzaniu wód sprzyjają duże spadki i słabo przepuszczalne podłoże. Infiltracja do podłoża skalnego jest bardzo mała. Lokalnie występujące płytkie systemy szczelin gromadzą niewielkie ilości wody, drenowane przez szczelinowe źródła o małych wydajnościach.

Cechą charakterystyczną dla tego piętra jest więc retencja śnieżna, a prawie brak retencji gruntowej. Przeważa spływ powierzchniowy. Ten typ krążenia wody przejawia się występowaniem gęstej sieci cieków epizodycznych, małej ilości okresowych wpływów wód podziemnych. Jest to piętro oddające wodę.

B. Piętro retencji śnieżnej, okresowej retencji gruntowej i spływu śródpokrywowego obejmuje strefę poniżej stromych stoków, w obrębie której nachylenia są znacznie mniejsze wskutek zalegania miększych pokryw blokowo-rumoszowo-morenowych, utrwalonych zaroślami kosodrzewiny. Z powodu wyższych temperatur następuje w tym piętrze wydłużanie się okresu hydrologicznie czynnego, a tym samym skracanie czasu trwania retencji śnieżnej. Piętro to zasilane jest wodami roztopowo-deszczowymi i wzbogacane dostawą śniegu (lawiny) z piętra wyższego oraz przez spływ powierzchniowy-epizodyczny, o czym świadczy giniecie cieków w pokrywach. Największa aktywność procesów hydrologicznych przypada na okres tajania pokrywy śnieżnej — kwiecień, maj. Mniejszy udział w zasilaniu mają wody opadowe. Zasoby wodne w tym piętrze szybko wyczerpują się i z końcem sierpnia zaznaczają się już stany niskie (zanikanie źródeł i cieków). Spływ wód roztopowo-opadowych zmniejsza się na korzyść infiltracji i okresowej retencji w utworach pokrywowych, które są

zbiornikami przewodzącymi wodę i opóźniającymi jej bezpośredni spływ. W związku z tym dominuje w tym piętrze spływ śródpokrywowy i okresowa retencja gruntowa, które warunkują wolniejsze krążenie wody w stosunku do piętra wyższego. Typowymi zjawiskami hydrograficznymi są: źródła rumoszowe, o znacznych wydajnościach w okresie nasycania zbiorników pokrywowych, a zanikających w miarę ich wyczerpywania oraz okresowa sieć cieków. Jest to piętro przewodzące wodę.

C. Piętro retencji gruntowej i odpływu gruntowego obejmuje dna dolin polodowcowych, w odcinkach górnych silnie przegłębionych, w przeważającej części położone w piętrze leśnym. Mniejsze nachylenia w obrębie den dolin wyścielonych utworami morenowo-fluwioglacjalnymi, występowanie w kotłach lodowcowych zbiorników jeziernych są czynnikami sprzyjającymi akumulacji wód pochodzących z zasilania śnieżno-deszczowego oraz z dostawy wód z pięter wyższych nie posiadających warunków do stałego magazynowania wody. Piętro to charakteryzuje się dużą retencją gruntową, retencją powierzchniową w zbiornikach jeziernych oraz przewagą odpływu gruntowego. Jest to piętro najbogatsze w zasoby wodne, o najdłużej trwającym obiegu wody. Efektem tego krążenia jest występowanie licznych zjawisk hydrograficznych: źródła morenowe o znacznych wydajnościach, systemy jezior odpływowych i przepływowych oraz stała sieć rzeczna. Jest to więc piętro akumulujące wodę. Pomimo że zachodzi tu ten sam proces hydrologiczny, tj. akumulacji wody i odpływu gruntowego, wskutek piętrowego układu den dolin przebiega on w różnym czasie (przesunięcie z wysokością hydrologicznych pór roku).

W obszarze wysokogórskim o rzeźbie glacialnej, lecz zbudowanym ze skał krasowiejących nie zaznacza się tak wyraźna piętrowość krążenia wody jak w obszarze krystalicznym, ponieważ jest ono silnie modyfikowane budową geologiczną i rzeźbą (Dolina Suchej Wody, ryc. 13). W obszarach krasu zakrytego, pomimo że wprowadzana jest do obiegu taka sama ilość wody jak w analogicznym piętrze wysokościowym obszaru krystalicznego, przeważająca część wód roztopowo-opadowych infiltruje w głąb przepuszczalnego podłoża, gdzie odbywa się głębokie krążenie wody, pozostające poza bezpośrednim oddziaływaniem hydrologicznych pór roku.

W świetle powyższych rozważań ogólnie można stwierdzić, że obszar Tatr stanowi odrębny region hydrograficzny w Karpatach Fliszowych, charakteryzujący się obfitością wód w ciągu całego roku oraz złożonym systemem ich krążenia.

LITERATURA

- Adamczyk B., 1962, *Gleby tatrzańskie*. [w:] *Tatrzański Park Narodowy*, rozdz. VI PAN, Zakład Ochrony Przyrody, Kraków.
- Bartnicka-Kosińska S., 1931, *Wiatry terenowe na Podhalu i w Tatrach*. Pr. geof., z. 2, Warszawa.
- Dąbrowski T., 1967, *Podziemne przepływy krasowe potoków w Tatrach Zachodnich*. Acta geol. pol., vol. 17, nr 4.
- Dąbrowski T., Głazek J., 1968, *Badania przepływów krasowych we wschodniej części Tatr Polskich*. Speleologia, t. III, z. 2, Warszawa.
- Dobrzański B., Musierowicz A., Strzemski M., Uziak S., 1959, *Genetyczna klasyfikacja gleb Polski*. [w:] *Gleby terenów górzystych*, rozdz. IV. Roczn. glebozn., t. 7, z. 2.
- Dyakowska J., 1932, *Analiza pyłkowa kilku torfowisk tatrzańskich*. Acta Soc. Bot. Pol., vol. IX, z. 3—4, Warszawa.
- Fabijanowski J., 1962, *Lasy tatrzańskie*. [w:] *Tatrzański Park Narodowy*, rozdz. IX. PAN, Zakład Ochrony Przyrody, Kraków.
- Gieysztor I., 1961, *Studia hydrologiczne nad potokami tatrzańskimi. Opady i odpływ na obszarze zlewni Białki i Potoku Kościeliskiego*. Pr. geogr., IG PAN, nr 26, Warszawa.
- Głazek J., 1959 *Budowa geologiczna Koszystej w Tatrach*. Acta geol. pol., t. IX, nr 2, Warszawa.
- 1963, *Serie osadowe północnych zboczy Wołoszyna*. Acta geol. pol., t. XIII, z. 3—4, Warszawa.
- 1964, *Kras podmorenowy Doliny Pańszczycy w Tatrach*. Kwart. geol., t. 8, Warszawa.
- 1969, *Uwagi o genezie i wieku Jaskiń Wołoszyńskich*. Speleologia, t. IV, z. 1, Warszawa.
- Głazek J., Wójcik Z., 1963, *Zjawiska krasowe wschodniej części Tatr Polskich*. Acta geol. pol., t. XIII, nr 1, Warszawa.
- Goetel W., Sokołowski S., 1930, *Tektonika serii reglowej okolicy Zakopanego*. Roczn. PTGeol., t. VI, Kraków.
- Gołąb J., 1952, *Tektonika Podhala*. Biul. Inf. PIG., z. 1, Warszawa.
- 1959, *Flisz Podhala, Wycieczka J1*. [w:] Przewodnik XXXII Zjazdu PIGeol. w Tatrach i na Podhalu, 3—7 IX 1959, Warszawa.
- Gorczyński W., 1948, *System dziesiętny klimatów świata*. Prz. meteorol., z. 1, Warszawa.
- Grabowska-Hakenberg H., 1958, *Budowa geologiczna wschodniego obszaru Kop Sottysich w Tatrach*. Kwart. geol., t. II, z. 2, Warszawa.
- Halicki B., 1955, *O przebiegu jednostek reglowych w dorzeczu Suchej Wody w Tatrach*. Acta geol. pol., t. V, nr 1, Warszawa.

