

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII

PRACE GEOGRAFICZNE NR 96

ADAM KOTARBA

POWIERZCHNIOWA DENUDACJA
CHEMICZNA
W WAPIENNO-DOLOMITOWYCH
TATRACH ZACHODNICH

WROCŁAW · WARSZAWA · KRAKÓW · GDAŃSK
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII

*

PRACE GEOGRAFICZNE NR 96

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ

№ 96

АДАМ КОТАРБА

ПОВЕРХНОСТНАЯ ХИМИЧЕСКАЯ ДЕНУДАЦИЯ
В ИЗВЕСТНЯКО-ДОЛОМИТОВЫХ
ЗАПАДНЫХ ТАТРАХ

*

GEOGRAPHICAL STUDIES

No. 96

ADAM KOTARBA

SUPERFICIAL CHEMICAL DENUDATION
IN THE CALCAREOUS-DOLOMITE
WESTERN TATRA MTS.

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII

PRACE GEOGRAFICZNE NR 96

ADAM KOTARBA

POWIERZCHNIOWA DENUDACJA
CHEMICZNA
W WAPIENNO-DOLOMITOWYCH
TATRACH ZACHODNICH

WROCŁAW · WARSZAWA · KRAKÓW · GDAŃSK
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

1972

<http://rcin.org.pl>

Komitet Redakcyjny

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

Praca doktorska wykonana pod kierunkiem
prof. dra Mieczysława Klimaszewskiego

Redaktor Krzysztof Plater
Redaktor techniczny Lidia Samarin

Printed in Poland

Zakład Narodowy im. Ossolińskich — Wydawnictwo. Wrocław 1972.
Nakład: 850 + 150 egz. Objętość: ark. wyd. 8,10, ark. druk. 7,50 +
1 wklejka, ark. A1 — 12. Papier powlek. kl. V, 80 g. 70 × 100. Od-
dano do składania 28 III 1972. Podpisano do druku 21 VIII 1972. Druk
ukończono we wrześniu 1972. — Wrocławska Drukarnia Naukowa.
Zam. 141/72 — F-10 — Cena zł 24.—

SPIS TREŚCI

I. Wprowadzenie	7
1. Zarysowanie problemu	7
2. Cel i metoda pracy	11
II. Charakterystyka środowiska geograficznego Czerwonych Wierchów	17
1. Zarys budowy geologicznej Czerwonych Wierchów	17
2. Charakterystyka rzeźby północnych skłonów Czerwonych Wierchów	19
3. Ogólna charakterystyka klimatyczna Tatr Zachodnich	26
4. Charakterystyka stosunków wodnych północnego skłonu Czerwonych Wierchów	31
5. Charakterystyka florystyczna Czerwonych Wierchów w rejonie Doliny Małej Łąki w powiązaniu z warunkami glebowymi	35
III. Charakterystyka powierzchniowych wód krasowych północnego skłonu Czerwonych Wierchów	39
1. Woda opadowa (deszczowa) działająca na nagie powierzchnie skalne	39
2. Woda roztopowa (ze śniegu i lodu) działająca na nagie powierzchnie skalne	42
3. Woda opadowo-roztopowa odsączająca się z płatów alpejskiej roślinności naskalnej działającej na nagie powierzchnie skalne	51
4. Wody opadowe i roztopowe krążące w pokrywach morenowych	52
5. Wody opadowe i roztopowe krążące w pokrywach stokowych	53
6. Wody korytowe	54
IV. Wpływ warunków naturalnych środowiska na proces rozpuszczania skał węglanowych	60
1. Wpływ temperatury na zdolność rozpuszczającą wody	60
2. Kwasowość środowiska a rozpuszczalność skał węglanowych	68
3. Agresywność wód a problem rozpuszczalności skał węglanowych	70
V. Bilans denudacji chemicznej wapienno-dolomitowej części Tatr Zachodnich	76
1. Rola warunków klimatycznych w bilansie denudacyjnym	76
2. Zmienność denudacji chemicznej Tatr Zachodnich w przebiegu rocznym	83
3. Zróżnicowanie denudacji chemicznej w piętrach klimatycznych i roślinnych Tatr	85
4. Wpływ rzeźby północnych skłonów Czerwonych Wierchów na zróżnicowanie denudacji chemicznej	93
5. Porównanie denudacji chemicznej wapienno-dolomitowej części Tatr Zachodnich i obszaru wyżyn południowej Polski	97
6. Próba porównania denudacji chemicznej Tatr Zachodnich i innych wysokogórskich obszarów Europy	100

7. Wpływ składu chemicznego opadów atmosferycznych na wielkość wskaźników denudacji chemicznej obszarów górskich	102
VI. Wnioski końcowe	104
Literatura	106
Поверхностная химическая денудация в известняко-доломитовых Западных Татрах. Резюме	111
Superficial Chemical Denudation in the Calcareous-Dolomite Western Tatra Mts. Summary	114

I. WPROWADZENIE

1. ZARYSOWANIE PROBLEMU

Denudacja chemiczna, czyli niszczenie skał wskutek rozpuszczania i odprowadzania części mineralnych w roztworze wodnym, jest procesem morfogenetycznym o uniwersalnym zasięgu. Obejmuje każdy fragment powierzchni kuli ziemskiej bez względu na charakter podłoża, jeśli nie jest on izolowany przed bezpośrednim oddziaływaniem wody pochodzenia atmosferycznego (np. wskutek przemarznięcia gruntu itp.).

Sz szczególnie wysoką podatność na rozpuszczanie pod wpływem wody zawierającej dwutlenek węgla wykazują wapienie i dolomity. Dlatego na obszarach zbudowanych ze skał węglanowych denudacja chemiczna jest procesem dominującym i prowadzącym do powstania specyficznego zespołu form zwanych krasowymi. Krajobrazy krasowe są nieporównywalne z jakimikolwiek innymi i dlatego od najdawniejszych czasów były przedmiotem zainteresowania przyrodników. W XVIII i XIX stuleciu wielokrotnie opisywano zespoły form krasowych Europy, a zwłaszcza Gór Dynarskich. Badania sprowadzały się do opisu i wyjaśnienia genezy zarówno form powierzchniowych, jak i podziemnych. Z początkiem XX w. zostały postawione hipotezy o stosunkach hydrograficznych warunkujących powstanie rzeźby krasowej przez A. Grunda, J. Cvijića, O. Lehmana i F. Katzera oraz poglądy na rozwój rzeźby krasowej przez L. Sawickiego, W. M. Davisa, J. Cvijića i E. M. Sandersa. W rozważaniach tych podkreślano rolę składu petrograficznego skał krasowiejących (L. Sawicki) oraz zmian zwierciadła wód gruntowych, a prawie zupełnie pomijano rolę warunków klimatycznych (opady, temperatury) i roślinnych. Jedynie w badaniach poświęconych zjawiskom krasowym obszaru alpejskiego poczyniono pewne spostrzeżenia odnośnie do wpływu zmieniających się z wysokością zespołów roślinnych na wykształcenie drobnych form powierzchniowych. H. Lindner w obszernym studium (1930) dotyczącym genezy żłobków krasowych 9 masywów górskich Alp Zachodnich i Wschodnich stwierdził, że powstanie tych mikroform zależy przede wszystkim od warunków strukturalnych, chemicznych

i topograficznych skał, lecz podkreślił również rolę warunków klimatycznych (skład atmosfery, temperatury, działania śniegu i lodu), podłoża humusowego i rodzaju szaty roślinnej. Natomiast M. Eckert (1902) wiązał powstanie żłobków z określonymi warunkami klimatycznymi (wysokie opady w górach), przypisując im rolę decydującą. W okresie późniejszym osłabło zainteresowanie problematyką krasową i dopiero lata pięćdziesiąte przyniosły nowe ożywienie badań na tym polu. W świetle geomorfologii klimatycznej zrodziła się wtedy idea ścisłego powiązania form krasowych z powodującymi ich powstanie warunkami klimatycznymi i roślinnymi. Ukazały się pierwsze prace poświęcone Alpom Centralnym, określające naturę procesów rozpuszczania chemicznego wpływających na wytworzenie się form krasowych w wapieniach. W oparciu o analizy wody krążącej w środowisku naturalnym wykonywano bezpośrednio w terenie oznaczenia ilości rozpuszczonego węgla wapnia oraz wolnego kwasu węglowego (A. Bögli 1951). Zadaniem generalnym utworzonej w 1952 r. Komisji Zjawisk Krasowych Międzynarodowej Unii Geograficznej stało się poznanie obszarów krasowych we wszystkich strefach klimatycznych świata oraz wpływu klimatu na szybkość niszczenia wapieni. W imieniu Komisji propozycje dotyczące systematycznych badań rozwoju rzeźby krasowej wysunął jej przewodniczący H. Lehmann (1956). Zalecano wtedy przede wszystkim wykonywanie analiz chemicznych wód krasowych spływających po powierzchniach skalnych lub krążących w korytach rzek na obszarach o różnych warunkach klimatycznych. Szczególną uwagę zwrócono na studiowanie roli biologicznego CO₂ i mikroorganizmów w procesach rozpuszczania. Dopiero na drugim miejscu znalazło się zalecenie śledzenia wpływu składu petrograficznego i czystości wapieni na rozwój krasowienia w różnych klimatach. Od tego czasu nastąpił ogromny postęp w studiach nad typami rzeźby obszarów wapiennych wszystkich stref klimatycznych oraz nad szybkością jej rozwoju.

Zainteresowania badaczy skierowały się również na obszary górskie Europy. Strefowość klimatyczna nie jest bowiem dokładnie powtarzana przez piętrowość klimatyczną, tak jak strefy roślinne nie odpowiadają w pełni piętrům roślinności w wysokich górach. Ten nowoczesny kierunek określania rozwoju rzeźby nie tylko w ujęciu jakościowym, ale i ilościowym nie ograniczył się wyłącznie do obszarów zbudowanych ze skał węglanowych. Powstały syntetyczne opracowania bilansowe wybranych obszarów w określonych strefach klimatycznych (np. J. Corbel 1959, 1960, 1965, H. Lehmann et al. 1956, D. J. Smith 1969, A. Rapp 1961, G. Rougerie 1967, M. M. Sweeting, A. Gerstenhauer 1960, O. Štelcl et al. 1969), obszarów wysokogórskich (F. Bauer 1964, A. Bögli 1951, 1956, 1960, J. Gams 1962, 1966, 1969, H. Jackli 1957,

H. Ö r t l i 1953), a nawet całego świata (J. Corbel 1964). W wyniku tych studiów zarysował się ogólny obraz zróżnicowania denudacji chemicznej na świecie. W obszarach wapiennych określono ogólne prawa rozwoju rzeźby krasowej w ujęciu dynamicznym. Mimo to jednak szereg zagadnień dotyczących istoty krasowienia pozostaje niejasnych. Są to między innymi: problem szybkości reakcji chemicznych na tle zróżnicowania termicznego i roślinnego (w przestrzeni i w czasie), relacja między szybkością rozpuszczania a absolutnymi rozmiarami denudacji chemicznej, rola wykształcenia petrograficznego skał oraz stanu fizycznego podłoża (lita skała, zwierzelina, utwory pokrywowe), wreszcie znaczenie ilości wody pozostającej w kontakcie z wapieniami. Na zagadnienia te zwracają uwagę w literaturze polskiej między innymi M. K l i m a s z e w s k i (1958, 1964) i C. R a d ł o w s k a (1964).

Mimo że dla wielu obszarów wapienno-dolomitowych określono rozmiary denudacji chemicznej z uwzględnieniem warunków geologicznych, klimatycznych i florystycznych, to nadal każdemu z tych elementów przypisuje się inną rolę i szereguje się je w różnej kolejności. Decydujący wpływ niskich temperatur na intensywność procesu rozpuszczania podkreślają J. C o r b e l i P. B i r o t, podczas gdy H. L e h m a n n i A. B ö g l i przywiązują pierwszorzędne znaczenie do obecności bujnego życia roślinnego w warunkach tropikalnych (biologiczne CO₂). Jeszcze inne stanowisko reprezentuje M. M. S w e e t i n g (1964, 1967). Na podstawie szeroko zakrojonych studiów porównawczych na różnych obszarach świata dochodzi ona do wniosku, że czynniki nieklimatyczne (litologia i struktura, głębokość i długość czasu krążenia wody) mogą odgrywać w rozpuszczaniu wapieni większą rolę niż temperatura wody.

