

INSTYTUT GEOGRAFII
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

PRACE GEOGRAFICZNE NR 70

MARIAN PULINA

ZJAWISKA KRASOWE
WE WSCHODNIEJ SYBERII

PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE
WARSZAWA 1968

INSTYTUT GEOGRAFII
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

*

PRACE GEOGRAFICZNE NR 70

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ
№ 70

МАРИАН ПУЛИНА

КАРСТ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

*

GEOGRAPHICAL STUDIES
No. 70

MARLAN PULINA

KARST PHENOMENA IN EASTERN SIBERIA

INSTYTUT GEOGRAFII
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

PRACE GEOGRAFICZNE NR 70

MARIAN PULINA

ZJAWISKA KRASOWE
WE WSCHODNIEJ SYBERII

PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE
WARSZAWA 1968

Komitet Redakcyjny

REDAKTOR NACZELNY: M. KIEŁCZEWSKA-ZALESKA
ZASTĘPCA REDAKTORA NACZELNEGO: K. DZIEWOŃSKI
CZŁONKOWIE: R. GALON, L. STARKEL
SEKRETARZ: IRENA STAŃCZAK

Rada Wydawnicza (Redakcyjna)

K. DZIEWOŃSKI, R. GALON, J. GRZESZCZAK, Ł. GÓRECKA (SEKRETARZ RADY),
M. KIEŁCZEWSKA-ZALESKA (PRZEWODNICZĄCA RADY), M. KLIMASZEWSKI,
J. KOBENDZINA, J. KOSTROWICKI, S. LESZCZYCKI

Praca wykonana pod kierunkiem
prof. dr ALFREDA JAHNA

SPIS TREŚCI

	str.
Wstęp	7
Zarys środowiska geograficznego Wschodniej Syberii	11
Budowa geologiczna	11
Klimat	13
Wieloletnia zmarzlina	15
Hydrografia	16
Kras Platformy Syberyjskiej	17
Regiony krasowe	19
Formy krasowe w suchodole Melchituj i na terasach Angary	20
Jaskinia Bałagańska	25
Hydrografia krasowa Doliny Wielka Iret	32
Geneza kopców trawertynowych w Dolinie Zalari	38
Wpływ zbiorników brackiej hydroelektrowni na procesy krasowe	41
Strefy intensywnych procesów krasowych na Platformie Syberyjskiej	45
Kras w obszarach górskich	47
Zjawiska krasowe w Chamar-Dabanie	47
Hydrografia krasowa i kaptaz podziemny	51
Hydrografia krasowa w Dolinie Kyngargi (Alpy Tunkińskie)	55
Denudacja chemiczna we Wschodniej Syberii	58
Uwagi metodyczne	58
Pochodzenie materiałów obserwacyjnych	64
Denudacja chemiczna ogólna we Wschodniej Syberii	64
Chemiczna denudacja krasowa	69
Aktywność chemiczna wód	73
Uwagi końcowe do denudacji	75
Wnioski końcowe	77
Literatura	80
Резюме	84
Summary	88

WSTĘP

Pierwsze wzmianki o formach krasowych we Wschodniej Syberii pochodzą z pierwszej połowy XVIII w. (jak twierdzi G. P. Wołogodskij [75] autorem tym był G melin 1735—1740 r.). W r. 1789 badania w jaskini Bałagańskiej prowadzi E. L a k s m a n ¹. Druga połowa XIX w. otwiera okres nowoczesnych badań przyrodniczych nad obszarami krasowymi Wschodniej Syberii. Szczególne zasługi położyli tu polscy zesłańcy, głównie A. C z e k a n o w s k i i J. C z e r s k i. Wyniki ich spostrzeżeń są zawarte w 12 pracach opublikowanych w Syberyjskim Oddziale Rosyjskiego Towarzystwa Geograficznego w Irkucku w latach 1870—1879 oraz w Wiadomościach Akademii Nauk w Petersburgu. Czekanowski prowadził badania nad krasem w okolicach Bałagańska w lecie 1869 r. i prawdopodobnie w 1879 r. [15, 16, 17]. Zajmował się wtedy geologią Jaskini Bałagańskiej. Czerski prowadził tam również badania, ale dopiero w 1876 r. [28, 57]. Badania Czerskiego koncentrują się głównie nad fauną Niżnieudińska. Szczególnie cenne są tutaj rezultaty znalezisk kostnych w Jaskini Niżnieudińskiej z 1875 r. Do pierwszych lat XX w. ukazują się sporadyczne dane o krasie. Są to najczęściej fakty tylko rejestrujące występowanie poszczególnych form krasowych, o czym mówi m.in. A. O s t o j a - O r d y ń s k i w swoich studiach z 1903 r. o Jaskini Bałagańskiej. Lata dwudzieste i trzydzieste naszego stulecia przynoszą pierwsze planowe badania nad krasem w związku z zadaniami praktycznymi. Powstają stałe i okresowe punkty wodoskazowe na rzekach krasowych, wykonuje się analizy chemiczne tych wód. Badania prowadzą m.in. N. I. T o ł s t i c h i n [71], W. P. M a s ł o w [42], G. I. W i e r e s z c z e g i n i i T. B. F o r s z [30], N. A. W ł a s o w [73], W. P. S i e d o w [60], N. I. S o k o ł o w [66] i in. W ostatnim dwudziestoleciu w związku z planowanymi przeobrażeniami przyrody dla potrzeb człowieka oraz poszukiwaniami kopalin użytecznych prowadzono tu bardzo energiczne nowoczesne badania nad krasem. Opubliko-

¹ Informacja ustna udzielona przez G. P. Wołogodskiego.

wano prace: N. A. Gwozdeckiego [33—36], J. P. Parmuzina [49], D. S. Sokółowa [64, 65] i in. W latach pięćdziesiątych powstała grupa badawcza, której zadaniem było opracowanie krasu Platformy Syberyjskiej, w związku z projektowaną budową zbiornika brackiej hydroelektrowni. Weszli do niej głównie geolodzy i hydrologi Instytutu Skorupy Ziemskiej Akademii Nauk w Irkucku oraz chemicy uniwersytetu w Irkucku. Wśród opublikowanych prac wyróżniają się wyniki pracy zbiorowej pod redakcją M. M. Odincowa pt. „Bratskoje wodochraniliszcze”, w której rozdziały o krasie napisali: G. B. Palszin i G. P. Wołogodski [12] oraz publikacje P. F. Baczkariewa i N. A. Własowa na temat wyników prac eksperymentalnych nad rozpuszczaniem skał węglanowych [9, 10, 73]. Ponadto wiele prac poświęcono hydrografii krasowej [1, 2, 50] oraz zagadnieniom regionalizacji krasu i jego praktycznemu znaczeniu [62, 63, 74, 75]. Duże rozpowszechnienie skał rozpuszczalnych we Wschodniej Syberii powoduje, że większość opracowań geomorfologicznych i hydrograficznych porusza problematykę krasową.

W jesieni i w zimie 1964 r. autor przebywał we Wschodniej Syberii dzięki subwencjiom Polskiej Akademii Nauk i Syberyjskiego Oddziału Akademii Nauk w Irkucku. Badania terenowe i laboratoryjne zostały przeprowadzone dzięki życzliwej pomocy Instytutu Skorupy Ziemskiej AN w Irkucku. Prace terenowe prowadzono w wybranych regionach Platformy Syberyjskiej ze szczególnym uwzględnieniem obszarów nowo powstającego zbiornika brackiej hydroelektrowni oraz we Wschodnim Sajanie i południowo-zachodnim obrzeżeniu Bajkału. W pracach tych, obok autora, uczestniczyli geolodzy prowadzący badania w tych regionach (B. I. Pisarskij, G. P. Wołogodskij) oraz chemik (G. A. Tamiłowa) wraz z laboratorium polowym do analiz chemicznych wód. Uzupełniające analizy chemiczne i petrograficzne, okazów zebranych w czasie tych badań, zostały wykonane w laboratorium Instytutu Skorupy Ziemskiej pod kierownictwem T. A. Lachno. W Irkucku autor miał możliwość zapoznać się z dostępną literaturą interesujących go zagadnień i z osiągnięciami miejscowych badaczy krasu. Wiele pomocy i rad uzyskał: w zakresie problemów dotyczących denudacji chemicznej (F. P. Baczkariew i N. A. Własow), hydrologii krasowej (A. N. Afanasjew, W. I. Astrachancew, E. W. Pinniekier) i geomorfologii (G. B. Palszin, B. I. Pisarskij, G. P. Wołogodskij). Ponadto w Instytucie Geograficznym AN w Irkucku, Instytucie Limnologicznym AN w Lestwiance nad Bajkałem oraz w Stacji Hydrologicznej Bracka i na krótkich wycieczkach terenowych, autor zapoznał się z problematyką krasową, przedmiotem badań pracowników tych instytucji.

Autor wyraża wdzięczność dyrektorowi Instytutu Skorupy Ziemskiej w Irkucku M. M. O d i n c o w o w i i sekretarzowi naukowemu J. A. C z e r n o w o w i oraz wielu pracownikom naukowym tego instytutu za pomoc w realizacji tak bogatego programu. Autor składa również podziękowanie Dyrekcji Instytutu Geografii PAN w Warszawie za uzyskane stypendium na studia w ZSRR oraz prof. dr A. J a h n o w i z Wrocławia, który sprawował naukową opiekę nad tą pracą i stworzył doskonałe warunki dla przeprowadzenia prac kameralnych.

ZARYS ŚRODOWISKA GEOGRAFICZNEGO WSCHODNIEJ SYBERII

Problematyka krasowa przedstawiona w tej pracy obejmuje południowe obszary Obwodu Irkuckiego oraz zachodnią część Autonomicznego Obwodu Buriackiego (ryc. 1). Jego granice wyznaczają następujące współrzędne geograficzne: $51^{\circ}30'$ — $56^{\circ}20'$ szerokości północnej oraz 96° — 105° długości wschodniej. Obszar ten wchodzi w skład jednostki geograficzno-geologicznej nazwanej Amfiteatrem Irkuckim [47, 66]. Jego część środkową zajmuje Platforma Syberyjska, wzniesiona 300—650 m n. p. m. Natomiast amfiteatralne obrzeżenia stanowią: północno-wschodnie stoki Wschodniego Sajanu oraz Bajkał z górami Chamar-Daban i Grzbietem Bajkalskim z maksymalnymi wysokościami 3,5 tys. m n. p. m. W przedłużeniu Bajkału ku zachodowi rozciąga się depresja tektoniczna Kotliny Tunkińskiej, wypełniona osadami kenozoicznymi.

BUDOWA GEOLOGICZNA

Amfiteatr Irkucki budują dwie jednostki regionalne. Obrzeżenie stanowią skały wylewne, głębinowe i metamorficzne należące do najstarszego kompleksu prekambryjskiego — archaikum i proterozoikum. Uległo ono silnemu potrzaskaniu i wydzwignięciu w kenozoikum. Część centralną budują horyzontalnie ułożone skały osadowe [47]. Cykl sedymentacyjny rozpoczął się tu osadami morskimi dolnego i środkowego kambru o miąższości do 550 m. Na nich zalega tylko we fragmentach: kambr górny, ordowik i sylur oraz osady środkowej i dolnej jury z węglem kamiennym (zagłębnie Czeremiechowskie). Granica między tymi dwiema jednostkami jest również granicą morfologiczną. Podkreślają to podłużne depresje tektoniczne typu bajkalskiego.

W obrębie platformy najczęściej występują skały rozpuszczalne (na przestrzeni około 300 tys. km²). Wapienie, dolomity, gipsy i anhydryty budują tam 350-metrową serię dolnego i środkowego kambru. Skały te ukazują się na powierzchni w południowej części platformy. Na jej południowych krawędziach skały krasowijące zajmują około 25 tys. km².

Skały węglanowe występują jako wkładki w prekambryjskich utworach obrzeżenia. Są to najczęściej dolomity i marmury. W Chamar-Dabanie i Alpach Tunkińskich (północne obrzeżenie Kotliny Tunkińskiej)



Ryc. 1. Kras Wschodniej Syberii (geologia wg Sołonienki)

1 — obszary Platformy Syberyjskiej z przewagą skał węglanowych (wapień i dolomity) oraz siarczanowych (gipsy i anhydryty); 2 — obszary, w których występują skały rozpuszczalne: a — na platformie, b — na krawędzi platformy i w górach; 3 — regiony krasowe: I — kras południowej części platformy, II — kras zachodniej części Chamar-Dabanu, III — kras Alp Tunkińskich

Fig. 1. The Karst of Eastern Siberia (Solonienko's geology)

1 — areas of the Siberian Platform with a predominance of carbonate (limestones and dolomites) and sulphate rocks (gypsum and anhydrites); 2 — areas containing soluble rocks: a — on the Platform, b — at the Platform margin and in the mountains; 3 — karst regions; I — in the southern part of the Platform, II — in the western part of Chamar-Daban, III — in the Tunkin Alps

występują w formie poprzecznych, porozrywanych pasów kilku kilometrowej szerokości w środkowej i dolnej części stoków. Występują na powierzchni niewielkiej (wraz z basenem Selengi na terenie ZSRR) — około kilkunastu tysięcy km².

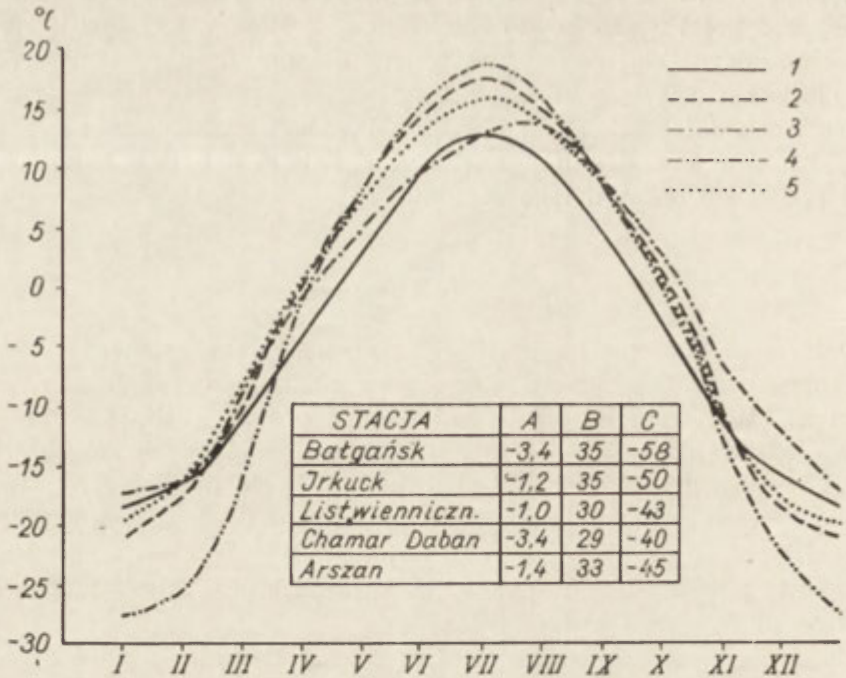
We Wschodniej Syberii, w obrębie Obwodu Irkuckiego i Buriackiego, skały krasowiejące zajmują powierzchnię około 350 tys. km², co stanowi ponad 1/3 obszaru tego regionu.

KLIMAT

Opisywane regiony znajdują się pod wpływem typowego klimatu kontynentalnego osłabionego jedynie na obszarze ograniczonym „oceanicznym” wpływem jeziora Bajkał. Tereny górskie cechuje klimat wysokogórski. Wśród terenów ZSRR leżących w podobnych szerokościach geograficznych, Obwód Irkucki charakteryzuje się najśroźszymi zimami (antycyklon syberyjski wieje z centrum w Mongolii) i najmniejszą ilością opadów. Spośród czterech pór roku najdłużej trwają: zima — 6 miesięcy (od połowy października do połowy kwietnia) i lato — 3 miesiące (koniec maja do pierwszych dni września).

Najcieplejsze są obszary w pobliżu jeziora Bajkał. Amplituda roczna między maksymalną a minimalną temperaturą powietrza nie przekracza 75° (Stacja Listwienniczoje). Występuje tu również najwyższa średnia roczna temperatura powietrza: minus 1°C (ryc. 2). W miarę oddalania się od Bajkału średnia roczna obniża się, osiąga minus 3,4°C w Bałagańsku i w górach otaczających Bajkał. We Wschodnim Sajanie spada ona do minus 6°C, a maksymalna amplituda roczna temperatury przekracza 90°C. Szczególnie charakterystyczne są tutaj dobowe wahania temperatury powietrza na wiosnę i w jesieni, które oscylują wokół 0°C [4, 7].

Najniższe opady występują na Platformie Syberyjskiej. W południowo-wschodniej części, na wododziale Angary—Leny, wynoszą one poniżej 300 mm na rok. Na południu i zachodzie stopniowo wzrastają, osiągając w rejonie Bajkału 450 mm, na południowych, szczególnie nawilgoconych brzegach Bajkału — i ponad 1000 mm. Nieco mniej opadów spada we wschodnich stokach gór Sajańskich. Rozkład opadów w ciągu roku na terytorium Syberii ilustruje ryc. 3. Zimą charakteryzują minimalne opady, które nie przekraczają tu kilkunastu mm na miesiąc; wyjątek stanowią południowe zbocza Bajkału z opadami do 40 mm. Mało opadów otrzymują doliny zasłonięte przed wilgotnymi masami powietrza, m. in. Kotlina Tunkińska otrzymuje niski opad 22 mm (w zimie). Następstwem tego stanu jest niewielka grubość pokrywy śnieżnej, która dochodzi zaledwie do 25—45 cm na platformie i w dolinach zasłoniętych, a w górach do jednego metra. Większość opadów przypada na miesiące



Ryc. 2. Średnia miesięczna wieloletnia temperatura powietrza Wschodniej Syberii (przeliczone z materiałów Astrachancewa)

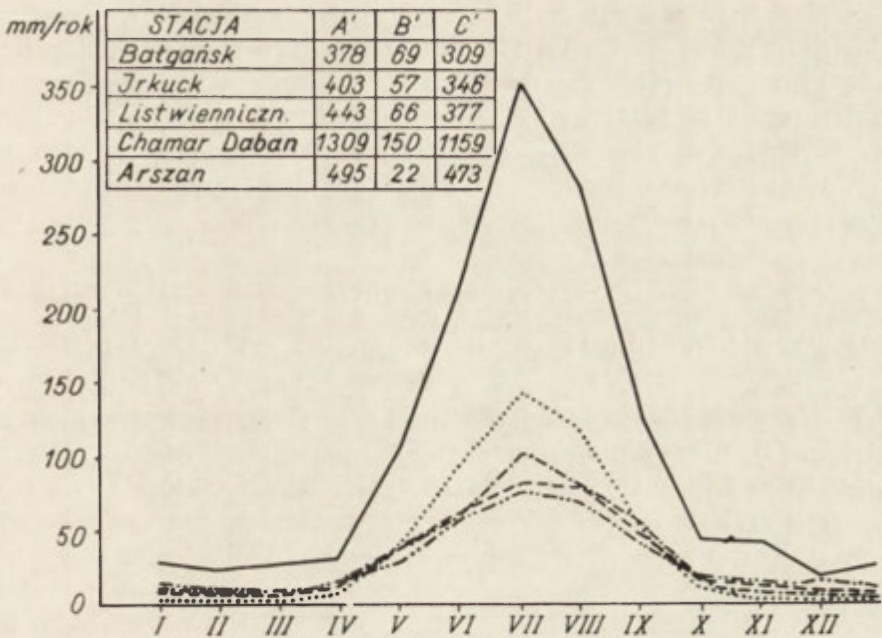
1 — Chamar-Daban; 2 — Irkuck; 3 — Listwiennicznoje (Bajkał); 4 — Bałagańsk; 5 — Arszan (Kotlina Tunkińska), A — średnia roczna wieloletnia temperatura powietrza, B — maksymalna, C — minimalna

Fig. 2. Mean long-term monthly air temperature in Eastern Siberia (calculated from Astrachancew's material)

1 — Chamar-Daban; 2 — Irkutsk; 3 — Listwiennicznoje (Baykal); 4 — Balagansk; 5 — Arszan (Tunkin Depression); A — mean long-term annual air temperature, B — maximum values, C — minimum values

letnie (55—65% rocznej sumy opadów). Maksyma notuje się w lipcu — na platformie 80, w rejonie Bajkału — 100, a w górach do 350 mm na miesiąc. 60—90% letniej sumy opadów stanowią gwałtowne i krótkotrwałe ulewy. Największa ich częstotliwość jest notowana na południowym brzegu Bajkału, np. 20 VI 1960 r. zanotowano na stacji Chamar-Daban opad 152 mm w ciągu 12 godzin [61].

Część opadów wraca do atmosfery na skutek parowania. Teoretycznie ilość parującej wody na platformie określana jest na 350 mm na rok [7]. W obszarach górskich jest ono mniejsze. W Chamar-Dabanie parowanie terenowe wynosi 225, w Alpach Tunkińskich 250 mm na rok. A zatem po wyłączeniu niektórych obszarów platformy stwierdza się dodatni bilans parowania. W górach wartość opad minus parowanie osiąga 300—500 mm na rok.



Ryc. 3. Średnie miesięczne wieloletnie opady Wschodniej Syberii (przeliczone z materiałów Astrachancewa) A' — średnia roczna, B' — opady śnieżne, C' — opady deszczowe

1 — Chamar-Daban; 2 — Irkuck; 3 — Listwienniczoje (Bajkał); 4 — Bałagańsk; 5 — Arszan (Kotlina Tunkińska), A — średnia roczna wieloletnia temperatura powietrza, B — maksymalna, C — minimalna

Fig. 3. Mean long-term monthly precipitation data for Eastern Siberia (calculated from Astrachancew's material), A' — mean annual values, B' — snowfall, C' — rainfall

1 — Chamar-Daban; 2 — Irkutsk; 3 — Listwienniczoje (Baykal); 4 — Balagansk; 5 — Arszan (Tunkin Depression). A — mean long-term annual air temperature, B — maximum values, C — minimum values

WIELOLETNIA ZMARZLINA

Skrajne kontynentalne warunki klimatyczne panujące w Amfiteatrze Irkuckim stwarzają możliwości istnienia wieloletniej zmarzliny. Wyróżnia się tutaj dwa obszary zmarzlinowe [7, 63]. W południowej części platformy (na północ po Brack, na wschód od Grzbietu Bajkalskiego, na południowy-zachód po granicę platformy) rozpościera się obszar pokryty tylko wyspami wieloletniej zmarzliny. Osiągają one 2—3 km długości i do 18 m miąższości [63]; zalegają najczęściej na zboczach dolin eksponowanych na północ. Głębokość przemarzania gruntu w tej strefie wynosi dla gleb mineralnych do 3 m, dla torfów i błot 0,6 m [12]. Poza obszarem z przemijającą zmarzliną rozpościera się strefa pokryta

stałym płaszczem zmarzliny do 60 m grubości, natomiast w obszarach górskich osiąga do 250 m. W wielu punktach tego obszaru stwierdzono obecność zmarzliny plejstoceńskiej na znacznych głębokościach. Szczególnie interesujące są tutaj wyniki głębokich wierceń w Kotlinie Tunkińskiej. Wykryto tu zmarzlinę o miąższości 900 m! [63]. Wieloletnią zmarzlinę stwierdzono również w skałach litych z wyjątkiem skał węglanowych, które są zawsze „cieplejsze” od otoczenia.

HYDROGRAFIA

Cały Amfiteatr Irkucki należy do zlewiska Morza Arktycznego. Większą część terytorium odwadnia dorzecze Angary i Bajkału. Zarys sieci rzecznej powstał w trzeciorzędzie, kiedy Bajkał był akwenem zamkniętym [4]. Wówczas wpadał do niego południowy odcinek Angary, Irkut, Selenga i in. Natomiast północna część Angary, która z Osą tworzyła jedną rzekę, należała wówczas do systemu Jeniseja. Obszary górskie przeszły w trzeciorzędzie cykle planacji, po których pozostały trzy obszerne powierzchnie zrównań z najlepiej zachowaną powierzchnią środkową na wysokości 2000—2200 m n.p.m. [67]. Nie pozostało to bez wpływu na tworzenie się obszernejszych odcinków źródłiskowych rzek. W czwartorzędzie na skutek wzrostu wilgotności nastąpiło podniesienie się poziomu wód Bajkału o 250 m powyżej obecnego [4]. To spowodowało powstanie jedynej drogi odwodnienia Bajkału — rzeki Angary. W tym okresie zostały częściowo przepiłowane katarakty Angary założone na trapach, a w górach nastąpiło rozcięcie powierzchni zrównań.

Obszar współcześnie odwadniany przez Angarę i Bajkał obejmuje 1 mln km², z tego na Bajkał przypada 588, na dorzecze Angary 468 tys. km². Długość Angary wynosi 1853 km, przy różnicy poziomów 384 m. Tak niewielki spadek (0,2‰) wywołany jest wyjątkowym typem obszaru źródłiskowego tej rzeki, który odwadnia zbiornik jeziorny położony na wysokości około 460 m n.p.m. Zjawisko to powoduje, że Angara już u źródła posiada przepływ 1900 m³/sek, który przy ujściu wzrasta do 4150 m³/sek. Najwyższe części basenu Angary sięgają do 3491 m n.p.m. (Munku Sardyk we Wschodnim Sajanie), najniższe przy ujściu 76 m n.p.m., przy czym obszary górskie zajmują 20% basenu. W profilu Angary są dwa spokojne odcinki przedzielone strefą katarakt w rejonie Bracka. Interesujący nas górny odcinek, od ujścia Oki do wypływu Angary z Bajkału, ma 667 km długości przy różnicy poziomów 143 m. Przepływ Angary poniżej ujścia Oki wynosi ponad 2600 m³/sek. Na tym odcinku basen Angary jest asymetryczny, ma lepiej rozwiniętą lewą część dorzecza, z której pochodzą największe dopływy: Irkut (powierzchnia zlewni: 14,8 tys. km², przepływ: 141 m³/sek.), odpowiednio Kitoj (8,4 tys. i 121 m³/sek.), Biała (17,6 tys. i 179 m³/sek.), Unga (4,7 tys. i 3,7 m³/sek.) i Oka (74,5 tys. i 422 m³/sek.).

Amfiteatr Irkucki dzieli się na sześć regionów hydrograficznych [4, 7], które różnią się zarówno wielkością spływu jednostkowego wód, jak również sezonowymi wahaniami przepływów. Są one odbiciem warunków klimatycznych, orograficznych i geologicznych. Pierwsze dwa regiony Wschodniego Sajanu i Bajkału charakteryzuje największy spływ do 20 l/sek./km² w Sajanach, a ponad 25 l/sek./km² w Chamar-Dabanie. Podobnie kształtuje się w tych regionach przepływ sezonowy z maksimum w lipcu—sierpniu, a minimum w zimie (grudzień—marzec). Przepływy jesieni są mniejsze niż wiosenne. Z pozostałych, najsuchszym regionem jest obszar lasostepów w południowej części Platformy Syberyjskiej (region Angaro-Przysajański). Spływ jednostkowy wynosi tutaj od poniżej 2,5 l do 5 l/sek./km² (między rzekami Białą a Ungą spada nawet poniżej 1 l). Maksymalne przepływy występują na wiosnę, minimalne w zimie. Większość dolin okresowo jest sucha. Decydujący wpływ na reżim hydrograficzny Amfiteatru Irkuckiego wywierają: region górski Sajanu oraz Bajkał. Ich wody przepływając tranzytem przez mało-wodne obszary platformy decydują o jej stosunkach hydrograficznych i morfologicznych. Wpływ ten wyraża się zarówno w ukształtowaniu lokalnej sieci hydrograficznej na powierzchni, jak również w rozwoju basenów podziemnych, zasilanych przez te wody tranzytowe.

KRAS PLATFORMY SYBERYJSKIEJ

Podłożem rozwoju zjawisk krasowych na Platformie Syberyjskiej są skały węglanowe oraz siarczanowe. Są one pospolite wśród osadów dolnego i środkowego kambru liczących tu 350—550 m miąższości. Wśród tej serii przeważają dolomity i wapienie z przeławiczeniami margli, piaskowców oraz gipsów i anhydrytów. Są one przykryte niekrasowymi osadami górnego kambru (sprowadycznie spotyka się wśród nich 2—4-metrowe wkładki gipsów i anhydrytów), ordowiku, syluru oraz jury (m. in. serie węglonośne). Skały te zachowane są jedynie w fragmentach, bowiem uległy one degradacji przy końcu paleozoikum i w górnej jurze. W efekcie skały krasowe występujące bezpośrednio na powierzchni lub pod cienką serią niekrasową, zajmują duże przestrzenie Platformy Syberyjskiej. W południowej części platformy osady dolnego kambru rozwinięte są w obrębie serii angarskiej, około 350 m miąższości. Dolna część tego ogniwa (podseria dolnoangarska) ukazuje się na powierzchni w częściach peryferycznych, natomiast część górna (podseria górnoangarska) bliżej części centralnej.

W południowej części platformy, objętej ryc. 4, skały węglanowe zajmują około 6 tys. km², co stanowi 50% tego obszaru. Są one najlepiej odsłonięte na zboczach i w dnach dolin głównych oraz ich dopływów. Natomiast w obszarach międzydolinnych (szczególnie na peryferiach)



Ryc. 4. Obszary krasowe połudnowej części Platformy Syberyjskiej wg Wołogodskiego

1 — granica obszarów krasowych; 2 — kras na zboczach dolin i wododziałach przykryty cienkim płaszczem skał niekarasowych jury; 3 — kras w dolinach i na terasach; 4 — kras na zboczach dolin i działach wód przykryty skałami niekarasowymi górnego kambru; 5 — linia kolejowa; 6 — ponory

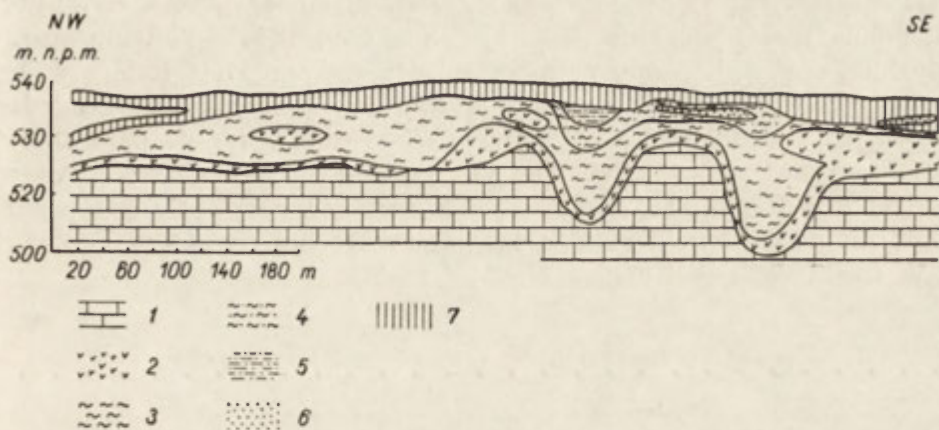
Fig. 4. Karst areas of southern part of Siberian Platform (after Wołogodski)

1 — boundary of karst areas; 2 — karst in valley slopes and watershed lines, covered by thin mantle of non-karsted Jurassic rocks; 3 — karst in valleys and on terraces; 4 — karst in valley slopes and watershed lines, covered by non-karsted Upper Cambrian rocks; 5 — railway line; 6 — karst caves („ponores”)

zachowała się pokrywa osadów niekarasowych dużej miąższości, utrudniająca rozwój krasu powierzchniowego.

W historii rozwoju procesów krasowych na platformie stwierdzono kilka etapów [74, 75]. Najstarszy — związany jest ze środkowym kambrem. Potwierdzają to zarówno leje krasowe powstałe w wapieniach dolnego kambru a wypełnione górnym kambrem (rejon rzeki Osy), jak

również charakterystyczne zjawisko lokalnego zmniejszenia się miąższości skał węglanowych dolnego kambru. Szczególnie intensywny proces krasowienia miał miejsce w górnym paleozoiku. W południowo-zachodniej części platformy, w związku z poszukiwaniem węgla kamiennego (zagłębienie Czeremiechowskie), stwierdzono obecność wielu lejów krasowych wypełnionych kaolinem oraz piaskowcami jurajskimi. Profil takich lejów przedstawia ryc. 5. Ponadto stwierdzono inne przejawy procesów krasowych, m. in. zmniejszenie miąższości serii węglanowej.