- Hess M., 1965, *Piętra klimatyczne w Polskich Karpatach Zachodnich*. Zesz. nauk. UJ, Pr. geogr., z. 12, Kraków.
- Hołub-Paciewiczowa Z., 1931, *Osadnictwo pasterskie i wędrówki w Tatrach i na Podtatrzu*, Kraków.
- Instrukcja do opracowania szczegółowej mapy hydrograficznej* (1954). Opr. zb. (powielone), Warszawa.
- Instrukcja do zdjęcia hydrograficznego Polski* (1958). Opr. zb. Dokum. geogr., z. 3, Warszawa.
- Klimaszewski M., 1946, *Podział morfologiczny południowej Polski*. Czas. geogr., t. XVII, z. 3—4, Wrocław.
- 1951, *Rzeźba polskich Tatr*. Geografia w szkole, R. 4, nr 3.
 - 1952, *Rzeźba Podhala*. Czas. geogr. t. XXI/XXII, Wrocław.
 - 1961, *Przewodnik do tras wycieczkowych XXXII Zjazdu PTGeol. w Zakopanem, wyc. I*, Roczn. PTGeol., t. XXX, z. 4, Kraków.
 - 1962, *Zarys rozwoju rzeźby Tatr Polskich*. [w:] *Tatrzański Park Narodowy*, rozdz. III. PAN, Zakład Ochrony Przyrody, Kraków.
- Kowalski L., 1920, *Podregłowe źródła północnej strony Tatr*. Spraw. Kom. Fizjogr. PAU, t. 53/59, Kraków.
- Królikowska D., 1954, *Hydrografia dorzecza Porońca*. Pr. magisterska w Kat. Geogr. Fiz. UJ, Kraków (maszynopis).
- Lewińska J., 1956, *Kierunki wiatrów w polskich Tatrach*. Prz. geof., z. 1, Warszawa.
- Lityński A., 1917, *Jeziora tatrzańskie i zamieszkująca je fauna wioślarek*. Spraw. Kom. Fizjogr. PAU, t. 51, Kraków.
- Michalik A., 1951, *Brzeźna strefa trzonu krystalicznego Tatr na terenie Koszystej*. Biul. IG 61, Warszawa.
- 1955, *Tektonika serii wierzchowej na obszarze Liliowego i Małej Koszystej*. Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach i na Podhalu. Biul. IG 96, Warszawa.
- Michalik A., Głazek J., 1961, *Sprawozdanie z XXXII Zjazdu PTGeol. w Tatrach i na Podhalu. Wycieczka B₂*. Roczn. PTGeol., t. XXX, z. 4, Kraków.
- Milata W., 1936, *Wiatry halne w Karpatach*, Wiad. geogr., t. XIV, Kraków.
- Młodziejowski J., 1934, *Krajobraz geograficzny doliny Pańszczycy w Tatrach*. Ochrona Przyrody, R. 14, Kraków.
- Myczkowski S., 1955a, *Ekologia zespołów leśnych Tatr Polskich ze szczególnym uwzględnieniem jej związku z pokrywą śnieżną*. Ochrona Przyrody, R. 23, Kraków.
- 1955b, *O strefie górnej granicy lasu w Tatrach*. Wierchy, R. XXIV.
 - 1962, *Wpływ lawin śnieżnych na lasy Tatrzańskiego Parku Narodowego w dolinach Rybiego Potoku, Rostoki, Waksmundzkiej i Pańszczycy*. Ochrona Przyrody, R. 28, Kraków.
- Oleksynowa K., Komornicki T., 1961, *Materiały do znajomości wód w Tatrach*. Cz. VI: *Dolina Rybiego Potoku i Dolina Rostoki*. Zesz. nauk. WSR, nr 12, Rolnictwo, z. 8, Kraków.
- 1964, *Materiały do znajomości wód w Tatrach*. Cz. VII; *Dolina Waksmundzka i Dolina Filipka*. Zesz. nauk. WSR, nr 21, Rolnictwo, z. 11, Kraków.
- Orlicz M., 1962, *Klimat Tatr*. [w:] *Tatrzański Park Narodowy*, rozdz. I. PAN, Zakład Ochrony Przyrody, Kraków.
- Pawłowska S., 1962, *Świat roślinny Tatr*. [w:] *Tatrzański Park Narodowy*, rozdz. VIII. PAN, Zakład Ochrony Przyrody, Kraków.
- Pawłowski B., 1956, *Flora Tatr*. t. 1, PWN, Warszawa.
- 1959, *Szata roślinna gór polskich*. [w:] *Szata roślinna Polski*, rozdz. XI, t. II, Warszawa.

- Rabowski F., Goetel W., 1924, *Budowa Tatr. Pasma reglowe*. Spraw. PIG., t. III, z. 1—3, Warszawa.
- Regionalna geologia Polski*, 1951—53. Pr. zb. T. I, Karpaty, z. 1—2, Kraków.
- Romer E., 1929, *Tatrzańska epoka lodowa*. Pr. geogr., t. XI, Lwów.
— 1949, *Regiony klimatyczne Polski*. Wrocław.
- Sobol H., 1959, *Badanie stosunków wodnych i zjawisk krasowych na terenie cieplicy w Jaszczurówce*. Speleologia, t. 1, nr 1/2, Warszawa.
- Sokołowski M., 1927a, *O górnej granicy lasu w Tatrach*. Zakłady Kórnickie. Zakład Badania Drzew i Lasu, nr 1, Kraków.
- Sokołowski S., 1936, *Las tatrzański*. Z Tatr i Podhala, nr 2, Zakopane.
— 1927b, *Wiatry w Tatrach*. Wierchy, t. V.
— 1959a, *Zarys geologii Tatr*. Biul. IG 149, Warszawa.
— 1959b, *Zdjęcie geologiczne strefy eocenu numulitowego wzdłuż północnego brzegu Tatr Polskich*. Biul. IG 149, Warszawa.
- Starkel L., 1957, *Charakterystyka geomorfologiczna regionu Podtatrzańskiego*. Dok. geogr., z. 2, Warszawa.
- Strzeżewski M., 1956, *Gleby Tatr Polskich*. Roczn. glebozn., t. 5.
- Szaflarski J., 1932, *Z badań nad termiką jezior tatrzańskich*. Prz. geogr., t. 12, Warszawa.
— 1936a, *Morfometria jezior tatrzańskich*. Cz. I: *Jeziora Tatr Polskich*. Wiad. Sł. Geogr., nr 10, Warszawa.
— 1936b, *Nouvelles études sur le régime thermique des lacs de la Haute Tatra*. Rev. de Géographie Alpine, t. XXIV, F. II, Grenoble.
- Szczęsna T., Kłapa M., 1961, *Klimat Hali Gąsienicowej 1944—1958*. Dok. geogr., z. 1, Warszawa.
- Śliwerski K., 1935, *Zmienność poziomu wód i repery jeziorne*. Wiad. Sł. Geogr., z. 3—4, Warszawa.
- Watycha L., 1959, *Uwagi o geologii fliszu Podhalańskiego we wschodniej części Podhala*. Prz. geol., nr 8, Warszawa.
- Wit. K., 1957, *Charakterystyka hydrograficzna Regionu Podtatrzańskiego*. Dok. geogr., z. 2, Warszawa.
- Wit-Józwick K., 1968, *Przykłady map hydrograficznych z Południowej Polski*. Prz. geogr., t. XL, z. 2, Warszawa.
— 1972, *Differentiation in hydrographic conditions of South Poland in the light of detailed Hydrographic Mapping*. Geographia Pol., t. 20.
- Wit. K., Ziemońska Z., 1960, *Hydrografia Tatr Zachodnich*. *Objaśnienia do mapy hydrograficznej „Tatry Zachodnie” 1:50 000*, Kraków.
- Wójcik Z., 1968, *Rozwój geomorfologiczny wapiennych obszarów Tatr i innych masywów krasowych Karpat Zachodnich*. Pr. Muzeum Ziemi, nr 13, Warszawa.
- Wrzosek A., 1933, *Z badań nad zjawiskami krasowymi Tatr Polskich*. Wiad. Sł. Geogr., z. 3, Warszawa.
- Zejzner L., 1844, *O temperaturze źródeł Tatrowych i pasm przyległych*. Bibl. Warszawska, t. 2, Warszawa.
- Ziemońska Z., 1960, *Związek temperatury źródeł morenowych z wysokością ich występowania na północnych stokach Tatr Zachodnich*. Prz. geogr., t. 32, z. 3, Warszawa.
— 1966, *Obieg wody w obszarze górskim na przykładzie górnej części dorzecza Czarnego Dunajca*. Pr. geogr. IG PAN, nr 55, Warszawa.
- Zwoliński S., 1955, *Tatrzański region jaskiniowy*. Światowid, t. XXI, Kraków.
— 1961, *W podziemiach tatrzańskich*. Wyd. Geol. Warszawa.