W warunkach sztucznych przy odizolowaniu jednego czynnika od pozostałych istnieje możliwość precyzyjnego, ilościowego określenia roli poszczególnych czynników. Studia takie przeprowadził między innymi J. P. M i l l e r (1952). Wykonał on 259 oznaczeń rozpuszczalności w temperaturach od 0° do 105°C przy ciśnieniu CO₂ od 1 do 100 barów, używając trzech rodzajów wapieni. Wyniki wskazują, że rozpuszczalność zależy nie tylko od temperatury i ciśnienia CO₂, lecz również od czystości i rozmiarów cząstek CaCO₃, a także od koncentracji innych jonów. Autor sugeruje, że na podstawie skonstruowanych przez niego diagramów można dla każdej kombinacji elementów określić rozmiary rozpuszczania CaCO₃ pod warunkiem, że wapienie są bardzo czyste. Jednak w przyrodzie współzależności elementów decydujących o rozpuszczaniu są daleko bardziej złożone, więc precyzyjne ocenienie ich roli nie jest możliwe. Studia nad denudacją chemiczną z konieczności muszą sprowadzać się do rejestracji skutków działania całego zespołu procesów przyrodniczych (nie zawsze w pełni rozpoznanych) i pozwalają tylko na przybliżoną interpretację



Fot. 1. Widok ogólny Doliny Małej Łąki w Tatrach Zachodnich

General view of the Mała Łąka valley in the Western Tatra Mts.

genetyczną. Dobre rezultaty prac nad określeniem warunków rozpuszczania wapieni w środowiskach naturalnych uzyskali A. Bögli (1960, 1964) i F. Bauer (1964). A. Bögli wydzielił fazy chemiczne rozpuszczania wapieni przez wody atmosferyczne oraz powiązał je z mikroformami krasowymi. Zwrócił on uwagę na sposób i czas krążenia wody i określił mineralizację wody w różnych częściach Alp Centralnych oraz na ich przedpolu. F. Bauer określił mineralizację wód różnego pochodzenia na obszarze Dachsteinu. Obydwaj autorzy nieprzypadkowo wybrali obszary wysokogórskie. Są one szczególnie wdzięcznym obiektem takich badań, gdyż na stosunkowo niewielkim obszarze obserwuje się dużą pionową zmienność klimatyczną i florystyczną (w układzie piętrowym).

Praca niniejsza nawiązuje do wspomnianych wyżej badań alpejskich. Studia terenowe skoncentrowano w Tatrach Zachodnich na obszarze dwóch dolin rozcinających północne stoki Czerwonych Wierchów — Doliny Małej

Łąki i Doliny Miętusiej, gdyż jest to jedyny fragment Tatr w granicach Polski, gdzie w całym profilu wysokościowym, od podnóża gór położonego około 900 m n.p.m. po najwyższe szczyty sięgające około 2200 m, występują osadowe serie skalne o powtarzającym się zróżnicowaniu wykształcenia petrograficznego (fot. 1). Taka sytuacja geologiczna pozwala w ogólnym zarysie na wyeliminowanie wpływu właściwości skał podłoża i zwrócenie uwagi na rolę czynników klimatycznych i florystycznych we współczesnej powierzchniowej denudacji chemicznej. Dodatkowymi okolicznościami przemawiającymi za wyborem tego obszaru do badań było dobre rozpoznanie elementów środowiska geograficznego. Składa się na nie mapa geologiczna w skali 1:10 000 (arkusze: Czerwone Wierchy, Kominy Tylkowe, Hrubby Regiel), opracowanie składu petrograficznego serii mezozoicznych (C. Kuźniar 1913, B. Adamczyk 1962), opracowania geomorfologiczne (B. Halicki 1929, M. Klimaszewski 1958, 1962, E. Romer 1929), hydrograficzne (K. Wit, Z. Ziemońska 1960) oraz glebowe i fitosocjologiczne (B. Adamczyk 1962, B. Pawłowski, K. Stecki 1927). Badania nad chemizmem wód źródłanych pochodzących z głębszych zbiorników skalnych, a także wód powierzchniowych w korytach rzek prowadzili K. Oleksynowa i T. Komornicki (1957, 1958).

2. CEL I METODA PRACY

Celem pracy jest określenie przebiegu i natężenia współczesnej powierzchniowej denudacji chemicznej w wysokogórskiej, wapienno-dolomitowej części Tatr Zachodnich w ujęciu bilansowym oraz porównanie szybkości niszczenia tego obszaru z odpowiednimi wskaźnikami uzyskanymi w innych krasowych grupach górskich strefy umiarkowanej w Europie. Praca zmierza do określenia optymalnych warunków klimatycznych, florystycznych, geologicznych i morfologicznych niszczenia skał węglanowych w Tatrach oraz wykazania sezonowej i piętrowej zmienności natężenia procesu.

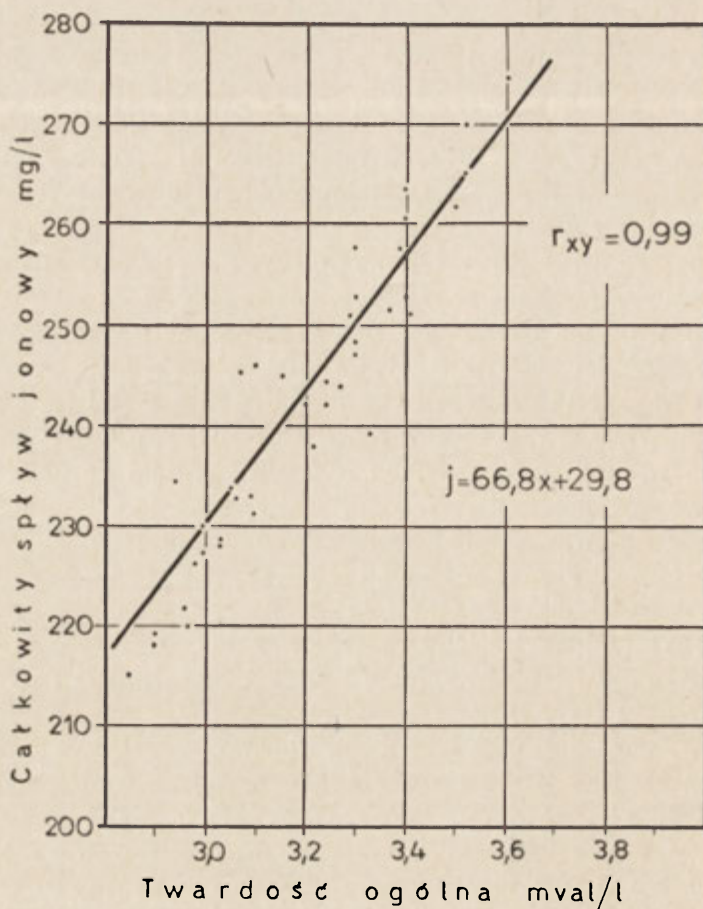
Tak sprecyzowany cel wymagał zastosowania nieco innej niż powszechnie stosowana metody badawczej. Studia nad denudacją chemiczną mają najczęściej charakter ekspedycyjny i sprowadzają się do oznaczenia mineralizacji wody źródlanej, wody z wywierzyisk i płynącej w korytach. Na podstawie ilości wody odpływającej z danego obszaru i zawartości rozpuszczonej skały w litrze wody (mg/l) określa się wielkość niszczenia powierzchni zlewni. W wypadku gdy nie występuje odpływ podziemny, a zlewnia powierzchniowa pokrywa się z podziemną, rozkłada się masę wyniesionej skały w roztworze wodnym na całą badaną powierzchnię (J. Corbel 1959 a). Metoda ta, słuszna przy wykonywaniu badań porów-

nawczych na różnych obszarach świata, okazała się niewystarczająca przy studiowaniu zróżnicowania rozmiarów denudacji w obrębie kilku pięter klimatyczno-roślinnych na stosunkowo niewielkim obszarze masywu Czerwonych Wierchów. Pobierano więc do analiz chemicznych (120 analiz) wody krążące po powierzchni wszystkich typów stoków i wykonano obserwacje nad ubytkiem masy znaczonych okruców wapiennych. Studia ilościowe wykonane w latach 1966—1969 poprzedzono jakościowym rozpoznaniem współczesnych procesów krasowych wykonanych w oparciu o analizę mikroform, krasowych a zwłaszcza żłobków (A. K o t a r b a 1967).

Analizy chemiczne powierzchniowych wód krasowych na Czerwonych Wierchach były wykonywane we wszystkich porach roku. Analizowano wody różnej genezy (deszczowe, roztopowe ze śniegu i z lodu) oraz wody krążące w odmiennych warunkach morfologicznych, klimatycznych i glebowych. Określano więc koncentrację rozpuszczonych soli w pokrywach stokowych i morenowych w lasach regłowych oraz na powierzchniach litej skały pokrytej kosodrzewiną i murawami wysokogórskimi, a także na nagich powierzchniach skalnych. Oprócz ogólnej mineralizacji tych wód wyrażonej twardością ogólną oznaczano ich zasadowość (praktycznie twardość węglanową ze względu na brak wodorotlenków) i twardość niewęglanową. Oznaczenia te były wykonywane w terminie nie późniejszym niż 24 godziny od pobrania próby. Bezpośrednio w terenie określano pH wód, temperaturę wody i powietrza oraz ogólne warunki pogodowe. Oznaczenie pH na miejscu ma bardzo istotne znaczenie, gdyż element ten bardzo się zmienia w przypadku nawet niewielkich wahań temperatury i ciśnienia, jakie zachodzą podczas transportowania próbek do laboratorium. Oznaczenia pH dokonywano za pomocą kolorymetru przenośnego z uniwersalnym wskaźnikiem Yamady w zakresie od 4 do 10 pH, z dokładnością $\pm 0,1$. Twardość ogólną określano metodą miareczkową za pomocą palmitynianu potasowego, zasadowość przez miareczkowanie wody roztworem 0,1 n HCl wobec fenoltaleiny (1%), a następnie wobec metyloranżu (0,1%). Próby wody do analiz chemicznych transportowano w butlach poliestrowych, zabezpieczając je w ten sposób przed ewentualnymi reakcjami chemicznymi ze szkłem. Pobierana woda zawsze pochodziła z wycieków okresowych, pojawiających się po opadach lub w czasie roztopów. Z obserwacji wyeliminowano prawie zupełnie wody ze źródeł stałych zasilanych z głębszych zbiorników skalnych, ponieważ ich mineralizacja nie jest bezpośrednim wskaźnikiem denudacji powierzchniowej, a stanowią one przedmiot bardzo szczegółowych studiów K. Oleksynowej i T. Komornickiego (1957, 1958). Nieliczne analizy tych wód wykonano tylko dla celów porównawczych. Okazały się one pożyteczne między innymi dlatego, że wartości ich pH pozwoliły na pewne rozróżnienie wód głębokich od płytkich — powierzchniowych. Mianowicie wody ze źródeł krasowych stałych w czasie

długiej drogi pod ziemią uzyskują stosunkowo trwałe pH, nieznacznie się zmieniające po pobraniu do butelki i przeniesieniu do innych warunków. Ich pH zmieniało się maksymalnie $\pm 0,4$, podczas gdy pH wód powierzchniowych wykazywało zawsze ogromną niestabilność. Dużo uwagi poświęcono wodzie korytowej w Potoku Małołackim. U wylotu Doliny Małej Łąki prowadzono w okresie trzyletnim obserwacje przepływów w betonowym przepuszczeniu pod szosą. Równocześnie z pomiarami przepływów dokonywano we wszystkich typowych okresach klimatycznych poboru wody do analizy. Uzyskane w ten sposób serie obserwacji hydrologicznych i chemicznych można było przeanalizować stosując metody statystyczne. Otrzymane dane dla wszystkich typów wód są materiałem podstawowym do bilansowego ujęcia denudacji chemicznej zlewni Małej Łąki i masywu Czerwonych Wierchów. Zebrany materiał podstawowy był jednak niewystarczający. Brak pełnych analiz wód nie pozwalał na określenie całkowitego spływu jonowego, tj. sumy kationów i anionów wyrażonych w mg/l. Dlatego wykorzystano publikowane dane pełnych analiz chemicznych wody korytowej w Potoku Małołackim wykonane przez K. Oleksynową i T. Komornickiego (1965) do określenia matematycznego związku między znanymi mi wartościami twardości ogólnej (wyrażonymi w mval/l) i stopniach twardości niemieckiej a całkowitym spływem jonowym wyrażonym w mg/l (ryc. 1).