Ryc. 5. Profil lejów krasowych wypełnionych utworami jury w Traszkowskim zagłębieniu kaolinowym (wg Butienko)

1 — dolomity i wapienie dolnego kambru; 2 — brekcja krzemienista; 3 — starszy kaolin; 4 — młodszy kaolin; 5 — piaskowce jurajskie; 6 — piaski; 7 — glinki deluwialne

Fig. 5. Profile of sinkholes filled with Jurassic sediments in the Traszkow kaolin basin (after Butienko)

1 — Lower Cambrian dolomites and limestones; 2 — siliceous breccia; 3 — older kaolin; 4 — Jurassic sandstones; 6 — sands; 7 — various deluvial clays

REGIONY KRASOWE

Kras w południowej części Platformy Syberyjskiej rozwinięty jest w dwóch strefach: centralnej i peryferycznej (ryc. 1, 4). Część centralną stanowi dolina Angary i ujście dużych dopływów wraz z krótkimi, najczęściej suchymi, dolinami bocznymi. Natomiast do części peryferycznej należą środkowe i górne odcinki dużych dopływów Angary oraz obszary bezodpływowe.

Obszary krasowe w części centralnej obejmują dna i zbocza dolin a także obszerne powierzchnie zawarte między dolinami suchymi. Skały krasowe ukazują się bezpośrednio na powierzchni tylko w dnach i dolnych częściach zboczy suchych dolin. Natomiast w dnie Angary pokryte są one aluwiami a w obszarach międzydolinnych cienką pokrywą osadów niekrasowych jury (w południowej części) oraz górnego kambru (w północnej). Ponadto występują tu kilkumetrowe serie utworów deluwial-

nych. Jako przykład charakteryzujący część centralną przedstawiono opis suchej doliny (ros. *с у ч о д о ł*) Melchituj wraz z doliną Angary, na południe od osady Bałagańsk.

Część peryferyczna obejmuje dna i zbocza dolin głównych i ich dopływów oraz form bezdopływowych. W większości tych form kras rozwinął się pod cienką pokrywą utworów niekrasowych jury z wyjątkiem niewielkich obszarów na północy, pokrytych cienką serią górnego kambru. W części peryferycznej wyróżnić możemy co najmniej sześć regionów krasowych: 1) dolina Ungi i Zalari, 2) obszar jeziora Kuku-nor, 3) dolina Białej, 4) dolina Udy, 5) dolina Osy, 6) kras południowo-zachodniej części platformy położony między rzekami Mała Iret (powyżej miejscowości Tunguska) a rzeczką Kurma (lewy dopływ Angary między Bajkałem a Irkutem). Obszar ten wykształcony w formie pasa (140×20 km) o kierunku NW-SE, leży na granicy platformy i Wschodniego Sajanu [52]. Dla bliższej charakterystyki regionów peryferycznych przedstawiam poniżej problematykę krasową w górnej części doliny Zalari i w środkowej części doliny Wielkiej Białej.

FORMY KRASOWE W SUCHODOLE MELCHITUJ I NA TERASACH ANGARY

Na Platformie Syberyjskiej występują okazałe formy krasu powierzchniowego i podziemnego. Jedną z makroform powierzchniowych są „suchodoły” razem z zespołem form mniejszych. Dobrym przykładem takiej formy jest suchodoł Melchituj (fot. 1), położony na lewym brzegu doliny Angary i wpada do niej bezpośrednio, kilka km poniżej ujścia doliny Ungi (ryc. 4 i 6). Obszar ten budują serie wapieni dolomitycznych przeławionych marglami i gipsami dolnego i górnego kambru. Skały te w dolinie Angary są przykryte aluwiami (ryc. 6). Melchituj — jest to sucha dolina długa około 20 km, szeroka do kilkuset, a głęboka do kilkudziesięciu metrów. Dolina ta jest asymetryczna (stromie zbocza południowe są eksponowane na północ) o łagodnych zboczach (spordycznie osiągają 30° nachylenia). Asymetria jest wytworem czynników klimatycznych i strukturalnych. W dnie doliny występuje kilka podłużnych zagłębień bezdopływowych, które dzielą dolinę na kilka odcinków podziemnie odwadnianych. Okresowe potoki giną tu w ponorach często otwartych, prowadzących do jaskiń (położone najczęściej u podstawy zbocza). Ponory są często zlokalizowane w dolinie zamkniętej o stromych ścianach np. forma na wschód od otworu jaskini Bałagańskiej (ryc. 7). Koryta okresowych strumieni są wcięte do głębokości kilku metrów. Takie zagłębienia występują m. in. w środkowej części suchodołu w sąsiedztwie jaskini Bałagańskiej, która jest otwartym ponorem. Obecność obszernych niecek krasowych w dolinie suchodołu spowodowała, że jego profil podłużny zawiera liczne odcinki o spadku negatywnym (ryc. 8).



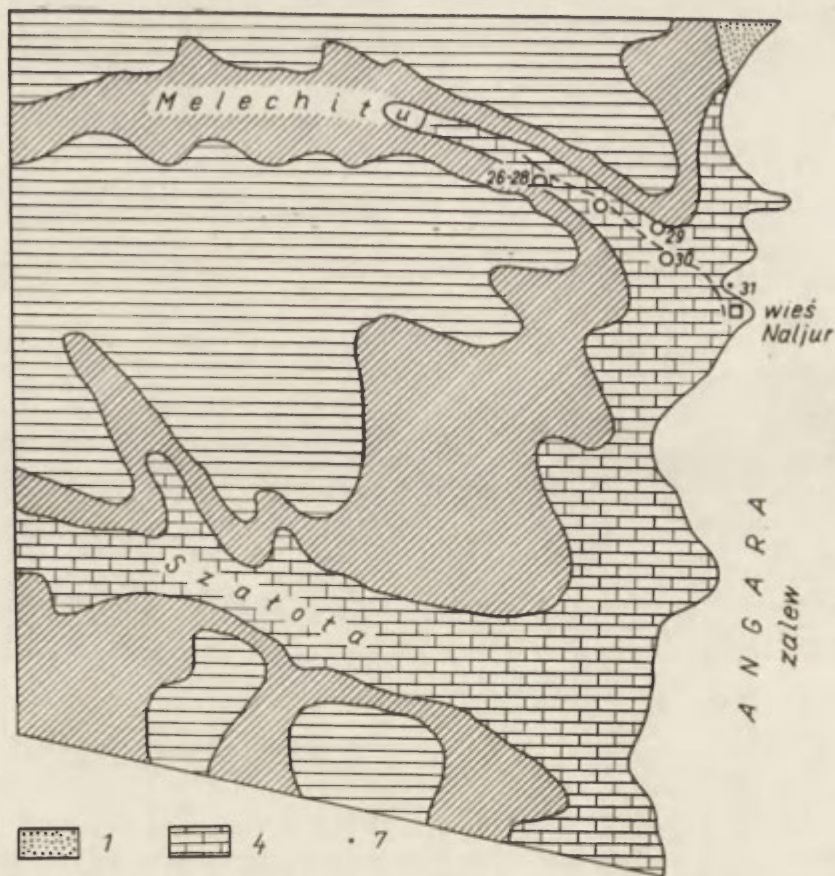
Fot. 1. Lej krasowy nad jaskinią Bałagańską, w głębi suchodół Melchituj
Fot. M. Pulina

Photo 1. Melchituj suchodol near Balagansk Cave (arrow indicates cave entrance)
Photo by M. Pulina

Dno i zbocza suchodołu pokryte są licznymi lejkami. Na zboczach występują one w przedłużeniu dolin zamkniętych i ponorów. Stwierdzono je również w dnie suchodołu na płaskich grzbietach oddzielających niecki krasowe. W dolnej części Melchituj miały one głębokość kilku a średnicę kilkunastometrową (ryc. 9, fot. 2) i ułożone były liniowo, zgodnie z przebiegiem spękań. Kilka z nich miało zabagnione dna. Większość jednak, poprzez gruby materiał wypełniający dna, odprowadzała wody do szczelin podziemnych. Znalazło to potwierdzenie z chwilą napełniania zbiornika brackiej hydroelektrowni, kiedy szczeliny zostały wypełnione wodą wypływającą pod ciśnieniem z dna lejka.

Lejki suchodołu Melchituj są najczęściej pochodzenia zawaliskowego. Wskazuje na to m. in. lokalizacja związana ze strefami podziemnego przepływu wód i dużymi jaskiniami. Przykład takiego lejka, 8 m głębokiego, znajdujemy nad Jaskinią Bałagańską (ryc. 7, fot. 1). Powstał na skutek zawalenia się części Wielkiej Sali.

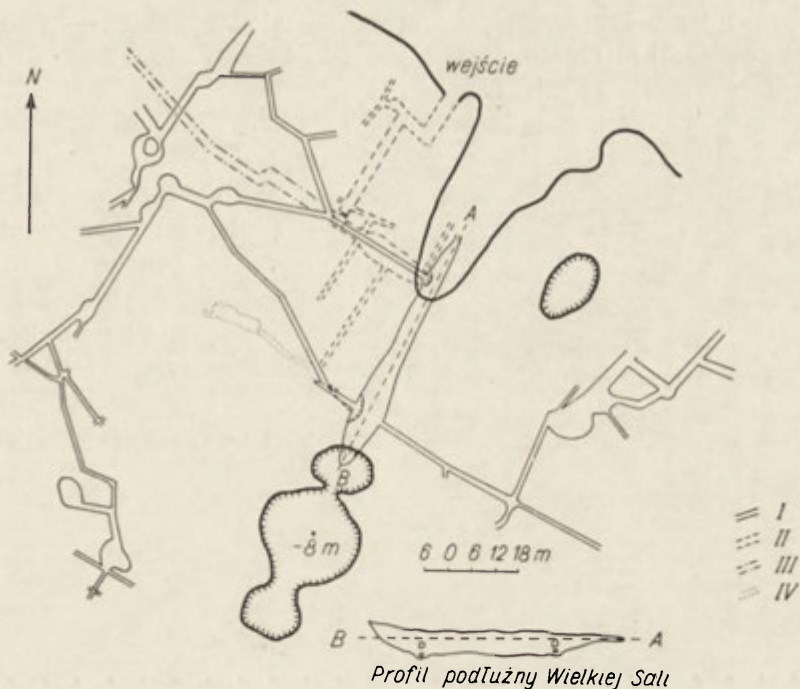
W bezpośrednim sąsiedztwie ujścia suchodołu Melchituj, na południe od wsi Naljur, na kilkunastometrowej terasie Angary rozwinął się relief przypominający strefę wieloletniej zmarzliny, z kopcami bugrów. Obszar ten ciągnie się wąskim pasem wzdłuż lewego brzegu Doliny Angary na odcinku kilkunastu kilometrów. Podobne formy spotyka się często



Rys. 6. Szkic suchodołu Melchituj i Szałota (geologia wg Wołogodzkiego)
 1 — aluwia Angary; 2 — gliny, margle i dolomity z przeławieniami gipsów (górnymy kambry); 3 — margle, gliny i płyty gipsów (górnymy kambry); 4 — wapień zdolomityzowane, dolomit, wapień z płytami gipsów i brekcji krzemienych (dolnymy kambry); 5 — Jaskinia Bałagańska; 6 — leje krasowe; — 7 — analizy chemiczne wód, numeracja zgodna z tab. 2

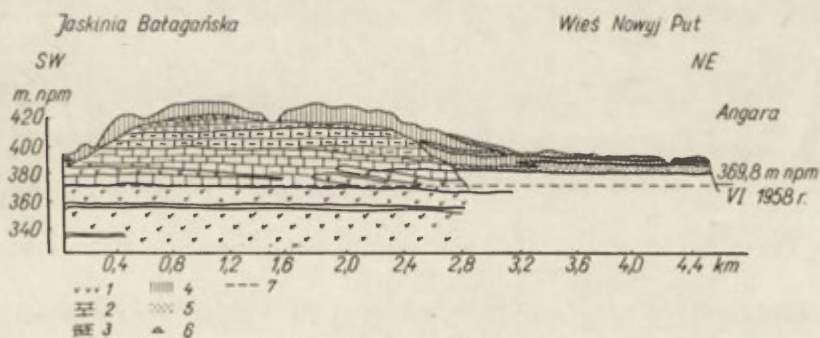
Fig. 6. Map of Melchituj and Szałota suchodol (after Wołogodzki)
 1 — Angara alluvia; 2 — clays, marls and dolomites with gypsum intercalations (Upper Cambrian); 3 — marls, clays, and gypsum lobes (Upper Cambrian); 4 — dolomitized limestones, dolomites, limestones with lobes of gypsum and siliceous breccias (Lower Cambrian); 5 — Balagansk Cave; 6 — sinkholes; 7 — chemical analyses of waters, listed in sequence given in Table 2

w innych miejscach, na lewych i prawych terasach Angary. Jak wykazały badania, formy te nie są związane z wieloletnią zmarzliną; powstały na skutek procesów krasowych [75]. Kras rozwinął się w skałach siarczanowo-węglanowych, które leżą pod utworami luźnymi. Liczne zagłę-



Ryc. 7. Plan Jaskini Bałagańskiej wg Wołogodzkiego
 I — horyzont najwyższy, II — niższy, III i IV — horyzonty najniższe

Fig. 7. Map of Balagansk Cave (after Wołogodski)
 I — highest horizon, II — lower horizon, III and IV — lowermost horizons



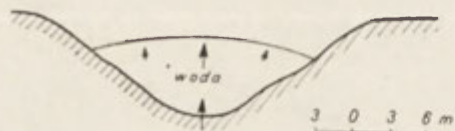
Ryc. 8. Profil geologiczny w okolicach Jaskini Bałagańskiej
 wg Wołogodzkiego

1 — gipsy; 2 — dolomity i wapień; 3 — margle; 4 — glinki; 5 — materiał krasowy doliny Angary; 6 — Jaskinia Bałagańska; 7 — poziom wód krasowych z czerwca 1958 r.

Fig. 8. Geological section across region of Balagansk Cave (after
 Wołogodski)

1 — gypsum rocks; 2 — dolomites and limestones; 3 — marls; 4 — various clays;
 5 — karst material of Angara valley; 6 — Balagansk Cave; 7 — level of karst waters, (June 1958)

bienia są lejami krasowymi, a formy pseudo wypukłe — resztkami dawnej powierzchni terasy. Ilość lejów jest bardzo duża. Leje te różnią się od form opisywanych poprzednio. Przeważają tu bowiem formy większe o głębokości do kilkunastu a średnicy do kilkudziesięciu metrów. Ponadto powstały one w żwirach i piaskach budujących terasę



Ryc. 9. Profil leja krasowego w unie suchodołu Melchituj

Fig. 9. Section across sinkhole in bottom of Melchituj suchodol

Angary; są to zatem formy częściowo reprodukowane. W większych lejach osiagających skałę litą widoczne jest w profilu załamanie zbocza lejka, w miejscu kontaktu z utworami luźnymi. W górnej części takiego leja nachylenie jest mniejsze i osiąga najwyżej kąt na-



Fot. 2. Lej krasowy z wodą w dolnym odcinku suchodołu Melchituj

Fot. M. Pulina

Photo 2. Karst sink with water, in lower section of Melchituj suchodol

Photo by M. Pulina

turalnego spoczynku (30°), natomiast w dolnej — wartość tę przekracza (niejednokrotnie ponad 40°). Obok pojedynczych lejów występują tu formy połączone, tworząc uwały. Bywa też, że leje łączą się ze sobą w formie pierścieni otaczających nienaruszone powierzchnie (wzniesienia pseudobugrów). Profil litologiczny tych wzniesień wykazuje nienaruszoną serię utworów terasowych leżących na skale litej. Pojedyncze leje

leżą najczęściej na kierunku decydującego systemu spękań. W badanym obszarze przeważały kierunki nawzajem prostopadłe NW-SE i NE-SW.

Liczne leje stwierdzono również poza obszarami suchodołów i terasami Angary. Występują one na płaskich, szerokich wododziałach między suchodołami. Jedna z takich form powstała podczas pobytu autora na tym obszarze. Był to lejek reprodukowany całkowicie w glinie pylastej przykrywającej kilkunastometrową serią „stopy bałagańskie”[40]. Otwór leja miał kształt owalny, o średnicy 8 m, ściany pionowe, miejscami przewieszane. Forma ta powstała w bardzo krótkim czasie przy głuchym huku i wstrząsie zawałonego korytarza podziemnego. W sąsiedztwie świeżego leja występują formy podobne różnego wieku. Najstarsze z nich, liczące kilkanaście lat, mają kształt płaskiej niecki, kilka metrów głębokiej o zboczach nachylonych 10—30°.

JASKINIA BAŁAGAŃSKA

Jaskinia Bałagańska jest najdłuższą we Wschodniej Syberii — 1200 m [14, 75]. Położona jest na prawym zboczu suchodołu Melchituj w odległości 5,5 km od jego ujścia do Angary. Otwór jej leży na wysokości 394 m n.p.m. (ryc. 7). Obecnie jaskinię całkowicie zalewa woda zapory brackiej hydroelektrowni. Autor prowadząc badania w listopadzie i grudniu 1964 r. śledził skutki zalewania jej przez wody zapory.

Jaskinia składa się z sieci korytarzy i sal położonych w czterech poziomach leżących nad sobą na wysokości 2—4 m. Poziom najwyższy (I) i najdłuższy o najlepiej wykształconych korytarzach i salach zlokalizowany jest na wysokości kilku metrów nad dnem suchodołu. Dwa niższe poziomy (II i III) występują na wysokości otworu jaskini, który odpowiada wysokości dna niecki krasowej w suchodole. Poziom IV jest najniższy, schodzi poniżej dna doliny.

Jaskinia powstała głównie w skałach siarczanowych (gipsy i anchydryty) oraz w cienkich wkładkach węglanów (dolomity i wapienie). Najlepiej rozwinięty horyzont I powstał w skałach górnego kambru, które należą do serii osińskiej. Natomiast trzy niższe horyzonty powstały w dolnym kambrze serii górnioangarskiej.

Przebieg korytarzy zależy bezpośrednio od systemów spękań i przesunięć tektonicznych. W efekcie powstała regularna sieć korytarzy typu szczelinowego. W miejscu krzyżowania się spękań występują sale i rozszerzenia. Korytarze większe są dodatkowo formowane przez procesy grawitacyjne (np. Duża Sala). Profil poprzeczny korytarzy uzależniony jest m. in. od systemu spękań i od budowy geologicznej. Najbardziej typowy jest tutaj prosty korytarz rozszerzony u dołu, w formie dzwonu. Częste są również korytarze dwupoziomowe, których rozszerzenia przypadają na skały łatwo rozpuszczalne (np. gipsy). Poza korytarzami szczelinowymi spotyka się również płaskie chodniki wysokie do 1 m,

założone na spękaniach międzywarstwowych. Dno założone jest zwykle na płytach dolomitowych.

Strop namuliska Jaskini Bałagańskiej złożony jest z ostrokrawędzistych bloków i gruzu powstałego na skutek wietrzenia mechanicznego oraz glin, które zawierają materiał z osadów górnego kambru i z powierzchni. Ściany strefy otworowej jaskini noszą ślady silnego wietrzenia mrozowego. Natomiast w korytarzach głębiej położonych spotyka się liczne formy skalne m. in. wirowe. Brak nacieków kalcytowych. Zastępują je nacieki lodowe, których lokalizacja zależy od warunków mikroklimatycznych panujących w jaskini.

Wyniki badań mikroklimatycznych oraz obserwacje geomorfologiczne w jaskini pozwalają na wydzielenie dwóch stref mikroklimatycznych: dynamicznej i statycznej. Różnią się one między sobą m. in. roczną amplitudą temperatury powietrza. Największe amplitudy roczne i dobowe występują w części przyotworowej, gdzie są one bliskie powierzchniowym. W miarę oddalania się od otworu, amplituda spada i w odległości ponad 80 m osiąga zaledwie kilka stopni Celsjusza. Strefa dynamiczna rozciąga się w części przyotworowej i charakteryzuje się bardzo dużymi amplitudami temperatury, silnym ruchem powietrza oraz dużą zmiennością innych elementów meteorologicznych. W okresie lata temperatura sięga tu powyżej 0° , co powoduje tajanie nacieków lodowych oraz powierzchniowej warstwy wieloletniej zmarzliny. W strefie tej obserwuje się występowanie okresowych nacieków lodowych typu szczelinowego, o formie stalagmitowej. W czasie badań autora nacieki te sięgały do 20 m w głąb jaskini od jej otworu. W korytarzach odległych od otworu panuje strefa mikroklimatu statycznego. Obserwuje się tutaj niewielką zmienność poszczególnych elementów meteorologicznych. Stale występują tu temperatury poniżej 0° , najniższa -3°C . Brak nacieków lodowych typu szczelinowego. Na dnie najniższych korytarzy czasem spotyka się pokrywy lodowe, powstałe z wód powierzchniowych spływających w okresie wiosennym [33].

W Jaskini Bałagańskiej stwierdzono dwa typy nacieków lodowych, których występowanie jest zależne od warunków mikroklimatycznych. W strefie dynamicznej występują lodowe nacieki stagnalitowe. Pod tym terminem autor rozumie wszelkie formy powstałe z lodu typu naciekowego [69]. W zimie 1964 r. stwierdzono stalagnaty lodowe ponad 2 m wysokości, draperie oraz 20 cm pokrywy na ścianach. Pobieżne badania krystalograficzne w świetle spolaryzowanym, przeprowadzone przez autora, wykazały, iż orientacja kryształów lodu jest zależna od typu nacieków. W pokrywach naciekowych oraz w stropowej części stalaktytów i draperii dłuższa oś kryształów była zorientowana prostopadle do powierzchni skały, na której dana forma narastała. A zatem przybierała pozycję zbliżoną do pionowej. W stalaktytach i draperiach w miarę oddalania się od stropu orientacja osi „Z” zmieniała się na poziomą, tzn.

prostopadłą do dłuższej osi stalaktytu. Szczególnie dobrze była wykształcona struktura krystalograficzna w okazałych draperiach lodowych. W stalagmitach układ krystalograficzny przedstawia się w formie wachlarza, tzn. w dolnej części dłuższe osie były zorientowane pionowo, w miarę wzrostu odchyłały się od pionu. Kryształy lodowe budujące formy stagnalitowe były znacznych rozmiarów, powyżej kilku centymetrów długości.

Drugi typ nacieku lodowego powstawał w drodze silnego parowania wód allochtonicznych; są to zatem nacieki typu sublimacyjnego. Szczególnie wiele występowało ich w odległości powyżej 50 m od otworu. Największe skupienia nacieków stwierdzono na stropie korytarzy. Poszczególne kryształy rzędu kilku milimetrów narastały jeden na drugim tworząc sieć wieloboków zbliżonych rysunkiem do plastra miodu. Pierwszymi ośrodkami krystalizacji były występy skalne, na których grzbiecie pokrywa tych nacieków osiągała miąższość 10 cm. Powstawały one szybko przy temperaturach powietrza kilku stopni Celsjusza poniżej zera, podczas gdy wody zalewające jaskinię posiadały temperatury bliskie 0°. Takie warunki ułatwiły silne parowanie i krystalizację lodu na wymrożonych ścianach jaskini. Duże pokrywy lodu sublimacyjnego stwierdzono w zimie 1964 r., powstałe wówczas, gdy jaskinię zalewały wody związane z napełnianiem zbiornika brackiego.

Różnice między naciekami stagnalitowymi a sublimacyjnymi widoczne są nie tylko w wykształceniu kryształów lodu i zewnętrznej rzeźbie tych form, ale również w składzie chemicznym wody, z której te formy powstały. Analizy chemiczne tych wód zostały przedstawione w tabeli 1 (nr 27 i 28). Pierwszy typ nacieku powstał z wód zawierających znaczne ilości soli, około 0,5 g/l; w tym węglany około 150, a siarczany 100 mg/l. Natomiast nacieki z lodu sublimacyjnego zawierały zaledwie do 0,1 g soli na litr, w tym minimalną ilość węglanów — do 25 mg/l. A zatem analizy chemiczne nacieków lodowych są dodatkowym kryterium genetycznym.

O powstaniu Jaskini Bałagańskiej, obok predyspozycji litologicznej i tektonicznej, zadecydowała strefa odwodnienia podziemnego związana z suchodołem Melchituj oraz obecność niecki krasowej w tej części doliny. Pierwotny układ korytarzy o kierunkach NW-SE powstał wraz z rozwojem najwyższego horyzontu odwodnienia podziemnego do Angary położonego na wysokości fragmentów wysokiego dna suchodołu (zachowany w strefie położonej między nieckami). Geneza korytarzy o kierunku NE-SW związana jest z odprowadzaniem wód okresowych z niecki krasowej do kanałów podziemnych. Przed spiętrzeniem Zalewu Brackiego funkcję taką pełniły: korytarz wejściowy i niżej leżący horyzont.

Powyżej przedstawione obserwacje nad formami krasowymi w rejonie suchodołu Melchituj pozwalają przedstawić następującą klasyfikację:

1. Na Platformie Syberyjskiej występują okazałe formy krasu powierzchniowego, mianowicie:

Własności fizyko-chemiczne
(przeliczone z analiz Alekina, Baczkariewa,

Nr*	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺ + K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻	Cl ⁻	Sucha pozost.	CO ₂
1	96,1	23,3	45,5	455,6	54,3	3,4		
2	678,0	134,4	287,6	268,4	1915,0	464,0		
3	51,2	13,5	33,8	244,0	5,3	15,7		
4	70,0	38,1	14,6	341,6	73,9	3,4		
5	76,1	29,0	42,1	445,3	28,8	4,3		
6	102,2	30,5	13,0	469,7	4,9	7,8	393,8	
7	116,3	35,0	6,4	457,5	62,2	6,0	454,8	32,0
8	111,8	38,3	9,3	457,5	68,0	7,7	463,9	21,3
9	123,1	36,2	16,5	445,3	113,1	6,8	519,6	
10	75,2	30,8	60,6	335,5	148,5	10,5		
11	89,1	53,2	78,3	274,5	222,4	110,1		
12	84,4	24,4	19,0	252,1	37,8	5,4		
13	211,2	73,4	37,1	355,5	506,4	93,8		
14	501,0	34,9	10,0	217,9	1181,4	3,4		
15	190,0	116,0	283,5	35,3	1200,0	20,4		
16	540,0	252,5	55,6	85,4	2184,0	131,2		
17	747,0	188,4	137,2	346,7	1622,0	640,9		
18	122,0	60,9	29,7	247,4	351,4	12,1		
19	244,8	71,6	33,3	251,0	587,2	99,9		
20	198,0	49,3	17,5	257,0	466,9	27,2		
21	55,5	2,1	65,0	311,1	16,8	6,8		
22	53,1	29,9	4,1	253,7	17,6	2,8		
23	300,6	34,0	22,3	210,8	725,8	3,4		
24	252,0	102,0	85,1	244,0	204,7	71,0		
25	380,0	97,0	154,5	244,0	1420,0	6,8		
26	157,0	142,7	835,6	439,2	552,1	3089,0	5996,0	7,1
27	9,0	0,0	29,9	30,5	11,6	35,7	96,4	3,5
28	121,6	0,0	2,4	48,8	246,8	1,3	402,6	
29	94,6	20,7	28,4	183,0	69,9	117,4	422,7	42,8
30	677,4	125,6	539,3	305,0	398,5	1925,0	2446,0	17,8
31	18,9	9,8	36,1	109,8	64,1	6,7	190,7	3,5
32	15,0	3,2	4,6	61,0	4,9	3,3		
33	657,0	127,0	420,0	200,0	1690,0	940,0	4010,0	25,0
34	4,3	1,2	15,1	25,9	3,2	5,9	38,0	4,8
35	1,6	0,0	9,4	15,2	2,4	6,8	30,0	19,4
36	3,4	0,0	7,5	18,3	4,1	4,2	28,0	9,6

* Lokalizacja prób na ryc. 4, 6, 10, 20, 25.