- Goetel W., Sokołowski S., 1929, *Mapa geologiczna pasa reglowego okolicy Zakopanego 1:20 000*, Roczn. PTGeol., t. 6.
- Klimaszewski M., *Mapa geomorfologiczna Tatr 1:50 000* (rękopis).
- Mapa fotogrametryczna Tatr (część polska) 1:20 000*, Warszawa.
- Mapa geologiczna Tatr Polskich 1:10 000*.
- Materiały obserwacyjne stacji PIHM (opadowe, wodowskazowe i przepływów)*.
- Rabowski F., 1954, *Mapa geologiczna serii wierchowej Tatr Polskich 1:20 000*, Warszawa.

THE HYDROGRAPHY OF THE HIGH TATRA MOUNTAINS

Summary

The hydrography of the High Tatra Mts. is the second part of a hydrographic monograph of the Polish Tatra Mts. The first part entitled *The Hydrography of the Western Tatra Mts.* worked out by K. Wit and Z. Ziemońska was published in 1960.

The hydrographic map of the High Tatra Mts. as well as the accompanying text is a result of field studies carried out in 1956—1962 within the works on *The hydrographic map of Poland*. It was performed in an analogic version as *The hydrographic map of the Western Tatra Mts.* A similar composition of the elaboration was also adapted.

The area investigated with a surface of 94 sq. km lies in the upper part of the Dunajec river basin (Fig. 1), within two morphologic-tectonic units, i.e. the Tatra Mts. and the Podhale (Fig. 2 and 4). The units mentioned are characterized by an altitudinal changeability of all the elements of the geographical environment (Fig. 3). The area of the Eastern Tatra Mts. rises from 900 to 2500 m a.s.l. Its southern part — the High Tatra Mts. — is built mainly of granites (up to 2500 m a.s.l.) and reveals features of a high mountain area of glacial relief and height differences of 400—1000 m. Slopes often exceed 45° . The dense valley network exhibits gradients up to 180‰. About 62‰ of the surface is mantled with permeable debris-moraine covers. On the northern margin of the High Tatra Mts., there stretches a limestone zone with height differences of 300—400 m. Slopes exceed 25° . The major part of the High Tatra is situated above the tree-line (about 1550 m a.s.l.). The northern part of the Tatra Mts. represents a middle-mountain area composed of dolomites and limestones as well as of marls, sandstones and schistes. Absolute heights amount to 900—1500 m and slopes are up to 20 — 45° . The area is dissected by deep valleys sloping at 100—290‰.

At the foot of the Tatra Mts. — within the Podhale — there extends a broad depression (the Sub-Tatra Depression) of a height of 800—1000 m a.s.l. It is excavated in flysch shales. Relative differences are 30—100 m there. Some 60‰ of the surface is occupied by fluvio-glacial and alluvial sediments. The Sub-Tatra Depression is bordered in the north-east by slopes of the Bukowina Foothills whose summits reach 1000—1205 m a.s.l. Height differences amount to 200—300 m, and slope inclinations are 4 — 20° . The foothills made up of shaly-sandstone sediments are dissected by deep V-shaped valleys with high gradients.

The area in question is situated within several vertical zones of climate and vegetation (Fig. 3, 5, Table 3). The totals of yearly precipitation range from 1000 mm in the Podhale to 1300 mm in the middle-mountain part of the Tatra Mts. and above 1500 mm in the high-mountain part. Spruce forests and dwarf pine bushes cover some 64‰ of the Tatra area. In the Sub-Tatra Depression the degree of afforestation reaches 35‰ while in the Bukowina Foothills it is 56‰.

In the Podhale the deforested areas are utilized as arable land, meadows and pastures.

Ground waters. On the basis of the natural conditions of infiltration and retention and of the examined springs (Tables 5—10) and wells the following kinds of ground waters were distinguished (Table I).

In the Tatra Mts. — southern zone: a) fissure waters in crystalline rocks with little resources. Springs are few and of low discharges (altitudes of 1300—2000 m), often periodical, they supplied about 12 l/sec. of water. Temperatures: 0,7—9,0°C, hardness: 0,4—2,1° in the German scale; b) ground water basins in the debris-clayey covers and the scree covers marked by considerable fluctuations of water resources. Springs of highly variable discharges provided 25 l/sec. of water. Temperatures: 5—11°C; c) ground water basins in moraine covers occurring at various altitudes in the corries and glacial valleys, with large water resources but also with considerable fluctuations during the year. The discharges of moraine springs were about 320 l/sec. (25% of the yield of the Tatra springs). Temperatures: 2,5—9,0°C, hardness: up to 3° in the German scale. The middle zone: there occur several karst water basins marked by a long and deep circulation and the ground flow — according to the tectonic conditions — towards NNW and NNE. Karst-water basins are enriched by waters of crystalline areas. Rare outflows of karst waters are concentrated in the valley-floors, and their discharges amounted to 0,5—500 l/sec. (their total efficiency was about 555 l/sec.). Temperatures: 3,5—6,5°C, hardness: 3,6—6,5° in the German scale. The northern zone: There occur fissure karst waters with a shallower circulation and of smaller resources. Springs rising mainly at the contact with the impervious Podhale flysch (altitudes of 925—950 m) provided 0,5—215 l/sec. (their total discharges were about 363 l/sec.). Temperatures: 4,6—6,5°C.

In the Sub-Tatra Depression — the main ground water basins are in fluvioglacial and alluvial covers. The water table situated at a depth of 1—5 m fluctuates between 1 and 3 m. Water temperatures: 6—10°C, hardness: 5—9° in the German scale. In the shaly-sandstone strata there occur few fissure springs yielding periodically up to 0,1 l/sec. Wells dug to 6—19 m — little abundant in water — dry out. Temperature of the flysch waters: 7—13°C, hardness: 15—17° in the German scale.

In the Foothills — layer-fissure waters occur in the sandstone-shaly strata. Numerous springs discharging 0,1—5,0 l/sec. rise at the altitudes of 850—890 m and of 950—975 m. In the wells the groundwater table at a depth of 4—5 m, reveals little fluctuations. Water temperatures: 5,5—7°C, hardness: 8,5—14° in the German scale.