Bilans wykonano dwoma metodami. Pierwsza, powszechnie stosowana, polegała na określeniu ilości wody odpływającej po powierzchni zlewni w ciągu 1968 r. oraz na okresowych pomiarach ogólnej mineralizacji. W tym celu prowadzono codzienne obserwacje stanu wody w Potoku Małołackim, a w okresach stanów podwyższonych wykonywano pomiary przepływów w sztucznym korycie betonowym. Dla 20-metrowego odcinka betonowego koryta wykreślono krzywą konsumpcyjną pozwalającą przypisać poszczególnym stanom wody odpowiednie wartości odpływu sekundowego. Na podstawie kilkudziesięciu pomiarów mineralizacji skonstruowano wykres ilustrujący zależność funkcjonalną między ilością wynoszonych soli i przepływem. Wysoki współczynnik korelacji wskazuje na bardzo ścisły związek między tymi elementami i pozwala na dość precyzyjne określenie ilości wynoszonej skały w postaci rozpuszczonej w poszczególnych dniach roku. Wartości te, wyrażone w gramach na sekundę, zostały zestawione dla 1968 r. Wartości dzienne ilości odprowadzanej skały poza obręb zlewni posłużyły do określenia rocznej denudacji chemicznej z rozdzieleniem na poszczególne miesiące roku, a poprzez rozłożenie tych wartości na całą powierzchnię odwadnianego obszaru wyliczono wartości usuniętej skały z kilometra kwadratowego. W obliczeniach tych uwzględniono zagadnienie stosunku zlewni powierzchniowej do podziemnej. Jak wiadomo, w obszarach krasowych bardzo często nie są one jednakowe, a od-



Ryc. 1. Związek między twardością ogólną i całkowitym spływem jonowym w Potoku Małolańskim. Wykres i obliczenia wykonano na podstawie danych K. Oleksynowej i T. Komornickiego (1965) z lat 1956-1962

Relationship between total hardness (axis x) and total run-off of ions (axis y) in the Małolański stream. The diagram and calculations were carried out on the basis of data reported by K. Oleksynowa and T. Komornicki (1965) for the years 1956-1962

plyw powierzchniowy stanowi tylko część całkowitego systemu odwodnienia. Problem ten był kilkakrotnie wspomniany w literaturze dotyczącej Czerwonych Wierchów. Przypuszczano, że podziemny wododział zlewni Potoku Kościeliskiego jest przesunięty daleko na wschód w stosunku do wododziału powierzchniowego, gdyż wskazywał na to nadmiar wody odpływającej ze zlewni powierzchniowej w stosunku do ilości opadów, jaką ona otrzymuje. Zagadnienie odpływu z Doliny Małej Łąki zostało posta-

wione już w 1957 r. przez K. Oleksynową i T. Komornickiego. Ich obliczenia wskazywały, że odpływ jest o połowę za niski w stosunku do powierzchni doliny, a więc świadczy o „nieszczelności” zlewni, czyli o istnieniu podziemnego odwodnienia do innego dorzecza. W późniejszych opracowaniach wysunięto hipotezę o odwadnianiu górnej części doliny położonej powyżej 1500 m n.p.m. do Potoku Kościeliskiego (S. Wójcik 1964) udowodnioną pomiarami barwienia wody w Jaskini Wielkiej Śnieżnej (J. Dąbrowski, J. Rudnicki 1967). W świetle powyższych faktów wydzielono w Dolinie Małej Łąki część górną, odwadnianą tylko podziemnie, oraz dolną, o stałej powierzchniowej sieci wodnej. Wszystkie obliczenia bilansowe odnoszą się do powierzchni części dolnej. Uzyskane dane liczbowe są więc niepełne, gdyż nie uwzględniają całego obszaru doliny i nie pozwalają na wyciąganie wniosków o zróżnicowaniu denudacji chemicznej w piętrach klimatycznych i roślinnych. Do rozwiązania tego zagadnienia i sprawdzenia uzyskanych danych zastosowano drugą metodę bilansową. Całą Dolinę Małej Łąki podzielono na obszary leżące w czterech piętrach klimatycznych występujących w tej części Tatr Zachodnich. Obliczono dla nich powierzchnie oraz roczne sumy opadu efektywnego, tj. ilości wody znajdującej się w kontakcie z podłożem (opad minus parowanie). Dla każdego piętra wyznaczono średnie wartości mineralizacji (w mg/l), które są średnimi arytmetycznymi „ładunków” zawartych w wodach typowych dla poszczególnych pięter. Iloczyn opadu efektywnego i mineralizacji określają rozmiary denudacji w obrębie pięter.

Uzupełnieniem metody analiz chemicznych wód były obserwacje nad ubytkiem masy znacznych okruchów wapiennych. Metoda ta dotychczas nie była wypróbowana w badaniach nad denudacją chemiczną. Zastosowano ją więc tytułem próby do sprawdzenia możliwości jej użycia w przyszłych studiach tego typu. Blok niezwiędniętej skały wapiennej (malm-neokom) o znanym składzie petrograficznym (99,08% CaCO_3) pokruszono na drobne okruchy o wadze od 100 g do około 350 g, które oznaczono kolejnymi numerami (emalią olejną) i poddano suszeniu przez 48 godzin w temperaturze 105°C. Następnie zostały one zważone z dokładnością do $\pm 0,01$ g i rozmieszczone (październik 1967) po 2—3 sztuki w różnych miejscach na północnych stokach Czerwonych Wierchów — w Dolinie Małej Łąki i Dolinie Miętusiej. W zainstalowanych punktach pomiarowych okruchy były układane na gęstej siatce plastikowej nie izolującej ich od podłoża, a równocześnie dającej możliwość określenia ewentualnego rozpadu pod wpływem mrozu. Siatki rozmieszczono we wszystkich piętrach klimatycznych i roślinnych w obrębie różnych elementów rzeźby (dna dolin, grzbiety). Najczęściej zakładano w danym punkcie po dwa stanowiska — jedno na gruncie (na murawie naskalnej, na ściółce leśnej), a drugie w pokrywie humusowej. Niestety szereg punktów pomiarowych

zostało zniszczonych. Po dwuletnim okresie okruchy zdjęto ze stanowisk, ponownie wysuszono i zważono (październik 1969). Stwierdzono stosunkowo duże różnice wagi początkowej i końcowej, wielokrotnie przewyższające błąd pomiaru. Na tej podstawie określiłem wpływ warunków morfologicznych na niszczenie poszczególnych części masywu Czerwonych Wierchów.

Praca, wykonana pod kierunkiem prof. dr. M. Klimaszewskiego w Zakładzie Geografii Fizycznej Instytutu Geografii PAN w Krakowie, początkowo miała na celu określenie przebiegu i natężenia współczesnych procesów morfogenetycznych w piętrach klimatyczno-roślinnych węglanowej części Tatr Zachodnich. Pod tym kątem zbierano materiały w terenie. W ostatniej fazie prac terenowych (w 1969 r.) zakres pracy zawężono do denudacji chemicznej — podstawowego procesu na tym obszarze. Profesorowi Dr. M. Klimaszewskiemu serdecznie dziękuję za opiekę nad całością pracy oraz uwagi i rady. Dziękuję Doc. Dr K. Oleksynowej, Profesorowi Dr. L. Starkłowi oraz Koleżankom i Kolegom za przedyskutowanie wielu zagadnień. Szczególnie wdzięczny jestem mojej Żonie, która służyła mi wielką pomocą i radą podczas badań terenowych oraz w trakcie opracowywania zebranych materiałów.

II. CHARAKTERYSTYKA ŚRODOWISKA GEOGRAFICZNEGO CZERWONYCH WIERCHÓW

Przebieg i natężenie współczesnej powierzchniowej denudacji chemicznej Czerwonych Wierchów zależą od zróżnicowanych warunków naturalnych środowiska. W profilu podłużnym północnych stoków obserwuje się zmienność strukturalną podłoża, policykliczne wykształcenie rzeźby, piętowość warunków klimatycznych i roślinnych oraz wodnych.

1. ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ CZERWONYCH WIERCHÓW

Zachodnia część Tatr Polskich zbudowana jest z mezozoicznych serii skalnych, spoczywających na północnym skłonie trzonu krystalicznego. Są to skały osadowe, różnowiekowe, od triasu po dolną kredę (alb), w których znaczny udział mają wapienie i dolomity. Silnie zaangażowane tektonicznie podczas górnokredowej orogenezy alpejskiej (po cenomanie, a przed oligocenem), utworzyły fałdowy masyw typowo wykształcony na obszarze Czerwonych Wierchów. Część regłowa o budowie płaszczowinowej stanowi podnóże Czerwonych Wierchów. W oligocenie cały masyw tatrzański został skośnie podniesiony wzdłuż uskoku południowotatrzańskiego (S. Sokołowski 1959). W badanym obszarze można wyróżnić dwie strefy tektoniczne: wierchową i regłową. W serii wierchowej wydzielono trzon krystaliczny posiadający pokrywę osadową permio-mezozoiczną (zwaną „serią tubylczą”) oraz wierchowe fałdy leżące, zbudowane ze skał mezozoicznych: fałd Czerwonych Wierchów i fałd Giewontu (S. Sokołowski 1961). Tylko kulminacje Kopy Kondrackiej, Małołączniaka i Twardego Uplazu budują płaty skał krystalicznych, stanowiące jądrowe partie wytartego i zdenuadowanego fałdu Giewontu. Na serii wierchowej leżą osady serii regłowej, nasuniętej z południa w postaci dwóch płaszczowin: dolnej i górnej (S. Sokołowski 1959, 1961, E. Passendorfer 1961). Materiał budujący płaszczowiny regłowe został w kulminacji Czerwonych Wierchów zdarty i seria wierchowa odsłania się w oknie tektonicznym (S. Sokołowski 1961).

Przedpermskie skały krystaliczne są reprezentowane na badanym obszarze przez granity i gnejsy. Występują one w partiach szczytowych

Kopy Kondrackiej i Małołączniaka ponad 1850 m n.p.m., lecz nie mają większego rozprzestrzenienia. Natomiast skały osadowe wykazują duże zróżnicowanie petrograficzne, gdyż formowały się w różnych regionach i różnych warunkach sedymentologicznych. W obydwu strefach tektonicznych przeważają skały krasowiejące, chociaż spotyka się wśród nich wkładki kwarcytów, piasków, łożupków, łupków ilastych, zlepieńców, margli i łupków marglistych. W serii wierchowej przeważają wapienie nad dolomitami, a w serii reglowej lepiej wykształcone są wapienie dolomityczne i dolomity. Analizy petrograficzne skał węglanowych wykonane

Tabela 1

Skład chemiczny (w %) podstawowych skał węglanowych północnego skłonu Tatr (wg C. Kuźniara 1913 i B. Adamczyka 1962)

Chemical composition (%) of basic carbonate rocks of the northern slope of the Tatra Mts (after C. Kuźniar 1913 and B. Adamczyk 1962)

Rodzaj skały	$Al_2O_3 + Fe_2O_3$	$CaCO_3$	$MgCO_3$
Seria wierchowa			
Wapienie komórkowe i brekcyjne	5,69	71,46	3,14
Wapienie ciemne, warstwowane	0,12	95,46	3,98
Wapienie krynoidowe, białe	0,18	99,18	1,31
Dolomity triasowe	1,17	56,93	40,25
Wapienie rekweniowe jasne z koralami	0,30	99,08	0,58
Seria reglowa			
Wapienie rafowe ciemne	0,27	96,76	0,89
Wapienie triasowe	0,03	97,73	1,78
Dolomity triasowe	0,56	51,18	45,17
Wapienie litodendronowe, rafowe	1,32	90,07	3,98
Wapienie echinodermowe	5,10	86,45	1,77
Wapienie eoceńskie	0,58	78,63	15,75
Dolomity eoceńskie	0,80	58,10	35,56
Wapień z utworów morenowych	0,48	96,93	1,57
	0,70	96,67	1,49

przez C. Kuźniara (1913) i B. Adamczyka (1962) wskazują, że wapienie obydwu serii są bardzo czyste, o wysokiej i na ogół podobnej zawartości $CaCO_3$. Na tej podstawie można wapienie tatrzańskie uznać za skały o dużej podatności krasowej. Czyste wapienie mają jednak niewielki udział w budowie serii reglowych. Tabela 1 zawiera zestawienie podstawowych składników kilku odmian skał węglanowych serii wiercho-

wej i reglowej oraz utworów morenowych, występujących w Dolinie Małej Łąki i Dolinie Miętusiej. Znacznie większe zestawienie, zwłaszcza dla serii reglowej, zamieszcza B. Adamczyk (1962). Z obydwu wynika, że skład chemiczny skał serii reglowej wskazuje na przewagę wapieni dolomitycznych. Typowe dolomity są rzadsze, a czyste wapienie występują tu tylko sporadycznie. W skład utworów morenowych wchodzi głównie materiał skalny serii wierzchowej. Czerwone łupki kajprowe, występujące między przełęczą Grzybowiec a Przysłopem Miętusim, są ubogie w węglan wapnia i nie podlegają silnemu rozpuszczaniu. Jednak w znacznym stopniu są przykryte grubym płaszczem osadów morenowych, podlegających denudacji chemicznej.

Obserwacje J. Corbela (1957) wykazały, że tylko w wapieniach zawierających ponad 90% CaCO_3 powstają zjawiska krasowe. Skały zawierające poniżej 60% CaCO_3 są średnio podatne na krasowienie. Z tej przyczyny oraz ze względu na silne spękanie tektoniczne skał (A. W r z o s e k 1933) w seriach reglowych nie obserwuje się większych form krasowych, a zatem proces denudacji chemicznej powinien być wolniejszy niż w serii wierzchowej.