Tabela 1

wód Wschodniej Syberii
Pisarskiego, Puliny, Wołogodzkiego i Wotincewa)

pH	CaCO ₃	MgCO ₃	CaSO ₄	MgSO ₄	Twardość ogólna TAC Ca ⁺⁺ + Mg ⁺⁺	Niedosyt nasycenia		
						granica TAC	poj. TAC	wzrost pH
	209,5	70,8	42,2	14,3				
	170,0	46,1	2074,0	599,4				
	124,5	45,5	5,1	2,0				
	137,8	104,1	50,7	40,1				
	176,3	93,3	19,4	10,9				
	252,5	104,8	4,1	2,0				
6,6	248,5	103,8	57,5	25,0	37,8	39,0	1,2	0,5
6,8	235,5	112,1	59,8	29,7	37,5	38,2	0,7	0,3
	234,2	95,8	100,0	43,1				
	120,7	68,7	91,5	54,4				
	110,5	91,3	153,0	133,1				
	177,5	71,5	45,6	19,0				
	190,5	91,9	459,0	232,2				
	162,5	15,6	1482,4	150,5				
	10,7	9,0	631,4	561,3				
	42,2	27,4	1778,5	1210,8				
	272,5	95,1	2169,2	79,7				
	110,0	76,0	265,2	193,1				
	156,0	63,2	620,2	264,3				
	151,5	52,3	967,2	169,8				
	130,5	7,1	11,3	0,6				
	122,2	95,8	14,3	11,4				
	143,5	22,5	826,9	136,6				
	308,2	173,5	437,6	257,4				
	114,5	40,6	1146,3	422,2				
6,8	302,5	52,4	649,4	117,8	324,9		0,0 nasyco- ny	0,0
6,2	15,2	0,0	9,9	0,0	2,4	13,7	11,3	1,3
7,0	41,0	0,0	357,7	0,0	30,4	31,6	1,2	0,3
6,2	112,0	33,6	73,1	22,8	28,9	32,4	3,5	1,1
6,8	194,0	50,7	432,8	117,8	20,1		0,0 nasyco- ny	0,0
6,8	26,7	19,7	27,9	20,6	7,2	14,3	7,1	1,2
	34,0	10,1	4,8	1,5	4,5			
6,8	145,0	38,2	2036,6	574,2	196,0			
6,8	9,5	3,8	1,7	0,5	1,4	11,4	10,0	1,4
6,4	3,2	0,0	1,0	0,0	0,4	12,0	11,6	1,7
6,8	6,5	0,0	3,1	0,0	0,9	11,2	10,3	1,4

Nr	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺ + K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻	Cl ⁻	Sucha pozost.	CO ₂
37	1,0	0,9	5,7	15,2	1,0	3,4	22,0	4,8
38	32,6	4,5	14,0	128,1	16,8	6,9		10,2
39	42,9	9,1	25,0	213,5	15,6	3,4		5,8
40	38,6	6,5	18,6	109,8	58,7	6,9		8,7
41	33,6	7,4	16,3	158,6	16,8	3,9		
42	25,2	5,2	7,8	105,2	2,6	8,5	100,0	4,8
43	1,6	0,0	4,8	9,1	2,2	3,4	20,0	4,8
44	18,5	5,1	15,4	10,3	3,0	8,8	56,1	
45	3,3	4,0	2,7	18,3	0,8	5,3	25,5	4,8
46	16,1	5,2	7,8	88,4	0,2	4,2		
47	3,3	2,0	0,0	10,6	5,7	3,5		14,5
48	1,6	1,0	5,2	9,1				4,8
49	20,0	3,0	5,9	61,0	11,1	3,4		10,3
50	19,3	5,5	1,3	73,2	9,2	3,1	75,3	3,6
51	50,1	5,9	6,6	164,7	22,6	3,4		
52	24,4	7,6	3,9	91,5	18,9	3,4		11,6
53	38,0	5,4	6,4	115,9	18,4	3,4		
54	29,0	14,6	13,8	158,6	23,0	6,9		17,4
55	28,5	6,6	3,0	109,8	10,2	3,1	106,6	
56	28,0	6,1	8,9	109,8	11,9	6,9		
57	29,5	7,2	9,2	128,1	12,7	3,4		5,8
58	27,5	6,6	5,2	112,8	10,9	2,8	109,7	3,6
59	35,5	11,1	8,5	146,4	21,7	6,9		11,6
60	36,0	8,9	2,3	132,0	26,3	3,4		11,6
61	23,1	2,9	0,5	79,3	5,3	0,0		
62	34,2	6,6	1,3	127,0	8,8	1,4		
63	35,9	12,3	7,1	167,7	10,4	5,1		
64	20,2	11,2	10,8	85,4	44,8	21,3		62,9
65	33,1	10,0	3,2	131,1	18,7	2,8	133,6	3,6
66	30,3	10,6	2,7	125,0	18,1	2,8	127,2	7,0
67	28,5	10,0	5,7	122,0	19,7	3,1	128,3	7,0
68	28,5	10,0	5,5	122,0	19,1	3,1	127,4	7,0
69	34,9	13,9	4,0	158,6	18,1	3,1	153,5	7,0
70	33,1	11,7	5,0	143,3	18,9	3,1	142,6	7,0
71	1,9	0,1	0,3	5,6	0,9	0,3	6,5	
72	23,4	5,4	32,8	164,7	13,6	2,3	160,2	3,5
73	32,4	9,2	23,4	158,6	29,1	0,6	174,3	7,1
74	30,6	16,9	3,8	164,7	15,5	2,3	160,7	7,1
75	31,5	15,8	3,4	170,8	7,7	2,3	146,4	10,6

Tabela 1 (cd.)

pH	CaCO ₃	MgCO ₃	CaSO ₄	MgSO ₄	Twardość ogólna TAC Ca ⁺⁺ + Mg ⁺⁺	Niedosyt nasycenia		
						granica TAC	poj. TAC	wzrost pH
7,0	2,4	3,3	0,1	0,2	0,5	10,5	10,0	1,3
8,0	70,0	13,5	15,6	3,5	9,3	11,0	1,7	0,2
8,0	98,7	29,1	11,9	4,0	13,0	13,2	0,2	0,1
7,6	58,0	13,5	52,7	12,9	11,3	14,0	2,7	0,5
7,3	74,0	22,9	13,9	4,5	10,3	12,4	2,1	0,3
8,0	61,0	17,7	2,7	0,5	7,6	10,0	2,4	0,4
8,0	3,1	0,0	1,3	0,0	0,4	12,2	11,8	0,6
	6,0	1,9	3,0	1,0	5,9			
8,0	5,1	8,5	0,4	0,7	1,9	13,0	11,1	0,6
	40,4	18,1	0,1	0,1	5,3			
6,4	5,0	4,3	4,6	4,0	1,3	12,3	11,0	1,7
8,0	4,2	3,5	0,0	0,0	0,7	7,2	6,5	0,6
7,8	40,5	8,7	12,9	3,0	5,8	10,0	4,2	0,6
6,8	41,5	16,7	9,2	4,0	6,2	13,8	7,6	1,3
7,8	106,7	17,3	25,5	4,4	14,0	14,9	0,9	0,2
8,0	48,5	20,8	17,3	7,9	8,0	10,0	2,0	0,3
7,8	79,2	15,6	21,4	4,4	10,9	12,8	1,9	0,3
8,0	61,5	43,0	15,3	10,9	10,9	12,0	1,1	0,2
	63,5	20,8	10,5	3,5	8,8			
7,8	61,7	18,7	11,2	3,5	8,5	11,3	2,8	0,4
8,0	66,0	22,2	10,9	4,0	9,2	10,9	1,7	0,2
7,0	61,8	20,8	9,9	3,5	8,6	14,2	5,6	1,0
	74,7	32,3	19,0	8,9	11,6			
	72,5	25,0	24,1	8,4	11,2			
	53,7	9,4	5,4	1,0	6,5			
	78,7	21,2	9,2	2,5	10,2			
	84,0	39,9	8,2	4,0	12,1			
6,9	30,2	23,2	27,5	22,3	7,9	14,0	6,1	1,1
7,0	70,5	29,7	16,7	7,4	10,8	15,7	4,9	1,0
6,8	64,5	31,2	15,3	7,9	10,2	16,0	5,8	1,2
7,0	56,7	27,8	19,7	10,1	9,6	14,8	5,2	1,0
7,0	59,5	29,0	16,0	8,2	9,6	14,8	5,2	1,0
6,6	76,5	42,3	15,0	8,9	12,2	17,5	5,3	1,2
6,8	70,7	34,7	16,3	8,4	11,2	16,4	5,2	1,1
	4,1	0,3	1,1	0,1				
6,8	53,3	17,3	7,1	2,5	7,2	14,5	7,3	1,2
6,8	64,5	25,7	22,8	9,4	10,4	16,2	5,8	1,1
6,8	68,5	52,7	10,9	8,9	11,9	16,8	4,9	1,1
7,0	74,8	52,0	5,8	4,5	11,8	16,2	4,4	0,9

a) m a k r o f o r m y — suchodoły, czyli suche doliny długości kilkudziesięciu kilometrów, o dużej zmienności profilu poprzecznego, położone ponad strefami podziemnego odwodnienia wód;

b) m e z o f o r m y — zespół form mniejszych wchodzących w skład dolin suchych. Należą do nich niecki krasowe o powierzchni do kilku km². Są one odwadniane najczęściej przez okresowe potoki, z nielicznymi wyjątkami, w wypadku gdy dna tych form wcięły się w horyzont wód podziemnych. Niektóre z nich wypełnione są wodą, np. w dolinie Osy jest jezioro Angon, ponad 1 km długie. Niekiedy niecki łączą się ze sobą zwężonymi dolinami w formie wąwozów krasowych o zboczach do 80 m wysokości.

Do mezoform należą obszary p s e u d o b u g r o w e powstałe przez połączenie dużej ilości lejów krasowych. Występują one tam, gdzie zachodzi intensywna penetracja chemicznie agresywnych wód. Stąd częste występowanie pseudobugrów na terasach Angary.

Formami pośrednimi są również pojedyncze leje większych rozmiarów, np. lej z wodą 56 m głęboki w dolinie Osy powstały w 1949 r. [9, 34]. Ponadto do mezoform można zaliczyć lejki krasowe o głębokości do kilku metrów i doliny zamknięte powstałe w systemach ponorowych i wywierzyiskach. W tylnej ścianie dolin zamkniętych występują często otwory jaskiń. Poza tym występuje tu zespół form, do których należą wcięte koryta potoków okresowych i in.;

c) m i k r o f o r m y — są słabo reprezentowane, ponieważ szybko niszczą je procesy mrozowe. Są to fragmenty żłobków i zagłębień widoczne w stropie skał krasowiejących, często przykryte utworami soli-flukcyjnymi.

2. Formy krasu podziemnego reprezentowane są przez jaskinie. Najczęściej występują tu jaskinie horyzontalne, jakkolwiek znane są i jaskinie pionowe o głębokości ponad kilkadziesiąt metrów, powstałe w strefach wododziałowych (np. w dolinach Toisuk i Mała Iret). Jaskinie horyzontalne (m. in. Bałagańska) są fragmentami starych i współczesnych stref odwodniania podziemnego, a najczęściej związane są z odprowadzaniem wód z nieck krasowych.

HYDROGRAFIA KRASOWA DOLINY WIELKIEJ IRET

Dolina Wielkiej Iret (71 km długa, zlewnia topograficzna 165 km²), biegnąca równolegle do środkowej części doliny Wielkiej Białej (ryc. 10), charakteryzuje się wyjątkowymi cechami hydrograficznymi. Mianowicie są to: olbrzymi przepływ rzędu 10 m³/sek., co w przeliczeniu na powierzchnię daje spływ jednostkowy 117 l/sek./km², podczas gdy średnia teoretyczna dla tego obszaru równa się 5—10 l/sek./km², oraz niewielkie wahania w cyklu rocznym [2]. Fakty te nasuwają przypuszczenia, iż zlewnia topograficzna Wielkiej Iret nie pokrywa się ze zlewnią pod-



Ryc. 10. Szkic geologiczny środkowego odcinka doliny Wielkiej Białej w g. Wołogodzkiego

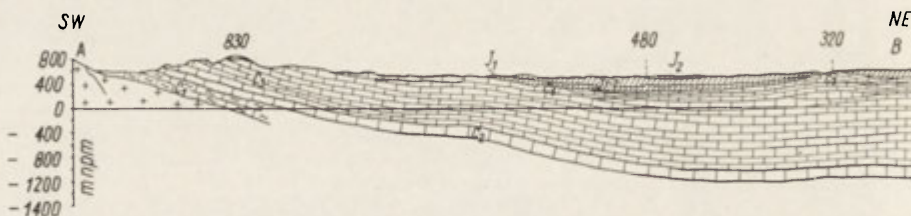
Czwartorzęd: 1 — aluwia i deluwia; jura: 2 — piaskowce, gliny, łupki węglowe, wkładki węgla i konglomeratów; 3 — piaskowce, gliny, pyły; 4 — konglomeraty, piaskowce, gliny, kaoliny, brekcje krzemiennieo-gliniaste; dolny k a m b r: 5 — dolomity, wapień, margle, brekcje; 6 — wapień zdolomityzowane z wkładkami glin i pyłów; 7 — dolomity, wapień, piaskowce, brekcje, sól kamienna; 8 — piaskowce, pyły, wapień, dolomity, margle; 9 — piaskowce, pyły, konglomeraty; dolny proterozoik: 10 — łupki krystaliczne, granity, sjenity, amfibolity i in.; 11 — analizy chemiczne wód, numeracja zgodna z tab. 2

Fig. 10. Geological map of middle section of Wielka Biała valley (after Wołogodzki)

Quaternary: 1 — alluvia and deluvia; Jurassic: 2 — sandstones, clays, coal shists, coal and conglomerate intercalations; 3 — sandstones, clays, dusts; 4 — conglomerates, sandstones, clays, kaolins, siliceo-clayey breccias; Lower Cambrian: 5 — dolomites, limestones, marls, breccias; 6 — dolomitized limestones with clay and silt intercalations; 7 — dolomites, limestones, sandstones, breccias, rock salt; 8 — sandstones, silts, limestones, dolomites, marls; 9 — sandstones, silts, conglomerates; Lower Proterozoic: 10 — crystalline schists, granites, syenites, amphibolites, etc.; 11 — chemical analyses of waters, listed in sequence given in Table 2

ziemną, tzn. należy się liczyć z dodatkowym podziemnym zasilaniem kosztem sąsiednich zlewni. Poniżej zostały zebrane wyniki badań geomorfologów z Irkucka oraz obserwacje autora pozwalające na postawienie wstępnej hipotezy, która tłumaczy to wyjątkowe zjawisko.

Dolina Wielkiej Iret położona jest w brzeżnej strefie Platformy Syberyjskiej. Rycina 10 informuje, iż 50 km na SW od źródeł rozciąga się strefa utworów krystalicznych Wschodniego Sajanu. Na utworach krystalicznych zalegają skały osadowe platformy z dolnego kambru (przewaga skał węglanowych) oraz jury (utwory gliniasto-piaszczyste, brekcje). Jura zachowana jest we fragmentach w części zachodniej, zajmując tylko strefy wododziałowe. Natomiast ku wschodowi jej miąższość wzrasta i wypełnia basen doliny Alar i Gołumiet (ryc. 11). Wielka Iret leży w utworach dolnego kambru oraz w osadach aluwialnych czwartorzędu.



Ryc. 11. Profil geologiczny w środkowej części basenu rzeki Wielkiej Białej wg Wołogodskiego

Cz w a r t o r z ę d : 1 — aluwia i deluwia; j u r a ; 2 — piaskowce, gliny, pyły; 4 — konglomeraty, piaskowce, gliny, kaoliny, brekcje krzemienno-gliniaste; dolny k a m b r : 5 — dolomity, wapień, margle, brekcje; 6 — wapień zdolomityzowane z wkładkami glin i pyłów; 7 — dolomity, wapień, piaskowce, brekcje, sól kamienna; 8 — piaskowce, pyły, wapień, dolomity, margle; 9 — piaskowce, pyły, konglomeraty; dolny p r o t e r o z o i k : 10 — łupki krystaliczne, granity, sjenity, amfibolity i in.; 11 — analizy chemiczne wód, numeracja zgodna z tab. 2

Fig. 11. Geological section across central part of drainage basin of Wielka Biała River (after Wołogodski)

Q u a t e r n a r y : 1 — alluvia and deluvia; J u r a s s i c : 2 — sandstones, clays, gravel sheets; 4 — conglomerates, sandstones, clays, kaolins, siliceo-clayey breccias; Lower C a m b r i a n : 5 — dolomites, limestones, marls, breccias; 6 — dolomitized limestones with clay and silt intercalations; 7 — dolomites, limestones, sandstones, beccias, rock salt; 8 — sandstones, silts, limestones, dolomites, marls; 9 — sandstones, silts, conglomerates; Lower P r o t e r o z o i c : 10 — crystalline schists, granites, syenites, amphibolites, etc.; 11 — chemical analyses of waters, listed in sequence given in Table 2

Część źródłiskowa rozciąga się na stokach góry Dżertak położonej na płaskim wododziale z doliną Wielkiej Iret. Źródła wypływają u podnóża stoku zbudowanego z wapieni dolomitycznych dolnego kambru. Analiza chemiczna tej skały pobranej w jednym z kamieniołomów (2 km w kierunku NE od rzeki Wielka Biała) wykazała 54,5% CaCO_3 i 44,6% MgCO_3 (tab. 2). Źródła charakteryzują się wielką wydajnością. Niektóre z nich osiągają do 1 $\text{m}^3/\text{sek.}$, w następstwie tego rzeka po kilkuset metrach osiąga wydajność do 6 $\text{m}^3/\text{sek.}$ W miejscowości Wierchniaja Iret debit wzrasta do około 12 $\text{m}^3/\text{sek.}$ (w okresie letnim) i tak utrzymuje się do

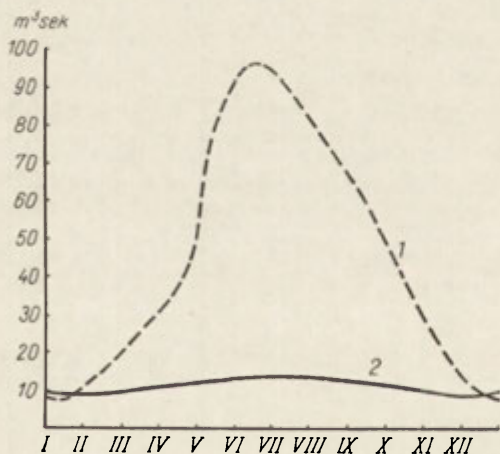
Skład chemiczny skał węglanowych Wschodniej Syberii
wg Szafiejewa, Własowa, autora i in.

Nr	Miejsce pobrania próby	Charakterystyka petrograficzna	Skład chemiczny w %		
			CaCO ₃	MgCO ₃	Reszta
1	Platforma Syberyjska koryto Angary między rzekami W. Białą a Idą	dolomit szary szczelinowy	2,16	95,67	2,17
2	"	dolomit gruboławicowy	2,07	95,55	2,38
3	"	dolomit cienkoławi- cowy płytkowy	1,73	95,01	3,26
4	"	dolomit średnioławi- cowy płytkowy	4,12	93,14	2,74
5	"	dolomit szary podziurawiony	2,69	93,26	4,05
6	"	dolomit średnioławi- cowy płytkowy	3,68	91,40	4,92
7	"	dolomit gruboławicowy	5,40	89,26	5,34
8	"	dolomit kalcytowy gruboławicowy	7,62	81,69	10,69
9	"	wapień średnioławi- cowy płytowy	92,85	4,89	2,26
10	"	wapień płytkowy	95,71	1,37	2,92
11	"	wapień dolomitowy	87,78	5,17	7,05
12	"	wapień zdomolony	77,23	8,89	13,88
13	Platforma Syberyjska wododział W. Białej i W. Iret na wschód od wywierzysk	wapień dolomitowy średnioławicowy płytkowy	54,52	44,60	0,88
14	Platforma Syberyjska dolina Zalari (Roma- nowo)	trawertyn podziurawiony	94,17	1,57	4,26
15	Tunkińskie Alpy lewe zbocze dol. Kyngargi przy wywierzyskach	wapień zdomolony gruboławicowy	55,44	44,94	
16	Chamar Daban doliny Sludjanka i Pochabicha, kamieniołom Pierewał	marmur (średnie z wielu analiz)	92,42	5,68	1,90

ujęcia. Wielkie źródła rzeki Iret mają kształt jeziorzek, z których woda wypływa pod ciśnieniem. Największe z nich ułożone są na przestrzeni kilkuset metrów w linii prostej. Okoliczny teren jest zabagniony dzięki obecności stałych wysięków na płaskim i niskim wododziale.

Rzeka Wielka Iret charakteryzuje się nie tylko olbrzymim przepływem, ale również małymi wahaniami stanu wód. Na ryc. 12 przedstawiona jest krzywa średnich miesięcznych przepływów Wielkiej Iret [2]. Roczna amplituda wynosi tu do 4,5 m³/sek., co stanowi zaledwie 41% średniej rocznej (10,9 m³/sek.). Dla porównania podano na wykresie przepływy Wielkiej Białej we wsi Inga (powyżej ponorów). Amplituda przepływów wynosi tu 90 m³/sek., co daje 209%.

Termika wód rzeki Wielka Iret odbiega od termiki większości wód powierzchniowych. Pomiary źródeł wykonane w zimie 1964 r. wykazały wysokie temperatury wynoszące +5°C przy temperaturze powietrza -17,5° (tab. 1). Jak wynika z informacji pracowników elektrowni we wsi Wyżniaja Iret, wahania temperatury tych wód w cyklu rocznym nie są wielkie. W zimie wody tej rzeki nie zamarzają na odcinku kilkunastu kilometrów od źródeł. Natomiast w dolnym odcinku rzeki pokrywa lodowa utrzymuje się zaledwie przez trzy miesiące (XII, I, II), co jest niewątpliwie związane z termiką strefy źródliskowej. Przekonuje nas o tym ryc. 13. Zjawisko to jest szczególnie widoczne w porównaniu z rzeką Wielką Białą.

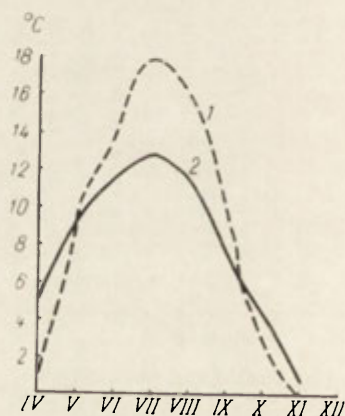


Ryc. 12. Średnie miesięczne przepływy Wielkiej Iret i Wielkiej Białej (przeliczone z materiałów Afanasjewa)

1 — rzeka Wielka Biała (wieś Inga na ryc. 12, Malta na ryc. 13)

Fig. 12. Mean monthly flow volume in Wielka Iret and Wielka Biała River

1 — Wielka Biała River (Inga village in Fig. 12, Malta in Fig. 13)



Ryc. 13. Porównanie termiki wód Wielkiej Iret i Wielkiej Białej

1 — rzeka Wielka Biała (wieś Inga na ryc. 12, Malta na ryc. 13)

Fig. 13. Comparison of thermal conditions of Wielka Iret and Wielka Biała River

1 — Wielka Biała River (Inga village in Fig. 12, Malta in Fig. 13)

Tak duża regularność przepływu oraz niezwykle korzystne warunki termiczne rzeki Wielka Iret pozwoliły na wybudowanie małego zbiornika retencyjnego dla celów energetycznych we wsi Wyżniaja Iret. Stały przepływ przez zaporę tego zbiornika utrzymuje się w granicach 14 m³/sek.

Analizy chemiczne wody w części źródłiskowej Wielkiej Iret wykazały, iż należą one do grupy HCO₃⁻ — Ca²⁺Mg²⁺, a zatem są związane z ługowanymi wapieniami dolomitycznymi (tab. 1, nr 73—75). Wody te są mało zmineralizowane i zawierają ogólną sumę soli w granicach 150 mg/l, w tym węglany do 120 mg/l. Stosunek zawartości CaCO₃ do MgCO₃ odpowiada zawartości tych soli w wapieniach dolomitycznych (tab. 2). Charakterystyczny jest tutaj raptowny spadek zawartości jonów Na⁺ + K⁺ w miarę oddalania się od źródeł.

Obserwacje nad termiką, debitem i chemizmem wód źródłiskowych Wielkiej Iret nasuwają przypuszczenie, iż mamy do czynienia z wodami pochodzenia krasowego. Stwierdzenie to pociąga za sobą pytanie: skąd biorą się wody wypływające z wywierzysek?

Niewielka odległość dzieląca opisywane źródła od rzeki Wielka Biała nasuwa przypuszczenie o ucieczce tych wód do rzeki Iret. Potwierdzają to relacje mieszkańców wsi Pelepcy, z których wynika, że rzeka Wielka Biała w okresach bardzo niskiego stanu traci wszystkie wody w miejscu najbliższym źródłisk Wielkiej Iret. Dla potwierdzenia tego zjawiska autor pobrał w miejscu ponorowym Wielkiej Białej i przy źródłiskach Wielkiej Iret próby do analiz chemicznych (tab. 2, nr 72). Wykazały one, iż wywierzyisko najwyższe ma podobny skład jonowy jak wody Wielkiej Białej. Dotyczy to kationów Mg²⁺ i Na⁺ + K⁺. Natomiast źródła niższe wzbogacają się w Mg²⁺ i tracą Na⁺ + K⁺. Nasuwa się stąd wniosek, że źródła najwyższe zasilane są prawdopodobnie przez wody Wielkiej Białej, natomiast niższe pochodzą z długiego krążenia w wapieniach dolomitycznych.

Zjawiska hydrograficzne w dolinie Wielkiej Iret, położone w strefie brzeżnej Platformy Syberyjskiej, skłaniają do postawienia kilku wniosków ogólnych:

1. Wody spływające z krystalicznych stoków Wschodniego Sajanu z chwilą wkroczenia w skały węglanowe platformy tracą część wód. Zasilają one poszczególne horyzonty wód podziemnych, które w centrum platformy schodzą na znaczne głębokości. Część tych wód wydostaje się ponownie na powierzchnię.

2. Na przykładzie Wielkiej Iret zostało potwierdzone zjawisko podziemnego kaptażu uzależnionego nie wielkością doliny i jej debitem, ale położeniem bazy denudacyjnej i stosunkami litologiczno-tektonicznymi.

3. Krążenie wód w strefie najwyższej jest długookresowe, co powoduje, że wody mają stałą temperaturę w ciągu roku.

4. Strefa wywierzyskowa rzeki Wielka Iret charakteryzuje się typowymi dla krasu własnościami fizyko-chemicznymi wody i innymi cechami morfologicznymi.

GENEZA KOPCÓW TRAWERTYNOWYCH W DOLINIE ZALARI

W górnym odcinku doliny Zalari (prawobrzeżny dopływ Ungi — ryc. 14) występują kopce kilkumetrowej wysokości, którym przypisywano genezę form znanych pod nazwą pingo (ang.). Leżą one bezpośrednio na płaskim, zabagnionym dnie doliny Zalari. Badania Wołogodzkiego [75] wykazały, że formy te są zbudowane z tufów wapiennych (tufowyje chołmy). Zatem nie są one związane z wieloletnią zmarzliną, lecz z procesami krasowymi. Genezy tych form nie udało się jednak wytłumaczyć.

Poniżej są przedstawione wyniki obserwacji autora oraz próba odtworzenia genezy tych form.



Ryc. 14. Szkic geologiczny górnego odcinka doliny Zalari wg Wołogodzkiego
1 — aluwia; 2 — wapień i dolomity dolnego kambru; 3 — piaskowce jury; 4 — lokalizacja kopców trawertynowych

Fig. 14. Geological map of upper section of Zalari valley (after Wołogodzki)

1 — alluvia; 2 — Lower Cambrian limestones and dolomites; 3 — Jurassic sandstones; 4 — distribution of travertine mounds

Opisywany region jest przeważnie zbudowany ze skał węglanowych dolnego kambru (dolomity, wapień, margle, brekcje) przykrytych słabo krasowiejącymi osadami jury. Na zboczach doliny Zalari oraz w środkowym biegu dolin bocznych odsłaniają się skały krasowe dolnego kambru. Natomiast w dnie doliny są one przykryte aluwiami (ryc. 14). Wieloletnia zmarzlina sięga tutaj zaledwie do 15 m głębokości. Wody powierzchniowe spływające bocznymi dolinami, na kontakcie ze skałami krasowymi giną pod ziemią (ryc. 4). Powtórnie ukazują się na powierzchni w dnie doliny głównej. Wypływają one

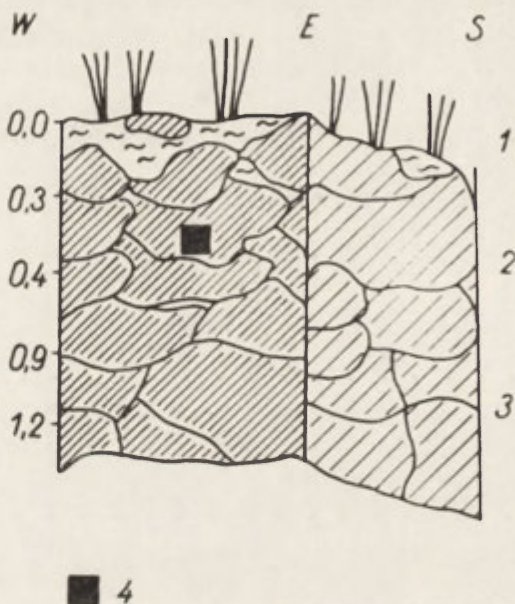
pod ciśnieniem przebijając płaszcz luźnych osadów. W górnej części doliny Zalari występuje kilka stref wywierzyskowych. Jedna z największych leży między wsiami Romanowo a Chołmogoj (ryc. 14). Stwierdzono, że lokalizacja kopców jest bezpośrednio związana z grupami wywierzysk. Kopce występują pojedynczo i grupowo ułożone wzdłuż linii źródeł krasowych. Formy te osiągają maksymalne wymiary 50×100 m, wysokość do 5 m. Jeden z takich kopców położony na lewym brzegu doliny Zalari, powyżej wsi Romanowo, przedstawiony jest na ryc. 15. Jest to forma wydłużona, o dłuższej osi 50 m, szerokości 30 m, a wysokości 3—4 m.

Zbocza jej są strome o nachyleniu 20—25°. Górna część kopca jest spłaszczona. Porastają ją krzewy, brzozy i mchy. Budowę geologiczną prześledzono w kilku płytkich szurfach. Jeden z nich przedstawiony jest na ryc. 16. Od powierzchni występują tufy zbudowane z węglanu wapnia wraz z gliną brunatną i szczątkami roślinności. Analiza chemiczna tufu (tab. 2) wykazała 94,4% CaCO_3 i 0,5% tlenków magnezu, manganu, krzemionki i żelaza. Zarówno obserwacje petrograficzne, jak i skład chemiczny pozwalają zaliczyć go do typowego trawertynu.



Ryc. 15. Szkic kopca trawertynowego w dolinie Zalari
1 — wywierzysko; 2 — wkop

Fig. 15. Sketch map of travertine mound in Zalari valley
1 — Vauclusian spring, 2 — pit



Ryc. 16. Profil wkopu w kopcu trawertynowym doliny Zalari

1 — roślinność: mchy i brzozy; 2 — gruz i bloki trawertynowe z gliną i szczątkami roślinnymi; 3 — trawertyn zwarty; 4 — miejsce pobrania próby nr 14 wg tab. 3

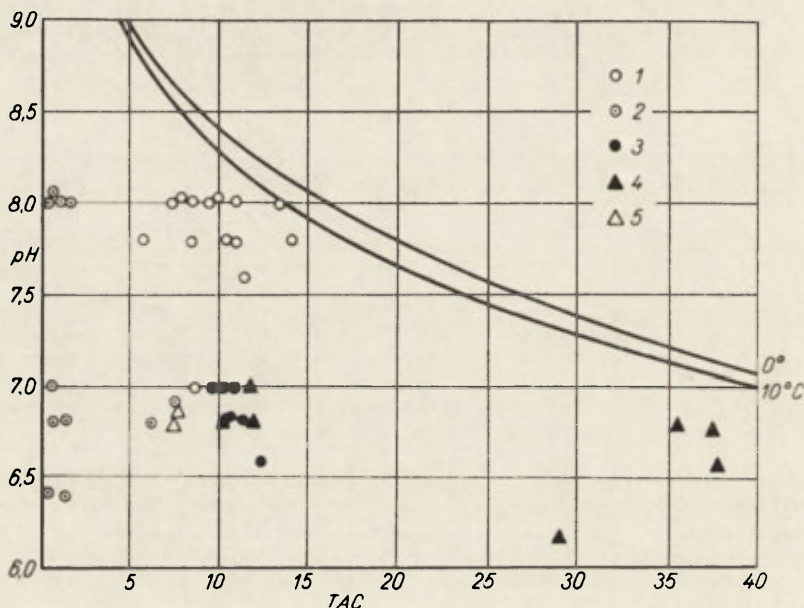
Fig. 16. Section of pit in travertine mound in Zalari valley

1 — vegetation: mosses and beeches; 2 — travertine debris and rock fragments, with clay and plant remnants; 3 — compact travertine; 4 — place where sample no. 14 was taken (see Table 3)

Na powierzchni kopca trawertynowego stwierdzono wiele źródeł, z których największe miały wydajność 0,5—1 l/sek. Były one zgrupowane w północnej i południowej części kopca. Woda wypływała z nich pod ciśnieniem, spływała po powierzchni i ginęła u podnóża w zabagnionej terasie zalewowej. Temperatura wód w źródłach wynosiła +2,7 do +3,1°C przy kilkunastostopniowym mrozie (średnia roczna powietrza —3°C). Wyniki analiz chemicznych wód pobranych z dwóch największych

szych źródeł przedstawione są w tab. 1, nr 7 i 8. Są one silnie zmineralizowane. Ogólna suma soli przekracza 450 mg/l. Należą one do grupy HCO_3^- - Ca^{2+} — SO_4^{2-} . Przeważają w nich sole węglanowe — około 350 mg, przy mniejszym udziale siarczanów — 90 mg/l.

W sąsiedztwie źródeł zaznacza się wyraźny wzrost roślinności. Na łągach roślin i wystęпах trawertynów gromadzi się świeży węglan wapnia oraz związki żelaza. Analizy chemiczne wody wykazały znaczne zawartości wolnego CO_2 (ponad 30 mg/l), który jest silnie absorbowany przez roślinność, a część prawdopodobnie uchodzi do atmosfery. Skutkiem tego następuje strącanie nadmiaru węglanów w formie tufu trawertynowego. Proces ten jest szczególnie intensywny na wiosnę. Analiza zawartości soli węglanowych w stosunku do stężenia pH przeprowadzona na wykresie Trombe'a (ryc. 17) oraz obliczenia zawarte w tab. 1



Ryc. 17. Agresywność chemiczna wód Wschodniej Syberii sporządzona na wykresie Trombe'a

Chamar-Daban: 1 — kras; 2 — obszary krystaliczne; Alpy Tunkińskie; 3 — kras; południowa część Platformy Syberyjskiej; 4 — kras; 5 — wody rzek tranzycyjnych

Fig. 17. Chemical aggressiveness of Eastern Siberian waters, illustrated on Trombe's chart

Chamar-Daban: 1 — karst; 2 — crystalline areas. Tunkin Alps: 3 — karst; southern part of Siberian Platform: 4 — karst; 5 — water of transitory rivers

wykazały, iż wody te są bliskie granicy nasycenia. Wystarczy niewielki wzrost pH o 0,3—0,5 spowodowany ubytkiem CO_2 aby nastąpiło przekroczenie granicy nasycenia i odkładanie węglanów.

W sąsiedztwie opisywanej formy osadzają się również aktualnie pokrywy trawertynowe zarówno na kopcach, jak i w pojedynczych źródłach zlokalizowanych na dnie doliny. Analizy chemiczne tych wód, udostępnione przez Wołogodzkiego (tab. 1, nr 6, 9—11) wykazały ich silną mineralizację rzędu 0,5 g/l. Przeważają w nich również sole węglanowe.

Powyższe obserwacje pozwalają wyprowadzić następujące wnioski:

1. Kopce trawertynowe w dolinie Zalari są formami krasowymi powstającymi aktualnie.

2. Proces depozycji trawertynu spowodowany jest dużą mineralizacją wód oraz ubytkiem (głównie biochemicznym) CO_2 w momencie wpływu tych wód na powierzchnię.