The clayey-candy waste covers of the Sub-Tatra Depression and of the Bukowina Foothills contain little water. Springs discharging up to 0,1 l/sec. function periodically. The water table in the waste-mantle at a depth of 0,5—2 m is characterized by considerable fluctuations. Temperatures of the wastecover waters: 8,5—11°C, hardness: 12—20° in the German scale.

The river network. The western part of the area is drained by the river-system of the Biały Dunajec and the eastern part by the Białka river. Both the differentiated geological structure and the relief conditioned the irregular development of the permanent and seasonal drainage network in each of the regions (Table 11).

The Tatra streams — The main streams (9—14 km long, gradients of 50—90‰) cutting through all the morphostructural units rise from the glacial lakes. They flow in beds cut into moraine-fluvioglacial sediments, rarely incising in the bedrock. They exhibit little fluctuations of water levels. The streams of the crystalline zone (up to 6 km long, gradients of 60—180‰) flow in beds with

ungraded long profiles, cut into rock-moraine deposits. The greater rivers rise from glacial lakes and are supplied by debris-moraine waters. They show considerable fluctuations of water levels and discharges. Streams of the limestone-dolomitic zone (up to 2,5 km long and with gradients of 130—290‰) have their beds cut into solid rock and are marked by ungraded long profiles. Their characteristic features are large fluctuations of water levels and of discharges. The Tatra streams are characterized by an intricate system of alimentation, the decrease in discharges or even by the complete loss of water and by underground flows in the zones of karst rocks.

The sub-Tatra streams constituting the autochthonous drainage system of the Sub-Tatra Depression rise from springs (from fluvioglacial covers) or from marshes in the zone nearest to the foreland of the Tatra. Their lengths reach up to 6 km and the gradients are 30—50‰. Their beds are mainly cut into alluvial deposits and in places into the flysch bedrock. Fluctuations of water levels and of the discharges are not great. The streams are marked by through-flows in covers and by bifurcations.

The Foothills streams dissect the slopes of the flysch foothills. They rise from springs, leakages and bog-springs. They are short (up to 3 km) with gradients of 70—125‰ and flow in deep V-shaped valleys in rocky beds. The fluctuations of water levels and of discharges are great.

Characteristics of the discharges of the afore-named groups of the streams are contained in Table II.

Lake reservoirs. In the Eastern Tatra Mts. there are 30 lakes mainly of glacial origin with a surface totalling 146,9 ha. 90% of the lakes are situated in the high-mountain zone above the tree-line and 10% in the montane zone (Table 18). They are characterized by a considerable differentiation of morphometric features (Table 19). Maximum water levels occur during the thawing of the snow-and ice cover (April-July). Least fluctuations of the water-table (30—60 cm) are found in large through-flowing lakes or in lakes without outlet. Climatic conditions in the particular vertical zones determine the time of their functioning (Table 22) and their thermal conditions (Table III).

Due to an analysis of both the ground waters and the surface waters the following hydrographic regions were distinguished (Tables IV and V):

I. The Tatra region — (about 80% of the area) is characterized by high precipitation rates, a large ground water retention and by high run-off. A condition favourable for the retention is the considerable share of snowfall and the time-distributed melting of the snow-cover (vertical zonation of climates). The main ground water basins are in karst rocks and in moraine deposits. The density of springs is 7,5 per sq. km. The run-off of spring-water was about 1270 l/sec., i.e. 17,5 l/sec. km. The density of the permanent river network amounts to 1,23 km/sq. km and that of periodical rivers to 2,96 km/sq. km. In the Tatra region, three subregions were distinguished: 1) The southern-crystalline subregion being dominant regarding its area (57%). This is marked by the highest precipitation rates, high surface run-off, small retention ability of the bedrock and by abundant basins of moraine waters. The density of springs is 11 per sq. km and they provide in general 353 l/sec. (27,7% of the discharges of springs in the Tatra region); the share of moraine waters is 90%. The specific discharge of spring waters is 8,6 l/sec. sq. km. The density of the permanent river-network amounts to 1,3 km/sq. km. The seasonal drainage density is three times larger. A typical feature of the subregion are lake basins. 2) The middle-karst subregion (10,35% of the area) is characterized by the predominance of retention and of underground flow in relation to the surface run-off. Basins of karst water of deep circulation occur there. Underground flows of water into

the neighbouring drainage basins bring about a discordance of the topographic watersheds with regard to the hydrogeological ones. A few springs (1,3/sq.km) supply 555 l/sec. which constitutes 43,7% of the discharges of the Tatra springs. The specific discharge of the spring waters is 71,4 l/sec. sq. km. The density of the permanent river-network is 0,33 km/sq. km and of the seasonal one it is 0,61 km/sq. km. 3) The northern-dolomite-schiste subregion (32,35% of the area) is marked by the greater surface run-off and a minor retention of the substratum in comparison with the karst subregion. There are layer-fissure and karst waters although of a shallower circulation. The density of springs is 4,5 per sq. km and their total discharge is 363 l/sec. (15,4 l/sec./sq. km), which equals to 28,6% of the discharge of springs in the Tatra region. The density of the permanent and seasonal river-network is near to 1,5 km/sq. km.

II. The Sub-Tatra region — is characterized by the predominance of infiltration and by a small surface run-off. The resources of ground waters in the fluvio-glacial and waste-covers are little. The density of springs amounts to 2 per sq. km and their total discharge is 21 l/sec. i.e. 0,85 l/sec. sq. km. There occur 1,4 km per sq. km of the permanent river network and 0,16 km per sq. km of the seasonal rivers. Typical are marshes and bifurcations of streams within the fluvio-glacial covers.

III. The Foothill subregion — is marked by a large surface run-off and a small retention ability of the flysch substratum. There occur underground layer-fissure and waste-cover waters. The density of springs is 4,6 per sq. km. The total discharge of springs is 57 l/sec. (1,5 l/sec./sq. km). The permanent river-network of a density of 2,8 km/sq. km dominates over the periodical drainage (1,5 km/sq. km).

Altitudinal arrangement of water conditions — Taking into consideration the type of alimentation, kind of retention and of run — off the set of hydrographic phenomena as well as seasonal differentiation of hydrologic processes, conditioned by the climatic altitudinal zones, the following hydrographic zones were distinguished in the High Tatra Mts.: A. The zone of snow retention and of surface run-off — is characterized by a long hydrologically "dead" period (X—V), snow retention, predominance of surface run-off and the nearly complete lack of ground retention. This zone discharges water. Hydrographic phenomena: a dense network of episodic streams, a very small number of seasonal springs and leakages. B. The zone of snow retention, seasonal ground retention and of interflow in covers — is characterized by a longer period of hydrologic activity, a shorter duration of snow retention, seasonal water resources in the debris covers and by interflow. This is a zone conveying water. Its hydrographic phenomena: seasonal river-network and debris springs with high fluctuation of the discharges. C. The zone of ground retention and ground flow — is marked by a large ground retention, seasonal lake retention, and the predominance of ground flow. This is a zone accumulating water. On account of the altitudinal arrangement of the valley-floors the circulation of water takes place at various periods (postponement of hydrologic seasons with height). Water phenomena: permanent river-network, lakes, numerous outflows from moraines.

In the high-mountain karst area the altitudinal arrangement of water circulation is not as distinct as in the crystalline area because it is strongly modified by the geological structure and relief. There takes place a deep circulation of water being outside the direct influence of hydrologic seasons.