2. CHARAKTERYSTYKA RZEŻBY PÓLNOCNÝCH SKŁONÓW CZERWONYCH WIERCHÓW

Część Tatr położona między Przełęczą pod Kopą Kondracką a Przełęczą Tomanową posiada cechy geologiczne i geomorfologiczne, które upoważniają do wydzielenia Czerwonych Wierchów jako m a s y w u. Przyjęto, że pojęcie masywu Czerwonych Wierchów obejmuje obszar od najwyższych szczytów tej części Tatr (Krzesanica 2123 m n.p.m.) do północnego podnóża (łącznie z pasem regli) położonego około 900 m n.p.m. Elementem odróżniającym Czerwone Wierchy od pozostałej części Tatr Zachodnich jest fałdowo-płaszczowinowa budowa geologiczna w całym profilu poprzecznym. Obszar ten stanowi jedyny odcinek głównej grani Tatr, poza Tatrami Bielskimi, zbudowany ze skał osadowych. Wapienie i dolomity jako podstawowe skały serii wierzchowej podlegały niszczeniu przez odmienny zespół procesów niż pozostałe krystaliczne odcinki grani tatrzańskiej (fot. 2). Działalność procesów krasowych spowodowała silne niszczenie podziemne wewnątrz masywu i niedorozwój systemu odwodnienia powierzchniowego północnych skłonów Czerwonych Wierchów. Dlatego podłoże zbudowane z krasowiejących skał węglanowych lepiej zachowało stare elementy rzeźby. Cechy geologiczne i geomorfologiczne masywu Czerwonych Wierchów pozwalają podzielić ten obszar na 2 zasadnicze części: wierzchową i reglową. Wierzchowina głównego grzbiету nosi cechy późno dojrzałego reliefu trzeciorzędowego, przetrwałego mimo późniejszych zmian związanych z odmłodzeniem w pliocenie oraz oscyła-

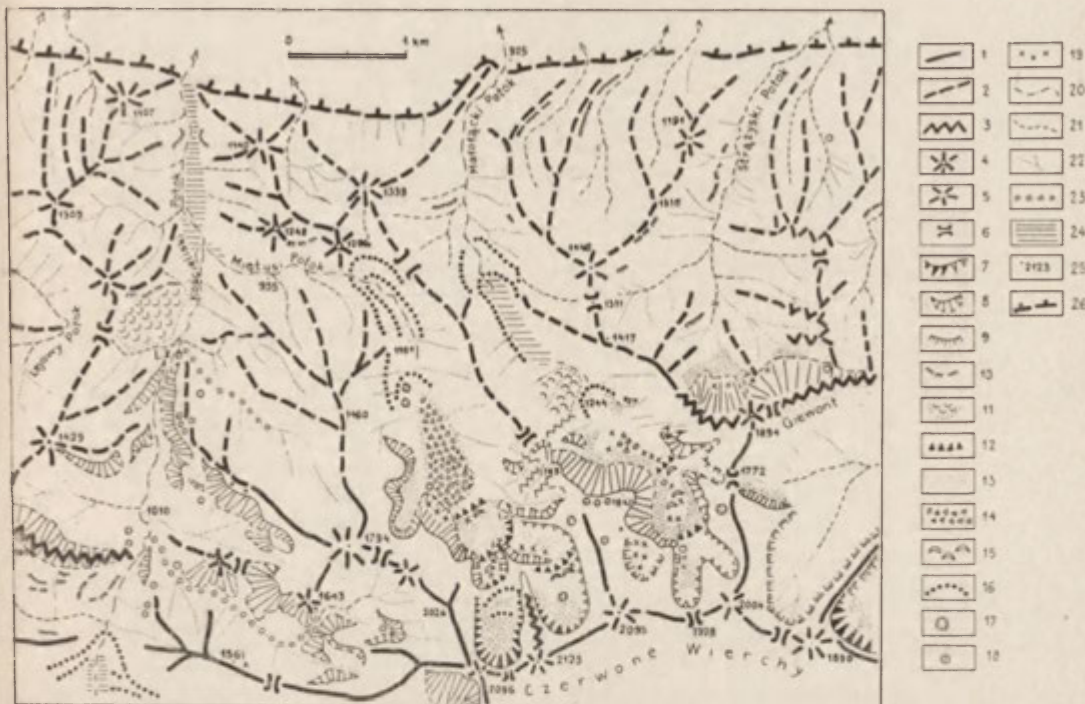


Fot. 2. Gruz wapienny ostrokrawędzisty pod szczytem Krzesanicy na wysokości około 2100 m n.p.m. Produkt intensywnego wietrzenia fizycznego

Sharp-edged calcareous debris under the summit of Krzesanica at a height of about 2100 m above sea-level. Product of intensive physical weathering

ejami klimatycznymi i ruchami dźwigającymi w plejstocenie (M. Klimaszewski 1958, 1959, 1962). Ogromne urozmaicenie litologiczne w obrębie serii mezozoicznych znalazło odzwierciedlenie w wykształceniu form dolinnych i międzycylinnych (ryc. 2).

Wierzchowina grzbietowa Czerwonych Wierchów, o przebiegu równoleżnikowym, jest wykształcona w formie szerokich, zaokrąglonych lub spłaszczonych wierzchołków oddzielonych przełęczami. Wierzchołki osiągnęły wysokość 2100 m n.p.m. (Krzesanica 2123 m, Małolącziak 2095 m), a przełęcze około 2000 m n.p.m. (Mułowa 2060 m, Litworowa 2040 m, Małolącka 1928 m, Przełęcz pod Kopą Kondracką 1863 m). Od głównych kulminacji odchodzą ku północy szerokie grzbiety lokalnie posiadające spłaszczenia (Twardy Uplaz, Szerokie, grzbiet ku Wielkiej Turni, grzbiet ku przełęczy Kondrackiej). Nachylenia w obrębie wierzchołków na ogół nie przekraczają 20°, a stoki posiadają profil wypukły lub wypukło-wklęsły. Łagodnie nachylone do wysokości około 1700 m, kończą się wyraźnymi załomami, poniżej których opadają strome, najczęściej pionowe ściany ku niższej reglowej części. Rzeźba wierzchowa stanowi około 30% całej powierzchni badanego obszaru (ryc. 3). Pewnym wyjątkiem w obrębie reliefu wierzchowinowego jest grzbiet Giewontu (1894 m n.p.m.). Założony na



Ryc. 2. Mapa geomorfologiczna Czerwonych Wierchów:

1 — grzbiety górskie, szerokie, zaokrąglone, 2 — grzbiety reglowe uformowane na przecięciu zboczy dolinnych, 3 — grzbiety wąskie i skaliste, 4 — wierzchołki ostre i skaliste, 5 — wierzchołki kopulaste, 6 — przełęcze, 7 — górne załomy cyrków glacialnych, 8 — ściany skalne, 9 — strome zbocza częściowo z nagimi powierzchniami skalnymi, 10 — małe formy skalkowe na stokach, 11 — osuwiska, 12 — progi dolin zawieszonych, 13 — hałdy gruzowe, 14 — hałdy obrywów, 15 — wyglądy lodowcowe, 16 — moreny czołowe, 17 — leje krasowe, 18 — jaskinie, 19 — żłobki krasowe, 20 — koryta rzek proglacialnych, 21 — koryta rzek proniwalnych, 22 — małe dolinki: wciosa, żleby, 23 — wąwozy krasowe, 24 — równiny akumulacji fluwioglacialnej, 25 — punkty wysokościowe w m n.p.m., 26 — północna granica Tatr

Geomorphological map of the Czerwone Wierchy:

1 — mountain ridges broad, rounded, 2 — ridges of the forest zone formed at the point of intersection of valley slopes, 3 — narrow and rocky ridges, 4 — sharp and rocky summits, 5 — domal summits, 6 — passes, 7 — upper edges of glacial cirques, 8 — rock walls, 9 — steep slopes partly with bare rock surfaces, 10 — small residuals on slopes, 11 — landslides, 12 — steps of hanging valleys, 13 — debris heaps, 14 — heaps of rockfalls, 15 — glaciated knobs, 16 — terminal moraines, 17 — karst dolines, 18 — caves, 19 — karren, 20 beds of proglacial rivers (during Pleistocene), 21 — beds of pronival rivers (during Pleistocene), 22 — small valleys: V-shaped valleys, ravines, 23 — karst gorges, 24 — plains of fluvioglacial accumulation, 25 — height above sea-level, 26 — northern boundary of the Tatra Mts.

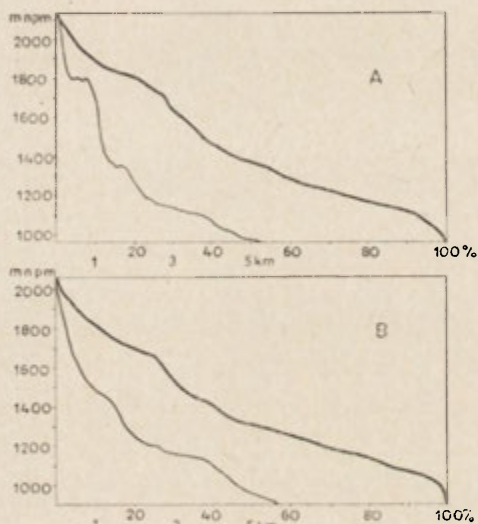
bardzo odpornym, stromo ustawionym kompleksie wapieni (malm-neokom), stanowi on przykład wąskiego, skalistego grzbietu typu hogback. Wysunięty ku północy w stosunku do głównej grani Tatr, powstał dzięki wypreparowaniu w mniej odpornych seriach skalnych podczas rozczłonkowania północnego skłonu Tatr.

Powierzchnia wyznaczona przez grzbiety reglowe, opadająca łagodnie ku północy z wysokości około 1500 m n.p.m. i znajdująca przedłużenie w spłaszczeniach wierzchowinowych na Pogórzu Spisko-Gubałowskim (około 1100 m n.p.m.), powstała w dolnym plicenie (M. Klimaszewski 1958). Wskutek rozczłonkowania tej powierzchni (odmłodzenie górnoplioceniście) powstały grzbiety wąskie zaokrąglone lub wąskie ostre.

Stoki grzbietów są wypukłe lub proste, a ich najczęstsze nachylenia wynoszą 25—35°.

Stoki Czerwonych Wierchów, rozcięte przez konsekwentne doliny Małej Łąki i Doliny Miętusiej, uległy w plejstocenie dużemu przeobrażeniu. Górne odcinki tych dolin (Mułowa, Litworowa, Wielka Świstówka, Niznia Świstówka), wycięte w podłożu zbudowanym z odpornych skał serii wierchowej, są cyrkami lodowcowymi o pionowych 200—400-metrowych ścianach, ostro odcinających się od reliefu szczytowego. Profile dolin są nie wyrównane (ryc. 3). W profilu podłużnym Doliny Małej Łąki można wyróżnić cztery zasadnicze odcinki:

— w Wyżniej Świstówce 1650 m n.p.m. łączą się najwyżżej położone zamknięcia dolinne — Koprowy Żleb, wcinający się w północno-zachodnie stoki Kopy Kondrackiej, i dolinka spod Przełęczy Małołackiej. Stoki tych zamknięć dolinnych cechują się nie wyrównanym profilem i występowaniem licznych ścianek skalnych i małych turni. Fragment dna dolinnego o najstarszym założeniu stanowią Kotliska (1800—1900 m n.p.m.) ograniczone stokami Małołaczniaka o nachyleniach do 20°. W obrębie dna Kotlisk tylko częściowo pokrytego roślinnością występują wypreparowane kompleksy skalne wapieni



Ryc. 3. Profile podłużne dolin: Doliny Miętusiej (A) i Doliny Małej Łąki (B), oraz ich krzywe hipsograficzne (linia gruba), wg A. Henkla i K. Pękali (1966)

Longitudinal profiles of the Miętusia valley (A) and Mała Łąka valley (B) and their hypsographic curves (heavy line), after A. Henkiel and K. Pękala (1966)

i dolomitów tworzące ścianki skalne około 5 m wysokości, z podnóżami okrytymi gruzem;

— dno kotła Niżniej Świstówki położone 1460—1550 m n.p.m. ograniczają od zachodu pionowe, prawie 400-metrowe ściany skalne Wielkiej Turni (1850 m n.p.m.) zbudowane z wapieni ciemnoszarych i jasnych, od wschodu rozczłonowane żlebami 200-metrowe ściany Mnichowych Turni (1700 m n.p.m.). Niżnią Świstówkę od Wyżniej oddziela skalny próg 100-metrowej wysokości;

— kolejny odcinek o wysokości 1170—1250 m położony jest już w części reglowej o cechach fluwialnych. Stoki mają nachylenia 35° , a płaskie dno Hali Małej Łąki i Hali Wyżniej wyściełają twory morenowe i fluwioglacjalne. Próg 200-metrowej wysokości oddziela opisany odcinek od kotłów Niżniej i Wyżniej Świstówki. Został on założony na odpornych, białych i jasnoszarych wapieniach, a podkreślony występującymi w dolnej jego części mało odpornymi marglami i łupkami marglistymi;

— dolny odcinek, fluwialny, od wylotu z Tatr (925 m n.p.m.) do wysokości 1050 m, oddzielony jest około 100-metrowym progiem od odcinka wyższego. Próg założony na odporniejszych dolomitach, podkreślony dzięki niżej występującym mało odpornym łupkom, został nadsypany moreną czołową.