3. Kopce trawertynowe zlokalizowane są wzdłuż linii źródeł krasowych. Podobną zależność obserwuje się w stosunku do ich dłuższej osi.

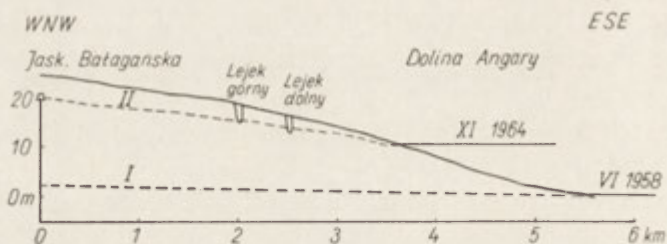
WPLYW ZBIORNIKA BRACKIEJ HYDROELEKTROWNI NA PROCESY KRASOWE

Zbiornik brackiej hydroelektrowni, którego napełnianie rozpoczęto w jesieni 1961 r., posiada maksymalną objętość 179 km³ wody i powierzchnię 5500 km² [12]. Maksymalne spiętrzenie wody na zaporze w Bracku wynosi ponad 100 m (122 m w stosunku do dna rzeki). Zbiornik ten powstał w dwóch największych dolinach tego obszaru: Angary i Osy. W dolinie Angary dzieli się on na trzy odcinki. Dolny, przylegający bezpośrednio do zapory w Bracku, stanowi wielkie jezioro, szerokie na 15—20 km. Na południe od niego, między Zaljarskiem a Ust-Udą, rozciąga się odcinek drugi, charakteryzujący się niewielką szerokością 3—6 km. Natomiast odcinek trzeci od Ust-Udy do osady Telma (570 km od zapory) tworzy powtórnie jezioro (z wyjątkiem najwyższego odcinka), które w rejonie Bałagańska osiąga szerokość 12 km. Przy normalnym spiętrzeniu wody w zaporze, rzędu 100 m, spiętrzenie przy końcu drugiego odcinka (Ust-Uda) wyniesie 45—30 m, a przy końcu trzeciego (osiedle Makariewo — 500 km od zapory) 18—15 m.

Napełnianie zbiornika przewidziano na okres kilku lat od 1961 (wrzesień) do 1965 r. W r. 1964 spiętrzenie miało przekroczyć 90 m. W trzecim odcinku w okolicy wsi Nalur, na południe od Bałagańska, spiętrzenie wody w listopadzie 1964 r. wynosiło ponad 10 m (ryc. 18). Wysokość lustra wody równała się około 380 m n.p.m. w porównaniu z 370 m n.p.m. w czerwcu 1958 r.

W obrębie zbiornika przeważnie występują skały rozpuszczalne. Stąd należało się liczyć z jego wpływem na procesy krasowe. Wpływ bezpośredni był tematem specjalnych opracowań [12], których celem było określenie intensywności niszczenia brzegów na skutek falowania i pro-

cesów suffożyjnych, oraz intensywności osadzania rumowiska rzeczne go w dolinach bocznych itp. Na ryc. 19 przedstawiony jest fragment mapy, obejmującej trzeci odcinek zbiornika, opracowany przez zespół naukowy Instytutu Skorupy Ziemskiej w Irkucku. Wydziela ona strefę bezpośredniego zagrożenia zbiornikiem. Szczególnie interesujące są tutaj wyniki



Ryc. 18. Zmiany w hydrografii podziemnej w profilu podłużnym suchodołu Melchituj

Fig. 18. Changes in underground hydrography appearing in longitudinal profile of Melchituj suchodol

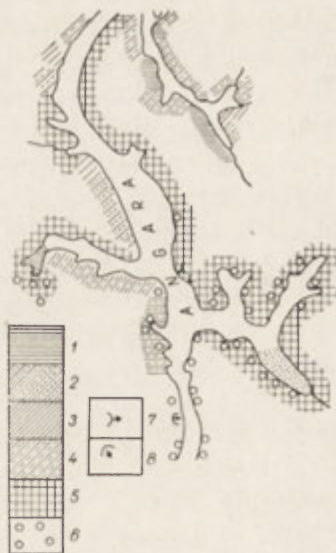
studiów Pałszyna na temat genezy osuwisk wywołanych procesami krasowymi [12, 48]. Osuwiska takie powstają najczęściej na zboczach Angary, bądź jej bocznych dopływów. Większość z nich powstaje w skałach węglanowych, przeławiconych wkładkami gipsów i anhydrytów; na skutek infiltracji aktywnych chemicznie wód Angary oraz wód opadowych następuje szybkie rozpuszczenie wkładek siarczanowych. Proces ten wraz z erozją boczną Angary jest przyczyną powstawania osuwisk. Strefy takich form, liczące kilka kilometrów długości, rozciągają się na lewym brzegu Angary oraz suchodołu Szaloty, na południe od osady Bałagańska. Powstanie zbiornika spowoduje dalszą aktywizację starych osuwisk i powstanie nowych, przede wszystkim tam gdzie nastąpi silna infiltracja wód Angary. Niestety nie sposób było ocenić niektórych skutków pośrednich wpływu zbiornika. Dotyczy to przede wszystkim zmian w hydrografii podziemnej i wzmożenia zagrożenia przez chemicznie aktywne wody Angary. W listopadzie i grudniu 1964 r., kiedy można już było wstępnie ocenić skutki zalewu, umożliwiono autorowi przeprowadzenie obserwacji nad tymi problemami, ze szczególnym uwzględnieniem intensywności rozpuszczania. Wyniki tych studiów przedstawione są w rozdziale o denudacji chemicznej. Poza aspektami fizyko-chemicznymi problem ten jest również ciekawy z punktu widzenia hydrografii podziemnej i jej skutków morfologicznych. Pewne aspekty tego problemu przedstawiono na przykładzie wsi Nalur, na południe od Bałagańska.

Dolina Angary wraz z przylegającym do niej suchodołem Melchituj została szczegółowo opisana na str. 20. Niniejsze uwagi natomiast dotyczą pewnych niezwykle charakterystycznych zjawisk w nowej hydro-

grafii podziemnej, spowodowanych powstaniem zbiornika brackiej hydroelektrowni. Zanim zostaną przedstawione wyniki tych spostrzeżeń, kilka uwag o hydrografii podziemnej z okresu przed zalewem.

Na podstawie pewnych cech morfologicznych i hydrograficznych, potwierdzonych w czasie napełniania zbiornika, można było przypuszczać, że istnieje wąska strefa odwodnienia podziemnego zlokalizowana pod suchymi dolinami wpadającymi w tym regionie do Angary. Fakty takie stwierdzono w suchych dolinach Melchituj i Szałoty (ryc. 6). Strefy ujściowe znajdowały się najczęściej w dolinie Angary, a w wypadku ww. suchodołów na ich przedłużeniu, w obrębie wyspy Osińskiej. Były to wywierzyska o bardzo dużej wydajności. Wiercenia wykazały, iż lustra wód krasowych związanych z lustrem Angary podnosiły się bardzo nieznacznie w miarę oddalania się od rzeki. Były one wyrównane, a na odcinku kilku kilometrów od rzeki lustro tych wód zalegało niemal na identycznym poziomie co w Angarze (ryc. 18).

Obserwacje w tym regionie przeprowadzono w listopadzie 1964 r., kiedy spiętrzenie zbiornika wynosiło tutaj ponad 10 m. Został wtedy zalany dolny odcinek suchodołu Melchituj, wyspa Osińska wraz z wywierzyskami oraz dolne terasy Angary. Ze wsi Nalur (położonej w strefie ujściowej Melchituj) pozostały nad wodą zaledwie dwie zagrody. Badania obejmowały określenie wysokości zalegania poziomu wód w formach krasowych, termikę i chemizm tych wód (tab. 1). Powierzchnia wód zalewających leje była zamarżnięta. Zaobserwowano przy tym charakterystyczne zjawisko: powierzchnia ta była wypukła (w środku wyższa niż na brzegach, ryc. 9, fot. 2) na skutek ciśnienia wody.



Ryc. 19. Prognoza rozwoju brzegów zbiornika brackiej hydroelektrowni w rejonie Bałagańska (wg Grecziszczewa i Puljajewskiego)

Klasyfikacja zboczy: 1 — zmyw powierzchniowy na zboczach aluwialnych; 2 — zmyw powierzchniowy i liniowy na zboczach aluwialnych; 3 — zmyw powierzchniowy na zboczach deluwialnych; 4 — zmyw powierzchniowy i liniowy na zboczach deluwialnych; 5 — zmyw powierzchniowy na zboczach zbudowanych ze skał węglanowych przykrytych utworami lessopodobnymi; typy brzegów w 100-letnim okresie rozwojowym; 6 — abrazyjno-krasowe; 7 — abrazyjno-splywowe; 8 — abrazyjno-osuwiskowe

Fig. 19. Anticipated evolution of shores of hydroelectric storage basin in Balagansk region (after Grecziszczew and Puljajewski)

Slope classification: 1 — surface runoff over alluvial slopes; 2 — surface and linear runoff over alluvial slopes; 3 — surface runoff over deluvial slopes; 4 — surface and linear runoff over deluvial slopes; 5 — surface runoff

over slopes built of carbonates covered by loess-like deposits; shore types in 100-year evolutionary cycle; 6 — abrasive-karsting type; 7 — abrasive-slopewash type; 8 — abrasive-landslide type

Zrobienie otworu w lodzie powodowało natychmiastowy wypływ wód pod ciśnieniem i wypełnienie formy do wysokości lustra wód podziemnych. Wysokość zalegania tych wód w suchodole Melchituj na linii jaskinia Bałagańska — zalew Angary pokazuje ryc. 18. W dolnej części krzywa ta ma kształt wypukły na skutek znacznego nachylenia lustra. Wzrost lustra wody wynosił tu średnio 3—4 m/km. W odległości 3,5 km od zalewu poziom wód krasowych wznosił się na około 10 m nad lustrem wód w zalewie. Analizy chemiczne wód wypełniających leje krasowe suchodołu Melchituj oraz Jaskinię Bałagańską wykazały obecność wód pochodzących z platformy. Charakteryzowały się one bardzo dużą mineralizacją dochodzącą do 6 g/l i wybitną przewagą siarczanów, w odróżnieniu od słabo zmineralizowanych wód Angary (0,2 g/l). Obserwacje poziomu wody w lejach krasowych na terasach Angary na południe od wsi Nalur nie potwierdzały zjawiska zaobserwowanego w suchodole Melchituj. Poziom wody utrzymywał się tutaj na wysokości lustra wód Angary. Ponadto formy te wypełniały wody o składzie chemicznym zbliżonym do składu wód Angary.

Jak wynika z relacji mieszkańców wsi Nalur i obserwacji własnych na terasach Angary i na powierzchniach wododziałowych, bliskich Angarze, stwierdzono już w czasie napełniania zbiornika niezwykle częste zapadanie się powierzchni i powstawanie lejów krasowych. Natomiast nie stwierdzono tak częstego tego zjawiska w obszarach suchodołów.

Powyższe obserwacje skłaniają do postawienia następujących wniosków:

1. Wpływ zapełniającego się zbiornika brackiej hydroelektrowni na stosunki wód podziemnych w krasie jest dwojaki:

a) w obszarach skierowanego odpływu podziemnego, występującego najczęściej pod suchodołami, następuje silne spiętrzenie tych wód i zjawisko wypukłego lustra wód podziemnych — charakterystycznego dla wód podpartych. Formy krasowe zlokalizowane w tej strefie wypełniane są wodami pochodzącymi z platformy. Migracja wód Angary jest tutaj niewielka;

b) w obszarach położonych pomiędzy strefami odpływu podziemnego, lustro wód podziemnych jest wyrównane do tego, jakie obserwowano przed powstaniem zbiornika. Jego wysokość zależy od aktualnej wysokości lustra zalewu. Obserwuje się tutaj wpływ wód Angary zasilających strefę podziemną.

2. Zróznicowanie wpływu zalewu Angary na basen wód krasowych platformy ma doniosłe znaczenie praktyczne. Należy do nich niespodziewanie wysokie podniesienie się wód podziemnych w strefach odpływu podziemnego i brak filtracji wód Angary w te strefy, co zmniejsza szanse na uzyskanie z nich wody pitnej. Ponadto silny wpływ chemicznie agresywnych wód Angary w obszarach między strefami poziomego odwod-

nienia powoduje, iż strefy te, kilka kilometrów szerokie, po obu stronach rzeki Angary nie nadają się pod budownictwo.

STREFY INTENSYWNYCH PROCESÓW KRASOWYCH NA PLATFORMIE SYBERYJSKIEJ

W rozdziale o denudacji chemicznej przedstawiono dane liczbowe obrazujące globalne wynoszenie rozpuszczonych soli z poszczególnych zlewni Platformy Syberyjskiej. Nie pozwalają one jednak na dokładniejszą lokalizację stref największego rozpuszczania w poszczególnych częściach badanych zlewni. Ponadto wpływ dodatkowych czynników, nie uwzględnionych w tych obliczeniach, może być decydujący na lokalne uaktywnienie rozpuszczania. A zatem chcąc wydzielić strefy najsilniej degradowane przeprowadzono krótką, teoretyczną analizę podstawowych czynników, które mają bezpośredni wpływ na zwiększenie procesu krasowienia. Następnie porównano je z danymi morfologicznymi, co pozwoliło uzyskać możliwie pełny obraz terenów chemicznie najsilniej zagrożonych.

Analizy chemiczne wód podziemnych z Platformy Syberyjskiej zebrane w tab. 1 pozwalają zorientować się w jakim kierunku zwiększa się proces rozpuszczania. Zjawisko to możemy prześledzić najlepiej w dolinach Zalari i Ungi. W górnych odcinkach doliny Zalari i na powierzchniach wododziałowych platformy pokrytej osadami niekrasowiejącymi, mineralizacja wód jest najmniejsza. Zawartość węglanów dochodzi tu do 250 mg/l, siarczany nie przekraczają 100 mg. Ogólna suma soli osiąga 350 mg/l. W miarę schodzenia w niższe odcinki doliny zawartość soli silnie wzrasta i osiąga w strefie środkowej i przy jej ujściu wartości maksymalne, do 6 mg/l. Szczególnie duży wzrost obserwuje się blisko strefy ujściowej Zalari do Ungi. Zmienia się tutaj również typ wód — z węglanowych na siarczane. Powyższe dane oraz obserwacje z innych zlewni pozwalają mniemać, iż część peryferyczna Platformy Syberyjskiej ma wody o najniższych stężeniach soli, podczas gdy w części centralnej osiągają one stężenie maksymalne. Uwagi te dotyczą wyłącznie wód krasowych autochtonicznych, spływających pod ziemią, bądź na powierzchni w obrębie krasowych skał platformy. Natomiast wody allochtoniczne przepływające tranzytem przez platformę (Angara wraz z wielkimi dopływami spływającymi z Wielkiego Sajanu) są słabo zmineralizowane i najczęściej silnie aktywne chemicznie.

Powyższe spostrzeżenia pozwalają na stwierdzenie faktu, który ma doniosłe znaczenie przy szukaniu przyczyn lokalizacji terenów o najbardziej rozwiniętych procesach krasowych; są to różnice w składzie jonowym między wodami autochtonicznymi i allochtonicznymi, w różnych częściach platformy. Mianowicie w peryferycznych częściach plat-

formy różnice te są minimalne, podczas gdy w centralnych są ogromne. Z powyższego wynika, że regionów z silnie rozwiniętym krasem należy szukać w dwóch obszarach: 1) w sąsiedztwie wód tranzytowych, w miejscach ich silnej infiltracji w przyległe obszary krasowe, 2) w obszarach objętych wodami autochtonicznymi, ale w miejscach, gdzie następuje zmiana wód z węglanowych na siarczanowe.

Wpływ wód tranzytowych na przyległe do nich obszary krasowe jest różnorodny. Może się ograniczyć do wąskiej strefy równoległej do rzeki, jak również może być infiltracją obejmującą duże obszary, odległe od doliny. W górnym odcinku Angary, objętym trzecią częścią zalewu brackiego, można wyróżnić dwie strefy wpływów. Pierwszą stanowi pas szerokości 1—5 km, który podlega bezpośrednim wahaniom poziomu Angary [50, 53, 70], a jest zasilany częściowo przez infiltrujące wody tej rzeki. Drugi, o szerszym zasięgu, związany jest z ucieczką wód Angary na linii Usolje Sibirskoje — Igzej (położony między Bałagańskiem a Ust-Udą). Obejmuje on duże obszary platformy Syberyjskiej, o czym świadczy położenie lustra tych wód (w odległości 1—2 km od Angary poziom ich opadał o 0,5—1,7 m poniżej rzeki). Zasilanie podziemnych horyzontów skał krasowych dolnego kambru zachodzi cyklicznie przez okres kilkunastoletni, wyłącznie w latach małowodnych (największy ubytek wód w 1937 r. wynosił 271 m³/sek.). Natomiast w latach wilgotnych ucieczki wód nie obserwuje się [6]. Na skutek zapełniania zbiornika brackiego nastąpiło zwiększenie infiltracji wód Angary, co spowoduje uaktywnienie starych, wyżej położonych obszarów krasowych, a generalnie zwiększy procesy rozpuszczania na jeszcze większym obszarze niż dotychczas.

Obszary z przejawami silnych procesów krasowych w obrębie wód autochtonicznych platformy są najczęściej zlokalizowane w środkowych i dolnych odcinkach dolin. Właśnie tutaj obserwuje się nagły wzrost zawartości soli i przejście wód do grupy siarczanowej. Ma ono miejsce szczególnie tam, gdzie wody wkraczają w obszary objęte podserią górnoangarską obfitującą w gipsy i anhydryty. Poza tym zaobserwowano występowanie obszarów silnie skrasowiałych w miejscach, gdzie duże ilości wód z terenów niekrasowych wkraczają w skały węglanowe (np. górny odcinek doliny Ungi).

Powyższe obserwacje pozwalają na postawienie następujących wniosków:

1. Większość obszarów z przejawami silnie rozwiniętych procesów krasowych grupuje się w części centralnej Platformy Syberyjskiej. Największa ich strefa rozciąga się między dolinami Noty na południu a Melchituj na północy oraz obejmuje strefę ujściową Osy. Ponadto strefy silnego skrasowienia towarzyszą dolinie Angary na całym odcinku i niektórych odcinkach doliny Białej.

2. Zwiększenie procesów krasowienia spowodowała silna infiltracja aktywnych chemicznie wód tranzytowych Angary i jej dużych dopływów biorących początek we Wschodnim Sajanie oraz zwiększona rozpuszczalność wód węglanowych na granicy z gipsami i anhydrytami.

3. Na skutek zapełnienia zbiornika brackiej hydroelektrowni nastąpi dalszy, wzmożony proces krasowienia tych obszarów.

KRAS W OBSZARACH GÓRSKICH

ZJAWISKA KRASOWE W CHAMAR-DABANIE

Góry Chamar-Daban, z najwyższym szczytem Chan-Ula 2370 m n. p. m., rozpościerają się na południowo-zachodnim brzegu Bajkału od doliny Murin (prawy dopływ Irkutu) po dolinę Selengi. Masyw ten opada stromym stokiem do Bajkału, nadając jego części północnej charakter wysokogórski (1500 m różnicy poziomów), podczas gdy części grzbietowe stanowią płaskie, kopulaste wzniesienia, pomiędzy którymi zachowały się obszerne fragmenty starych powierzchni zrównań.

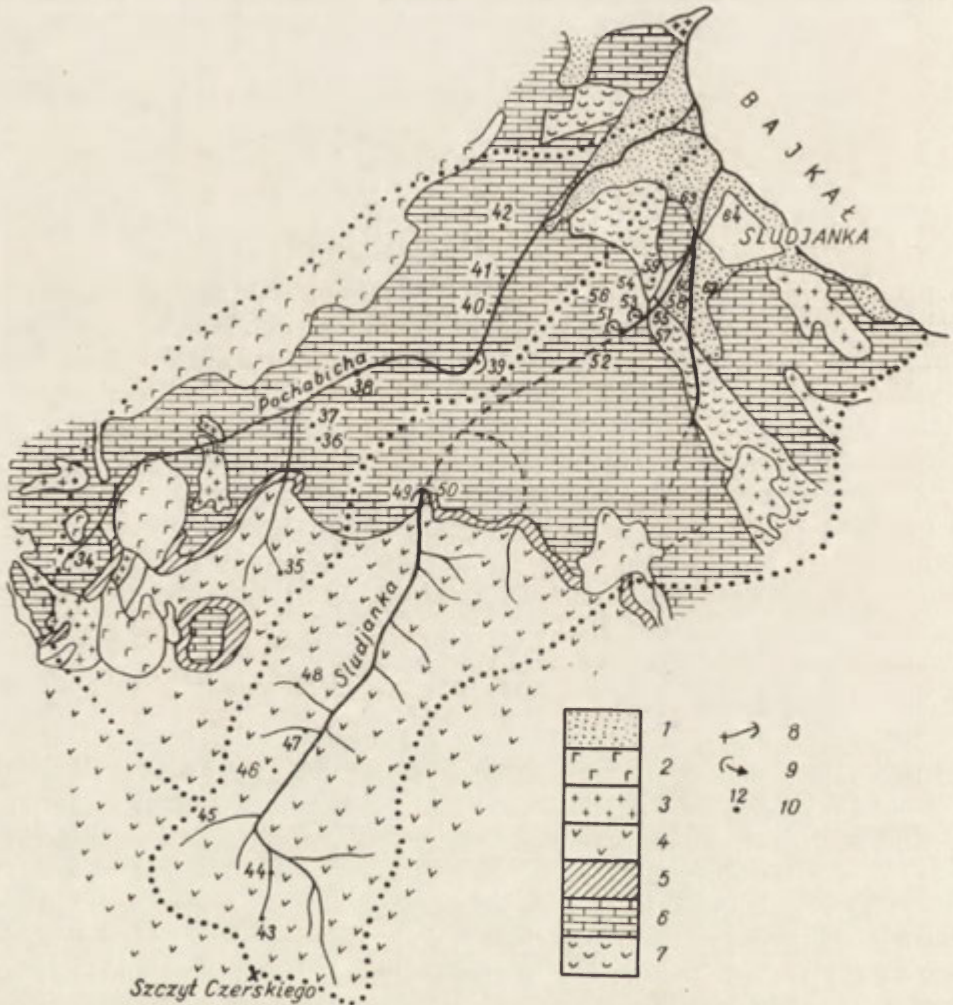
Chamar-Daban zbudowany jest ze skał prekambryjskich, w których dominują łupki krystaliczne, marmury oraz skały wylewne [31, 59]. Wyodrębnienie i sfałdowanie nastąpiło już w okresach prekambryjskich. Ruchy górotwórcze późniejsze, w tym alpejskie i holocenijskie, poprzecinały sztywny blok siecią spękań. Potężny uskok północny oddziela Chamar-Daban od zapadliska Bajkału.

Odwodnienie Chamar-Dabanu jest przeważnie skierowane bezpośrednio do Bajkału. Część południowa i południowo-zachodnia stoków odwadniana jest przez rzekę Temnik i górne dopływy Dżidy i Murin. Północne stoki o charakterystycznych największych opadach (w najwyższych partiach ponad 1000 mm na rok) pocięte są gęstą siecią głębokich dolin poprzecznych (długość sieci rzecznej ponad 1 km/km²), które przecinają poszczególne serie skalne, o różnym stopniu odporności. Stąd liczne zmiany w profilach poprzecznych tych dolin oraz niewyrównane dno z progami, spotęgowane silną neotektoniką. Jest to szczególnie widoczne w zachodnim Chamar-Dabanie, gdzie spotyka się największe wysokości względne.

Obserwacje nad krasem przeprowadzone w zachodnim Chamar-Dabanie w małych zlewniach rzek Sludjanka i Pochabichy (ryc. 20, fot. 3). Doliny te rozpościerają się na zachód od miejscowości Sludjanka poniżej najwyższego w tym rejonie szczytu Czekanowskiego² [17]. Są to niewielkie zlewnie o powierzchniach: Sludjanka — 74 km², Pochabicha —

² Bywa on również nazywany szczytem Czernskiego [55].

46 km². Charakteryzują się one dużym spadkiem ponad 50%. Dzięki dużym opadom (500—1300 mm na rok) spływ jednostkowy jest tutaj znaczny, wynosi 10—25 l/sek./km² [39, 54]. Typowe są na tym obszarze duże wahania przepływów w ciągu roku. Maksymalne — występują na wiosnę, często o stanach katastrofalnych, nawet ponad 700 m³/sek. (średnia

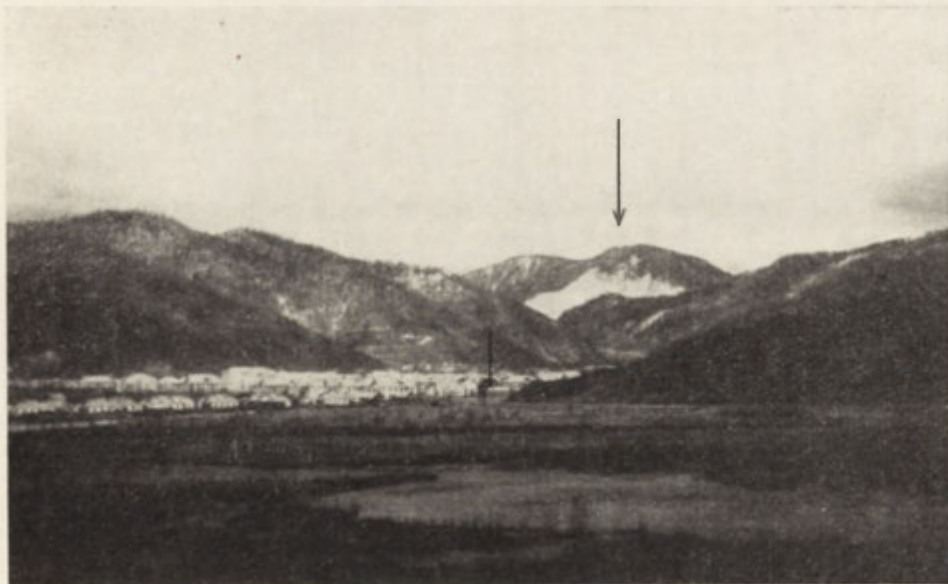


Ryc. 20. Doliny Sludjanki i Pochabicha w Chamar-Dabanie (geologia wg Czujkinój i Kuzniecovej)

1 — aluwia; 2 — bazalty; 3 — granity; seria bezimienna: 4 — gnejsy z cienkimi wkładkami marmurów i łupków; seria charogolska; 5 — gnejsy; seria sludjanska; 6 — marmury z cienkimi wkładkami gnejsów, łupków i kwarcytów; 7 — gnejsy i łupki; 8 — ponory; 9 — wywiezrzyska; 9 — analizy chemiczne wód wg tab. 2

Fig. 20. Slyudyanka and Pochabich valleys in Chamar-Daban (geology after Czujkinój and Kuzniecowa)

1 — aluvia; 2 — basalts; 3 — granites; un-named series; 4 — gneisses with thin marble and schist intercalations; Charogol series; 5 — gneisses; Slyudyanka series; 6 — marbles with thin gneiss, schist and quartzite intercalations; 7 — gneisses and schists; 8 — caves („ponores”); 9 — Vauclusian spring; 10 — chemical analyses of waters (see Table 2)



Fot. 3. Dolina Pochabicha w zachodnim Chamar-Dabanie
Strzałka wskazuje kamieniołomy marmuru „Pierewał”

Fot. M. Pulina

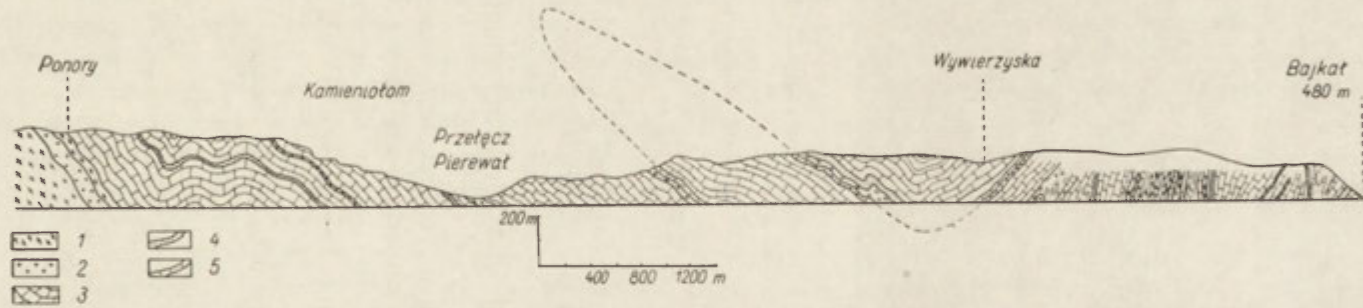
Photo 3. Pochabich valley in western Chamar-Daban (arrow indicates
„Pierewał” marble quarry)

Photo by M. Pulina

roczna $2,3 \text{ m}^3/\text{sek}$). Powodują one powstanie groźnych potoków błotnych, tzw. selji [61]. Selja powstała w czerwcu 1960 r. zniszczyła część osady Sludjanka.

Opisywane doliny leżą w strefie wieloletniej zmarzliny, która występuje na głębokości kilku metrów, osiągając miąższość do 80 m. Na wysokości 1000 m n.p.m. występują moreny czołowe zasięgu ostatniego zlodowacenia. Część źródłiskową dolin stanowią kary polodowcowe.

Skąły krasowe, które tu występują, to przede wszystkim marmury. Zajmują one dolną część zlewni na wysokości 500 do 1100 m n.p.m. Ich ogólna powierzchnia wynosi 59 km^2 . W Sludjance 31 km^2 , tj. 42% zlewni, w Pochabisze 28 km^2 , tj. 61% . Przebieg warstw wapiennych jest na ogół poprzeczny do dolin, tzn. NW-SE, upady strome ku NE (w górnej części doliny) i ku SW (w części dolnej). Przekrój przez tę serię pokazany jest na ryc. 21. Marmury wchodzą w skład serii sludjańskiej czy pierewalskiej i kultuskiej [44, 61], których miąższość osiąga 2700 m. Marmur sludjański jest silnie spękany [68]. Średnia objętość próżni skalnych wynosi $8\text{--}12\%$. Posiada różnorodne zabarwienie od szarego poprzez żółty, niebieski do mleczno-białego. Pod względem chemicznym jest bardzo czysty i zawiera ponad 90% CaCO_3 . Stąd jego duże zastosowanie w przemyśle (kamieniołomy Pierewał).



Ryc. 21. Schematyczny profil geologiczny lewego brzegu doliny Sludjanki wg Szafiejewa
 1 — gnejsy; 2 — granity; 3 — marmury kalcytowe i dolomitowe; 4 — kwarcyty; 5 — łupki krystaliczne

Fig. 21. Diagrammatical geological section across left bank of Slyudyanka valley (after Szafiejew)
 1 — gneisses; 2 — granites; 3 — calcitic and dolomitic marbles; 4 — quartzites; 5 — crystalline schists

HYDROGRAFIA KRASOWA I KAPTAŻ PODZIEMNY

Wody powierzchniowe spływające z górnych, krystalicznych partii dolin Sludjanki i Pochabichy na kontakcie z marmurami giną częściowo pod ziemią (tab. 3). Ubytek wód wynosi tu 30—50% przepływu rocznego. W dolinie Sludjanki strefy ponorowe występują w odległości 9 km od ujścia (ryc. 22). Są to ponory zakryte. Woda zanika stopniowo w grubym materiale koryta. Chłonność ponorów przekracza 1 m³/sek. W czasie niskich stanów (jesień — zima) cała woda ginie pod ziemią. Wypływa ona ponownie na powierzchnię w obszernym systemie wywierzysk położonych 4,5 km poniżej ponorów, w odległości 5 km od ujścia. Składają się na nią trzy grupy źródeł, z których najwyższa jest okresowo czynna tylko podczas najwyższych stanów wody. W zimie 1964 r. czynne były tylko dwie niższe grupy źródeł o wydajności kilkuset litrów każde.