Translated by Krzysztof Czekierda

ГИДРОГРАФИЯ ВЫСОКИХ ТАТР

Резюме

Гидрография Высоких Татр представляет собой II часть гидрографической монографии Польских Татр. Часть I, *Гидрография Западных Татр*, подготовленная К. Вит и С. Земоньской, вышла из печати в 1960 году.

Гидрографическая карта Высоких Татр и подготовка текста это результат полевых работ, проводившихся в 1956—1962 годах в рамках работ по составлению *Гидрографической карты Польши*. Она была разработана в такой же версии, как и карта *Гидрография Западных Татр*. Система подготовки осталась такой же.

Рассматриваемая территория, поверхность которой составляет 94 км², расположена в верхней части бассейна реки Дунаец (рис. 1), в пределах 2 морфологически-тектонических единиц: Татр и Подгаля (рис. 2 и 4). Указанные единицы отличаются зональной изменчивостью всех элементов географической среды (рис. 3). Восточные Татры поднимаются на высоту 900—2500 м н. у. м. Южная часть — Высокие Татры, построенная в основном из гранитов (высота до 2500 м), имеет черты высокогорной территории с гляциальным рельефом и денивеляциями 400—1000 м. Крутизна склонов часто превышает 45°. В густой долинной сети имеются уклоны, достигающие 180‰. Около 62% поверхности покрывает проникаемая моренная россыпь. На северном крае Высоких Татр тянется известковая полоса с денивеляциями 300—400 м и крутизной склонов свыше 25°. Большая часть территории Высоких Татр поднимается выше верхней границы леса (около 1550 м). Северная часть представляет собой среднегорную территорию, построенную из доломитов и известняков, а также мергелей, песчаников и сланцев. Абсолютные высоты составляют 900—1500 м н. у. м., крутизна склонов — 20—45°. Территорию пересекают глубокие долины с уклоном 100—290‰. У подножия Татр — в пределах Подгаля — тянется широкое понижение (Подтатринская впадина), высотой 800—1000 м н. у. м., высеченное во флишевых сланцах. Денивеляции достигают здесь 30—100 м. Около 60% поверхности занимают флювиогляциальные и аллювиальные образования. С северо-востока Подтатринскую впадину закрывает Погуже Буковины, вершины которого поднимаются на 1000—1250 м н. у. м. Денивеляции составляют 200—300 м, крутизна склонов — 4—20°. Погуже, построенное из сланцево-песчаниковых пород, пересекается глубокими врезанными долинами и большими уклонами.

Исследуемая территория расположена в нескольких климатически-растительных зонах (рис. 3, 5 и табл. 3). Суммы осадков достигают от 1000 мм на Подгале до 1300 мм в среднегорной части Татр и свыше 1500 мм в высокогорной. В Татрах еловые леса и заросли горной сосны занимают около 64% поверхности. В Подтатринской впадине степень облесения достигает 39%, в Погуже 56%. Лишенные лесов земли Подгаля используются как пахотные поля, луга и пастбища.

Подземные воды. На основании естественных условий инфильтрации и водозадерживающих способностей, изученных источников (табл. 5—10) и колодцев были выделены следующие зоны подземных вод (таблица I):

В Татрах — южная зона: а) незначительные ресурсы воды в трещинах кристаллических

пород. Немногочисленные и маломощные источники (выс. 1300—2000 м), зачастую периодические, давали около 12 л/сек воды. Температура: 0,7—9°С, жесткость: 0,4—2,1°п; б) водоёмы в глинистых россыпях и покровах, отличающиеся значительными колебаниями ресурсов воды. Источники сильно изменчивого дебита давали 25 л/сек воды. Температура: 5—11°С; водоёмы в моренных покровах, выступающие в разных высотных зонах в котловинах и ледниковых долинах, с большим водным ресурсом, но и с большими колебаниями в течение года. Моренные источники давали около 320 с/сек воды (25% дебита источников Татр). Температура: 2,5—9°С, жесткость до 3 п. Центральная зона: здесь имеется несколько бассейнов карстовых вод глубокой циркуляции и подземным оттоком — согласно тектоническим условиям — в направлении NNW и NNE, Карстовые бассейны пополняются кристаллическими водами. Немногочисленные оттоки карстовых вод концентрируются в жнищах долин, а их дебиты составляли 0,5—500 л/сек (суммарный дебит — около 555 л/сек). Температура: 3,5—6,5°С, жесткость 3,6—6,5°п. Северная зона: здесь высиупают воды в трещинах карстовых пород; их ресурсы меньше и циркуляция неглубокая. Дебит источников, находящихся на стыке с водонепроницаемым подгальянским флишем (на высоте 925—950 м), составляли 0,5—215 л/сек (общий дебит — около 363 л/сек.). Температура: 4,6—6,5°С.

В Подтатринской впадине — главные подземные водоёмы выступают в флювиогляциальных и аллювиальных покровах. Зеркало воды, расположенное на глубине 1—5 м, колеблется в пределах 1—3 м. Температура воды: 6—10°С, жесткость 5—9°п. В трещинах сланцево-песчаниковых пластов встречаются немногочисленные источники, действующие периодически. Их дебит — до 0,1 л/сек. Колодцы, глубина которых достигает 6—19 м, мало обильные водой, высыхают. Температура флишевых вод: 7—13°С, жесткость 15—17°п.

В Погуже воды выступают в трещинах и пластах песчанико-сланцевых покровов. Многочисленные источники, дебит которых составляет 0,1—5 л/сек, выбиваются на поверхность на высоте 850—890 м и 950—975 м. Зеркало воды в колодцах на глубине 4—5 м имеет небольшие колебания. Температура воды: 5,5—7°С, жесткость 8,5—14°п.

В выветрившихся глинисто-песчаных породах в Подтатринской впадине и в Погуже скапливается незначительное количество воды. Источники, дебит которых составляет до 0,1 л/сек, функционируют периодически. Зеркало воды в выветрившихся породах на глубине 0,5—2 м отличается большими колебаниями. Температура воды в выветрившихся породах: 8,5—11°С, жесткость 12—20°п.

Речная сеть — Западная часть территории обезвоживается речной системой Белого Дунайца, восточная — Бялки. Дифференцированное геологическое строение и рельеф повлияли на неравномерное развитие постоянной и периодической речной сети в отдельных районах (таблица II).

Татринские потоки — Главные потоки, пересекающие все морфоструктурные единицы (длина 9—14 км, падение 50—90%), вытекают из гляциальных озёр. Они текут в руслах, высеченных в мореннофлювиогляциальных образованиях, редко достигая материнских пород. Колебания уровня воды незначительны. Потоки кристаллической зоны (длина до 6 км, падение 60—180‰), текут в руслах невыровненного продольного профиля, высеченных в скально-моренных породах. Большинство из них вытекает из гляциальных озёр. Они питаются моренно-россыпными водами, отличаются значительными колебаниями уровня воды и дебитов.

Русла потоков известково-доломитовой зоны (длина до 2,5 км, падение 130—29‰) высечены в монолитных скалах, имеют невыровненный продольный профиль. Они отличаются большими колебаниями уровня воды и дебитов.

Отличительной чертой татринских потоков являются: сложная система питания, уменьшение дебитов или полная потеря воды, а также подземные движения воды в зонах, в которых выступают карстовые породы.

Подтатринские потоки — коренная сеть Подтатринской впадины — берут свое начало с источников (из флювиогляциальных покровов) или переувлажненных участков, расположенных в зоне, непосредственно примыкающей к предгорью Татр. Их длина достигает 6 км, падение — 30—50‰. Русла преимущественно высечены в аккумуляционных образованиях,

местами — на флишевом основании. Колебания уровня воды и дебитов незначительны. Характерной чертой потоков являются внутриводосборные движения воды и бифуркации.