Dolina Miętusia również posiada nie wyrównany profil podłużny uwarunkowany podobnym rozwojem rzeźby, w szczegółach związany ze zróżnicowaniem litologicznym. Wielka Świstówka stanowi odpowiednik Niżniej Świstówki małopolskiej. Wyżej położone piętra Doliny Miętusiej odznaczają się wyraźniejszymi ścianami skalnymi. Dolina Litworowa i Mułowa, odpowiedniki poziomu Kotlisk, posiadają klasyczne cechy dolin zlodowaconych, kotłów lodowcowych z pionowymi urwiskami Krzesanicy i recesyjnymi wałami morenowymi (w Dolinie Mułowej). Dno Doliny Litworowej, której cechy glacialne są mniej wyraźne, zajmuje rozległy lej krasowy wypełniony osadami.

W plejstocenie dna głównych dolin zostały tylko częściowo zajęte przez jezory lodowcowe, spływające z wyżej położonych cyrków. Zachowały się osady glacialne z ostatniego zlodowacenia (Würm). W Dolinie Miętusiej morena czołowa została złożona na wysokości 1050 m n.p.m., a w Dolinie Małej Łąki 1150 m n.p.m. W Dolinie Miętusiej stwierdzono dwusiodowy wał moreny czołowej (1050 i 1070 m), której odpowiadają na stokach 2 stopnie moreny bocznej. Również Hala Małej Łąki jest obramowana wałami moren czołowych, którym odpowiadają moreny boczne na stokach. Oprócz moren bocznych na stokach Skoruśniaka, spiętrzonych średnio do 40 m ponad dno, usypane zostały po ich wewnętrznej stronie dwa wały moren bocznych (ablacyjnych), o wysokości 10—12 m, w czasie niezupełnego wypełnienia doliny przez lodowiec (B. Halicki 1929, M. Klimaszewski

1962). W czasie wycofywania się lodowców powstały moreny recesyjne — czołowe i boczne (na progu Wielkiej Świstówki, Na Wyżniej, w Dolinie Mułowej). Spośród sześciu stadiów recesyjnych, wyróżnionych w Tatrach przez M. Klimaszewskiego (1958, 1962), trzy starsze znajdują się w Dolinie Małej Łąki i Dolinie Miętusiej, a czwarte tylko w Dolinie Miętusiej (próg Doliny Mułowej). Przed najstarszym dryasem (stadia I—III) lodowce ustąpiły z Czerwonych Wierchów. Tylko w Dolinie Mułowej przetrwał lodowiec, który usypał wał morenowy na wysokości 1820 m n.p.m. W czasie ustępowania lodowców niżej położone odcinki zboczy dolinnych były przekształcone przez wietrzenie i odpadanie (hałdy usypiskowe u podnóżu ścian) oraz przez wody proglacjalne i proniwalne, natomiast w nie zlodowaczonych dolinach reglowych działały tylko wody proniwalne. Pod wpływem procesów peryglacjalnych kształtowane były stoki reglowe. Wietrzenie fizyczne i denudacja doprowadziły do powstania licznych ruinowych form skałowych.

Bogaty zespół powierzchniowych i podziemnych form krasowych Czerwonych Wierchów opisano jako odrębny, tatrzański typ krasu wysokogórskiego, którego rozwój postępował głównie w warunkach klimatu wysokogórskiego (niskie średnie roczne temperatury, wysokie opady z dużym



Fot. 3. Gruz wapienny obły w Niżniej Świstówce w Dolinie Małej Łąki, wysokość 1530 m n.p.m. — rezultat przeważających procesów krasowych

Oval calcareous debris at Niżnia Świstówka in the Mała Łąka valley at a height of 1530 m above sea-level. Result of prevailing karst processes

udziałem opadu śnieżnego) przy braku bogatej roślinności (A. W r z o s e k 1933, A. D r o p p a 1966). Cechuje się on występowaniem licznych form powierzchniowych, rozwojem jaskiń typu zapadliskowego (współdziałanie procesów krasowych i wietrzenia fizycznego) oraz głębokich systemów jaskiniowych o pionowym rozwinięciu, bez bogatej szaty naciekowej. Jaskinia Wielka Śnieżna, typu gouffre, 772 m głęboka, której jeden otwór znajduje się u podnóża wschodniej ściany Wyżniej Świstówki, a drugi w Kotliskach, jest aktualnie szóstą na liście najgłębszych jaskiń świata. Posiada w swym wnętrzu podziemny potok odwadniająca część masywu Czerwonych Wierchów ku zachodowi do Lodowego Źródła w Dolinie Kościeliskiej. Jaskinie typu przepływowego grupują się w kilku piętrach wysokościowych (poziomach) nad współczesnym poziomem Doliny Kościeliskiej. J. Rudnicki (1958) stwierdził istnienie trzech poziomów,



Fot. 4. Płaska powierzchnia wapienna rozpuszczana pod wpływem świeżych wód roztopowych. Wzdłuż krawędzi plech martwych porostów powstały mikrokanaliki. Niżnia Świstówka, 1510 m n.p.m.

Flat calcareous surface dissolved under the effect of fresh melt-waters. Along the border of thalli of dead lichen microchannels formed. Niżnia Świstówka, height 1510 m above sea-level

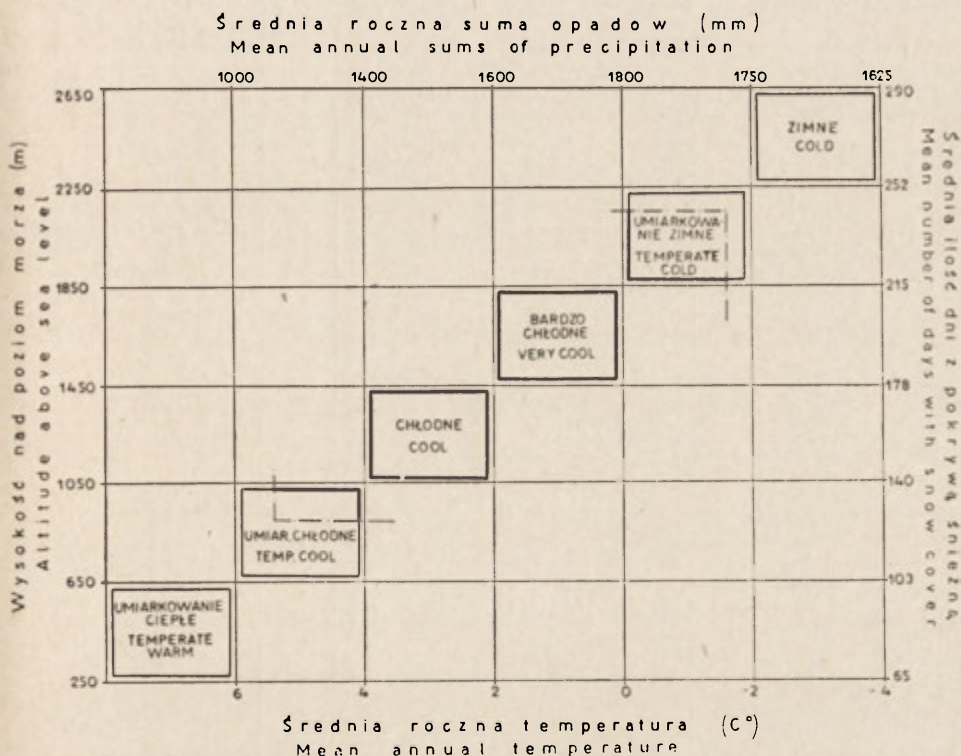
których powstanie wiąże się z osłabieniem erozji w okresach glacialnych, a wcinanie się rzek z okresami interglacialnymi. W kolejnej pracy zrewidował jednak swój pogląd na ewolucję jaskiń tatrzańskich i wykazał, że intensywny ich rozwój odbywał się wskutek erozji wstecznej dowiązującej do etapowego podnoszenia masywu tatrzańskiego od młodszego trzeciorzędu (J. Rudnicki 1967). Natomiast Z. Wójcik (1968) opisał w Dolinie Kościeliskiej 11 pięter poziomo rozwiniętych korytarzy jaskiniowych, wypełnionych allochtonicznymi żwirowiskami rzecznyymi. Cztery najniższe (0—72 m) wiąże z okresami glacialnymi, a siedem wyższych (105—400 m) zalicza do starych systemów wieku trzeciorzędowego. W niżej położonej reglowej części obszaru obserwuje się niewiele powierzchniowych i podziemnych form krasowych. Mniejsze doliny mają charakter wąwozów krasowych (np. Wąwóz Kraków, Żleb Wysranki, Mały Żlebek). Silne straszkanie skał węglanowych brzeżnej części Tatr nie sprzyjało rozwojowi form krasowych na większą skalę.

Holoceniński rytm zmian klimatycznych i roślinnych doprowadził do wykształcenia na północnych skłonach Czerwonych Wierchów trzech pięter powierzchniowych żłobków krasowych (A. Kotarba 1967). W oparciu o nie określono podstawowe procesy krasowe występujące na tym obszarze oraz ich pionowe zróżnicowanie. Na powierzchniach skalnych wierzchowin (2123—1850 m n.p.m.) charakterystyczna jest działalność rozpuszczająca świeżej wody opadowej i roztopowej. Ściany skalne środkowych odcinków dolin glacialnych oraz dna i progi dolinne na wysokości 1850—1400 m n.p.m. rozpuszcza woda roztopowa i opadowa, a także odsączająca się z płatków glebowo-roślinnych (fot. 3 i 4). W piętrze najniższym (1400—900 m n.p.m.) niszczeniu chemicznemu podlegają przede wszystkim pokrywy zwietrzelinowe na stokach i morenowe w dnach dolin.

3. OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA KLIMATYCZNA TATR ZACHODNICH

Klimat Tatr jest kształtowany przez wszystkie masy powietrza występujące w Europie i posiada cechy klimatu przejściowego między klimatem oceanicznym a kontynentalnym (M. Orlicz 1962). Cechuje się bardzo dużą różnorodnością uwarunkowaną znacznym wzniesieniem nad poziom morza, dużymi wysokościami względnymi i urozmaiconą rzeźbą. Pionowe zróżnicowanie wyraża się w istnieniu pięter klimatycznych (ryc. 4) określonych za pomocą średniej rocznej temperatury, pozostającej w ścisłej zależności funkcyjnej z innymi elementami klimatu (M. Hess 1965).

Drugą cechą klimatu Tatr jest termiczny rytm dobowy, spowodowany silną insolacją podczas dnia i gwałtownym wypromieniowaniem w nocy. Rozrzedzone, czyste powietrze górskie nie jest w stanie absorbować i magazynować większych ilości energii cieplnej, a więc nawet w czasie dnia



Ryc. 4. Region Czerwonych Wierchów na tle pięter klimatycznych (wg M. Hessa 1965). Linia przerywana wyznacza zasięg Czerwonych Wierchów

Region of the Czerwone Wierchy against the background of climatic altitudinal zones (after M. Hess 1965). The broken line marks out the range of the Czerwone Wierchy

pozostaje chłodne, podczas gdy podłoże przyjmuje znaczną ilość ciepła. Powstają w ten sposób kontrasty termiczne między powietrzem i gruntem oraz między obszarami nasłonecznionymi a zacienionymi. Bezpośrednią konsekwencją tego zjawiska jest duże zróżnicowanie mezo- i mikroklimatyczne w obrębie każdego piętra.