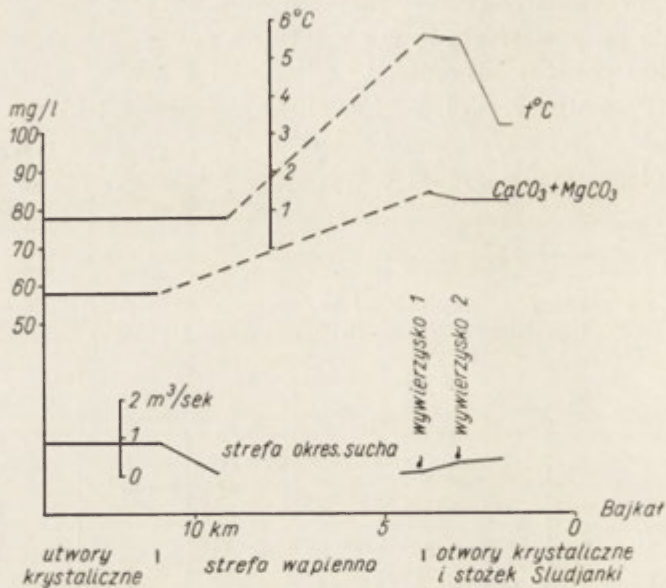
Tabela 3

Ubytek wód na granicy z wapieniami w rzekach zachodniego Chamar-Dabanu (przeliczone z danych Pisarskiego i autora)

Rzeka	Odcinek	Data pomiaru	Przepływ w m ³ /sek		Strata	
			powyżej ponorów	poniżej ponorów	m ³ /sek	%
Tałaja	środkowy	5 VII 61	0,408	0,373	0,033	8,1
Pochabicha	górnny	17 VII 61	0,4	0,0	0,4	100,0
Prawa Pochabicha	dolny	17 VII 61	0,5	0,0	0,5	100,0
Pochabicha Pierewał	środkowy	21 IX 58	1,590	0,767	0,823	51,7
Sludjanka Pierewał	środkowy	29 VII 60	1,10	0,88	0,22	20,0
„	„	12 IX 60	1,65	1,22	0,43	26,0
„	„	1 VI 60	0,92	0,00	0,92	100,0
„	„	20 XI 64	0,9	0,0	0,9	100,0
Ułuntuj	górnny	9 — 12 VIII 60	0,02	0,00	0,02	100,0

Na podstawie obserwacji wydajności i kierunku przepływów (m.in. przez zasolenie) stwierdzono, że część wód rzeki Sludjanki uchodzi do doliny Pochabichy [5, 54, 61]. Eksperyment ten wykazał ponadto, że droga do tej doliny jest krótsza (sól ukazała się w ciągu 2 dni) od tej, jaką woda musi odbyć do wywierzysk we własnej dolinie (3—4 doby). Ten

kaptaż podziemny wywołany jest m.in. obecnością otwartych szczelin o przebiegu NW-SE w strefie Pierewał (strefa przesunięć tektonicznych) i niższym (o 40 m) położeniem dna doliny Pochabicha. Istnieją przypuszczenia o dalszej ucieczce części wód do następnej doliny Tałaja (ryc. 20). Fakty te nie pozostają bez wpływu na roczne wahania wód w rzekach w punktach położonych poniżej wywierzyisk. Wyraża się on większym uregulowaniem przepływu, przede wszystkim w obszarach zasilanych przez wody podziemne.



Ryc. 22. Stosunki fizyko-chemiczne wód rzeki Sludjanki w dniu 20 XI 1964 r.

Fig. 22. Physico-chemical features of water of Sludjanka River (November 20, 1964)

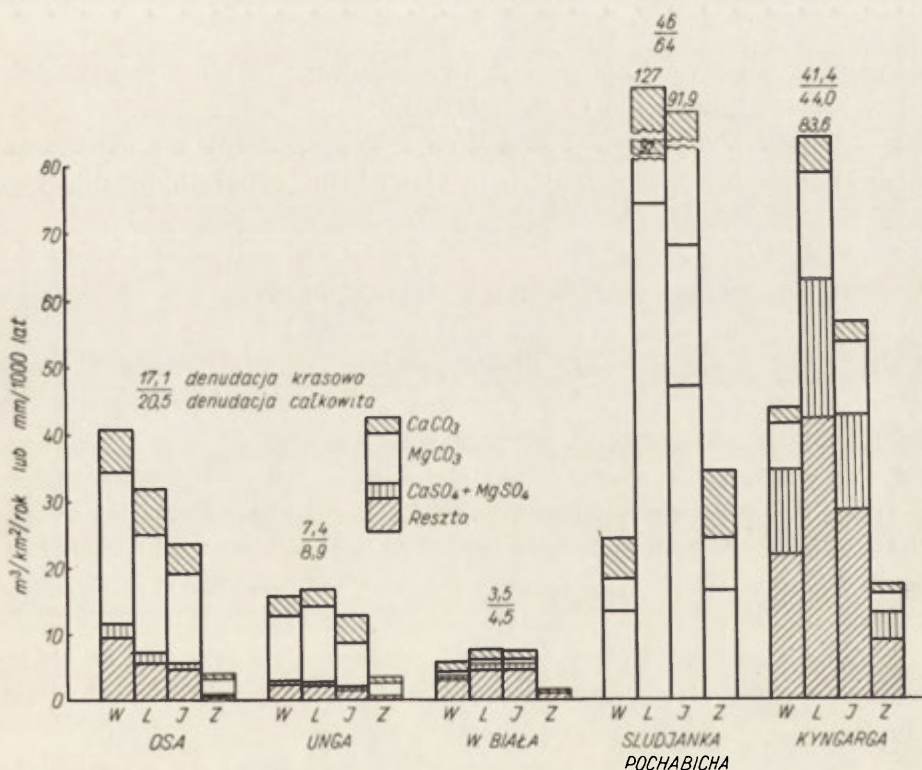
Temperatura wód krasowych charakteryzuje się wysokimi wartościami (4 do 6°C) oraz niską amplitudą roczną (tab. 1, ryc. 22). Różni się ona znacznie od termiki wód powierzchniowych bezpośrednio zależnej od wahań temperatury powietrza. W odróżnieniu od nich wody krasowe nie zamarzają.

Wody krasowe w badanych dolinach należą do grupy HCO₃⁻ — Ca⁺⁺ — Mg⁺⁺. Są one słabo zmineralizowane. Suma soli dochodzi tu do stukilkudziesięciu mg/l. Zawartości soli węglanowych stanowią do 90% całości (tab. 1). Wzrost zawartości soli między strefą ponorową a wywierzyiskową jest niewielki i wynosi około 30% (ryc. 22). Wody strefy krystalicznej, położonej ponad seriami marmurów różnią się składem chemicznym od wód krasowych. Charakteryzują się bardzo małą mine-

ralizacją (suma soli często tylko do 40 mg/l) oraz przewagą kationów $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ (grupa $\text{HCO}_3^- - \text{Na}^+ + \text{K}^+ - \text{Cl}^-$).

Potwierdzenie kaptażu podziemnego między badanymi zlewniami znajdujemy w wartościach denudacji chemicznej obliczonej z uwzględnieniem zlewni topograficznej. Obliczenia dla tych dwóch zlewni dają skrajnie różne wyniki, np. denudacja pełna wynosi dla jednej 26,1, dla drugiej odpowiednio 97, a krasowa 23,8 i 65 $\text{m}^3/\text{km}^2/\text{rok}$. Natomiast z charakterystyki przyrodniczej tych zlewni wynika, że znajdują się one w tej samej strefie klimatycznej oraz, że cechuje je podobna budowa geologiczna i zbliżony skład jonowy wody. A zatem odegrał tu rolę inny czynnik — ilość wody. Uzyskane wartości denudacji są kilkakrotnie większe w zlewni Pochabicha, stąd należy się spodziewać przechwytywania przez nią wód zlewni sąsiednich.

Aby uzyskać wartości denudacji chemicznej zbliżone do faktycznych, przeprowadzono obliczenia wspólnie dla dwóch zlewni. Wyniki są przedstawione na ryc. 23. Wartości denudacji w dolinach Sludjanki i Pochabichy są bardzo wysokie i wynoszą: denudacja chemiczna pełna 64, a krasowa 46 $\text{m}^3/\text{km}^2/\text{rok}$.



Ryc. 23. Chemiczna denudacja krasowana Wschodniej Syberii

Fig. 23. Chemical karst denudation of Eastern Siberia

Cyrkulacja wód w marmurach zachodniego Chamar-Dabanu zachodzi w dwóch strefach: poziomej i pionowej. W pierwszej następuje podziemne odprowadzenie wód allochtonicznych przez pas skał krasowych. Strefa ta jest położona na wysokości dna doliny i nachylona w kierunku wywierzyisk. Woda przepływa kanałami założonymi wzdłuż głównych kierunków spękań, między którymi przeważają międzywarstwowe. Kanałami są rozszerzone szczeliny, często ze śladami przepływu wody pod ciśnieniem, w formie rury. W drugiej strefie występuje woda w szczelinach położonych poniżej strefy poziomej. Sięga ona do głębokości 300 m poniżej dna doliny [55]. W chodnikach kopalnianych, położonych pod dnem doliny Sludjanki stwierdzono, że cyrkulacja odbywa się tutaj pod ciśnieniem w systemie rur, których średnica, w sporadycznych wypadkach, dochodzi nawet do 1 m.

Dotychczas nie odkryto jaskiń w zachodnim Chamar-Dabanie. Występują natomiast rozszerzone szczeliny oraz kilkumetrowe korytarze jako fragmenty starych jaskiń (np. nad wywierzyiskiem w dolinie Sludjanka). W kamieniołomie Pierewał spotyka się często szczeliny wypełnione kalcytem naciekowym oraz namuliska gliniaste koloru brązowego i zagadkową białą „mąkę dolomitową”. W kopalniach natrafia się na systemy rur z wodą pod ciśnieniem.

Powyższe obserwacje pozwalają zwrócić uwagę na kilka nowych faktów w krasie zachodniego Chamar-Dabanu:

1. Ubytek wód powierzchniowych na górnej granicy z marmurem i ponowne wypływy w dolnej — są zjawiskiem generalnym dla tego obszaru.

2. Woda krąży pod ziemią w dwóch strefach: pionowej i poziomej. Różnią się one między sobą nie tylko kierunkiem cyrkulacji, ale również szybkością (szybki spływ w pionowej), typem kanałów oraz właściwościami fizyko-chemicznymi wód. Strefa pozioma odwadnia duże obszary, często wchodzące w skład innych zlewni. Stąd charakterystyczne zjawisko kaptażu podziemnego.

3. Ze względu na obecność wieloletniej zmarzliny, przenikanie wód opadowych pod ziemię jest utrudnione. Zachodzi ono najczęściej w dnie doliny w strefach ponorowych, rzadziej na stokach czy grzbietach. Dlatego też strefa wód grawitacyjnych „vadose” jest tutaj słabo rozwinięta.

4. Wody krasowe są słabo zmineralizowane na skutek szybkiego przepływu przez strefę marmurów. Duża denudacja chemiczna wywołana jest znacznym spływem jednostkowym.

5. Formy krasu powierzchniowego i podziemnego są słabo rozwinięte. Na stokach odkrytych spotyka się mikroformy zbliżone do typu alpejskiego.

HYDROGRAFIA KRASOWA W DOLINIE KYNGARGI
(ALPY TUNKIŃSKIE)

Alpy Tunkińskie (Tunkińskie Bielki), położone w południowo-wschodniej krawędzi Wschodniego Sajanu, zamykają od północy obszerną Kotlinę Tunkińską. Dzięki dużym różnicom wysokości (najwyższy szczyt Tunkiński Golec — 3266 m n.p.m., a wysokości względne w stosunku do dna kotliny osiągają ponad 2 tys. metrów), góry te stanowią potężną granicę orograficzną i klimatyczną. Południowe ich stoki, silnie nachylone, są pocięte siecią podłużnych (konsekwentnych) dolin odprowadzających wody do kotliny. Doliny te są krótkie (kilkanaście kilometrów), głębokie, w dolnym odcinku V kształtne, w górnym o profilu U i niewyrównanym dnie. Liczne zwężenia i rozszerzenia w profilu poprzecznym wywołane są czynnikami strukturalnymi, bowiem doliny te przecinają skały o różnym stopniu odporności. Poniżej opisywana dolina Kyngargi jest jedną z takich dolin poprzecznych.

Dolina Kyngargi jest położona we wschodniej, niższej części Alp Tunkińskich, powyżej miejscowości uzdrowskiej Arszan (fot. 4). Długość jej w obrębie gór wynosi 15 km a powierzchnia zlewni topograficznej 42,5 km². Dwa odcinki składają się na nią: dolny — 8 km długości, wykształcony w formie głębokiego wciosu z licznymi progami i wodospadami w dnie, nie ma dopływów. Dolina przebiega prostopadle do bie-



Fot. 4. Alpy Tunkińskie w okolicach miejscowości Arszan. Strzałka wskazuje Dolinę Kyngargę

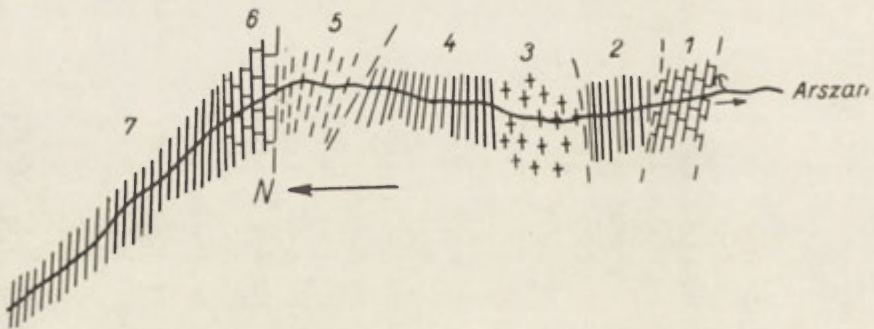
Fot. M. Pulina

Photo 4. Tunkin Alps near Arszan. Arrow indicates Kyngarga valley

Photo by M. Pulina

gu warstw i ma charakter konsekwentny. Odcinek górny (powyżej 1600 m n.p.m.) ustosunkowany poprzecznie do dolnego, stanowią dwie doliny subsekwentne z licznymi dopływami. Okoliczne szczyty wznoszą się na wysokości 2500 m n.p.m.. Źródła położone są między 1800 a 1900 m n.p.m. U podnóża doliny Kyngargi, na wysokości około 900 m występuje stożek napływowy wkraczający w dno Kotliny Tunkińskiej. Na stożku tym położona jest miejscowość Arszan.

Budowa geologiczna oraz zmiana sieci rzecznej w czwartorzędzie na skutek ruchów neotektonicznych i zlodowacenia zadecydowały o powstaniu dwu odrębnych odcinków w dolinie Kyngargi. Odcinek subsekwentny stanowi prawdopodobnie relikwium sieci rzecznej z neogenu, prze-modelowany w plejstocenie. Natomiast dolny, przełomowy, powstał później w wyniku silnych ruchów obniżających współczesne dno Kotliny Tunkińskiej. Dolina Kyngargi założona jest w wapieniach i łupkach krystalicznych (synklinorium ilczirskie z proterozoikum [31, 44, 59]). W górnym odcinku przeważają białe i szare wapienie, które w formie pasa 4 km szerokiego o przebiegu NW-SE decydują o subsekwentnym przebiegu doliny. Dolny 9-kilometrowy odcinek (ryc. 24) złożony jest z dwóch serii wapiennych, nr 1 i 6, przedzielonych łupkami krystalicznymi. Rozwinięta u podnóża Alp Tunkińskich miąższa seria szarych i czarnych wapieni zajmuje dolny odcinek doliny Kyngargi. Są to wapienie dolomityczne, w których stwierdzono 55,4% CaCO_3 44,9% MgCO_3 (tab. 2). Dolna i górna seria wapienna szeroko się rozprzestrzeniły. Stwierdzono je bowiem w sąsiednich dolinach, m.in. w Ułan-Gał i Cagan-Ugun [44].



Ryc. 24. Geologiczny szkic marszrutowy wzdłuż doliny Kyngargi wg Naletowa (odcinek 9 km powyżej miejscowości Arszan)

1 — brekcjowate dolomity, wapienie krystaliczne z grafitem; 2 — łupki biotytowo-wapienne; 3 — gnejsy; 4 — dolomity, konglomeraty a wśród nich młode granity; 5 — łupki kwarcytowo-chlorytowe; 6 — wapienie krystaliczne; 7 — łupki łyszczykowo-granatowe i kwarcytowe

Fig. 24. Geological map of route followed along the Kyngarga valley (after Naletow), a valley section 9 km upstream of Arszan

1 — brecciated dolomites, crystalline limestones with graphite; 2 — biotite-calcareous schists; 3 — gneisses; 4 — dolomites and conglomerates containing young granites; 5 — quartzite-chlorite schists; 6 — crystalline limestones; 7 — micaceo-garnetic and quartzitic schists

Alpy Tunkińskie oraz Kotlina Tunkińska są objęte wieloletnią zmarzliną. Mimo tego stwierdzono obecność dobrze rozwiniętej sieci wód krasowych niezamarzających w czasie zimy. Rozwój odwodnienia podziemnego został ułatwiony czynnikami, do których należy m.in. silne spękanie wapieni, ich korzystne zaleganie w stosunku do sieci odwodnienia powierzchniowego, agresywna działalność wód, większa ilość opadów w górach.

O dobrze rozwiniętej sieci szczelinowych wód krasowych w Dolinie Kyngargi świadczą systemy ponorów i wywierzysk o dużej wydajności. Dobrą ilustracją są tutaj wywierzyska położone u wylotu doliny (w dolnej, ciemnej serii wapiennej) na wysokości około 950 m n.p.m. (ryc. 25). Wywierzyska występują u podnóża lewego, stromego zbocza doliny. Biją one bądź bezpośrednio ze szczelin krasowych (wywierzyska dolne), bądź przez płaszcz osadów dna doliny. Wypływ występuje najczęściej pod ciśnieniem. Wydajność źródeł w grudniu 1964 r. wahała się od kilku do kilkudziesięciu l/sek. Największe z nich występują w dolnej części tego systemu. Ogólny odpływ z wywierzysk wynosił ponad 0,5 m³/sek. Temperatura tych wód była wysoka i wahała się od 5,2 do 6,1°C, a różniła się znacznie od temperatury wód rzeki Kyngargi (0°—1,4°C). Analizy chemiczne wykazały, że wody te należą do grupy HCO₃⁻ — Ca²⁺ — Mg²⁺, co jest związane ze składem chemicznym ługowanych skał węglanowych. Ogólna zawartość soli była niewielka, 120—150 mg/l, w tym na węglany przypadało: CaCO₃: 50—70, a MgCO₃: 30—40 mg/l (tabl. 1, nr 67—70). Godny podkreślenia jest fakt, iż nie stwierdzono większych różnic w składzie chemicznym między potokiem a wodami wywierzyskowymi. Potwierdza to przypuszczenie, iż większość wód potoku Kyngargi pochodzi z obszarów krasowych.

Porównanie faktycznego spływu z doliny Kyngargi (48 l/sek./km²) z danymi teoretycznymi obliczonymi z większego obszaru (12 l/sek./km²) wskazuje, że dopływają do niej wody ze zlewni sąsiednich. Są to wody krasowe, krążące pod ziemią zgodnie z przebiegiem wąskich stref wapiennych, przecinających poprzecznie dolne odcinki dolin południowych stoków Alp



Ryc. 25. Szkic systemu wywierzyskowego w dolinie Kyngargi w Alpach Tunkińskich

1 — wywierzyska; 2 — analizy chemiczne wód wg tab. 2

Fig. 25. Sketch map showing distribution of Vauclisian spring system in Kyngarga valley in the Tunkin Alps

1 — Vauclisian springs; 2 — chemical analyses of waters (see Table 2)

Tunkińskich. Ilość wód obcych w dolinie Kyngargi może wynosić nawet połowę całego odpływu. Fakty te nie zostały pominięte przy obliczeniach denudacji krasowej. Ze względu na to, że drenowana powierzchnia skał węglanowych jest tutaj blisko dwukrotnie większa od tej, jaka występuje w zlewni topograficznej doliny Kyngargi (29,8 km²), wzięto pod uwagę całą powierzchnię zlewni (42,5 km²). Uzyskano następujące wartości (w nawiasach podano denudację w przeliczeniu na powierzchnię skał węglanowych w zlewni topograficznej): denudacja pełna — 44 (63), krasowa — 41 (59 m³/km²/rok).

Powyższe obserwacje pozwalają wyciągnąć kilka następujących wniosków dotyczących zjawisk krasowych w Alpach Tunkińskich:

1. Mimo istnienia wieloletniej zmarzliny stwierdzono stale czynne strefy podziemnego odwodnienia krasowego. Kierunek przemieszczania się tych wód jest zgodny z głównym systemem szczelin (najczęściej subsekwentny) oraz położeniem bazy denudacyjnej (doliny najgłębsze). Stąd częste zjawisko kaptażu jednej doliny przez drugą.

2. O dużym zasięgu szczelinowych zbiorników podziemnych świadczą wysoka temperatura tych wód oraz dobrze-rozwinięte, o dużej wydajności systemy wywierzyzkowe.

3. Mimo niewielkiego zmineralizowania wód krasowych, denudacja chemiczna jest tutaj znaczna i wynosi około 30 m³/km²/rok. Jest ona spowodowana dużą ilością opadów, silną agresywnością wód oraz korzystnymi cechami litologicznymi, tektonicznymi i hydrograficznymi.

DENUDACJA CHEMICZNA WE WSCHODNIEJ SYBERII

UWAGI METODYCZNE

Ilościowe efekty denudacji chemicznej są zależne od wielu złożonych czynników, z których najważniejszymi są: ilość wody przepływającej przez badany obszar, jej chemiczna aktywność, czas krążenia oraz procesy rozpuszczania. A zatem badania nad denudacją chemiczną na Wschodniej Syberii objęły analizę każdego z tych czynników, które są odzwierciedleniem cech klimatycznych tego regionu z jednej a stosunków hydrologicznych, geologicznych i morfologicznych z drugiej strony.

Obliczenia ilościowe przeprowadzono w oparciu o zlewnie topograficzne. Określono dla nich przepływ w cyklu rocznym z uwzględnieniem filtracji oraz wahania w składzie jonowym wody. Znając powierzchnię badanej zlewni, odpływ czy spływ jednostkowy oraz stosunki węglowe rozpuszczonych soli można określić objętość wynoszonych soli. Dotychczasowe badania autora nad denudacją chemiczną [58] pozwalają przedstawić następującą metodę obliczeniową:

$$D = 12,6 \frac{T \times Q}{P}$$

$$\text{lub } D = 0,0126 T \times V$$

$$\text{gdzie: } V = \frac{Q}{P} 1000,$$

D — denudacja chemiczna w $\text{m}^3/\text{km}^2/\text{rok}$ lub $\text{mm}/1000$ lat,

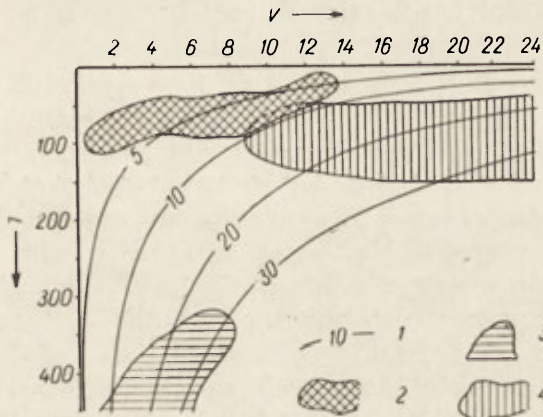
T — zawartość rozpuszczonych soli w mg/l ,

Q — odpływ w $\text{m}^3/\text{sek}.$

V — spływ jednostkowy w $\text{l}/\text{sek}./\text{km}^2$,

P — powierzchnia badanej zlewni w km^2 .

Wzór na denudację chemiczną można wyrazić również w formie graficznej; przedstawia go ryc. 26.



Ryc. 26. Chemiczna denudacja krasowa Wschodniej Syberii na diagramie skonstruowanym wg zależności $D = 0,0126 T V$

1 — izolinie denudacji chemicznej w $\text{m}^3/\text{km}^2/\text{rok}$ lub $\text{mm}/1000$ lat; kras platformy: 2 — węglanowy; 3 — siarczanowo-węglanowy; kras Wschodniego Sajanu i Chamar-Dabanu — węglanowy

Fig. 26. Chemical karst denudation in Eastern Siberia on chart plotted after relation $D = 0.0126 TV$

1 — isolines of chemical denudation, in cu. m/sq. km/year or in mm/1000 years; Platform karst: 2 — carbonate; 3 — sulphate-carbonate; karst of Eastern Sayan and Chamar-Daban — carbonate

Wyniki analiz chemicznych wód wyrażane są na ogół w postaci jonowej. Natomiast w powyższym wzorze wymagana jest zawartość wagowa rozpuszczonych soli. Dlatego też należało przeliczyć jony na sole, biorąc pod uwagę stosunki molowe najaktywniejszych jonów: Ca^{++} , Mg^{++} , HCO_3^- i SO_4^{--} zawartych w roztworze. Wyliczono cztery najważniejsze

sole: CaCO_3 , MgCO_3 , CaSO_4 i MgSO_4 , których obecność w roztworze jest odzwierciedleniem ilości rozpuszczonych skał węglanowych i siarczanowych. Poza jonami tych soli roztwór zawiera m. in. jony Na^+ , K^+ , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Cl^- . Otrzymano je z różnicy między suchą pozostałością a sumą jonów węglanowych i siarczanowych. Dane te posłużyły, przy zastosowaniu powyższego wzoru, do obliczenia wynoszenia przez wody pięciu najważniejszych grup soli.

Drugim elementem wchodzącym do wzoru na denudację jest określenie ilości wody przepływającej przez badany obszar. Dysponowano tu danymi przepływów w strefie ujściowej rzek odprowadzających wody z określonej zlewni bądź przepływami w innych charakterystycznych punktach. Ponadto korzystano z wartości średniego spływu określonego przez Afanasjewa [1, 2]. Bogaty materiał obserwacyjny pozwolił na wyliczenie nie tylko średniego rocznego odpływu, ale również średniego przepływu w czterech porach roku. Dane z okresu zimy posłużyły do określenia zasilania podziemnego.

Wartości powierzchni podstawione do wzoru dotyczą na ogół zlewni topograficznej. W przypadku dużych zlewni, a z takimi mamy najczęściej do czynienia na terytorium Wschodniej Syberii, różnice między zlewnią podziemną a topograficzną są niewielkie, mieszczą się w granicach błędu metody. Inaczej jest w przypadku małych zlewni, szczególnie tych, które w całości położone są w skałach rozpuszczalnych, albo niewielkich obszarów wytypowanych do badań szczegółowych. Tutaj uwzględniono zlewnie podziemne, np. w Chamar-Dabanie oraz we wschodniej części gór Sajańskich.

Przeliczenie stosunków wagowych na objętościowe nastąpiło przy uwzględnieniu ciężaru właściwego $2,5 \text{ g/cm}^3$ dla wszystkich grup soli. Wartość tę zastosowano z dwu względów. Po pierwsze liczba ta jest zbliżona do średniej dla dwu najważniejszych soli: węglanowych i siarczanowych, oraz uznając konieczność uzyskania danych porównywalnych z innymi metodami, w których stosuje się ciężar właściwy $2,5$ [13].

Denudacja określona powyższą metodą podaje wyniki w jednostkach objętościowych: $\text{m}^3/\text{km}^2/\text{rok}$, bądź jako miąższość hipotetycznej powierzchni usuniętej z powierzchni ziemi w $\text{mm}/1000$ lat. Te dwie wartości są sobie równoważne.

Zamiarem autora było określenie denudacji chemicznej z całego obszaru zlewni (denudacja ogólna) jak i denudacji wyłącznie w skałach rozpuszczalnych (denudacja krasowa). W pierwszym przypadku brano pod uwagę powierzchnię całej zlewni, odpływ przy ujściu głównej rzeki i określony skład jonowy jej wody. W drugim — powierzchnię skał rozpuszczalnych, odpływ z tego obszaru oraz skład jonowy wód krasowych. Ze względu na trudności z określeniem faktycznego odpływu z obszarów krasowych, spowodowane brakiem pomiarów specjalnych, zrezygnowano z teoretycznego wyliczenia denudacji krasowej dla wszyst-

kich zlewni, podając jedynie denudację ogólną. Natomiast wybrano kilka obszarów reprezentatywnych, na których badania takie wykonano, co pozwoliło określić możliwie najdokładniej denudację krasową na ich terenie.

Poza hydrograficzną metodą autora, która pozwala na określenie denudacji chemicznej, w celach porównawczych przeprowadzono obliczenia oparte o metodę klimatyczną Corbela [13], gdzie:

$$D = \frac{4ET}{100}$$

D — denudacja chemiczna w $\text{m}^3/\text{km}^2/\text{rok}$, lub $\text{mm}/1000$ lat,

E — opad roczny minus parowanie w dcm ,

T — zawartość soli w mg/l .

Wobec niewystarczającej znajomości stosunków klimatycznych na Syberii, metodę Corbela zastosowano jedynie w kilku najlepiej poznanych obszarach.

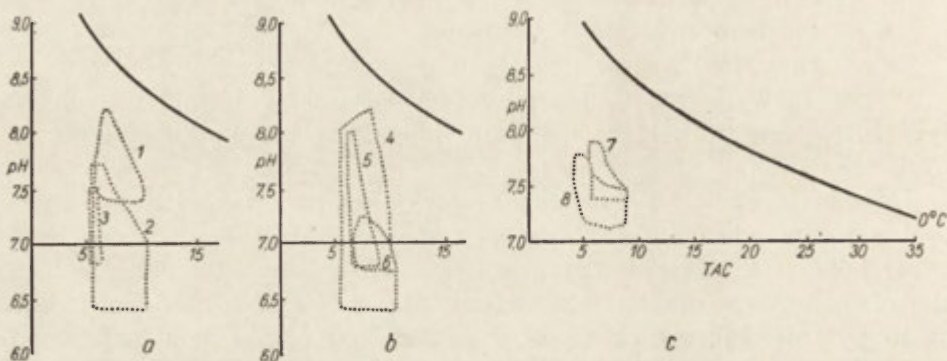
Denudacja chemiczna obliczona powyższymi metodami daje jedynie ogólne rozeznanie o ilości rozpuszczonych soli. Nie precyzuje ona natomiast jakie jest natężenie denudacji w poszczególnych częściach badanej zlewni. Autor zastosował dwie metody, aby choć częściowo odpowiedzieć na to pytanie. Pierwsza metoda polega na określeniu denudacji w poszczególnych częściach badanej zlewni, np. w zlewni Angary obliczono denudację dla kilkunastu mniejszych zlewni. Druga metoda jest oparta o badania aktywności chemicznej wody w możliwie największej ilości punktów.

Pod pojęciem aktywności chemicznej wody rozumie się zarówno pojemność roztworu, tzn. zdolność do rozpuszczania określonej ilości soli, jak również szybkość przebiegu reakcji.

Teoretyczną pojemność roztworu dla węglanów można określić znając aktualny skład jonowy, zawartość wolnego CO_2 oraz temperaturę roztworu. Polega ono na wyznaczeniu granicy nasycenia z tabel uzyskanych na drodze eksperymentalnej. Najbardziej rozpowszechnione są tutaj dane przedstawione przez Tillmansa [72]. Granicę nasycenia można określić szybciej biorąc pod uwagę zamiast CO_2 stężenie jonów wodorowych (pH). Metodę tą zaproponował Trombe [72]. Jego wykres przedstawiony jest na ryc. 17 i 27.