Потоки Погужа — пересекают флишевые склоны. Они берут начало в источниках и переувлажненных местах. Они коротки (до 3 км), их падение составляет 70—125‰. Они текут в глубоких врезанных долинах, в скальных руслах. Колебания уровней воды и дебит — большие.

Характеристика дебитов указанных выше групп потоков приводится в таблице II.

Озера. В Восточных Татрах находится 30 озер, главным образом гляциального происхождения, общей площадью 146,9 га. 90% находится в высокогорной зоне, выше верхней границы лесов, 10% — в зоне лесистых холмов (польское: регле) (табл. 18). Их морфометрические черты сильно дифференцированы (табл. 19). Максимальные уровни воды выступают во время таяния снежного и ледового покрова (IV—VII). Самые маленькие колебания уровня воды (30—60 см) замечаются на крупных сточных озерах. Климатическими условиями в отдельных зонах детерминируются периоды функционирования озер (табл. 22), а также их термический режим. (таблица III).

На основании анализа подземных и поверхностных вод были определены гидрографические районы (таблицы IV, V).

I. Татринский район — (около 80% поверхности), отличается обильными осадками, большой водозадерживающей способностью и значительным стоком. Регулирующему действию озер благоприятствуют значительные снеговые осадки, а также продолжительное таяние снежного покрова (климатическая зональность). Главные подземные водоёмы встречаются в карстовых и моренных отложениях. Густота источников составляет 7,5 на км². Сток источниковых вод составлял около 1270 л/сек, т. е. 17,5 л/сек/км². Густота постоянной речной сети достигает 1,23 км/км², периодической — 2,96 км/км². В пределах татринского района были выделены 3 субрайона: 1) Южный, кристаллический субрайон преобладает в отношении величины (57%). Он отличается самыми значительными осадками, большим поверхностным стоком, небольшой водозадерживающей способностью скального основания, а также богатыми ресурсами моренных вод. Густота источников составляет 11 км/км². Все вместе они дают 353 л/сек воды (27,7% дебита источников татринского района), в том числе доля моренных вод составляет 90%. Модуль стока источниковых вод составляет 8,6 л/сек/км². Густота постоянной речной сети достигает 1,3 км/км², периодической — в три раза больше. Типичной чертой данного субрайона являются озера. 2) Средний, карстовый субрайон занимает 10,35% поверхности. Он характеризуется перевесом водозадерживающих способностей и грунтового стока над поверхностным. Здесь выступают карстовые водоёмы глубокой циркуляции. Подземные оттоки вод в соседние бассейны вызывают несогласие топографических водоразделов с гидрогеологическими. Немногочисленные источники (1,3 на км²) дают 555 л/сек воды, что составляет 43,7% дебита источников Татр. Модуль стока источниковых вод составляет 71,4 л/сек/км². Густота постоянной сети составляет 0,33 км/км², периодической — 0,61 км/км². 3) Северный, доломитово-сланцевый субрайон (32,35% поверхности) характеризуется большим поверхностным стоком и меньшей водозадерживающей способностью основания, чем карстовый субрайон. Здесь выступают слоисто-трещинные и карстовые воды более мелкой циркуляции. Густота источников составляет 4,5 на км², а их общий дебит — 363 л/сек (15,4 л/сек/км²), что составляет 28,6% дебита источников татринского района. Густота постоянной и периодической сети близка 1,5 км/км².

II. Подтатринский район отличается перевесом инфильтрации и малым поверхностным стоком. Ресурсы подземных вод во флювиогляциальных и выветрившихся покровах незначительны. Густота источников составляет 2 км/км², а их общий дебит 21 л/сек, т. е. 0,85 л/сек км². На 1 км² приходится 1,4 км постоянной речной сети и 0,16 км — периодической. Типичны здесь переувлажненные территории, а также бифуркации потоков во флювиогляциальных покровах.

III. Погужский субрайон — Характеризуется большим поверхностным стоком и небольшой водозадерживающей способностью флишевого основания. Здесь подземные воды выступают в слоисто-трещинных и выветрившихся породах. Густота источников составляет

4,6 на км². В общем, дебит подземных вод составляет 57 л/сек воды (1,5 л/сек/км²). Постоянная речная сеть, густота которой составляет 2,8 км/км², преобладает над периодической (1,5 км/км²).

Зональность водного режима. Учитывая тип питания, род водозадерживающей способности и стока, комплекс гидрографических явлений, а также размещение во времени гидрологических процессов, в зависимости от климатической зональности, были в Высоких Татрах выделены следующие гидрографические зоны: А. Зона снегозадерживающей способности и поверхностного стока характеризуется: продолжительным (X—V) гидрологическим периодом, снегозадерживающей способностью, перевесом поверхностного стока и почти полным отсутствием грунтовой водозадерживающей способности. Это зона, отдающая воду. Гидрографические явления: густая сеть эпизодически возобновляющихся течений, очень малое количество периодических источников и выходов воды; Б. Зона снегозадерживающей способности, периодической грунтовой водозадерживающей способности и стока воды внутри покровов — отличается более продолжительным гидрологически активным периодом, более кратковременным периодом снегозадерживающей способности, периодическими водными ресурсами в россыпных покровах, стоком внутри покровов. Это зона, проводящая воду. Гидрографические явления: периодическая речная сеть, россыпные источники с большими колебаниями дебита; В. Зона грунтовой водозадерживающей способности и грунтового стока характеризуется: большой грунтовой водозадерживающей способностью, периодической регулирующей способностью озер, перевесом грунтового стока. Это зона, аккумулирующая воду. В результате зонального расположения дна долин круговорот воды происходит в разное время (перемещение в зависимости от высоты гидрологических времен года). Водные явления: постоянная речная сеть, озера, многочисленные выходы моренных источников.

На высокогорной, карстовой территории зональность круговорота воды не так отчетлива, как на кристаллической территории, так как сильно модифицируется геологическим строением и рельефом. Здесь происходит глубокое водообращение, остающееся вне прямого воздействия гидрологических времен года.

Перевел Даниел Хорович

WYDAWNICTWA IG PAN

VARIA

B. OLSZEWICZ — **Dorobek polskiej historii geografii i kartografii w latach 1945—1969**, 1973, s. 172, zł 48,—

J. MISZAŁSKI — **Współczesne procesy eoliczne na Pobrzeżu Słowińskim, Studium fotointerpretacyjne**. 1973, s. 149 + nlb., zł 30,—

Z. CIĘTAK, S. PIETKIEWICZ — **Słownik geograficzny angielsko-polski** (w druku)
CENTRALNY KATALOG ZBIORÓW KARTOGRAFICZNYCH W POLSCE.