W profilu pionowym Tatr bardzo charakterystyczny jest spadek temperatury w miarę wznoszenia się w górę (tab. 2 i 3). Najwyraźniejsza jest zmiana średniej wieloletniej temperatury roku i dlatego została ona użyta jako podstawowy wskaźnik przy wydzieleniu pięter klimatycznych (M. Hess 1965). Na Czerwonych Wierchach występują 4 piętra: górna część piętra umiarkowanie chłodnego (900—1100 m), piętro chłodne (1100—1450 m), bardzo chłodne (1450—1850 m) i umiarkowanie zimne (1850—2200 m). Średnia roczna temperatura zmienia się w poszczególnych piętrach o dwa stopnie: od $+4^{\circ}\text{C}$ w piętrze najniższym do -2°C w naj-

Tabela 2

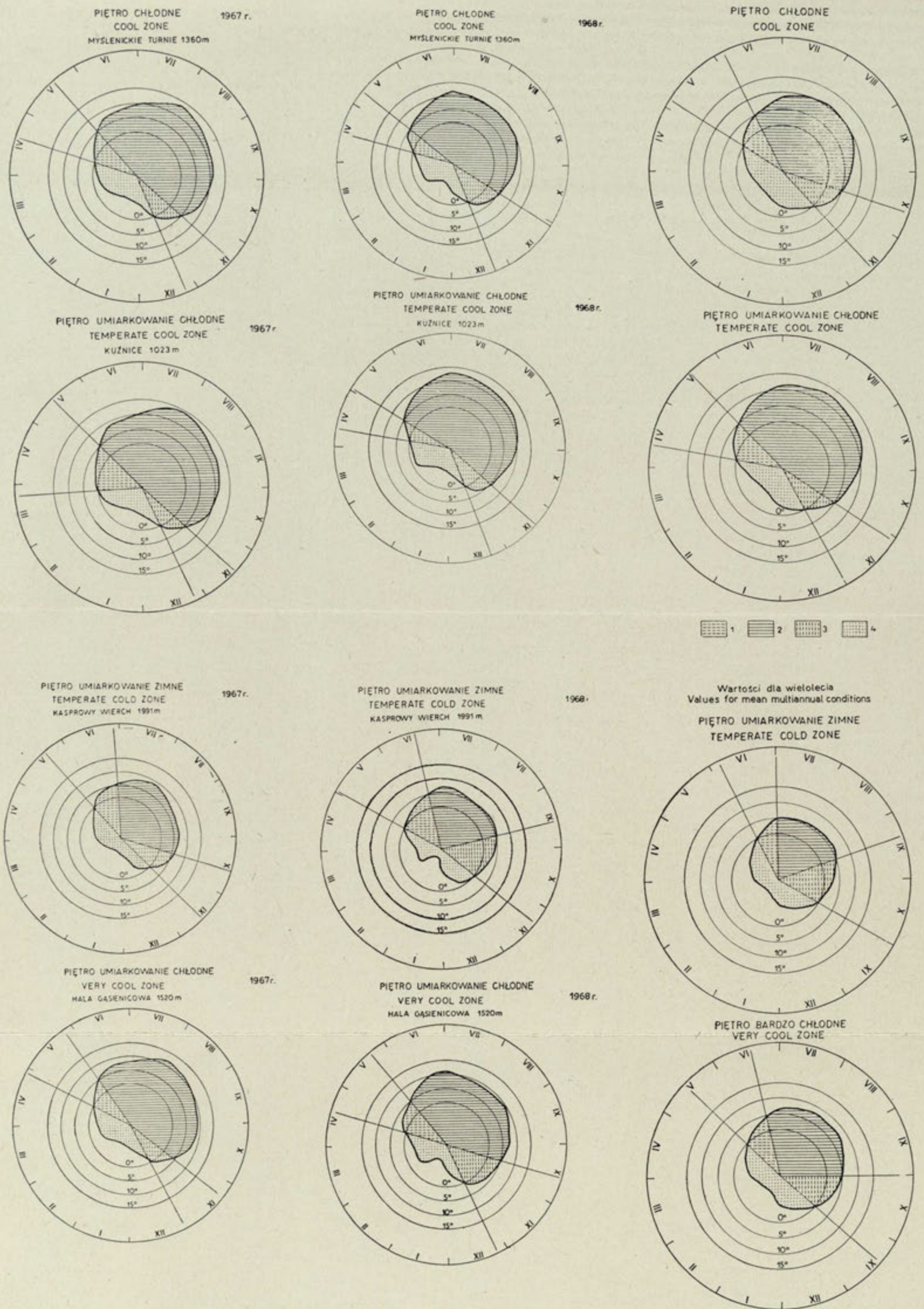
Średnie miesięczne temperatury powietrza na północnym skłonie Tatr Zachodnich w roku hydrologicznym 1967. Dane wg PIHM
 Monthly mean temperatures of air on the northern slope of the Western Tatra Mts in the hydrological year 1967. Data according to PIHM (State Hydro-meteorological Institute)

Stacja klimatologiczna	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Kasprowy Wierch 1991 m	-4,4	-8,3	-10,1	-8,2	-5,9	-3,1	2,8	5,2	9,0	7,0	6,8	3,9
Hala Gąsienicowa 1520 m	-1,0	-5,1	-7,4	-5,0	-2,8	0,1	6,3	8,5	12,1	10,3	10,0	7,1
Myślenickie Turnie 1360 m	-0,5	-4,0	-6,6	-4,1	-1,5	1,2	7,4	9,6	13,4	11,5	11,1	7,8
Kuźnice 1023 m	0,9	-3,4	-6,0	-3,1	0,1	2,7	8,8	10,6	14,2	12,3	11,2	8,2

Tabela 3

Średnie miesięczne temperatury powietrza na północnym skłonie Tatr Zachodnich w roku hydrologicznym 1968. Dane wg PIHM
 Monthly mean temperatures of air on the northern slope of the Western Tatra Mts in the hydrological year 1968. Data according to PIHM

Stacja klimatologiczna	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Kasprowy Wierch 1991 m	-2,5	-9,6	-12,2	-7,4	-6,7	-0,3	3,1	7,2	5,8	6,1	4,4	1,2
Hala Gąsienicowa 1520 m	0,6	-6,6	-9,5	-4,2	-3,6	3,1	6,7	10,6	9,2	9,7	7,5	4,1
Myślenickie Turnie 1360 m	1,6	-5,5	-8,1	-3,2	-2,1	4,4	7,6	11,8	10,4	10,7	8,5	5,2
Kuźnice 1023 m	1,5	-5,0	-7,0	-1,6	-0,8	4,7	9,2	13,0	11,9	11,7	9,5	5,7



Ryc. 5. Termiczne pory roku w piętrach klimatycznych Tatr Zachodnich:
 1 — przedwiosnie, 2 — wiosna—jesień, 3 — przedzimie, 4 — zima
 Thermal seasons in the climatic altitudinal zones of the Western Tatra Mts:
 1 — early spring, 2 — spring-autumn, 3 — early winter, 4 — winter

wyższym (ryc. 4). Z wysokością wzrasta również ilość opadów (tab. 4 i 5). Jeśli powyższe dane uzupełnimy stwierdzeniem, że ogólnemu wzrostowi z wysokością sum opadów przypadających na poszczególne piętra towarzyszy większy udział opadów śnieżnych w ogólnej ilości dni z opadem oraz większa miąższość i dłuższy czas trwania pokrywy śnieżnej, to oczywiście

Tabela 4

Miesięczne sumy opadowe na północnym sklonie Tatr Zachodnich (rok hydrologiczny 1967)
wg PIHM w mm

Monthly totals of precipitation on the northern slope of the Western Tatra Mts (hydrological year 1967). Data according to PIHM in mm

Miesiąc	Stacja			
	Kuźnice 1023 m	Hala Kondratowa 1333 m	Hala Gąsienicowa 1520 m	Kasprowy Wierch 1991 m
XI	85,2	64,0	92,2	125,1
XII	128,4	109,0	155,6	243,5
I	89,2	49,0	75,4	255,0
II	90,2	103,0	98,9	196,1
III	129,9	81,0	163,4	244,0
IV	125,8	75,0	143,1	256,2
V	185,2	118,0	222,7	177,0
VI	190,0	174,0	233,3	198,8
VII	196,2	165,0	220,5	139,2
VIII	188,3	177,0	209,0	224,6
IX	94,9	101,0	107,0	118,3
X	95,1	111,0	120,2	124,2
Rok	1598,4	1327,0	1841,3	2302,0

staje się wydzielenie przez M. Hessa (1965) dwu zasadniczych typów klimatu: pluwiu-niwalnego (piętro umiarkowanie chłodne) i niweo-pluwialnego (piętra: chłodne, bardzo chłodne, umiarkowanie zimne). Trzeci typ klimatu (niwalny) występuje tylko w wyższych partiach Tatr Wysokich.

W związku z zaostрением się klimatu z wysokością ulegają ograniczeniu i przesunięciu w czasie termiczne pory roku. Zjawisko to opracowane przykładowo dla lat 1967 i 1968 oraz wielolecia ilustrują diagramy kołowe (ryc. 5). We wszystkich czterech piętrach obserwuje się brak lata. Wiosna przechodzi bezpośrednio w jesień. Z wysokością wydłużają się zimniejsze pory roku (zwłaszcza zima) kosztem cieplejszych (wiosna—jesień). Pola odpowiadające porom roku, wyznaczone za pomocą średnich miesięcznych temperatur, wyraźnie zmniejszają się z wysokością. Obszary położone w wyższych piętrach odznaczają się w ciągu roku mniejszymi sumami temperatur.

Miesięczne sumy opadowe na północnym skłonie Tatr Zachodnich (rok hydrologiczny 1968)
wg PIHM w mm

Monthly totals of precipitation on the northern slope of the Western Tatra Mts (hydrological
year 1968). Data according to PIHM in mm

Miesiąc	Stacja			
	Kuźnice 1023 m	Hala Kondratowa 1333 m	Hala Gąsienicowa 1520 m	Kasprowy Wierch 1991 m
XI	48,7	50,0	73,7	83,6
XII	113,5	105,0	110,9	262,1
I	101,9	74,0	107,1	257,7
II	44,7	40,0	51,0	82,5
III	58,5	42,0	67,5	161,6
IV	118,1	94,0	114,6	123,1
V	181,3	140,0	162,7	138,2
VI	165,5	159,0	161,2	125,2
VII	344,9	382,0	429,4	356,3
VIII	231,2	189,0	309,4	221,4
IX	149,7	142,0	186,2	152,7
X	74,4	57,0	101,4	89,0
Rok	1632,4	1474,0	1875,1	2053,4

Zróznicowanie opadów i temperatur z wysokością jest bodaj najważniejszą cechą klimatyczną Tatr, decydującą o rozmiarach powierzchniowej denudacji chemicznej. Jednak ilość wody, jaką otrzymują skłony Czerwonych Wierchów, zależy nie tylko od wysokości nad poziom morza. Znaczne modyfikacje w przestrzennym rozmieszczeniu sum opadów powoduje rzeźba terenu. Stoki zachodnie, północno-zachodnie i północne mają szczególnie duże opady. Również dna dolin otrzymują ich znacznie więcej niż szczyty. W wysoko położonych kotłach lodowcowych (Dolina Litworowa, Dolina Mułowa) gromadzona jest znacznie większa masa śniegu niż na formach wypukłych (z powodu zwiewania z grzbietów), a mikroklimat ocienionych den dolinnych, stoków wschodnich i północno-wschodnich sprzyja jego konserwowaniu. W ten sposób nie tylko ilość wody, ale i czas jej działania zmieniają się przestrzennie w obrębie każdego piętra. Istnieją więc na północnym skłonie Czerwonych Wierchów strefy, w których podłoże skał węglanowych jest szczególnie narażone na rozpuszczanie. Na podstawie zależności między kilkoma wskaźnikami klimatycznymi a wysokością nad poziom morza (M. Hess 1965) można wyznaczyć dla Czerwonych Wierchów dwa piętra morfoklimatyczne. Różnią się one zespołami elementów klimatycznych, decydujących o typie powierzchniowej denudacji chemicznej: piętro górne (1600—1900 m) posiada optymalne warunki klimatyczne dla denudacji chemicznej typu niwalnego, natomiast w pię-

trze dolnym (900—1600 m) przeważa modelowanie pluwialne. Wydzielenie tych pięter jest dlatego istotne, gdyż wodom pochodzenia niwalnego (roztopowym) przypisuje się szczególnie ważną rolę w rozpuszczaniu skał węglanowych. Przyjmuje się, że są one 20-krotnie bardziej agresywne niż wody deszczowe (J. Corbel 1960). W piętrze górnym stosunki sum temperatur dodatnich do sum temperatur ujemnych ($\frac{\sum t > 0}{\sum t < 0}$) zamykają się w przedziale 1,0—2,0, tzn. około 180—200 dni w roku posiada dobowe temperatury dodatnie (w przedziale 0—5°C), niezbędne dla powstania warunków roztopowych, a równocześnie na tyle niskie, by proces rozpuszczania skał przebiegał intensywnie (nawiązanie do tez Corbela o roli niskich temperatur w procesie rozpuszczania). Obszary położone powyżej 1900 m n.p.m. cechuje ukształtowanie powierzchni nie sprzyjające długiemu zaleganiu śniegu z powodu silnego usłonecznienia i przewiewania (rozległe wierzchołki i grzbiety). Obszar położony poniżej 1600 m n.p.m. posiada stosunki sum temperatur dodatnich do ujemnych w przedziale 2,0—4,0, względnie niską ilość dni z pokrywą śnieżną (poniżej 180 dni) i mniejszy udział dni z opadem śnieżnym (poniżej 50% dni z opadem). W skali rocznej przeważa więc w tym piętrze denudacja chemiczna pod wpływem mniej aktywnych chemicznie wód deszczowych.