Wzrost zawartości jonów węglanowych w roztworze zachodzi kosztem wolnego CO_2 . Pociąga to za sobą zmniejszenie stężenia jonów wodorowych, co daje zwiększenie cyfrowej zawartości pH. Uwzględniono tu znany fakt, że w wodach naturalnych zawartość CO_2 jest na ogół większa od atmosferycznego [3]. A zatem pojemność roztworu określona z uwzględnieniem stałego CO_2 jest w warunkach naturalnych daleka od rzeczywistości. Jest tu możliwa druga metoda postępowania, proponowana przez autora. Metoda ta, jak dotąd wyrażona w formie gra-

ficznej, oparta jest o wykres Trombe'a. Obliczenia granicy nasycenia roztworu przy znanym pH określonym w świeżo pobranej próbie i zawartości węglanów dokonuje się wzdłuż linii przebiegających prostopadle do krzywej nasycenia. W ten sposób wyrażona pojemność jest bliższa rzeczywistości, bowiem uwzględnia wzajemną zależność stężenia jonów węglanowych i zawartość wolnego CO₂ w procesie rozpuszczania. Wynik podany jest w dwóch cyfrach, z których jedna przedstawia maksymalną zdolność rozpuszczania soli w mg/l, a druga wartość pH, przy jakiej nastąpi nasycenie roztworu (tab. 1). Porównanie obydwu metod pozwala na wyciągnięcie następującego wniosku:



Ryc. 27. Aktywność chemiczna wód tranzytowych w cyklu rocznym we Wschodniej Syberii sporządzona na wykresie Trombe'a

A — rzeki: 1 — Irkut; 2 — Uszakowka; 3 — Angara (Bałagańsk); B — rzeki: 4 — Gołoustnaja; 5 — Selenga, 6 — Kyngarga; C — rzeki: 7 — Kitoj; 8 — Biełaja

Fig. 27. Chemical activity of transitory waters in Eastern Siberia, compiled for annual cycle after Trombe's chart

A — rivers: 1 — Irkut; 2 — Uszakowka; 3 — Angara (Balagansk); B — rivers; 4 — Goloustnaja; 5 — Selenga; 6 — Kyngarga; C — rivers: 7 — Kitoj; 8 — Bielaja

Najmniejsze różnice stwierdzono wtedy gdy roztwór jest bliski nasycenia i posiada niewielką zawartość wolnego CO₂. Dlatego też ta metoda ma największe zastosowanie przy małych stężeniach jonów wodorowych i dużej zawartości wolnego CO₂.

W metodzie tej na określenie stężenia jonów węglanowych przyjęto amerykańską jednostkę twardości TAC. Jednostka TAC równa się 10 mg/l CaCO₃. Zastosowano ją ze względu na wygodny w obliczeniach system dziesiętny oraz w celach porównawczych, bowiem przyjęła się ona w większości prac traktujących o chemicznej aktywności wody. Przeliczenia dokonano pomijając stosunki molowe, sumując jedynie CaCO₃ i MgCO₃ wyrażone wagowo. Zmniejszyło to pracochłonność obliczeń. Błąd tą drogą popełniony jest niewielki i mieści się w granicach dokładności metody.

Określenie drugiego elementu: szybkości reakcji, napotyka na duże trudności z powodu niewystarczającego poznania tego procesu w warunkach naturalnych. Ł a p t i e w [41] jest zdania, iż szybkość tego procesu jest wprost proporcjonalna do kwadratu zawartości agresywnego CO₂. Inni natomiast uważają [65], iż twierdzenie to jest słuszne wyłącznie dla systemów zamkniętych. Wskutek tych trudności zaniechano teoretycznego obliczenia szybkości rozpuszczania. Pomiarów eksperymentalnych w terenie nie prowadzono. Na szybkość procesu rozpuszczania ma wpływ stopień nasycenia roztworu, który jest do niego odwrotnie proporcjonalny.

Następnym czynnikiem, który decyduje o rozmiarach denudacji jest podatność skał na procesy rozpuszczania. W analizie tego problemu uwzględniono dwa aspekty: 1) skład chemiczny ługowanych skał i stopień spękania oraz 2) podatność na rozpuszczanie określoną drogą eksperymentalną. Analizy chemiczne skał zaczerpnięte z materiałów różnych autorów i prób własnych. Wyniki przedstawiono w formie wagowej (tab. 2). Z wynikami badań eksperymentalnych autor zapoznał się dzięki uprzejmości pracowników Uniwersytetu Irkuckiego. Były one częściowo publikowane [73]. Eksperyment był wykonany w specjalnie skonstruowanym aparacie, w którym badane próby (płytki 1×1×2 cm skał węglanowych o różnym składzie chemicznym, stopniu spękania i rodzaju powierzchni) były poddawane przepływającemu strumieniowi wody o określonym składzie jonowym i gazowym. Podobne płytki zostały umieszczone w wodzie Angary w okolicach Irkucka. Wyniki tych eksperymentów (tab. 4) pozwalają na przeprowadzenie porównania z wielkością denudacji określoną przez autora.

Tabela 4

Szybkość rozpuszczania skał węglanowych w wodzie Angary *
określona eksperymentalnie (z materiałów Własowa i in.)

Nr próby z tab. 3	Dolomity								Wapienie				Min. Denuda- cja wg Puliny	Max. krasowa mm/1000 l
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12		
Szybkość roz- puszczania powierzchni próbki w mm/1000 lat	8	13,2	37,9	90,7	101	71	28	32	305	30	240	591	0,4	127,0

* Woda Angary zawierała: wolnego CO₂ — 5,7 mg/l, CaCO₃ — około 50 mg/l.

Denudację chemiczną określono dla trzech charakterystycznych punktów zlewni Angary: Brack (poniżej ujścia Oki), Bałagańsk i Irkuck (poniżej ujścia Irkutu). Ponadto obliczono ją dla 22 mniejszych zlewni dorzecza Angary i jeziora Bajkał. Przy obliczeniach odpływu z tych zlewni korzystano z różnorodnego materiału. Na ogół były to wyniki obserwacji kilkunastoletnich, sporadycznie kilkuletnie. Materiały te są publikowane w rocznikach hydrologicznych [32, 43] bądź w pracach specjalnych [1, 2, 4, 5, 6, 7, 8, 10, 12, 38, 39, 45, 46, 55, 61, 76]. Dane te posłużyły do wyliczenia przepływów wieloletnich średnich rocznych i dla czterech pór roku. Tam, gdzie nie dysponowano pełnymi danymi, posłużono się procentowym rozkładem odpływów sezonowych podanymi przez Astrachancewa [4].

Analizy chemiczne wód pochodzą z następujących źródeł. Pomiarów wieloletnie na głównych rzekach Wschodniej Syberii prowadziła służba hydrometeorologiczna oraz badacze indywidualni. Zostały one zebrane przez Baczkariewa [8, 9, 10] i Wotincewa [76]. Średni roczny skład jonowy wody obliczono ze średnich miesięcznych. Dane te autor przeliczył na średnie dla czterech pór roku. Posłużyły one do obliczania denudacji w 19 zlewniach. Drugim źródłem były publikowane prace specjalne, w których podano wyniki analiz chemicznych wód [38, 45, 52, 55, 75]. Trzecim źródłem są materiały autora.

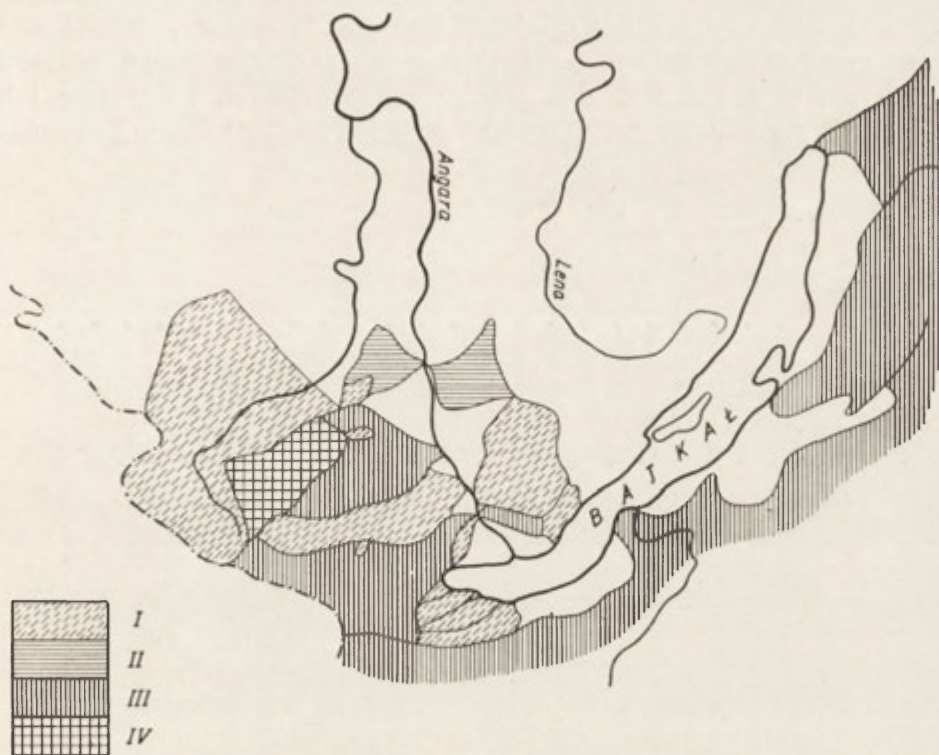
DENUDACJA CHEMICZNA OGÓLNA WE WSCHODNIEJ SYBERII

Denudacja ta odnosi się do wszystkich rozpuszczonych soli wylugowanych zarówno ze skał krasowych, jak i niekrasowych. Problemem tym we Wschodniej Syberii zajmowało się dwu badaczy: Baczkariewa [8] i Wotincewa [76]. Na marginesie swoich opracowań hydrochemicznych określili oni ogólną ilość wynoszonych jonów z poszczególnych zlewni, podając ich procentowy rozkład. Autorom tym zawdzięczamy wielki trud zebrania kilku tysięcy (w tym wiele własnych) analiz wody oraz obliczenia niektórych przepływów.

Skład jonowy wód jest odzwierciedleniem typów skał podłoża, przez które te wody przepływają oraz ich składu chemicznego. W badanym obszarze wyróżniono cztery typy wód. Przy klasyfikacji wzięto pod uwagę ilościową zawartość trzech grup soli: węglanowych, siarczanowych i reszty. Rozprzestrzenienie poszczególnych typów wód przedstawione jest na ryc. 28. Przeważają wody węglanowe. Tutaj jest reprezentowany zarówno typ I (węglany-siarczany-reszta), jak również typ III (węglany-reszta-siarczany). Większe rozprzestrzenienie ma typ III, który zajmuje wielkie przestrzenie na południowym-wschodzie, gdzie przeważają skały krystaliczne. Na Platformie Syberyjskiej typ wód zmienia się

na II (siarczany-węglany-reszta) w związku z przewagą skał siarczanych i węglanowych. Typ IV (reszta-węglany-siarczany) występuje rzadko, stwierdzono go jedynie w górnej części zlewni Wielka Biała.

Wagowa zawartość poszczególnych jonów w wodach krasowych Wschodniej Syberii zmienia się w bardzo szerokich granicach (pominięto tu wody mineralne). W obszarach źródliskowych większych rzek i dopływach Bajkału występują wartości najmniejsze (suma jonów 30—200, CaCO_3 10—100 mg/l). Natomiast na Platformie Syberyjskiej mineralizacja dochodzi do kilku g/l, CaCO_3 do 250 mg, a CaSO_4 ponad 1,2 g/l (tab. 1).



Ryc. 28. Chemiczna klasyfikacja wód Wschodniej Syberii

I — węglany-siarczany-reszta; II — siarczany-węglany-reszta; III — węglany-reszta-siarczany;
IV — reszta-węglany-siarczany

Fig. 28. Chemical classification of waters of Eastern Siberia

I — carbonates — sulphates — remaining salts; II — sulphates — carbonates — remaining salts;
III — carbonates — remaining salts — sulphates

Wielkość denudacji ogólnej dla zlewni Angary powyżej Bracka wynosi $4,1 \text{ m}^3/\text{km}^2/\text{rok}$ lub $\text{mm}/1000 \text{ lat}$. Natomiast dla jeziora Bajkał i jego dopływów obliczony przy wypływie Angary powyżej Irkucka wynosi $2,6 \text{ m}^3$. Jest to wartość średnia roczna wieloletnia, przeliczona na olbrzymią zlewnię liczącą ponad 757 tys. km^2 . W obrębie tego basenu

stwierdzone zróżnicowanie pokazuje ryc. 29. Obszary o najmniejszej denudacji zgrupowane są nad Bajkałem (wyjątek stanowi część północno-wschodnia i zachodni Chamar-Daban) oraz w małowodnej strefie dorzecza Selengi. Średnia roczna waha się tutaj od 2,1 do 6,6 m³. Na północ i zachód od tej strefy rozciągają się obszary najsilniej denudowane. Można tu wyróżnić dwie prowincje z maksymalną denudacją — strefa wododziałowa Angary i Leny ponad 20 m³ oraz wschodni Sajan z zachodnim Chamar-Dabanem 10,2—14,7 m³.

Wielkość denudacji w ciągu roku ulega znacznym wahaniom. Najmniejszą stwierdza się w ciągu zimy. Jest ona 2—6 razy mniejsza od średniej rocznej. Decyduje tutaj niski przepływ zimowy, chociaż stężenie soli jest wtedy największe. Natomiast maksymalne jej wartości występują w czasie wysokich stanów przypadających na wiosnę lub w lecie. Wynoszonych jest wówczas 1,5—2 razy więcej soli w porówna-

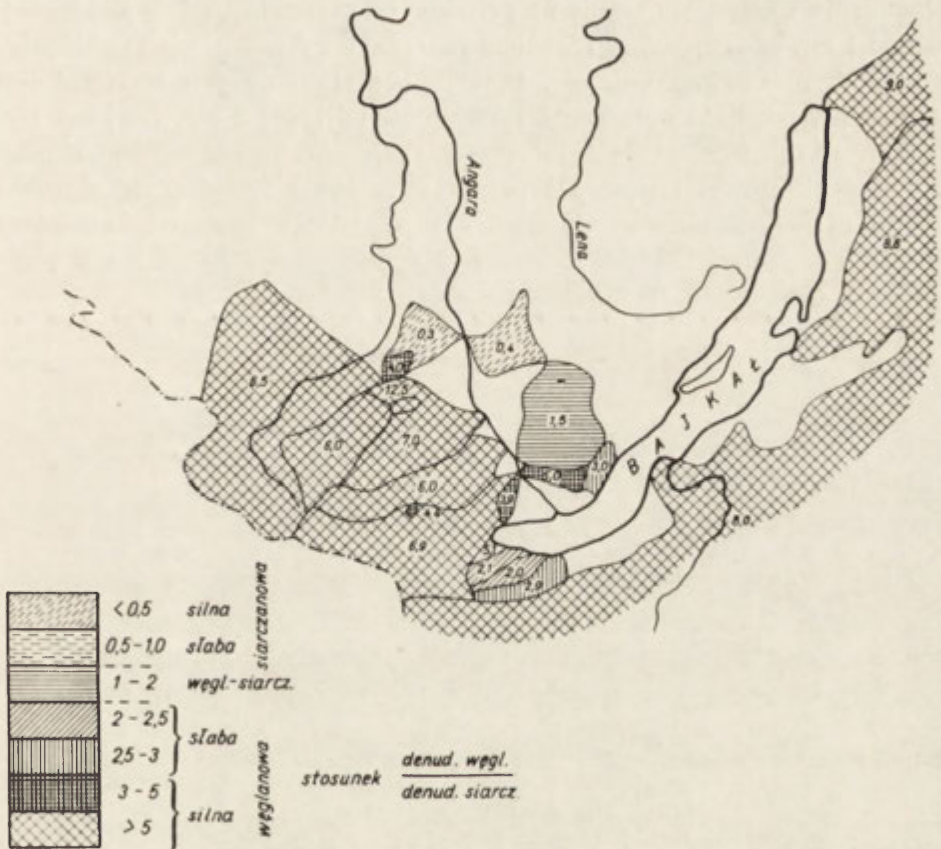


Ryc. 29. Pełna denudacja chemiczna (średnia roczna) Wschodniej Syberii bez uwzględnienia soli atmosferycznych w m³/km²/rok lub mm/1000 lat

Fig. 29. Full chemical denudation (mean annual value) in Eastern Siberia, disregarding atmospheric salts, in cu. m/sq. km/year, or in mm/1000 years

niu ze średnią roczną³, mimo iż w tym czasie wody są najslabiej zmineralizowane.

Obraz denudacji chemicznej na terenach Wschodniej Syberii nie byłby pełny bez analizy najważniejszych soli: węglanowych i siarczanowych. Zostało to przedstawione na ryc. 30, gdzie wydzielono 7 typów denudacji. Denudacja siarczanowa dominuje na Platformie Syberyjskiej, jest dwukrotnie większa od węglanowej. Natomiast w południowym i wschodnim obrzeżeniu platformy panuje denudacja węglanowa, 5-krotnie większa od siarczanowej. Strefę przejściową dobrze ilustruje dorzecze Kudy.

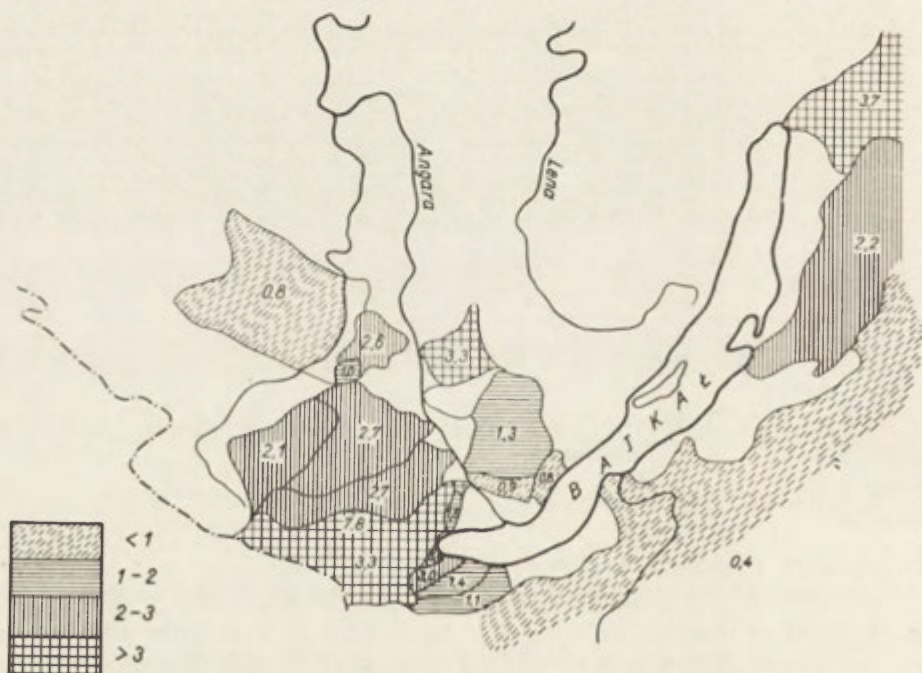


Ryc. 30. Typy denudacji chemicznej Wschodniej Syberii (przeliczone ze średniej rocznej) wg stosunku denudacji węglanowej do siarczanowej

Fig. 30. Types of chemical denudation in Eastern Siberia (calculated from annual mean) according to ratio of carbonate to sulphate denudation

³ Kierując się koniecznością uzyskania danych porównawczych wartości denudacji chemicznej, zarówno rocznej, jak i sezonowej, podawane są w przeliczeniu na rok.

Obraz najbliższy faktycznej denudacji krasowej uzyskamy analizując efekty denudacji wywołane wodami podziemnymi. We Wschodniej Syberii stwierdzono, że przepływ zimowy w ciekach jest niemal wyłącznie pochodzenia podziemnego [4]. Fakt ten pozwolił przeprowadzić charakterystykę wód podziemnych w oparciu o przepływy zimowe. Na ryc. 31 przedstawiono wartość denudacji węglanowej i siarczanowej wywołanej przez wody podziemne. Średnie wartości dla zlewni Angary są następujące: węglanowa 2,0, węglanowo-siarczanowa 2,4 m³. Zróżnicowanie jej w obrębie zlewni jest znaczne (węglanowa 0,4—12,7, węglanowo-siarczanowa 0,4—15,6), a jej rozkład przypomina denudację ogólną. Denudacja węglanowa rośnie na południe od platformy, gdzie jest mniejsza od 1 m³, osiągając dwa maksima powyżej 5 m³ w Alpach Tunkińskich i zachodnim Chamar-Dabanie. Drugim obszarem dużych wartości jest północno-wschodnie obrzeżenie Bajkału — powyżej 3 m³. Rozkład wynoszonych soli węglanowych i siarczanowych jako bezpośredniego skutku procesów krasowych (ryc. 31) przedstawia obraz zbliżony do wartości pełnej denudacji chemicznej (ryc. 29). Wyjątkiem jest tu dodatkowy obszar o znacznej denudacji pełnej, obejmujący środkową część platformy z maksimum na wododziale Angary i Leny.



Ryc. 31. Denudacja węglanowa i siarczanowa w zimie we Wschodniej Syberii w m³/km²/rok lub mm/1000 lat (bez uwzględnienia soli atmosferycznych)

Fig. 31. Carbonate and sulphate denudation in winter in Eastern Siberia, in cu. m/sq. km/year, or in mm/1000 years (disregarding atmospheric salts)

Materiały przedstawione powyżej pozwalają na wyprowadzenie następujących wniosków:

1. W zlewni Angary i Bajkału występują wody o przewodze jonów węglanowych i siarczanowych. Stopień zmineralizowania tych wód jest mały w obszarach krystalicznych, znaczny na platformie.

2. Wartość denudacji waha się w granicach 2—20 m³ osiągając maksima w trzech obszarach: Wschodni Sajan, Platforma Syberyjska w strefie wododziałowej Angary i Leny oraz w północno-wschodnim obrzeżeniu Bajkału.

3. Największe wynoszenie rozpuszczonych soli przypada na wiosnę lub lato podczas maksymalnych stanów wody. W ciągu krótkiego okresu 2—3 miesięcy usuwanych jest ponad 50% soli wartości rocznej. Natomiast minimalną denudację stwierdzono w zimie, mimo iż jest ona najdłuższą porą roku — trwa bowiem 5 miesięcy. Wynosi ona wówczas 20% wartości rocznej. Taki rozkład denudacji jest wywołany masą spływających wód, pomimo że w okresach maksymalnego spływu wody są najślabej zmineralizowane.

4. Denudacja węglanowa i siarczanowa określona dla wód podziemnych jest najbliższa denudacji krasowej. Jej rozkład w zlewni Angary pozwala stwierdzić, że o jej zróżnicowaniu decydują przede wszystkim dwa czynniki: 1) stosunki klimatyczne — wielkość opadów, w tym ilość opadów śnieżnych, parowanie i temperatura oraz 2) podatność skał na procesy rozpuszczania przy określaniu m. in. ich składu chemicznego i gęstości spękań. We wschodnim Sajanie i w zlewni Górnej Angary przeważa czynnik pierwszy, natomiast na Platformie Syberyjskiej przewagę ma czynnik drugi.

CHEMICZNA DENUDACJA KRASOWA

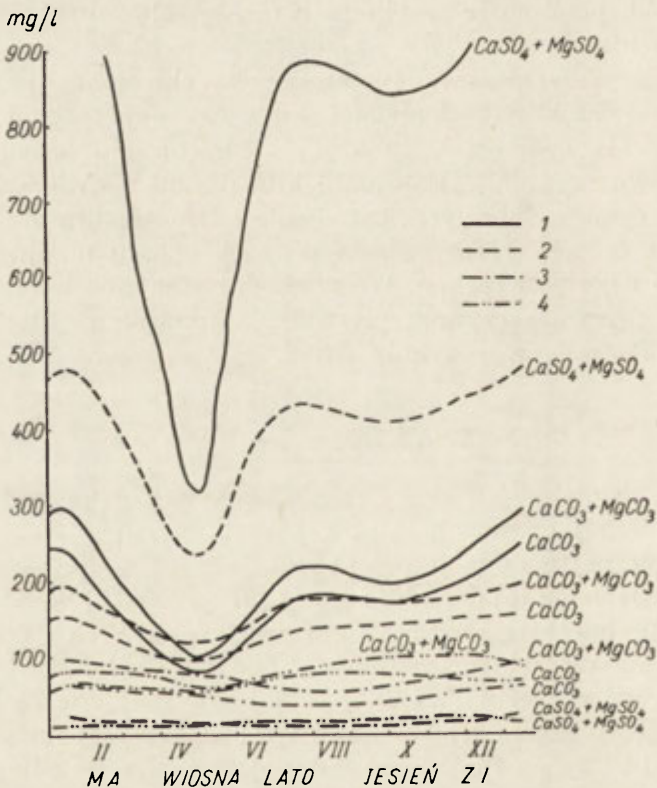
Ługująca działalność wód wyłącznie w skałach rozpuszczalnych nosi nazwę chemicznej denudacji krasowej. Jest ona mniejsza, a najwyżej równa chemicznej denudacji ogólnej.

W celu określenia tej denudacji autor przeprowadził badania szczegółowe w kilku charakterystycznych obszarach krasowych i zebrał możliwie kompletne wyniki prowadzonych tam badań hydro-chemicznych. Obszarami tymi są: dolina Wielkiej Białej a w niej Wielka Iret: strefa graniczna między północnymi stokami Wschodniego Sajanu a platformą, zlewnie Ungi i Osy na Platformie Syberyjskiej, zlewnie Sludjanki i Pochabicha w Chamar-Dabanie i dolina Kyngargi: Alpy Tunkińskie.

O wielkości denudacji krasowej decydują dwa czynniki: ilość wody przepływającej przez badany obszar oraz skład jonowy tych wód. Badane zlewnie leżą w różnych strefach klimatycznych. Najmniejsze opady przypadają na Ungę: 300—350 mm na rok, spływ poniżej 2,5 l/sek./km² i na Osę: 350—500 mm na rok oraz spływ 2,5—10 l/sek./km². Największe

opady w Chamar-Dabanie: 1000 mm na rok a spływ powyżej 25 l/sek./km² i w Alpach Tunkińskich: 700 mm na rok, spływ 15 l/sek./km². W dolinie Wielkiej Białej stwierdzono wartości pośrednie: opady 400—600 mm na rok, spływ 2,5—10 l/sek./km².

Skład chemiczny wód przepływających przez badane obszary każe zaliczyć je do trzech grup. W dolinach rzek Unga i Osa typ $\text{SO}_4^{2-} - \text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{2+}$ a w pozostałych dolinach: Iret, Sludjanka, Kyngarga, $\text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{2+} - \text{Mg}^{2+}$ bądź typ $\text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{2+} - \text{Na}^+ + \text{K}^+$ dla dolin Biała i Pochabicha. Wagowa zawartość poszczególnych grup jonów waha się w znacznych granicach. Największą ilość rozpuszczonych soli zawierają wody typu $\text{SO}_4^{2-} - \text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{2+}$. Ogólna ilość soli wynosi tutaj od 0,250 do 2,153 g/l, w tym zawartość siarczanów 0,229—1,478 a węglanów 0,118—0,298 g/l. Natomiast w dwóch pozostałych typach zawartości są kilkunastokrotnie niższe. Ogólna zawartość soli wynosi 0,056—0,203, przy czym na węglany przypada 0,040—0,128, na siarczany 0,005—0,023 g/l.



Ryc. 32. Roczne wahania stężenia soli w wodach krasowych Wschodniej Syberii w rzekach: — 1 Unga; 2 — Osa; 3 — Sludjanka; 4 — Kyngarga

Fig. 32. Annual oscillations of salt concentration in karst waters of Eastern Siberia, in rivers: 1 — Unga; 2 — Osa; 3 — Slyudyanka; 4 — Kyngarga

Zmiany stężenia soli w ciągu roku przedstawia ryc. 32. Wynika z niej, że największe wahania przypadają na obszarze platformy (amplituda ponad kilkaset mg/l) a najmniejsze w górach (kilkadziesiąt mg/l). Dalsze różnice między tymi obszarami widoczne są w przebiegu krzywych. Na platformie występują dwa minima i dwa maksima. Najgłębsze minimum przypada na wiosnę, drugie w jesieni. Najwyższe maksimum jest w zimie a drugie w jesieni. Natomiast w górach obraz ten jest bardziej skomplikowany i zależny od indywidualnych cech zlewni. Można tu wyróżnić jedno minimum — w lecie lub jesieni i maksimum w zimie albo w jesieni.

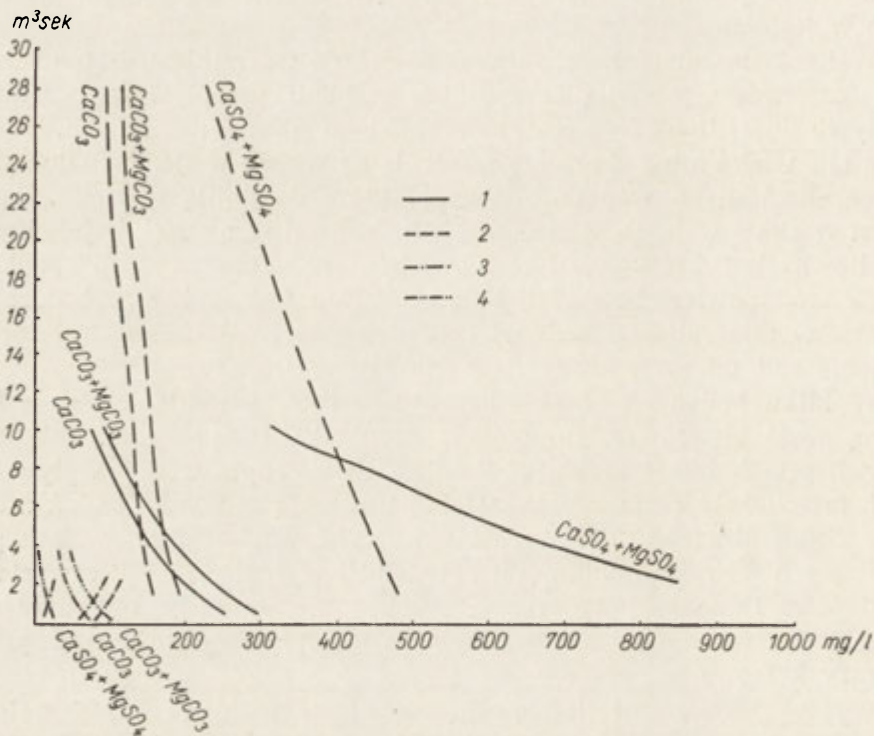
Wahania zawartości soli zależne są przede wszystkim od stanu wód. Na platformie występują bardzo duże wahania przepływów na skutek dopływu dużej ilości wód roztopowych, słabo zmineralizowanych. Powodują one wielokrotne obniżenie zasolenia na wiosnę w stosunku do silnie zmineralizowanych wód podziemnych, które dominują w zimie. Natomiast w zimie wahania wód pomiędzy sezonami są niewielkie (nie licząc gwałtownych i krótkotrwałych powodzi). Na skutek dużych spadków spływ wód powierzchniowych i podziemnych jest szybki, wobec czego różnice w mineralizacji tych wód są niewielkie. Zagadnienie zależności stężenia soli od masy wody ilustruje ryc. 33.

W kilku badanych obszarach skały krasowe zajmują środkową lub dolną część zlewni (m. in. doliny: Sludjanka i Kyngarga). Fakt ten ułatwił prześledzenie zmian w składzie chemicznym wód przepływających przez skały rozpuszczalne. Dobrą ilustracją są wyniki badań w dolinie Sludjanki (ryc. 22). Wzrost zawartości węglanów w wodach pochodzących z krystalinikum jest niewielki i wynosił $\frac{1}{3}$ całej zawartości węglanów. Dane te potwierdzają przekonanie, że słabe rozpuszczanie w górach jest spowodowane szybkim przepływem tych wód przez obszary krasowe.

Wyniki badań nad ilościowym określeniem chemicznej denudacji krasowej, pozwalają na terenie Wschodniej Syberii wyróżnić trzy strefy o różnej degradacji: 1) obszary krasowe Platformy Syberyjskiej zbudowane ze skał węglanowych, 2) obszary tej Platformy zbudowane ze skał siarczanowych i węglanowych, 3) obszary krasowe w górach pokryte skałami węglanowymi. Pierwszy obszar reprezentuje część doliny Wielkiej Białej, leżącej na platformie. Charakteryzuje się on najmniejszą degradacją (ryc. 23). Denudacja krasowa pełna wynosi tutaj 4,5 m³ a węglanowo-siarczanowa 3,5 m³. W drugim obszarze, do którego należą doliny Unga i Osa, degradacja jest 2—4 razy większa niż w pierwszym (pełna 8,9—20,5 a siarczanowa i węglanowa 7,4—17,1). Przy określaniu denudacji węglanowej różnice między tymi obszarami są o wiele mniejsze. Denudacja węglanowa przeważa w drugiej strefie. Największa denudacja krasowa została stwierdzona w górach; wynosi ona kilkadziesiąt m³/km²/rok. W Chamar-Dabanie, w dolinach Sludjanka i Pochabicha

pełna denudacja krasowa wynosi 64 a węglanowa i siarczanowa 46 m³, w Alpach Tunkińskich — węglanowa 44 a siarczanowa 41 m³.