Zeszyt 1. **Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800**, 1961, s. 247, zł 72,—

Zeszyt 2 (uzupełniający). **Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800**, 1963, s. 112, zł 28,—

Zeszyt 3. **Katalog atlasów 1801—1919**, 1965, s. 342, zł 76,—

Zeszyt 4. **Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1528—1945**, 1968, s. 160, zł 48,—

Zeszyt 5. **Wieloarkuszowe mapy topograficzne Polski 1576—1870** (w przygotowaniu)

WYKAZ ZESZYTÓW DOKUMENTACJI GEOGRAFICZNEJ

za ostatnie lata

1973

- 1 PRACA ZBIOROWA — Gleby i zbiorowiska leśne okolic Szymbarku, s. 97 + ryc. tab., nlb., zł 24,—
- 2 J. SŁUPIK — Zróżnicowanie spływu powierzchniowego na fliszowych stokach górskich, s. 118 + ryc. nlb., zł 24,—
- 3 W. STOLA — Rolnictwo departamentu Vancluse (Francja). Próba typologii, s. 86 + nlb., zł 21,—
- 4 J. GROCHOLSKA — Bilans użytkowania ziemi. Cz II (w druku)
- 5 B. OBRZĘBSKA-STARKŁOWA — Mezo- i mikroklimat gromady Szymbark (w druku)
- 6 PRACA ZBIOROWA — Streszczenie prac habilitacyjnych i doktorskich — 1972, s. 132, zł 27,—

1974

- 1 I. BURLIKOWSKA — Zaopatrzenie w wodę wsi województwa lubelskiego, s. 99, zł 24,—
- 2 PRACA ZBIOROWA — Studia nad strukturą sieci osadniczej wybranych obszarów w Polsce (w druku)
- 3 M. GRZEŚ — Badania nad termiką i zlodzeniem jeziora Gopło, s. 56 + nlb, zł 21,—
- 4 A. RACHOCKI — Przebieg i natężenie współczesnych procesów rzecznych na przykładzie rzeki Raduni, s. 121, zł 28,—
- 5 K. WIT-JÓŻWIK — Hydrografia Tatr Wysokich. Objaśnienia do mapy hydrograficznej „Tatry Wysokie” 1 : 50 000, s. 118 + nlb., zł 24,—
- 6 PRACA ZBIOROWA — Streszczenia prac habilitacyjnych i doktorskich — 1973, 170 + nlb., zł 24,—

MAPA HYDROGRAFICZNA TATR WYSOKICH

1 : 50 000

OBJAŚNIENIA ZNAKÓW

- Granica państwa
- SPŁYW POWIERZCHNIOWY I INFILTRACJA**
- HIPSOMETRIA**
- Warstwie: w Tatrach Wysokich cięcie co 40 m
na pozostałym obszarze cięcie co 20 m
- DZIAŁY WÓD POWIERZCHNIOWYCH**
- Dział główny-europejski
 - Dział wodny III rzędu
 - Dział wodny IV rzędu
 - Dział wodny V rzędu
 - Dział wodny VI rzędu
 - Dział wodny obszaru bezodpływowego
 - Brama w działach wodnych
 - Ponor, zagłębienie chłonne
- LITOLOGIA UTWORÓW POWIERZCHNIOWYCH**
- UTWORY ŁATWO PRZEPUSZCZALNE**
- Wapnienie uszczelinione
 - Wapnienie dolomityczne, dolomity/wapienie i zlepierce uszczelinione
 - Pokrywy grawitacyjne rumoszowe
 - Pokrywy morenowe gruzowo-piaszczyste
 - Pokrywy fluwialne, żwirowe i żwirowo-piaszczyste
- UTWORY ŚREDNIO PRZEPUSZCZALNE**
- Wapnienie margliste, margle, łupki wapienne spękane
 - Kompleksy piaszczowociepłkowate z pokrywą zwietrzelinową
 - Pokrywy grawitacyjne rumoszowo-gliniaste
 - Pokrywy fluwioglacjalne żwirowo-gliniaste
- UTWORY STABO PRZEPUSZCZALNE**
- Kompleksy łupkowo-piaszczowociepłkowate z pokrywą zwietrzelinową
 - Łupki margliste, wapienie i piaszczowociepłkowate
 - Granity uszczelinione
 - Pokrywy zwietrzelinowe ilaste z rumoszem
 - Pokrywy morenowe gliniasto-gruzowe
- UTWORY NIEPRZEPUSZCZALNE**
- Kwarcyty
 - Łupki i łupki dolomity, kwarcyty i zlepierce
 - Łupki ilaste z pokrywą glin pylastych
 - Przypuszczalny zasięg podłoża skalnego pod utworami pokrywowymi

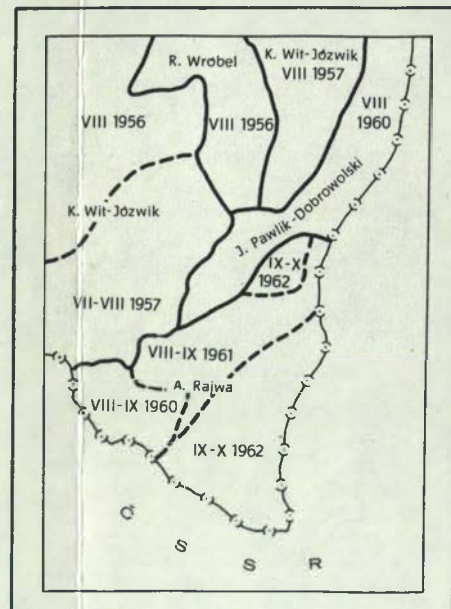


Redaktor: M. KLIMASZEWSKI

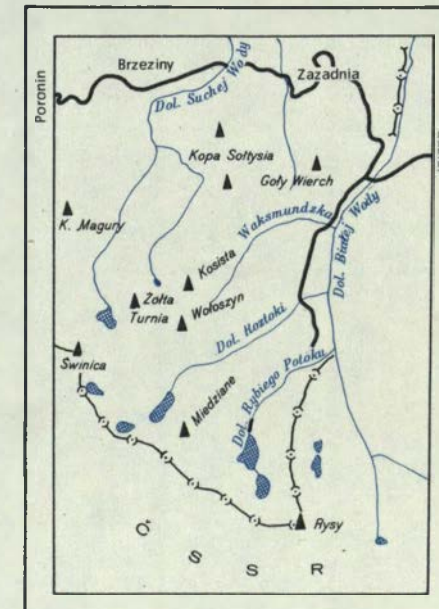
Rysunek: M. Klimek

m 1000 500 0 1 2 km

WYKONAWCY I LATA KARTOWANIA



SZKIC SYTUACYJNY



Skala szkiców 1:200 000

<http://rcin.org.pl>

MOKRADŁA I WODY STOJACE

- Trzaskawisko
- Mokradło stałe
- Mokradło okresowe
- Teren zdrenowany
- Jezioro stałe-cyfra oznacza maksymalną głębokość w m
- Wysokość jeziora n.p.m. w m
- Jezioro okresowe
- Oczko stałe wypełnione wodą
- Oczko okresowo wypełnione wodą

WODY PODZIEMNE

Głębokość do zwierciadła wody w pomierzonych studniach

- 0-1 m
- 1-2 m
- 2-5 m
- 5-10 m

NATURALNE WYPŁYWY WÓD PODZIEMNYCH

- Źródło stałe z odpływem
- Źródło okresowe z odpływem

Źródło o wydajności:

- do 0,1 l/sek.
- 0,1-0,5 l/sek.
- 0,5-1,0 l/sek.
- 1,0-5,0 l/sek.
- 5,0-10,0 l/sek.
- 10,0-100,0 l/sek.
- powyżej 100 l/sek.