4. CHARAKTERYSTYKA STOSUNKÓW WODNYCH PÓLNOCNego SKŁONU CZERWONYCH WIERCHÓW

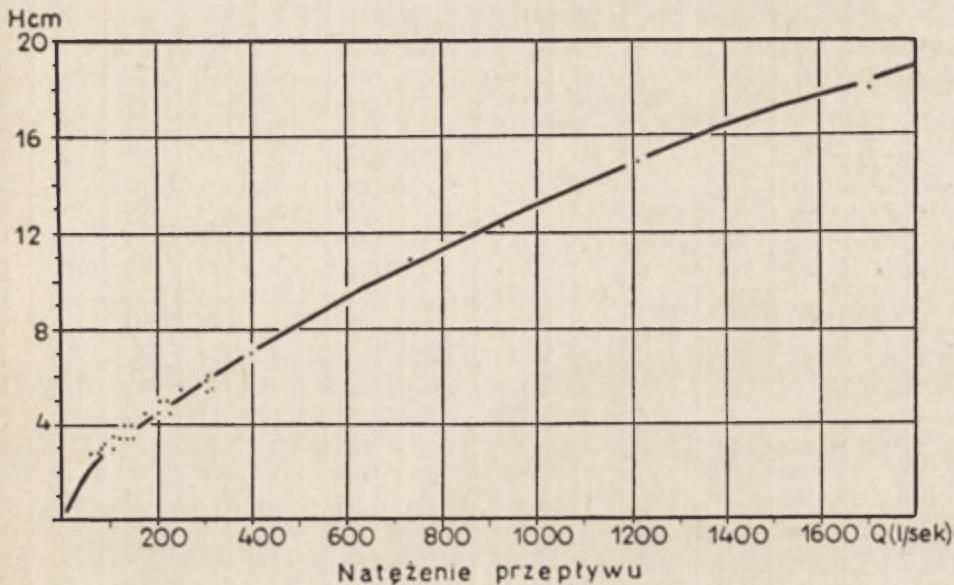
Masyw Czerwonych Wierchów należy do dorzecza Dunajca, przy czym jego część zachodnia (Dolina Kościeliska i Dolina Miętusia) jest odwadnianiana do Czarnego Dunajca, a Dolina Małej Łąki do Białego Dunajca. Z silnym skrasowieniem obszaru związana jest ogólnie duża infiltracja wody w głąb masywu i występowanie podziemnych zbiorników wód.

K. Wit i Z. Ziemońska (1960) wyróżniły w obszarze Czerwonych Wierchów, należącym do tatrzańskieg0 regionu hydrograficznego, dwa subregiony: środkowy (I_B) i północny (I_C). W subregionie środkowym obejmującym skłony Czerwonych Wierchów położone powyżej 1200 m n.p.m. obserwuje się szybki spływ powierzchniowy, związany z dużymi spadkami, silnym uszczelinieniem tektonicznym i krasowym, brakiem miąższych pokryw czwartorzędowych i bogatej szaty roślinnej. Woda opadowa i roztopowa prawie natychmiast znika w podziemiu. Dlatego gęstość stałej sieci rzecznej jest czterokrotnie mniejsza od okresowej (sieć stała 0,23 km/km², sieć okresowa 0,94 km/km²). Odpływ jednostkowy wynosi ponad 40 l/sek/km², lecz wypływy są rzadkie, skupiają się w dnach dolin, a stoki są praktycznie pozbawione wody. Woda wnikaąca w głąb masywu gromadzi się w zbiornikach podziemnych. K. Wit i Z. Ziemońska

(1960) wyróżniają osobne zbiorniki w Czerwonych Wierchach (w rejonie głównej grani), w Giewoncie, źródłowej części zlewni Potoku Strażyskiego i Białego. Źródła krasowe odprowadzające wodę z tych zbiorników często występują w części położonej poniżej 1200 m n.p.m., należącej do subregionu północnego. Subregion północny obejmuje tylko reglową część masywu Czerwonych Wierchów, zbudowaną z serii dolomitowo-wapiennych, przeławiconych łupkami. Spływ powierzchniowy osiąga tutaj wartość rzędu 30 l/sek/km². Gęstość sieci stałej (1,55 km/km²) i okresowej (1,48 km/km²) jest podobna. Stwierdzona równowaga sieci odwodnienia wiąże się z dużą ilością wypływów powierzchniowych (7,5/km²). Zdolność retencyjna podłoża jest znacznie mniejsza niż w subregionie środkowym. W subregionie północnym występują ponadto zbiorniki wód płytkich. Utworzyły się one w pokrywach morenowych lodowców małałackiego i miętusiego, zwłaszcza w odcinkach dolin położonych 1250—1050 m n.p.m. Zdolności retencyjne posiadają również utwory gruzowo-gliniaste okrywające stoki dolin w piętrach reglowych.

W związku z silnym rozwojem zjawisk krasowych w masywie Czerwonych Wierchów bardzo charakterystycznym rysem hydrograficznym badanego obszaru jest niepokrywanie się zlewni powierzchniowej i podziemnej. Zagadnienie to pokrótce omówiono w części poświęconej metodyce pracy, gdyż istnienie odwodnienia podziemnego zmusza do stosowania innych obliczeń przy ujęciach bilansowych. W nawiązaniu do prac K. Oleksynowej i T. Komornickiego (1957), I. Gieysztor (1961), S. Wójcika (1964), Z. Ziemońskiej (1966) oraz J. Dąbrowskiego i J. Rudnickiego (1967) przyjęto, że górna wierzchowińska część obszaru jest odwadniana do zlewni Potoku Kościeliskiego. W zlewni Małej Łąki granice między częściami odwadnianymi powierzchniowo i podziemnie przeprowadzono z Przełęczy Kondrackiej, przez próg skalny Niżniej Świstówki, podnóże północnej ściany Wielkiej Turni i Żleb Zagon na Kobylarz. Linie tę wyznaczają wychodnie nieprzepuszczalnych margli i łupków marglistych (alb). Potok Małałacki posiada stałe odwodnienie dopiero od wysokości 1190 m n.p.m. (K. Wit, Z. Ziemońska 1960). Odwadnia dolną, topograficzną część zlewni. Zasilanie koryta w wodę odbywa się poprzez źródła morenowe, stałe (linia źródeł pod Rabusiową Turnią) i okresowe, przydenne źródła skalno-zwietrzelinowe oraz okresowe wypływy z pokryw zwietrzelinowych na stokach. W całym odcinku stałego koryta woda krąży w obrębie bardzo grubego rumowiska blokowego, pochodzącego z rozmytych utworów morenowych. Przepływ jest burzliwy, lokalnie występują progi rumowiskowe. W dolnym biegu, na odcinku około półkilometrowym przed ujściem z Tatr, koryto rozdziela się miejscami na kilka ramion. U wylotu z Tatr Potok Małałacki jest ujęty w betonowy przepust. Określono tutaj warunki przepływu (ryc. 6). Dzielne

wartości sekundowe natężenia przepływu w 1968 r. przedstawia tabela 6. Najniższe przepływy występują w miesiącach zimowych (listopad — luty), kiedy przeważa zasilanie gruntowe. Od połowy marca obserwuje się podwyższone stany wody z kulminacją przepływu na początku kwietnia. Związane to jest z szybkim topnieniem pokrywy śnieżnej. W maju i czerwcu przeważają stany średnie związane ze zwiększoną dostawą wody z pokryw czwartorzędowych, przesyconych wodą w okresie roztopów kwietniowych. Maksymalne przepływy występują w lipcu oraz częściowo w sierpniu i są związane z gwałtownymi, często krótkotrwałymi ulewami. Wrzesień cha-



Ryc. 6. Krzywa konsumpcyjna Potoku Małolańskiego (materiały własne)

Discharge curve of the Małolański stream (Q — Discharge, H — height of water level)

rakteryzuje się bardzo zróżnicowanym przepływem (duże wahania wodorostanów), a w październiku występuje stała tendencja do zmniejszania się go aż do najniższych wartości w zimie. Kulminacje przepływów obserwowane w okresie od lipca do października wiążą się z natężeniem i wysokością opadów deszczowych, a po maksimach wezbraniowych woda w korycie opada na ogół dość równomiernie dzięki zasilaniu z pokryw. Wyraźny związek opadu i odpływu, określony dla 1968 r., świadczy, że intensywność parowania nie jest na tyle wielka, by powodowała zahamowania dostawy wody do podłoża. Stosunkowo szybkie przedostawanie się wody do koryta podczas ulew wskazuje na brak w reglowej części Doliny Małej Łąki głębokiego systemu cyrkulacji i występowanie przede wszystkim spływu pokrywowego i powierzchniowego.

Zmienność natężenia przepływu w Potoku Małolańskim (u ujścia doliny) w roku hydrologicznym 1968
 Natężenie przepływu wyrażone w litrach ... /sek

Variability of discharge in the Małolański stream (at the outlet of the valley) in the hydrological year 1968

Dzień	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
1	155	130	110	100	155	310	230	590	155	415	200	200
2	155	155	70	100	155	310	200	310	155	355	240	415
3	130	155	70	100	155	300	200	250	155	155	230	305
4	130	155	70	100	130	290	200	230	155	155	230	280
5	145	180	70	100	130	250	180	200	155	155	400	305
6	130	180	70	100	130	200	180	180	155	155	250	240
7	155	155	70	100	130	255	180	180	130	110	200	240
8	110	130	70	100	130	460	200	180	130	110	200	240
9	155	130	70	130	130	355	144	180	130	110	200	200
10	155	130	70	130	130	645	144	240	110	155	200	180
11	130	130	70	130	130	230	144	355	110	110	180	155
12	130	130	70	130	130	200	144	310	130	130	180	155
13	130	50	70	110	110	200	144	240	110	315	200	155
14	130	50	70	110	110	180	200	200	110	200	180	155
15	97	50	70	80	110	200	180	180	110	155	180	180
16	90	50	110	80	110	200	155	180	130	155	155	140
17	85	50	100	80	110	400	155	180	130	130	380	120
18	80	60	100	70	110	230	155	180	1990	155	230	127
19	80	60	100	70	110	309	155	180	590	200	200	120
20	70	60	80	70	110	250	130	180	415	380	230	120
21	70	60	80	80	130	230	130	180	415	305	200	120
22	65	60	80	50	180	200	330	440	415	240	180	110
23	80	100	80	50	355	230	240	280	415	240	280	110
24	130	150	80	50	200	230	200	200	415	415	230	110
25	130	150	80	50	250	180	180	230	305	830	230	110
26	355	120	80	70	305	180	155	200	305	440	305	110
27	715	100	80	80	280	180	155	180	305	380	240	120
28	130	100	100	80	280	230	155	180	155	305	230	120
29	130	90	100	155	280	200	155	155	1706	240	200	110
30	130	100	100		525	200	155	155	1310	240	151	110
31		130	110		460		440		415	240		110

W celu wykonania bilansowego ujęcia denudacji chemicznej z jednej strony przeprowadzono analizę sum opadów, jakie otrzymuje obszar odwadniany powierzchniowo, a z drugiej określono ilości wody odpływającej z tego obszaru. Suma wody spadającej w postaci deszczu (po uwzględnieniu parowania) lub śniegu w 1968 r. wyniosła 4 814 720 m³ na powierzchnię 3,96 km², natomiast odpływ był nieco większy i wynosił 6 070 167 m³. W obliczeniach przepływów nie uwzględniono współczynnika szorstkości

koryta, ponieważ dla koryt betonowych bardzo regularnych (w takich warunkach wykonywano pomiary w Dolinie Małej Łąki) przyjmuje on wartości bardzo niskie, rzędu 0,06 (M. P. Rudzki 1909), a nawet 0,025 (W. M a m a k 1958). Po uwzględnieniu współczynnika szorstkości $\gamma = 0,06$ wg Bazina (M. P. Rudzki 1909) otrzymujemy ilość odpływającej wody w 1968 r. równą 5 705 017, 9 m³, a więc większą o 890 297,9 m³ w porównaniu z opadem. Dla zrównoważenia ilości wody spadającej i odpływającej należałoby przyjąć powierzchnię zlewni Doliny Małej Łąki o około 1 km² większą. Warunki geologiczne wskazują, że ewentualnym obszarem dodatkowego zasilania Potoku Małołackiego może być Mały Żleb (upady skał na prawym stoku dolnego odcinka doliny rzędu 70° ku W, linia źródeł podstokowych). Można jednak sądzić, że przyczyna „anormalności” odwodnienia tkwi w przyjęciu zaniżonych wartości opadu. Obserwacje opadów na stacjach w Kuźnicach i na Hali Kondratowej, które wykorzystano w obliczeniach, nie uwzględniają opadów poziomych. Jak wykazały badania K. E r m i c h a et al. (1967) i K. E r m i c h a, M. O r l i c z a (1969), w obszarze górskim ilość opadów poziomych jest znaczna.

5. CHARAKTERYSTYKA FLORYSTYCZNA CZERWONYCH WIERCHÓW W REJONIE DOLINY MAŁEJ ŁĄKI W POWIĄZANIU Z WARUNKAMI GLEBOWYMI

Obecne piętrowe zróżnicowanie roślinności tatrzańskiej zostało ukształtowane na skutek zmian klimatycznych w późnym glacie i holocenie. Kolejnym glacialom towarzyszyły wielkie wędrówki roślin, szukających właściwych dla siebie warunków życia. Dlatego w dzisiejszych zespołach wysokogórskich roślinności tatrzańskiej spotykamy gatunki różnego pochodzenia przy równoczesnym występowaniu endemicznych gatunków i zespołów typowych tylko dla Tatr (S. P a w ł o w s k a 1962, W. S z a f e r 1966).