Na ryc. 23 obok wartości średnich rocznych, których charakterystykę podano powyżej, przedstawiona jest denudacja krasowa w czterech porach roku. We wszystkich badanych obszarach jej minimalne wartości stwierdzono w zimie. Jest ona 2—3-krotnie mniejsza od maksymalnej, przypadającej na platformie w okresie wiosna—lato, a w górach w lecie i w jesieni.



Ryc. 33. Zależność stężenia soli od masy wody w cyklu rocznym, w wodach krasowych Wschodniej Syberii w rzekach: 1 — Unga; 2 — Osa; 3 — Sludjanka; 4 — Kyngarga

Fig. 33. Dependence of salt concentration on flow volume in annual cycle, in karst waters of Eastern Siberia, in rivers: 1 — Unga; 2 — Osa; 3—Slyudyanka; 4— Kyngarga

Wyniki badań nad chemiczną denudacją krasową we Wschodniej Syberii pozwalają na wyciągnięcie kilku krótkich wniosków:

1. Wyróżniono trzy strefy o różnej degradacji chemicznej: a) kras węglanowy na Platformie Syberyjskiej — degradacja najmniejsza, poniżej 5 m³, b) kras siarczano-węglanowy na Platformie Syberyjskiej

o średnich wartościach denudacji, do 20 m³, c) kras węglanowy Wschodniego Sajanu — o degradacji największej, kilkadziesiąt m³.

2. Tak znaczne zróżnicowanie denudacji wywołane jest dwoma podstawowymi czynnikami: ilością wody i jej składem chemicznym. Na platformie o wielkości degradacji decyduje bardzo silne zmineralizowanie wód krasowych, przy niewielkim spływie wody. Natomiast w górach decyduje duży spływ wód, słabo zmineralizowanych.

3. Pośredni wpływ na denudację krasową wywiera m. in. ukształtowanie terenu oraz aktywność chemiczna wód, zależna w pierwszym rzędzie od czynnika klimatycznego. Szybki spływ w górach utrudnia wzrost mineralizacji. Długie krążenie wód na platformie powoduje zmineralizowanie, niejednokrotnie bliskie granicy nasycenia.

4. Sezonowe wahania w denudacji krasowej zależą od ilości wody i minimalna ich degradacja przypada na okres zimy, mimo że wtedy wody są najsilniej zmineralizowane.

AKTYWNOŚĆ CHEMICZNA WÓD

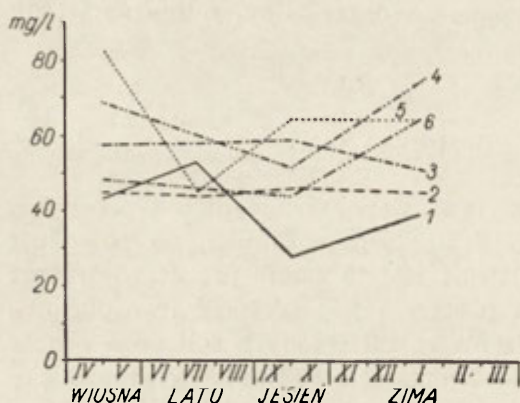
Denudacja chemiczna zachodzi przy współdziałaniu dwóch procesów. Pierwszym jest aktywność wody jako rozpuszczalnika, co powoduje przejście soli z fazy stałej w roztwór; jest to zatem proces wietrzenia chemicznego czy korozji. Drugim procesem jest zdolność transportowa wody, która powoduje odprowadzenie rozpuszczonych soli poza obszar macierzysty. Rozważania dotyczące denudacji ogólnej i krasowej poświęcone były efektem tego drugiego procesu, mianowicie: ilości odprowadzonych soli z określonej powierzchni. Natomiast w niniejszym rozdziale zajmiemy się krótką charakterystyką pierwszego z procesów: węglanową aktywnością wód we Wschodniej Syberii.

Pod pojęciem aktywności chemicznej należy rozumieć pojemność roztworu i szybkość procesu rozpuszczania, przy czym szybkość jest odwrotnie proporcjonalna do pojemności.

Aktywność chemiczna wód w stosunku do węglanów jest m. in. zależna od zawartości gazowego CO₂ (wykładnikiem może tu być stężenie jonów wodorowych pH) oraz od temperatury i stężenia jonów⁴. Największe stężenie CO₂ (najmniejsze wartości pH) przypada na okres zimy, osiągając w kilku zlewniach powyżej 20 mg/l CO₂ i do 6,4 pH. Wysokie wartości stężenia CO₂ stwierdza się również na wiosnę w okresie tajania śniegów. Najmniejsze zawartości CO₂, niejednokrotnie dochodzące do 0, przy pH powyżej 8, obserwuje się w lecie (wyjątek stanowią okresy dużych opadów).

⁴ Temperatury wody i stężenia soli były charakteryzowane w poprzednich rozdziałach.

Materiały dotyczące węglanowej aktywności wód zostały przedstawione na wykresach Trombe'a (ryc. 17 i 27). Rycina 27 obrazuje rozkład zależności stężenia soli i pH w kilku charakterystycznych zlewniach. Pola wyznaczające rozsiew tych punktów na wykresie Trombe'a leżą poniżej granicy nasycenia. Wypływa stąd wniosek, że wody te opuszczając zlewnie są zdolne do rozpuszczania dalszej ilości soli. O słuszności tego wniosku przekonuje nas ryc. 34, przedstawiająca pojemność węglanową tych wód w strefie ujściowej rzek i na Angarze. Pojemność ta waha się od 30 do 80 mg/l CaCO_3 . W większości wypadków daje to możliwość dwukrotnego zwiększenia zawartości węglanów w stosunku do stężenia aktualnego. Na przykład dla Angary w Bałagańsku średnie wartości: stężenie aktualne węglanów wynosi 57 mg/l CaCO_3 , a pojemność o 53—76 więcej.



Ryc. 34. Pojemność węglanowa w cyklu rocznym w wodach tranzytowych Wschodniej Syberii

Rzeki: 1 — Irkut; 2 — Kitoj; 3 — Wielka Biała; 4 — Angara (Bałagańsk); 5 — Uszakowka; 6 — Selenga

Fig. 34. Carbonate content (in annual cycle) in transient waters of Eastern Siberia, in rivers: 1 — Irkut; 2 — Kitoj; 3 — Wielka Biała; 4 — Angara (Balagansk); 5 — Uszakowka; 6 — Selenga

Powyższe uwagi dotyczą wód dużych rzek, które są zasilane w obszarach górskich. Natomiast wody krasowe, przede wszystkim na platformie, zachowują się odmiennie. Przekonuje nas o tym ryc. 17. Bliższe granice nasycenia są tu wody wywierzynek w dolinach Sludjanka i Pochabicha oraz w górnej części Zalari. Fakty te pozwalają przypuszczać, że w obrębie platformy powinniśmy się liczyć z depozycją węglanów, aczkolwiek znaczne stężenie innych jonów podwyższa granicę nasycenia. Okresem, w którym panują najlepsze warunki dla depozycji jest wiosna i lato. Procesem wytrącania węglanów z przesyconego roztworu tłumaczy autor

genezę zagadkowych kopców trawertynowych, które występują w górnej części doliny Zalari.

Reasumując powyższe dane o aktywności chemicznej wód we Wschodniej Syberii, stwierdzamy:

1. Wody rzek tranzytowych Wschodniej Syberii charakteryzują się dużą pojemnością węglanową dochodzącą do 80 mg/l CaCO_3 .

2. Wody niektórych źródeł krasowych w obszarach górskich oraz na platformie są bliskie granicy nasycenia. Dlatego istnieje możliwość wytrącania się soli z roztworu, szczególnie w okresach letnich.

3. Maksymalna szybkość rozpuszczania węglanów występuje w okresie zimy i na wiosnę. Obszary narażone na szybsze rozpuszczanie znajdują się na styku przejścia wód z obszarów krystalicznych w kras. Szczególnie silne rozpuszczanie zachodzi na granicy pomiędzy skałami węglanowymi a siarczanowymi.

UWAGI KOŃCOWE DO DENUDACJI

Wartości denudacji chemicznej podane powyżej w rzeczywistości są mniejsze. Należy bowiem wziąć pod uwagę ilość soli jaka spada w opadach atmosferycznych (opad deszczowy i śnieżny). Średni wieloletni skład jonowy wód opadowych w okolicach Bajkału przedstawiony jest w tab. 1 pod nr 71. Są to analizy zapczepnięte z pracy Wotincewa [76]. Suma wszystkich soli wynosi 6,5 mg/l, w tym węglanów 4,4, a siarczanów 1,2 mg/l.

Rozkład soli opadowych ilustruje tab. 5. Wartości maksymalne przypadają tu na obszary górskie, gdzie występują największe opady. Wynoszą one 2,6 m³/km²/rok ogólnej ilości soli. Najmniejsze przypadają na Platformę Syberyjską — 0,8 m³/km²/rok.

Tabela 5

Objętość soli pochodzących z opadów atmosferycznych we Wschodniej Syberii

Badany obszar	Opad mm/rok	Objętość soli w m ³ /km ² /rok			% denudacji krasowej
		węglano- wych	węglano- wych + siar- czanowych	suma soli	
Chamar- -Daban	1000	1,8	2,2	2,6	5 — 10
Alpy Tun- kińskie	600	1,0	1,3	1,4	2
Platforma Syberyjska	300	0,5	0,7	0,8	5 — 20

Dane te wskazują, że faktyczna denudacja krasowa we Wschodniej Syberii jest o 2—20% mniejsza od powyżej obliczonej (tab. 7). O ile w górach różnice te nie są wielkie, o tyle na Platformie Syberyjskiej wartości soli opadowych muszą być brane pod uwagę.

O całości procesów degradacyjnych decyduje obok denudacji chemicznej również denudacja mechaniczna. Niestety, brak jest danych, które pozwoliłyby porównać te dwa typy denudacji. Wprawdzie w okresie ostatnich kilku lat, w związku z budownictwem wodnym, prowadzi się badania nad materiałem wleczonym i zawieszonym, jednakże mate-

riały te pozwalają na podanie jedynie kilku oderwanych danych. Waga cząstek mineralnych transportowanych Angarą w rejonie Bałagańska wynosi [12]: materiał zawieszony około 45 kg/sek., a suma zawieszonego i wlezonego materiału wynosi około 60 kg/sek. (średnie wieloletnie). Porównanie tych wartości z transportem rozpuszczonych soli w Angarze pozwala stwierdzić, iż denudacja chemiczna stanowi 10—20% denudacji mechanicznej. W przeliczeniu na zlewnię Angary otrzymujemy denudację chemiczną na 3,5 a mechaniczną na około 30 m³/km²/rok. A zatem denudacja pełna wynosi tu ponad 0,034 mm na rok. Są to jedynie wartości średnie i szacunkowe. Obserwacje geomorfologiczne pozwalają na stwierdzenie, iż w niektórych zlewniach denudacja chemiczna jest procentowo wyższa. Dotyczy to przede wszystkim tych zlewni, których odpływ odbywa się drogą podziemną.

W celu przeprowadzenia porównania wyników wielkości denudacji uzyskanych przez autora metodą klimatyczną, przeprowadzono obliczenia oparte o wzór Corbela [13]. Tabela 6 podaje porównanie tych wartości dla czterech szczegółowo badanych zlewni Wschodniej Syberii. Pozwala ono stwierdzić, że wartości uzyskane obiema metodami mieszczą się w jednym rzędzie wielkości. Metoda klimatyczna podaje wyższe wartości dla platformy, a niższe dla obszarów górskich — w porównaniu z metodą hydrometryczną. Również wartości uzyskane przy pomocy metody klimatycznej wskazują na wyższe wartości w górach, aczkolwiek różnice między platformą a górami są bardziej zredukowane. Zastanawiając się nad przyczyną, która doprowadziła do zaistnienia różnic pomiędzy tymi metodami, należy zwrócić uwagę, że bardziej zbieżne wyniki uzyskano w tych obszarach, które mają najgęstsza sieć stacji meteorologicznych. Nasuwa się stąd wniosek, że powodzenie metody Corbela zależne jest od dysponowania wiarygodnymi danymi klimatycznymi.

Dzięki eksperymentom W ł a s o w a i in. [76], które określiły podatność na rozpuszczanie różnych typów skał węglanowych Wschodniej Syberii, istnieje możliwość porównania tych wyników z obliczeniami

Tabela 6

Porównanie wartości denudacji krasowej określonej dwiema metodami

Obszar krasowy	E dcm	T CaCO ₃ mg/l	Denudacja w m ³ /km ² /rok lub mm/1000 lat	
			wg Puliny	wg Corbela
Dolina Kyngarga	3,50	41,0	21,8	11,4
Dolina Sludjanka	5,25	65,6	15,9	13,7
Dolina Wielkiej Białej (W. Iret)	2,00	74,5	5,2	6,0
Dolina Unga	1,20	118,0	1,3	5,7

autora. Tabela 4 informuje, jaka jest maksymalna zdolność rozpuszczania w agresywnej wodzie Angary. Dla dolomitów wartości wahają się między 8—101, a dla wapieni 30—591 mm/1000 lat. A zatem denudacja krasowa obliczona przez autora (0,4—127) jest mniejsza, tzn. nie przekracza granicy wyznaczonej przez eksperyment. Potwierdza się tu wniosek, że wody Angary są agresywne i zdolne do dalszego rozpuszczania, które może aktualnie przekroczyć aktualną zawartość soli.

Wyniki eksperymentu są również interesujące ze względu na zróżnicowanie skał węglanowych pod względem podatności na rozpuszczanie. Potwierdził się tu pogląd, że nie tylko skład chemiczny decyduje o wielkości rozpuszczania, ale również i inne cechy strukturalne i teksturalne, do których należy m.in. gęstość spękań. Na przykład eksperyment wykazał, że niektóre wapienie są słabiej rozpuszczalne niż dolomity (tab. 4).

Analizując wyniki eksperymentu należy mieć również na uwadze fakt, że zachodził on w warunkach idealnych. Ponadto do analizy wzięto wyłącznie skały węglanowe dolnego kambru z serii angarskiej. Wprawdzie kilkadziesiąt analizowanych prób o dużym zróżnicowaniu petrograficznym i chemicznym pozwala wyciągnąć wnioski ogólne, niemniej w stosunku do innych skał krasowych operujemy tylko danymi szacunkowymi.

WNIOSKI KOŃCOWE

Zjawiska krasowe na obszarze Wschodniej Syberii, których podłożem są wapienie, dolomity, gipsy i anhydryty, posiadają bardzo duże rozprzestrzenienie, bowiem powierzchnia tych skał zajmuje około 350 tys. km², co stanowi 30% całego terytorium. Procesy krasowe zachodzą tutaj w skrajnych warunkach klimatu kontynentalnego, w strefie wieloletniej zmarzliny i na jej peryferiach.

W południowej części Wschodniej Syberii, w obrębie Amfiteatru Irkuckiego, kras rozwinięty jest w dwu regionach: na Platformie Syberyjskiej oraz w obszarach górskich, okalających platformę od południa (Wschodni Sajaj i Chamar-Daban). Warunki geologiczne, morfologiczne, klimatyczne i okres czasu, w którym te procesy się rozwijały zadecydował o tym, że zjawiska krasowe są w tych obszarach odmiennie wykształcone. Na platformie są dobrze rozwinięte formy krasowe zarówno powierzchniowe, jak i podziemne, przy czym na uwagę zasługują makroformy. Natomiast w górach formy krasowe są słabo rozwinięte i są najczęściej resztkami form starych, a kras wyrażony jest głównie w hydrografii podziemnej.

We Wschodniej Syberii wyróżniono strefy o różnej degradacji chemicznej. Maksymalna chemiczna denudacja krasowa (0,021—0,064 mm na rok) występuje w dwu obszarach: na platformie w miejscu infiltracji

aktywnych wód rzek tranzytowych oraz na granicy między skałami węglanowymi a siarczanowymi i w górach. Natomiast minimalna degradacja (do 0,005 mm na rok) ma miejsce również na platformie, ale w obszarach położonych z dala od wód tranzytowych, o opadach poniżej 300 mm na rok, zasilanych wyłącznie wodami autochtonicznymi (tab. 7).

Tabela 7

Faktyczna wartość denudacji chemicznej w krasie Wschodniej Syberii
(z uwzględnieniem infiltracji oraz objętości soli
pochodzących z opadów atmosferycznych)

Obszar krasowy	denudacja w m ³ /km ² /rok lub mm/1000 lat		
	krasowa		całkowita
	węglanowa	węglano- wa + siar- czanowa	suma soli
Alpy Tunkińskie dolina Kyngargi	32,3	40,1	42,6
Zachodni Chamar-Daban doliny: Sludjanka i Pochabicha		43,8	61,4
SW krawdędź Platformy Syberyjskiej dolina Wielkiej Białej	5,8	6,5	8,3
Platforma Syberyjska dolina Unga	1,1	6,7	8,1
Platforma Syberyjska dolina Osa	4,6	15,9	19,7

Współczesny rozkład nasilenia degradacji chemicznej nie odpowiada faktycznemu wykształceniu form krasowych we Wschodniej Syberii. Aby wytłumaczyć to zjawisko należy wziąć pod uwagę okres czasu w jakim te procesy się rozwijały. Na platformie procesy krasowienia zachodziły w czasie długich okresów środkowego kambru, starszego paleozoiku oraz od jury po okres dzisiejszy. Szczególnie ostatni etap zaważył na współczesnej rzeźbie krasowej. Natomiast w obszarach górskich wapienie znalazły się na powierzchni przeważnie w związku z najmłodszą tektoniką i często odsłonięte zostały dopiero w plejstocenie. Nasuwa się przeto wniosek, iż właśnie te różnice czasowe zadecydowały o różnym wykształceniu morfologii krasowej między platformą a obszarami górskimi.

Kras Wschodniej Syberii charakteryzuje się pewnymi typowymi cechami, które odróżniają go od innych obszarów krasowych, m.in. od klasycznego krasu jugosłowiańskiego lub tropikalnego. Znajduje to potwierdzenie (szczególnie na Platformie Syberyjskiej) przede wszystkim w wykształceniu form powierzchniowych. Dlatego też autor proponuje ten typ krasu nazwać syberyjskim.

A oto typowe cechy krasu syberyjskiego:

1. Oryginalnie wykształcony relief powierzchniowy, w którym dominują makro- i mezofomy, odmienne od form klasycznych.

2. W hydrografii podziemnej: poziom wód krasowych nawiązuje do najniższych baz denudacyjnych i erozyjnych, co powoduje, iż odprowadzenie wód następuje poniżej niektórych makroform krasowych i mniejszych dolin fluwialnych (kaptaż podziemny).

3. Formy podziemne reprezentowane są przez długie jaskinie poziome i płytkie pionowe (nawiązują do poziomu wód) jako fragmenty kanałów odwadniających makroformy.

4. Zjawiskiem generalnym jest ucieczka wód na granicy między skałami niekrasowymi i krasowymi (strefy ponorowe). Wypływy tych wód (strefy wywierzyskowe) następują w dnach głębokich dolin bądź na krawędzi obszaru krasowego.

5. Stwierdzono, iż w skałach silnie skrasowiałych wieloletnia zmarzlina jest słabo rozwinięta lub jej brak, dzięki czemu może zachodzić intensywna cyrkulacja wód.

6. Wielkość denudacji krasowej we Wschodniej Syberii jest nieco mniejsza od wartości znanych z klimatu umiarkowanego, m.in. z podobnych szerokości geograficznych w środkowej Europie.

LITERATURA

- [1] Афанасьев А. Н., 1959. О составляющей подземного стока в бассейне реки Селенги. Труды второго совещания по подземным водам и инженерной геологии, 3, Иркутск.
- [2] Афанасьев А. Н., 1961. Распределение среднего стока рек Иркутской области. Изв. СО АН⁵ СССР, 11, Иркутск.
- [3] Алекин О. А., 1949. Гидрохимия рек СССР. Труды государственного гидрологического института 15, 3.
- [4] Астраханцев В. И., 1962. Ангара и ее бассейн, Москва.
- [5] Астраханцев В. И., Иванов И. Н., Рыбак О. Л., 1962. Гидрологические условия территории южно-байкальских месторождений полезных ископаемых. Труды Восточносибирского геологического института АН СССР, 9, Иркутск.
- [6] Астраханцев В. И., Пальшин Г. Б., 1959. О стоке Ангары на участке Пашки — Братск. Труды второго совещания по подземным водам и инженерной геологии Восточной Сибири, 1, Иркутск.
- [7] Атлас Иркутской области, 1962, ред. И. П. Заруцкая, Москва—Иркутск.
- [8] Бочкарев П. Ф., 1959. Гидрохимия рек Восточной Сибири, Иркутск.
- [9] Бочкарев П. Ф., Николаева М. Д., 1964. Химический состав воды карстового озера Боханского района Иркутской области. Известия физико-химического научно-исследовательского института при Иркутском Г.У., 6, 1 Иркутск.
- [10] Бочкарев П. Ф., Николаева М. Д., 1964. Гидрхимия реки Иркут. Ibidem.
- [11] Bogli A., 1960. Kalklösung und Karrenbildung. Zeitsch. f. Geomorphol., suppl. 2, Berlin.
- [12] Братское водохранилище, 1963. Zbiorowa, ред. М. М. Одинцов, Наука, Москва.
- [13] Corbel J., 1963. Rev. Geogr. de l'Est. 3, 4.
- [14] Чарушкин Г. В., Вологодский Г. Б., 1958. К выяснению роли трещиноватости и развитию карста южного Приангарья. Материалы по подземным водам и инженерной геологии Восточной Сибири. Труды Восточно-Сибирского филиала АН., 15, с. геол., Иркутск.
- [15] Чекановский А. Л., 1870. Геологические исследования А. Л. Чекановского в Иркутской губернии. Отчет Сибирского отделения Русского Географического общества за 1869 г. Иркутск.
- [16] Чекановский А. Л., Краткий отчет о результатах исследований в лете 1871 года. Изв. СО РГО, 11, 5, Иркутск.
- [17] Чекановский А. Л., Zbiorowa, ред. В. Б. Сочава, СО АН СССР, Иркутск 1962.

⁵ Известия Сибирского Отделения Академии Наук СССР.

- [18] Черский И. Д., 1873. Краткий отчет об исследованиях произведенных летом 1873 года в Кытайских и Тункийских Альпах. Известия СО РГО⁶, 4, 5, Иркутск.
- [19] Черский И. Д., 1875. Еловский острог как связь между Тункинскими Альпами и Саяном. Изв. СО РГО, 5, 4 (тапа), Иркутск.
- [20] Черский И. Д., 1875. Исследования Нижнеудинской пещеры. Отчет СО РГО за 1875 год, Изв. СО РГО, 6, 2—3, Иркутск.
- [21] Черский И. Д., 1875. Нижнеудинская пещера. Изв. СО РГО, 6, 3, Иркутск.
- [22] Черский И. Д., 1875. Сообщение о зубе мамонта на Бирюсе и геологических исследованиях Черского по пути в Нижнеудинскую пещеру. Изв. Со РГО, 6, 4, Иркутск.
- [23] Черский И. Д., 1875. Краткий отчет об исследовании Нижнеудинской пещеры в 1875 году. Изв. СО РГО, 6, 5—6, Иркутск.
- [24] Черский И. Д., 1876. Отчет об исследованиях Нижнеудинской пещеры. Изв. СО РГО, 7, 2—3, Иркутск (plan i тапа).
- [25] Черский И. Д., 1877. О представлении Черским в Академию Наук отчета об исследованиях Балаганской пещеры. Записки АН, т. 30, кн. I, протокол заседания физ.-мат. отдела 23.08.1877.
- [26] Черский И. Д., 1879. Описание некоторых ископаемых остатков млекопитающих животных (*Canis nischneudensis mihi*, *Canis lagopus* Lin., *Myodes Brandti mihi* et *frustum corii Rhinocerotis fossilis*) вырытых в Нижнеудинской пещере. Изв. ВСО РГО, 10, 1—2, Иркутск.
- [27] Черский И. Д., 1882. К вопросу о следах древних ледников в Восточной Сибири (система Лены, Байкала, Иркута, Кытая и Белой). Изв. ВСО РГО, 12, 4—5, Иркутск.
- [28] Черский И. Д., 1888. Об ископаемой фауне Нижнеудинской пещеры. Труды С. — Петербургского общества естествоиспытателей. вып. 19, отдел зоологии, Петербург.
- [29] Черский И. Д., Zbiorowa, ред. С. В. Обручев. Иркутск 1956.
- [30] Форш Т. Б., 1954. Солевой сток реки — опыт теоретического анализа. Труды Байкальской лимнологической станции, 14.
- [31] Геология СССР, Бурятская АССР, ред. Н. А. Флоренцов, 35, Москва 1964.
- [32] Гидрологические ежегодники, 7,0—8 за 1935—1956, Гидрометеоназда.
- [33] Гвоздецкий Н. А., 1950. Ледяные образования Балаганской пещеры в Приангарье. Природа, 9, 1950.
- [34] Гвоздецкий Н. А., 1950. Два кастовых провала. Природа, 2, 1964.
- [35] Гвоздецкий Н. А., 1952. Карстовые явления в Приангарье. Чтеные записки М.Г.У., серия географическая, 160, 5, Москва.
- [36] Гвоздецкий Н. А., 1954. Карст Приангарья и его влияние на природные комплексы. Ученые записки МГУ, серия географическая 170, Москва.
- [37] Янатнева О. К., 1955. Действие на доломита растворов гипса в присутствии углекислоты. Доклады АН СССР, т. 101, 5.
- [38] Янко А. П., 1953. К гидрохимической характеристике притоков югозападной части озера Байкал. Известия физ.-хим. института при Иркутском Г.У. т. 3, вып. 1, Иркутск.
- [39] Лившин И. А., Писарский Б. И., 1962. Гидрологические условия Слюдянского флюогнитного района. Труды Восточно-Сибирского геологического института. Вып. 9, Иркутск.
- [40] Логачев Н. А., Ломоносова Т. К., Климанова В. М., 1964. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. Наука, Москва.
- [41] Лаптев Ф. Ф., 1939. Агрессивное действие воды на карбонатные породы, гипсы и бетон. Труды ВКСГК, вып. 1, Москва.

⁶ Известия Сибирского Отделения Русского Географического Общества.

- [42] Маслов В. П., 1934. Балаганская пещера. Бюллетень МОИО Отдел геологический, 12, 1.
- [43] Материалы по режиму рек СССР, 5, 4, Гидрометеониздат. 1958.
- [44] Налетов П. И., 1961. Стратиграфия центральной части Бурьятской АССР. Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр. Москва.
- [45] Николаева М. Д., 1964. Гидрохимический режим реки Оки у города Братска. Известия физ. хим. научно-исследовательского института при Иркутском Г.У., 6, 1, Иркутск.
- [46] Николаева М. Д., Бочкарев П. Ф., Александрович К. К., 1964. Прогноз гидрохимического режима водохранилищ на реках Восточной Сибири. *Ibidem*.
- [47] Одинцов М. М., 1954. К истории развития нижнепалеозойского бассейна Иркутского амфитеатра. Вопросы геологии Азии, 1, Москва.
- [48] Пальшин Г. Б., Тржцинский Ю. Б., (1964). Оползни в скальных и пол-скальных породах на склонах южного Приангарья. Геология и геофизика. АН СССР, 6, Новосибирск.
- [49] Пармузин И. П., 1954. Вопросы карстования Сибири. Известия Всесоюзного геологического общества., 1.
- [50] Пиннекер Е. В., 1958. Характер дренажа пород нижнего кембрия на Ангаро-Белком междуречье. Материалы по подземным водам и инженерной геологии Восточной Сибири. Труды Восточно-Сибирского филиала АН СССР серия географическая 15, Иркутск.
- [51] Пиннекер Е. В., 1958. Особенности формирования и гидрохимия вод Иркутско-Черемховского района. Материалы конференции молодых научных сотрудников. Труды АН, 1 серия геологическая. Иркутск.
- [52] Пиннекер Е. В., Муравьева Л. В., 1958. О карсте и карстовых водах юго-восточного Приангарья.
- [53] Пиннекер Е. В., Вологодский Г. П., 1962. Гидрогеологические условия и вопросы изменения режима подземных вод на верхнем участке Братского водохранилища. Вопросы специальной гидрологии Сибири и Дальнего Востока. Сибирское отделение АН СССР, 1. Иркутск.
- [54] Писарский Б. И., 1962. Особенности формирования подземных вод в Прибайкальской части Хамар — Дабана *Ibidem*.
- [55] Писарский Б. И., 1964. Гидрогеология месторождений полезных ископаемых югозападного Прибайкалья. Автореферат диссертации. Иркутск.
- [56] Попов И. В., 1959. Инженерная геология М.Г.У., Москва.
- [57] Предложение академиков Ф. Ф. Брандта, Г. П. Гельмерсена и Ф. Б. Шмидта поручить Черскому исследовать в 1876 г. Балаганскую пещеру. Записки АН, т. 27, кн. 2, заседание 10.11.1876 года.
- [58] Pulina M., 1966. Zjawiska krasowe Zachodniego Kaukazu. Czas. geogr., 37, 4, Wrocław.
- [59] Салон Л. И., 1964. Геология Байкальской горной области. Недр, Москва.
- [60] Седов В. П., 1937. Инженерно-геологические условия и карстовые явления района Черемховского промышленного комбината. Труды МГРИ, 6.
- [61] Селовой паводок в городе Слюдянке на Байкале 20.06.1960, ред. В. П. Солоненко, АН СССР, Москва 1863.
- [62] Солоненко В. П., 1952. Вечная мерзлота и подземные воды Ботогольского гольца. Труды Института мерзлотоведения, 9.
- [63] Солоненко В. П., 1960. Очерки по инженерной геологии Восточной Сибири. Сибирское отделение АН СССР, Иркутск.
- [64] Соколов Д. С., 1947. Карст и вопросы изучения его в связи с гидротехническим строительством. Гидротехническое строительство, 7.

- [65] Соколов Д. С., 1962. Основные условия развития карста. Москва.
- [66] Соколов Н. И., 1957. Бархатовский карст. Вопросы географии, серия 6, 4.
- [67] Susłow S. P., 1961. Geografia fizyczna azjatyckiej części ZSRR. PWN Warszawa.
- [68] Шерман С. И., 1962. Некоторые вопросы трещиноватости в связи с одводнением Слюдянских флогопитовых рудников. Материалы по месторождению полезных ископаемых Восточной Сибири, Труды Восточносибирского геологического института, 9, Иркутск.
- [69] Шумский П. А., 1955. Основы структурного ледоведения. Москва.
- [70] Ткачук В. Г., 1957. Подземные воды Ангаро-Окинского междуречья и их стратификация. Материалы по подземным водам Восточной Сибири, Иркутск.
- [71] Толстихин Н. И., 1933. К вопросу об инженерно-геологических условиях сооружений Ангарстроя. Разведка недр. 3.
- [72] Trombe F., 1951. Traite de Speleologie. Paris.
- [73] Власов Н. А., Кузнецова Л. Г., Голдырев Г. С., Шиншляникова М. Е., 1964. О гидростойкости карбонатных пород Приангарья. Известия физ.-хим. научно-исследовательского института при Иркутском Г.У., 6, 1, Иркутск.
- [74] Вологодский Г. П., 1959. Районирование карста южного Приангарья. Труды второго совещания по подземным водам и инженерной геологии Восточной Сибири., вып. 3, Иркутск.
- [75] Вологодский Г. П., 1961. Карст южного Приангарья. Автореферат кандидатской диссертации, 1, Иркутск.
- [76] Вотицев К. К., 1961. Гидрохимия озера Байкал. Труды Байкальской лимнологической станции АН СССР, Москва.

КАРСТ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

В восточной Сибири, в южной ее части, в пределах „Иркутского амфитеатра” наблюдаются два карстовых района: одним является Сибирская платформа, другим — восточно-сянские и Гамар-Дабанские горные хребты, которые окружают платформу с юга (рис. 1). Субстратом для развития карстовых процессов являются: известняки, доломиты, гипсы и ангидриты нижнего и среднего кембрия (мощностью в 350—550 м) а в горных массивах: мраморы и доломиты докембрийского возраста (образующие длинные полосы в кристаллических породах шириной в несколько километров). Растворимые породы занимают довольно обширные территории — около 350 000 км² (= 30% всей площади). Карстовые процессы пробегают здесь в условиях крайне континентального климата (рис. 2, 3) в зоне многолетней мерзлоты.