- Linia źródeł
- Źródło użytkowane
- Młak
- Wyciek
- Wysięk

SIEĆ RZECZNA

- Cieki stałe o szerokości koryta
- do 1 m
- 1-3 m
- 3-10 m
- 10-30 m
- Cieki o całkowitym, stałym lub okresowym zaniku wody
- Odcinek cieku o zmniejszającym się przepływie
- Ciek odcinkami ginący w osadach
- Ciek okresowy
- Ciek epizodyczny
- Szpyty i bystrza w korycie
- Wodospady
- Podcięcie brzegu
- Obszar zalewu katastrofalnego
- Rów odwadniający
- Młynówka

PUNKTY OBSERWACYJNE

- Stacja opadowa PIHM
- Stacja klimatologiczna PIHM
- Stacja wodowskazowa PIHM z serią pomiarów przepływu
- Miejsce powtarzanych pomiarów przepływu
- Miejsce jednorazowego pomiaru przepływu

MAPA HYDROGRAFICZNA TATR ZACHODNICH

1:50000

OBJAŚNIENIA ZNAKÓW

- Granica państwa

- SPLYW POWIERZCHNIOWY I INFILTRACJA**
- HIPSOMETRIA**
Warstwicę: w Tatrach cięcie co 40 m
na Podhalu cięcie co 20 m

- DZIAŁY WÓD POWIERZCHNIOWYCH 1. orograficzny 2. niepewny**
- Dział główny — europejski
- Dział wodny II rzędu
- Dział wodny III rzędu
- Dział wodny IV rzędu
- Dział wodny V rzędu
- Dział wodny obszar bezodpływowy położony na dziale wód
- Brama w dziale wód
- Ponor

- LITOLOGIA UTWORÓW POWIERZCHNIOWYCH**
- UTWORY ŁATWO PRZEPUSZCZALNE**
- Wapień uszczelniony
- Dolomity uszczelnione
- Wapień i dolomity uszczelnione
- Rumosz skalny
- Nagromadzenie glazów
- Pokrywy morenowe
- Pokrywy zwirowe i zwirowo-piaszczyste

- UTWORY ŚREDNIO PRZEPUSZCZALNE**
- Piaskowce
- Złepieńce
- Kompleksy piaskowcowo-lupkowe z cienką pokrywą zwietrzelinową
- Złepieńce i wapień
- Wapień i łupki
- Pokrywy gliniasto-piaszczyste z glazami

- UTWORY SŁABO PRZEPUSZCZALNE**
- Kompleksy łupkowo-piaskowcowe z cienką pokrywą zwietrzelinową

- UTWORY NIEPRZEPUSZCZALNE**
- Granity, łupki krystaliczne, miejscami kwarcyty
- Margle
- Łupki ilaste i margliste, ilolupki z cienką pokrywą zwietrzelinową
- Torfy

Redaktor: M. Klimaszewski



- MOKRADŁA I WODY STOJĄCE**
- Mokradła stałe
- Mokradła okresowe
- Teren zdrenowany
- Jezioro
- Oczka
- Staw stałe wypelniony wodą
- Starorzecze okresowo wypelnione wodą

- NATURALNE WYPŁYWY WÓD PODZIEMNYCH**
- Wylęg
- Źródło stałe z odpływem
- Źródło okresowe z odpływem
- Źródło bez odpływu

- WODY PODZIEMNE**
- GŁĘBOKOŚĆ DO ZWIERCIADŁA WODY W POMIARZONYCH STUDIACH (KOPANYCH)**
- 0-1 m
- 1-2 m
- 2-5 m
- 5-10 m
- 10-20 m

- Źródło o wydajności do 0,1 l/sek
- 0,1-0,5 l/sek
- 0,5-1,0 l/sek
- 1,0-5,0 l/sek
- 5,0-10,0 l/sek
- 10,0-100,0 l/sek
- powyżej 100 l/sek

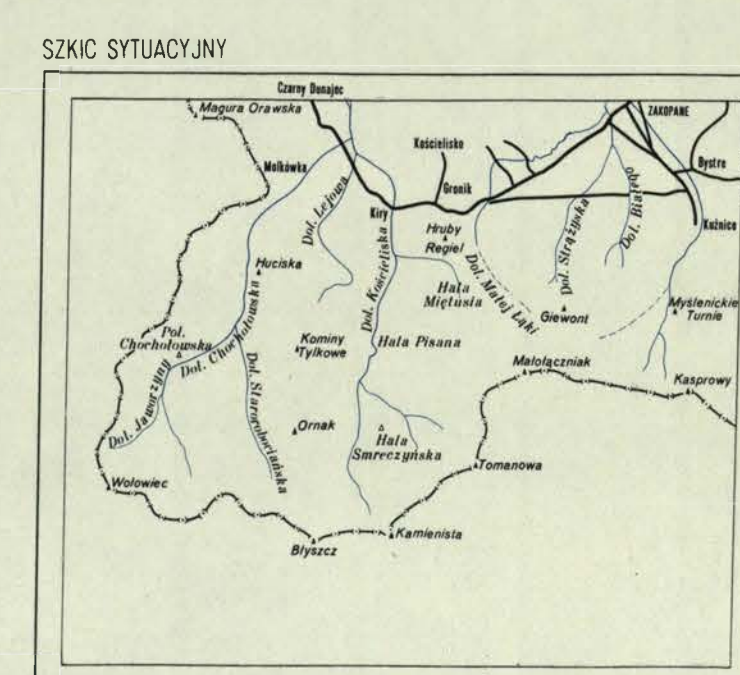
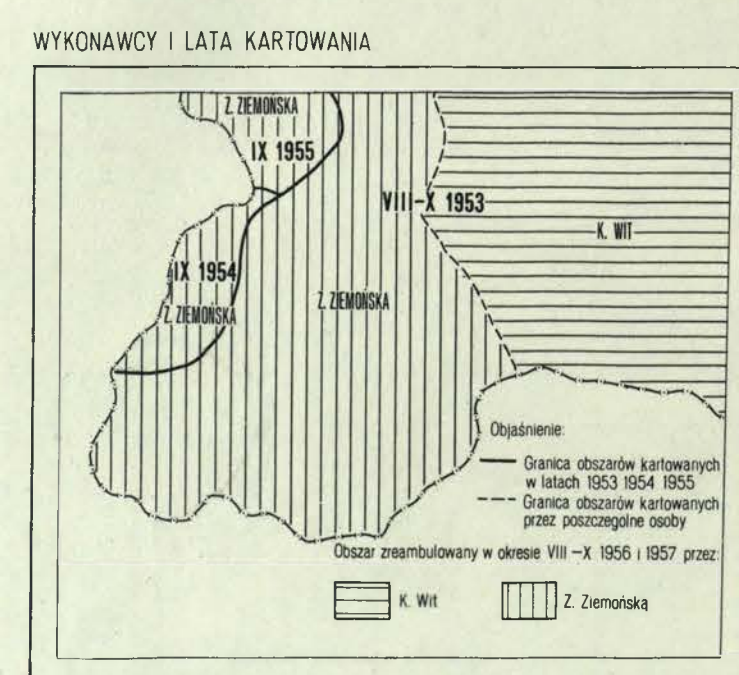
- Źródło mineralne
- Linia źródeł
- Źródło użytkowane przez ludność
- Młaka
- Wyciek
- Wysięki

- SIEĆ RZECZNA**
- CIĘKI NATURALNE**
- o szer. koryta do 1 m
- " " 1-3 m
- " " 3-10 m
- " " 10-30 m

- Ciek odcinkami ginary w osadach
- Ciek o stałych odcinkach ginięcia wody
- Ciek okresowy
- Miejsce pomiaru przepływu jednorazowego
- Kierunek płynięcia wody
- Szpyty i bystrza w korycie
- Wodospady
- Podcięcia brzegu
- Obszary zalewów katastrofalnych

- ZAGOSPODAROWANIE CIĘKÓW**
- Opaski brzegowe
- Ostrogi
- Zapory szutrowe
- Obudowa szczelna koryta (żłób kamienny)
- Wpust pod ziemię i wylot ciekui na powierzchni
- Przepływ wody w przewodach zamkniętych
- Ciek zanieczyszczony
- Rów odprowadzający czynny stale
- Młynówka

- PUNKTY OBSERWACYJNE**
- Stacja opadowa PIHM
- Stacja klimatologiczna i synoptyczna PIHM
- Stacja wodowskazowa PIHM z pomierzonymi przepływami
- Miejsce pomiaru przepływów potwarzanych



Skala szkiców 1:200 000