Намерением автора настоящей статьи является проведение классификации карстовых форм рельефа в зависимости от их генезиса и возраста на основе инженерско-геологической разработки местных исследователей и собственных наблюдений автора за 1964 г. Кроме того проводится попытка подсчитать интенсивность современных, денудационных процессов.

Карст Сибирской платформы в южной ее части (300—600 м над уровнем моря) развит в двух зонах: центральной и периферической (рис. 4). Центральная часть — это долина реки Ангары и устья ее крупных притоков вместе с короткими, боковыми долинами. Периферическая часть — это средние и верхние участки крупных притоков Ангары и бессточные области. На платформе хорошо развиты поверхностные, карстовые формы рельефа, среди которых самой крупной является — суходол. Он представляет собой долину длиной в несколько десятков километров (рис. 6). В пределах такой макроформы расположены бессточные углубления — карстовые ванны (площадью в несколько километров), которые часто выступают там, где соединяется несколько суходолов (фот. 1). Дренаж карстовых ванн осуществляется чаще всего подземными путями, по горизонтальным пещерам (самой длинной такой пещерой является Валаганская пещера), длиной в 1200 м (рис. 7). В некоторых ваннах образуются озера. Мезоформы (карстовые воронки, увалы, слепые долины) очень здесь многочисленны. Большинство из них образовалось вследствие провальных процессов. Больше всего можно встретить этих форм рельефа по склонам суходолов и в промежутках, между карстовыми ваннами (рис. 9, 18, фот. 1, 2). На плоской поверхности платформы между суходолами, располагаются также карстовые долины, а среди них есть и такие, которые переходят в карстовые колодцы глубиной в несколько десятков метров. Из многочисленных других форм рельефа, для которых отсутствует соответственная карстовая номенклатура, следует упомянуть псевдобугровые области и травертиновые купола. Первые располагаются на террасах Ангары и транзитных рек (аллювиальные отложения лежат здесь на растворимых горных породах). Они являются поверхностями с многочисленными, провальными, карстовыми формами рельефа, которые образовались вследствие инфильтрации химически активной, транзитной воды. Другие встречаются в периферических районах. Это возвышенности в несколько метров высотой, в которых в настоящее время отлагается CaCO₃, а источником этих отложений являются сильно минерализованные, платформенные воды (рис. 15, 16).

Карст Сибирской платформы питается главным образом аллохтонными водами, стекающими из горных массивов (транзитные воды). Автохтонных вод мало из-за скудности атмосферных осадков (250—500 мм в год). Инфильтрация аллохтонных вод осуществляется в граничной зоне платформы и в крупных долинах, по которым протекают транзитные воды. Эти воды принадлежат группе $\text{HCO}_3 - \text{Ca}'' - \text{Mg}''$ они слабо минерализованы и вследствие этого у них большая химическая активность (таб. 1, рис. 17, 27, 34). В отличие от них автохтонные воды имеют очень высокую минерализацию, вследствие чего они мало активны и находятся на границе насыщения.

Воды транзитных рек, просачивающиеся в граничной зоне платформы, появляются на поверхности преимущественно в дне долины Ангары, являющейся денудационной базой всей территории. По этому поводу наблюдается здесь часто наличие сухих полостей под днищами долин, расположенных выше них. Карстовые источники здесь крупных размеров с дебитом в несколько и от десяти до двадцати $\text{м}^3/\text{сек}$. Часть вод выходит на поверхность там, где находятся горные породы верхнекембрийского и юрского возраста (некарстующиеся) и в глубоких карстовых ваннах. Удалось обнаружить, что горизонтальные, дренирующие зоны совпадают с распространением суходолов.

Горный карст характеризуется бедностью макро- и мезоформ рельефа. Наличие их обнаруживается обыкновенно в виде остаточных форм рельефа на древних поверхностях выравнивания. Но подземная циркуляция воды здесь хорошо развита. Следует обратить внимание на то, что характерными являются здесь хорошо оформленные зоны поноров и карстовых источников, а главным образом подземный перехват долин. Из участков долин, сложенных растворимыми горными породами, сток вод осуществляется периодически (таб. 3). Автор настоящей статьи приводит обстоятельную характеристику проявления карста в долине Слюдянки и Похабиха в Хамар-Дабане (рис. 20, фот. 3), а также в долине Кынгарга в Тункинских Альпах (рис. 24, 25) Карстовые воды здесь слабо минерализованы и являются химически активными (рис. 22, таб. 1).

Проводится попытка определить карстовую денудацию в восточной Сибири в количественном отношении, при чем применяется автором настоящей статьи собственный, гидрометрический метод, результаты которого были подсчитаны и проверены на карстовых участках Польши. Он может быть представлен в виде следующей формулы:

$$D = 12,6 \frac{T \times Q}{P}$$

$$\text{или же } D = 0,0126 T V$$

где: $V = \frac{Q}{P} \cdot 1000$, D — химическая денудация в кубических метрах/ $\text{км}^2/\text{год}$, или мм/1000 лет,

T — содержание растворенных солей в мг/л. Q — сток в $\text{м}^3/\text{сек}$,

V — модуль стока в л/сек/ км^2 ,

P — площадь бассейна в км^2 .

Эту зависимость можно также изобразить графиком (рис. 26).

Отдельные элементы приведенных формул можно было обстоятельно истолковать благодаря обильному измерительному материалу, полученному как местными исследователями так и самим автором. Они дали основание, между прочим, определить изменения минерализации вод в годичном цикле (таб. 1, рис. 32, 33), температурных свойств воды и расхода карстовых источников (рис. 12, 13), а также химическую активность воды (таб. 1, рис. 17, 27, 34).

Химическая денудация карста определяется на территории 5 районов платформы и горных массивов (таб. 7, рис. 23, 26). Учитывается не только содержание кальция и сернокислой соли, но и сумма всех солей, которые выносятся за пределы исследуемой, карстовой территории. Наименьшие величины денудации — на платформе и в областях, которые питаются автохтонными водами (долина Унга — $8 \text{ м}^3/\text{км}^2/\text{год}$). Самые большие — в горных массивах (Хамар-Дабан — 61 м^3) и на платформе, там,

где просачиваются на ее территорию транзитные воды (долина Оса — 20 м³). Кроме того подсчитывается суммарная химическая денудация к объем солей, которые выносятся за пределы бассейна Ангары и ее 22 более крупных притоков из растворимых и нерастворимых пород вместе. Различия этой денудации представляют рис. 29 и 30. В подсчетах химической денудации автор обратил внимание на: 1) содержание солей атмосферного происхождения (таб. 5), а также 2) на действительные, подземные бассейны, которые в карстовых областях не всегда совпадают с топографическими. Автор настоящей статьи пытается также подсчитать полную денудацию на территории бассейна Ангары (Балаганск) учитывая взвешенный и влекомый материал. Средние, многолетние величины пересчитанные по отношению к крупному бассейну 665 км², равняются 34 м³/км²/год, в чем химическая денудация = 10—20 %.

Для сравнительных целей автор настоящей статьи подсчитал на исследованной территории химическую денудацию климатическим методом Корбэля ($D = 4 E T/100$) и получил сближенные результаты на территориях, на которых химические условия хорошо исследованы (таб. 6)

В ы в о д ы

Представленные в настоящей работе материалы дают автору основу сделать следующие заключения:

1. У карста Сибирской платформы намечаются в развитии 3 периода: во время среднего кембрия, верхнего палеозоя и начиная с юрского до настоящего времени. Решающим обстоятельством в развитии карстующих процессов на равне со структурой территории и ее климатом, являлось расположение территории, благодаря которому возможным было просачивание (инфильтрация) большого объема активных химически вод, стекающих с горных массивов. Днища крупных, транзитных рек, главным образом Ангары, являются базисом денудации. Кроме того, они являются решающим обстоятельством в интенсивности современной деградации. В результате образовался своеобразный карстовый рельеф типичный для платформ сложенных растворимыми породами, который формировался в зоне многолетней мерзлоты. Соответственные формы рельефа отсутствуют на территории с классическим карстом а также в областях с другими типами карста. Поэтому автор настоящей статьи предлагает выделить тип Сибирского карста.

2. Интенсивность современной денудации карста восточной Сибири не соответствует современному оформлению карстового рельефа. В горных массивах денудация сильнее всего, но обнаруживается скудность карстовых форм. На платформе денудация самая слабая, но встречаются хорошо развитые макро- и мезоформы. Это объясняется различием в длительности периодов времени, в продолжении которых развивались отдельные карстовые области. В горных массивах известняки обнажились только лишь в третичное и четвертичное время, тогда как на платформе карст развивался начиная с нижнего палеозоя.

3. Различия в химической денудации в горных массивах и на платформе, вызывают главным образом два фактора: минерализация вод и ее объем. На платформе, не смотря на высокое содержание соли в воде денудация невелика вследствие недостаточного обводнения территории. В горных массивах — наоборот. Эти зависимости находят подтверждение в изменениях интенсивности денудации в годичном периоде времени. Самый большой вынос приходится на самые влажные месяцы — летом или весной, мимо того, что это самые короткие сезоны года и минерализация вод в то время самая низкая.

4. Влияние многолетней мерзлоты на карстовые процессы в восточной Сибири невелико. Установлено, что чаще всего на закарстованных территориях вечная мерзлота отсутствует, вследствие чего может осуществляться свободная циркуляция под-

земных вод. Но вечная мерзлота воздействует на развитие карста косвенно: снабжает его водой в период снеготаяния а также может являться локальным базисом денудации.

5. В карсте восточной Сибири обнаружен большой объем карстовой денудации. Величины этой денудации колеблются в пределах 0,01—0,06 мм/год. Они по крайней мере в два раза меньше величин денудации европейского карста, расположенного в сходных географических широтах.

6. Карстовые воды горных массивов а также аллохтонные, платформенные воды являются сильно химически агрессивными и способными к дальнейшему растворению пород. Это обстоятельство является особенно опасным для гидростроительства и благоустройства побережья Ангары.

KARST PHENOMENA IN EASTERN SIBERIA

In the southern part of Eastern Siberia, within what is called the „Irkutsk Amphitheatre”, karsting has developed in two regions: on the Siberian Platform, and in the mountains of the Eastern Sayan Ridge and in Chamar-Daban which together encircle the Platform from the south (fig. 1). The basic rock formations on the Platform where karsting processes developed are: limestones, dolomites, gypsum and anhydrite rocks of the Lower and Middle Cambrian (of 350 to 550 m thickness); in the mountains they are: Precambrian marbles and dolomites (elongated zones a few kilometers wide, intruded into crystalline rocks). The soluble rock formations occupy wide areas, some 350 000 sq. km. which constitute about 30 % of the whole territory in question. Karsting proceeds here under the extreme conditions of a continental climate (figs. 2, 3) in a zone of long-term permafrost.

The author's aim was to classify, both genetically and by age, the local karst forms encountered, using as basis previous studies of an engineering and geological character made by local scientists as well as his own observations made in 1964. Further, the author made an attempt of determining the intensity of contemporaneous denudation.

In the southern part of the Siberian Platform (300—600 m a.s.l.) Karst is developed in two zones: a central, and a peripheral zone, respectively (fig. 4). The central zone consists of the Angara valley and the mouths of some of its larger tributaries, together with their short lateral valleys, while the peripheral zone comprises the middle and upper reaches of the large Angara tributaries, and areas lacking surface drainage. Well developed forms of surface karst can be observed upon the Platform; the largest of these forms is what in Russian is called „suchodol”, constituting a valley of some 50 or so kilometers' length (fig. 6). Within this kind of macroform are situated so-called „drainageless” depressions (karst hollows each of a few sq. km surface), often situated where several suchodols meet (photo 1). Usually such karst hollows are drained subterraneously by horizontally extending caves, the longest of which is known as the Balaganska Cave, of 1200 m length (fig. 7). Some of these hollows contain lakes. Mesofoms (sinkholes, „uvalas” and blind valleys) are very numerous here; mostly they are the result of the collapse of cave roofs. Forms of this type are found in greatest numbers in the suchodol slopes and between karst hollows (figs. 9, 18, photos 1, 2). Karst valleys also occur upon the flat Platform surface, between the suchodols; among them are valleys which pass into karst sinks some 50 or more meters deep. Among the numerous additional land forms for which the karst terminology knows no suitable terms, worth mentioning are pseudo-bugrowe areas and travertine mounds. The former occur on terraces of the Angara and on the terraces of the transitory rivers (here alluvia overlie soluble rock formations) and these surfaces contain a large number of karst cavings developed due to infiltration of chemically active transitory flow. The latter, that is, travertine mounds are found in the peripheral regions; they are several meters high and

in their interior CaCO_3 is being currently deposited by the strongly mineralized waters penetrating from surface flow over the Platform (figs. 15, 16).

The Karst of the Siberian Platform is mostly alimented by allochthonic waters arriving from the adjoining mountain regions (transitory waters). There is but little autochthonic water, in view of the scarcity of atmospheric precipitation (from 250 to 500 mm annually). Infiltration of allochthonic water takes place in the boundary zone with the Platform and in the wide valleys carrying transitory water flow. These waters belong to the $\text{HCO}_3^- \text{Ca}^{++} \text{Mg}^{++}$ group; their principal feature is a low grade of mineralization and a high chemical activity (table. 1, figs. 17, 27, 34). At variance with them, the autochthonic waters are very strongly mineralized, and due to this they are chemically little active, being near their limit of saturation.

Most of the water of the transitory rivers which infiltrated along the boundary of the Platform does not reappear on the surface until the bottom of the Angara valley, which constitutes the denudation base for this entire area. This is also the reason, why frequently dry caves are encountered below the floors of higher-lying valleys. The karst springs yield here an ample flow of the order of a few to a dozen cu. m/sec. Part of the subterranean flow also appears on the surface where non-karsted rock formations of the Upper Cambrian and the Jurassic are exposed, or in deeply incised karst hollows. It has been ascertained, that the zones of dewatering tally with the line how the suchodols run.

Karsting in the mountains is characterized by a paucity of macro- and mesoforms; they occur usually in relief form on older planation surfaces. On the other hand, the underground hydrography is well developed. Worth mentioning as a characteristic feature are well advanced zones of karst caves („ponores”) and springs and, particularly, underground flow capture between neighbouring valleys. Valley sections built of permeable rocks are drained periodically (table 3). In particular the author discusses the characteristic of the karst hydrography of the Slyudyanka and the Pochabich valleys in Chamar-Daban (fig. 20, photo 3) and of the Kyngarga valley in the Tunkin Alps (figs. 24, 25). Here the karst waters are weakly mineralized and chemically little active (fig. 22, table. 1).

The author made an attempt of determining quantitatively the rate of karst denudation in Eastern Siberia; for this he applied his own hydrometric method which he had developed and verified in karst areas occurring in Poland. This method is based on the Equation:

$$D = 12.6 \frac{T \cdot Q}{P}$$

$$\text{or } D = 0.0126 T \cdot V$$

when: assuming V to equal $\frac{Q}{P} \cdot 1000$,

D — chemical denudation in cu. m/sq. km/year, or in mm/sq. km /1000 years,

T — content of soluble salts in mg/litre,

Q — runoff in cu. m/sec,

V — unit flow in litre/sec/sq. km,

P — area of examined drainage basin, in sq. km.

This interdependence can also be shown graphically (see fig. 26).

The individual terms involved in the above formulae have been interpreted in detail by a great number of measurements made by both local scientists and by the author himself. These studies contributed, apart from other factors, to the determination of the changes which during the annual cycle occur in water mineralization (table 1, figs. 32, 33), of the thermal conditions and the yields of the

karst springs (figs. 12, 13), and of the chemical activity of the different waters (table 1, figs. 17, 27, 34).

The chemical denudation caused by karsting has been determined for 5 areas within the Platform and the mountains (table 7, figs. 23, 26). In this the author took into account not only the carbonate and sulphate content of the water, but also the sum of all salts carried off from the karst region examined. The denudation values were found to be lowest on the Platform where the area is alimented by autochthonic waters (the Unga valley with 8 cu. m/sq.km/year), and highest in the mountains (Chamar-Daban with 61 cu. m), as well as on the Platform where transitory water infiltrates (the Osa valley with 20 cu. m/sq.km/year). Further, the author calculated the overall chemical denudation (the total quantity of salts carried off from soluble and insoluble rocks) for the Angara drainage basin and for 2 of its larger tributaries. The different values found for this denudation are presented in figs. 29 and 30.

In calculating the chemical denudation the author also took into account 1) the content of salts derived from atmospheric precipitation (tabl. 5) and 2) the actual subterranean drainage basin which in karst regions is by no means identical with topographical conditions. Moreover, the author attempted to compute the complete denudation from the Angara drainage basin (Balagansk), taking also into account the bed-load dragged along the river bottom and the material suspended in the water. The mean long-term values, calculated for the total drainage basin of 655 000 sq. km, are 34 cu. m/sq.km/year; chemical denudation accounts for 10 to 20% of this value.

For purposes of comparison the author also calculated the chemical denudation on the basis of Corbel's climatic method ($d = 4ET/100$); in areas well examined as to their climatic conditions he obtained similar values (table 6).

Conclusions

On the basis of the data presented above the author formulates the following conclusions:

1. The Karst of the Siberian Platform has developed during at last three successive periods: the Middle Cambrian, the Upper Paleozoic, and the time from the Jurassic until today. Of decisive influence upon the karsting processes has been, apart from structure and climate, the situation of the land, which facilitated the infiltration of large quantities of chemically active water arriving from the mountains. The valley floors of the big transitory streams, principally the floor the Angara, constitute the base of denudation; apart from this, these rivers also affect the rate of contemporaneous degradation. In consequence of these conditions, a remarkable karst relief came into existence, typical of platforms built of soluble rocks and developed in a zone of long-term permafrost. This relief has no correlated form in areas of classical karsting nor in other karst types. For this reason the author suggests to distinguish this relief by a separate term like: Siberian karst type.

2. In the Karst zone of Eastern Siberia the intensity of contemporaneous denudation is not conformable with the actual shape of the karst relief. The mountains where the intensity of denudation is highest, show a scarcity of karst forms, while on the Platform with its negligible denudation macro- and mesoforms appear well developed. This can be explained by the differences in the periods in which the individual karst areas developed. In the mountains the limestones were not exposed on the ground surface until the Tertiary and the Quaternary, while on the Platform karsting proceeded as early as during the Lower Paleozoic.

3. The difference in chemical denudation between the mountain area and the Platform must be mainly ascribed to two agencies: the amount of water flow, and the degree of its mineralization. In spite of a high salt content, denudation on the Platform is slight because precipitation is low; conditions are the opposite in the mountains. This interrelation is confirmed by the rate of denudation observed during the year: removal of material is most intensive during the most humid months, i.e. in summer and spring, although these are the shortest seasons of the year and are associated with the lowest degree of mineralization of the water.

4. The influence of long-term permafrost upon karsting processes is but slight in Eastern Siberia. It was found, that karsted areas are mostly devoid of permafrost — a fact facilitating the unobstructed circulation of underground waters. All the same, permafrost affects karsting indirectly, because it supplies plenty of water during snowmelt and is apt to form local bases of denudation.

5. In the Eastern Siberian Karst a considerable intensity of karst denudation has been observed, oscillating between 0.01 and 0.06 mm/year. Still, these values are at the most half of what they are in karst areas of Europe situated in similar geographical latitudes.

6. The karst waters of the mountain areas and the allochthonic waters on the Platform are strongly aggressive and liable to cause further chemical denudation. This fact constitutes a marked danger to hydraulic structures and other kinds of economic activities along the Angara banks.

PRACE GEOGRAFICZNE IG PAN

1. Flis J., Kras gipsowy Niecki Nidziańskiej. 1954, s. 73, zł 10,—.
2. Walczak W., Pradolina Nysy i plejstocenyjskie zmiany hydrograficzne na przedpolu Sudetów Wschodnich. 1954, s. 51, zł 8,—.
3. Krzymowska A., Franciszek Szwarzenberg-Czerny profesor geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego (1847—1917). 1954, s. 69, zł 9,50.
4. Paszyński J., Opady atmosferyczne dorzecza Odry i ich związek z hipsometrią i zalesieniem. 1955, s. 90 + 7 map, zł 16,50.
5. Kiełczewska-Zaleska M., O powstaniu i przeobrażaniu kształtów wsi Pomorza Gdańskiego.
Biskup M., Osady na prawie polskim na Pomorzu Gdańskim w pierwszej połowie XV w. 1956, s. 224 + 3 mapy, zł 31,45.
6. Okołowicz W., Geomorfologia okolic środkowej Wilii. 1956, s. 68, zł 10,—.
7. Jahn A., Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd. 1956, s. 453 + 5 map, zł 52,40.
8. Fleszar M., Studia z dziejów geografii ekonomicznej w Polsce od połowy XVIII w. do r. 1848. 1956, s. 105, zł 20,—.
9. Praca zbiorowa, Studia geograficzne nad aktywizacją małych miast. 1957, s. 526, zł 58,—.
10. Werwicki A., Białostocki okręg przemysłu włókienniczego do 1945 r. 1957, s. 164, zł 32,—.
11. Starkel L., Rozwój morfologiczny progów Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzycianą. 1957, s. 152 + 7 map + 20 ilustr., zł 36,—.
12. Olszewicz B., Geografia polska w Okresie Odrodzenia. 1957, s. 62, zł 15,50.
13. Gilewska S., Rozwój morfologiczny wschodniej części Wyżyny Miechowskiej. 1958, s. 70, zł 20,—.
14. Staszewski J., Vertical Distribution of World Population. 1957, s. 116 + 1 tabl., zł 40,—.
15. Łomniewski K., Zalew Wiślany. 1958, s. 106, zł 24,—.
16. Litterer M., Zmiany w rozmieszczeniu i strukturze ludności Polski Ludowej w latach 1946—1950.
17. Wełpa B., Zagadnienie struktury wieku ludności Polski Ludowej w r. 1950. 1955, s. 112, zł 22,—.
18. Kukliński A., Struktura przestrzenna przemysłu cegielnianego na Ziemiach Zachodnich w epoce kapitalizmu. 1959, s. 156 + 19 wkładek, zł 49,—.
19. Praca zbiorowa, Z badań środowiska geograficznego w powiecie mrągowskim. 1959, s. 132 + 6 wkładek, zł 45,—.
20. Tobjasz J., Wykorzystanie środowiska geograficznego dla hodowli w województwie białostockim. 1959, s. 160 + 2 mapy, zł 33,—.
21. Kowalska A., Paleomorfologia powierzchni podplejstocenyjskiej niżowej części dorzecza Odry. 1960, s. 75 + 6 map, zł 25,—.

22. Starkel L., Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie. 1960, s. 239 + 9 map + 35 fot., zł 78,—.
23. Balińska - Wuttke K., Geomorfologia obszaru między Skierniewicami a Rawą Mazowiecką. 1960, s. 112 + 3 mapy, zł 43,50.
24. Wróbel A., Województwo warszawskie. Studium ekonomicznej struktury regionalnej. 1960, s. 140, zł 24,—.
25. Praca zbiorowa, Problems of Applied Geography. Proceedings of the Anglo-Polish Geographical Seminar (Nieborów, September 15—18. 1959). 1961, s. 148 + 10 wkładek (mapy) + 15 fot.
26. Gieysztor I., Studia hydrologiczne nad potokami tatrzańskimi. 1961, s. 80 + 4 mapy, zł 26,—.
27. Praca zbiorowa, Problems of Economic Regions. 1961, s. 360 + 11 map, zł 77,—.
28. Staszewski J., Die Verteilung der Bevölkerung nach dem Abstand vom Meer. 1961, s. 79 + 3 tabl., zł 20,—.
29. Galon R., On the Morphology of the Noteć—Warta (or Toruń—Eberswalde) Ice Marginal Streamway. 1961, s. 129 + mapa, zł 32,—.
30. Fleszar M., Zarys historii geografii ekonomicznej w Polsce do 1939 r. 1962, s. 173, zł 43,50.
31. Praca zbiorowa, Land Utilization. Methods and Problems of Research. 1962, s. 250 + 13 wkładek, zł 63,—.
32. Kosiński L., Miasta województwa białostockiego. 1962, s. 163 + 3 wkładki, zł 28,—.
33. Kaczorowska Z., Opady w Polsce w przekroju wieloletnim. 1962, s. 112 + wkładka, zł 28,—.
34. Okołowicz W., Zachmurzenie Polski.
Stopa M., Burze w Polsce. 1962, s. 185 + 2 wkładki, zł 45,—.
35. Biegajło W., Sposoby gospodarowania w rolnictwie województwa białostockiego. 1962, s. 187 + mapy, zł 48,—.
36. Dziewański J., Starkel L., Dolina Sanu między Soliną a Zwierzyniem w czwartorzędzie. 1962, s. 86 + 9 wkładek, zł 28,—.
37. Chilczuk M., Rozwój i rozmieszczenie przemysłu rolno-spożywczego w województwie białostockim. 1962, s. 159, zł 38,—.
38. Radłowska C., Rzeźba północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. 1963, s. 178 + 12 fot. + 4 wkładki, zł 60,—.
39. Szupryczyński J., Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacjacji lodowców południowego Spitsbergenu. 1963, s. 162 + 4 mapy, zł 35,—.
40. Kosiński L., Procesy ludnościowe na Ziemiach Odzyskanych, w latach 1945—1960. 1963, s. 128 + wkładki, zł 28,—.
41. Domański R., Zespoły sieci komunikacyjnych. 1963, s. 110 + 38 ilustr., zł 24,—.
42. Stasiak J., Historia jeziora Kruklin w świetle osadów strefy litoralnej. 1963, s. 94 + 19 ilustr. + 2 mapy, zł 27,—.
43. Mileska M. I., Regiony turystyczne Polski. Stan obecny i potencjalne warunki rozwoju. 1963, s. 156 + 6 map, zł 34,—.
44. Gilewska S., Rzeźba progu środkowotriasowego okolic Będzina. 1963, s. 135 + 24 ilustr., zł 36,—.
45. Chilczuk M., Sieć ośrodków więzi społeczno-gospodarczej wsi w Polsce. 1963, s. 155 + 55 ilustr. i map, zł 65,—.
46. Praca zbiorowa, Problems of geomorphological mapping. 1964, s. 140 + anex + 9 ilustr. + 6 map, zł 48,—.
47. Praca zbiorowa, Studia geograficzne w powiecie pińczowskim. 1966, s. 193 + 27 ilustr. + 7 map, zł 47,—.

48. Wróbel A., Pojęcie regionu ekonomicznego a teoria geografii. 1965, s. 86, z1 21,—.
49. Ratajski L., Polska kartografia ekonomiczna XX wieku. 1965, s. 144 + 16 ilustr., z1 30,—.
50. Starkel L., Rozwój rzeźby polskiej części Karpat Wschodnich. 1965, s. 160, 35 ilustr. + 5 map + 16 fot., z1 48,—.
51. Kostrowicki A. S., Regionalizacja zoogeograficzna Palearktyki w oparciu o faunę motyli tzw. większych (Macrolepidoptera). 1965, s. 100 + 21 ilustr., z1 30,—.
52. Gerlach T., Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Grajczarka. (Beskid Wysoki — Karpaty Zachodnie). 1966, s. 111, 20 ilustr., z1 33,—.
53. Klimek K., Deglacjacja północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej w okresie zlodowacenia środkowopolskiego. 1966, s. 136 + 26 ilustr., z1 32,—.
54. Kosmowska-Suffczyńska D., Rozwój rzeźby w trzeciorzędzie okolic Ostrowca Świętokrzyskiego i Ćmielowa. 1966, s. 114 + 22 ilustr. + 7 fot. + 2 mapy, z1 33,—.
55. Ziemońska Z., Obieg wody w obszarze górskim na przykładzie górnej części dorzecza Czarnego Dunajca. 1966, s. 111 + 16 ilustr. + 2 wkładki, z1 34,—.
56. Ratajski L., Mapy przemysłu, ich właściwości metodyczne i kartometryczne. 1966, s. 115 + 22 ilustr., z1 28,—.
57. Więckowski K., Osady denne Jeziora Mikołajskiego. 1966, s. 112 + 12 ilustr. + 7 fot., z1 24,—.
58. Szostak M., Pochodzenie Jeziora Śniardwy i jego zasoby wodne. 1967, s. 70 + 11 ilustr., z1 20,—.
59. Rościszewski M., Siemek Z., Rolnictwo krajów słabo rozwiniętych (Egipt, Syria, Turcja). 1967, s. 109 + 9 ilustr., z1 24,—.
60. Ziętara T., Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów (w druku).
61. Urbaniak U., Wydmy Kotliny Płockiej. 1967, s. 79 + 43 ilustr. + 8 fot., z1 21,—.
62. Jewtuchowicz S., Geneza Pradoliny Warszawsko-berlińskiej między Nerem a Moszczenicą. 1967, s. 102 + 42 ilustr. + 19 fot., z1 30,—.
63. Dziewoński K., Baza ekonomiczna i struktura funkcjonalna miast. Studium rozwoju pojęć, metod i ich zastosowań. 1967, s. 135, z1 32,—.
64. Rychłowski B., Regionalizacja ekonomiczna — zagadnienia podstawowe. 1967, s. 139, z1 33,—.
65. Bączyk J., Masy wodne południowego Bałtyku i wpływ ich ruchów na polską strefę przybrzeżną. 1968, s. 120 + 32 ilustr., z1 31,—.
66. Szulc H., Typy wsi Śląska Opolskiego na początku XIX wieku i ich geneza (w druku).
67. Szewczyk J., Włoka. Pojęcie i termin na tle innych średniowiecznych jednostek pomiaru ziemi. 1968, s. 113 + 6 ilustr., z1 30,—.
68. Wojciechowski K., Zagadnienie metody bilansu wodnego Thornthwaite'a i Mathera w zastosowaniu do Polski. 1968, s. 79 + 23 ilustr., z1 18,—.
69. Problemy regionalizacji fizycznogeograficznej. Materiały z sympozjum zorganizowanego przez P.T.G. w dniach 16—24 września 1966. (red. J. Kondracki). 1968, s. 114 + 4 ilustr., + 1 wkładka, z1 28,—.
70. Pulina M., Zjawiska krasowe we Wschodniej Syberii (w druku).
71. Szupryczyński J., Niektóre zagadnienia czwartorzędu na obszarze Spitsbergenu (w druku).

72. Kosiński L., Migracje ludności w Polsce w latach 1950—1960. 1968, s. 106 + 41 ilustr., zł 28,—.
73. Korolec H., Procesy brzegowe i zmiany linii brzegowej Jeziora Mikołajskiego (w druku).
74. Praca zbiorowa, Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce (w druku).

Varia

- Kaczorowska Z., Zestaw zagranicznych czasopism i wydawnictw seryjnych z zakresu nauk o ziemi znajdujących się w bibliotekach polskich. 1957, s. 377, zł 100,—.
- Ratajski L., Szewczyk J., Zwoliński P., Nazewnictwo geograficzne świata. 1959, s. 857, zł 135,—.
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 1. Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800. 1961, s. 248, zł 72,—.
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 2 (uzupełniający). Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800. 1963, s. 124, zł 28,—.
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 3. Katalog atlasów 1801—1919, 1965, s. 343, zł 76,—.
- Chilczuk M., Ciołkosz A., Zastosowanie zdjęć lotniczych w geografii. 1966, s. 131, ilustr. 84 (3 wielobarwne wkładki), zł 24,—.
- Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce. Zeszyt 4. Katalog atlasów 1920—1945 (w druku).

PAŃSTWOWE
WYDAWNICTWO NAUKOWE
ODDZIAŁ W ŁODZI

Wyd. I. Nakład 700 + 90. Ark. wyd.
6,25. Ark. druk. 6,00. Papier druk.
sat. kl. III, 80 g. Oddano do skła-
dania w styczniu 1968 r. Podpisano
do druku w czerwcu 1968 r. Druk.
ukończono w czerwcu 1968 r. Zam.
nr 8009

P-8

Cena zł 19,—

WOJSKOWA DRUKARNIA
W ŁODZI



Cena zł 19.—