W holocenijskiej historii florystycznej Tatr bardzo istotnym okresem było atlantyckie optimum termiczne (między 6000—2000 r. p. n. e.), kiedy to wskutek znacznego ocieplenia (średnia temperatura roczna o około 2—3°C wyższa niż obecnie) górna granica lasu podniosła się do wysokości 1900 m n. p. m. (J. F a b i j a n o w s k i 1962, W. S z a f e r 1966). Po tym okresie, w tzw. optimum wilgotnościowym (W. S z a f e r 1966) górna granica lasu ponownie obniżyła się i osiągnęła obecną wysokość. Uformowało się piętro regla dolnego i zakończył się zasadniczy proces kształtowania roślinności. Powstały piętra roślinności naturalnej. W Tatrach Zachodnich najniższe położenie zajmuje regiel dolny do (1250 m n. p. m.). Ponad nim wznosi się piętro regla górnego (do 1550 m n. p. m.), następnie piętro kosodrzewiny (do 1800 m n. p. m.) i piętro halne — alpejskie (2154 m n. p. m.).

Północny skłon Czerwonych Wierchów obejmuje tylko niewielki fragment Tatr Zachodnich, lecz posiada wszystkie podstawowe kompleksy fito-edaficzne (B. A d a m c z y k 1962), mimo że w okresie ostatnich kilkuset lat gospodarki ludzkiej nastąpiła ogromna dewastacja zwłaszcza w piętrach reglowych. Stosunkowo najgorzej zachowanym zespołem w zbiorowiskach leśnych Doliny Małej Łąki jest *Fagetum carpaticum*. Występuje tylko w północnej części regła dolnego w postaci dwóch płatów do wysokości 1100 m n. p. m. Podstawowymi gatunkami są tu buk zwyczajny (*Fagus sylvatica*) i jodła pospolita (*Abies alba*), zajmujące gleby podtypu rędzin brunatnych próchnicznych, dobrze nasyconych zasadami, o odczynie obojętnym lub słabo kwaśnym.

Bardziej rozpowszechniony jest podzespół *Piceetum tatricum abietetosum* — zbiorowisko mieszane o charakterze przejściowym między typowym lasem bukowym a świerkowym. Zajmuje zbocza doliny w odcinku o rzeźbie fluwialnej od 990 m do 1190 m n. p. m. Na zboczach posiadających podłoże wapienne i dolomitowe z glebami podtypu rędzin brunatnych murszowo-próchnicznych, nasyconych, występują płaty zbliżone składem gatunkowym do *Fagetum carpaticum*, natomiast na glebach brunatnych kwaśnych przeważa mozaika zbliżona do *Piceetum tatricum*. Właściwy zespół dla regła górnego *Piceetum tatricum* występuje na stokach Hrubego Regła, Skoruśniaka, Łysanek i Grzybowca (1200—1500 m n. p. m.) bez względu na rodzaj podłoża i właściwości gleb. Dzięki płaskiemu systemowi zakorzenienia się świerki obejmują podłoże skalne nawet o niegłębokim poziomie glebowym (Skoruśniak).

W reglu dolnym i górnym zwarcie drzewostanów jest bardzo zróżnicowane. Liczne są wyłomy, polany śródleśne lub przerzedzenia utworzone wskutek niszczącej działalności wiatrów halnych (wiatrołomy), lawin, niewłaściwej gospodarki leśnej i pasterskiej. Tereny te zajmują zbiorowiska reglowych zespołów murawowych (*Firmetum carpaticum* i *Cariceto-Festucetum Tatras*), które spełniają tu ważną funkcję, zapobiegającą bowiem procesom erozyjnym (np. splukiwaniu), zwłaszcza na wiatrołomach. Często pojawiają się wtórnie w wyniku regresji sukcesywnej na stokach całkowicie zdewastowanych przez intensywną gospodarkę pasterską. Najtypowszym przykładem daleko posuniętej dewastacji jest stok Bacugu opadający ku Hali Małej Łąki (B. Adamczyk 1962).

Osobne zbiorowiska w piętrach reglowych stanowią łąki kośne i pastwiska (*Gladiolo-Agrostetum alpinetosum* i *Alchemilletum pastoralis*). Rozległe, płaskie dno Hali Małej Łąki oraz Hala Mała są zajęte przez łąki kośne o wysokich wartościach pokarmowych. Porastają one gleby brunatne wylugowane, częściowo kwaśne. Na ich obrzeżeniu (podnóża stoków) oraz w wyższych położeniach (Hala na Wyżniej, Na Stawkach) spotyka się pastwiska. W ostatnich latach zlikwidowano gospodarkę wy-

pasową w rejonie Hali Małej Łąki i Hali Miętusiej, co niewątpliwie spowoduje zmiany w rozprzestrzenianiu zespołów tej części doliny.

Kolejne piętro roślinne z wiodącym podzespołem *Mughetum carpaticum calciolum* występuje w przedziale wysokości 1350—1800 m n. p. m. Pojedyncze płaty kosówki pojawiają się już w piętrze regła górnego i zajmują gleby podtypu rędzin butwinowych o odczynie kwaśnym. Typowo wykształcone płaty kosówki posiadają w podłożu glebę murszową z bogatą warstwą próchniczą, zdolną do wylapywania i magazynowania wody opadowej i roztopowej (J. Fabijanowski 1962), co ma duże znaczenie zarówno dla właściwej gospodarki wodnej w podłożu, jak i przebiegu procesów morfogenetycznych. Doskonale wykształcony system korzeniowy pozwala im na zajmowanie ruchomych stoków usypiskowych, więc pojedyncze płaty częściowo pokrywają hałdy i stożki usypiskowe w żlebie Zagon, w Niżniej i Wielkiej Świstówce, niższym piętrze Doliny Litworowej. Większe powierzchnie zajmują kosodrzewiny na murszowych glebach progu Niżniej Świstówki, pod Przełęczą Kondracką (*Mughetum carpaticum silicicorum*) oraz na północnych stokach Gładkiego Uplaziańskiego.

Wierzchowina Czerwonych Wierchów należy do piętra hal (alpejskiego). Na podłożu krystalicznym występującym tylko lokalnie wykształciły się murawy wysokogórskie z zespołem situ skuciny (*Junctus trifidus*) i boimki dwurzędowej (*Oreochloa disticha*), tworzącym bardzo gęstą darń dobrze chroniącą podłoże przed niszczącymi procesami morfogenetycznymi. Na wapieniach i dolomitach dominuje zespół turzycy mocnej (*Carex firma*). Nagie i płaskie powierzchnie skalne z niewielkim poziomem próchniczym są zajęte przez rośliny poduszkowe. Utrwalają one podłoże, wychwytyują i magazynują wodę opadową i roztopową. Stoki posiadające bogatszą glebę murszowo-próchniczną (Kotliska, Wielka Turnia na kontakcie serii węglanowych i krystalicznych) zajmuje bujny zespół kostrzewy pstrej (*Versicoloretum tatricum*).

Ruchome stoki usypiskowe oraz pionowe ściany skalne w kołach lodowcowych (Dolina Litworowa, Dolina Mułowa, Wielka Świstówka, Niżnia Świstówka) były wyróżnione na starych mapach fitosocjologicznych (W. S z a f e r, S. K u l c z y c k i, S. P a w ł o w s k i 1927) jako powierzchnie nagich skał. Nie są one jednak pustynią biologiczną, gdyż rozwija się na nich mozaika ubogich zespołów roślinnych, wśród których ważną funkcję pełni mak alpejski (*Papaver alpinum*). Jako roślina pionierska wkracza na ruchome piargi, a wnikając siecią korzeni w głąb gruzu skalnego utrwała go dość skutecznie.

Jak już niejednokrotnie podkreślono (J. Fabijanowski 1962 i inni), granice pięter roślinnych nie są zjawiskami linijnymi i nie obserwuje się nagłych zmian jakościowych. Najczęściej zmiana pięter z wysokością odbywa się wskutek powolnego zastępowania się zespołów, zmniejszania

udziału jednych gatunków kosztem innych. Pojedyncze płaty roślinności typowej dla jednego piętra występują w „nietypowych” dla nich położeniach hipsometrycznych, o ile znajdują tam korzystne dla nich warunki przyrodnicze (geologiczne, morfologiczne, wodne i inne). Badania B. Adamczyka (1962) wykazały, że w wyższych położeniach (regiel górny — górna granica lasu) wyraźnie zanika wpływ podłoża skalnego na wykształcenie gleb, a dominującą rolę odgrywają warunki klimatyczne. Gleby o różnych właściwościach chemicznych i pokarmowych bywają zajęte przez gatunki roślinne najlepiej znoszące istniejący tam reżim klimatyczny (np. zespół klimaksowy *Piceetum tatricum*).

Przedstawione zróżnicowanie cech poszczególnych elementów środowiska wskazuje na istnienie odrębnych jednostek typologicznych. Położone ponad górną granicą lasu wierzchowiny grzbietowe, strome ściany cyrków glacialnych z dnami wyścielonymi materiałem gruzowym oraz zalesione zbocza i dna dolin reglowych stwarzają specyficzne warunki dla działalności procesów morfogenetycznych, a szczególnie dla denudacji chemicznej jako procesu powszechnego i występującego powierzchniowo.

III. CHARAKTERYSTYKA POWIERZCHNIOWYCH WÓD KRASOWYCH PÓLNOCNEGO SKŁONU CZERWONYCH WIERCHÓW

Woda krążąca na północnym skłonie Czerwonych Wierchów pochodzi z opadów atmosferycznych. Opad występuje w postaci płynnej (deszczu) lub stałej (głównie śniegu), przy czym w obszarze położonym ponad górną granicą lasu (piętra klimatyczne: bardzo chłodne i umiarkowanie zimne) zdecydowanie przeważa woda pochodząca z topnienia pokrywy śnieżnej. Te dwa zasadnicze typy wód krążą na różnie wykształconym podłożu, które zostało uformowane podczas epoki plejstocenijskiej. Przeobrażone lub utworzone w tym okresie zespoły form i osadów były w okresie postglacjalnym poddane chemicznemu niszczeniu, a obecnie są niszczone nadal. Ponieważ właściwości chemiczne wody występującej w obrębie poszczególnych form i osadów są dobrym miernikiem współczesnej denudacji chemicznej, należy im więc poświęcić więcej uwagi. Wydzielono 9 podstawowych rodzajów wód w zależności od ich pochodzenia, właściwości chemicznych, miejsca występowania i czasu działania (tab. 7—8). Poniżej zamieszczono charakterystykę wód powierzchniowych omawiając razem niektóre ich rodzaje zbliżone swymi właściwościami.

1. WODA OPADOWA (DESZCZOWA) DZIAŁAJĄCA NA NAGIE POWIERZCHNIE SKALNE

Działanie wody zaznacza się we wszystkich piętrach. Poniżej górnej granicy lasu ma ona znacznie ograniczony obszar oddziaływania ze względu na brak większych powierzchni litych skał. Rozpuszczaniu spowodowanemu przez wody opadowe podlegają przede wszystkim ściany dolin oraz odcinki wąskich, skalistych grzbietów. Oddziaływanie tego rodzaju wody jest ograniczone w obrębie wysoko położonych den dolin zawieszonych, otoczonych wysokimi ścianami skalnymi (Dolina Mułowa, Wielka Świstówka, Wyżnia Świstówka), ze względu na długie zaleganie w nich pokrywy śnieżnej, często nawet do września (Dolina Mułowa). W leśnych piętrach Tatr bezpośrednie działanie deszczu na nagie po-

Właściwości chemiczne powierzchniowych wód krasowych w Dolinie Małej Łąki w Tatrach Zachodnich (wartości ekstremalne i średnie)

Chemical properties of Karst superficial waters in the Mała Łąka valley in the Western Tatra Mts (extreme and mean values)

Rodzaj wody	Temperatura (stopnie C)	Twardość ogólna mval/l	Twardość węglanowa mval/l	Twardość niewęglanowa mval/l	pH	Współczynnik stabilności
Deszczowa naskalna	1,8-14,4	0,62-2,78 1,07	0,52-1,20 0,76	0,04-0,98 0,30	8,6-9,5 9,0	—0,35-0,42 0,01
Roztopowa (naskalna ze śniegu)	1,4-4,0	0,21-0,42 0,37	0,18-0,38 0,32	0,03-0,06 0,04	6,9-7,3 7,0	2,20-3,11 2,01
Roztopowa (naskalna z lodu)	około 0,0	1,18-1,64 1,43	1,27-1,40 1,37	0,00-0,25 0,09	7,2-7,4 7,3	1,00-1,37 1,15
Roztopowa + deszczowa z poduszek roślinności naskalnej, częściowo pokryw glebowych inicjalnych	3,6-11,0	0,25-3,26 1,82	0,09-2,98 1,46	0,14-0,55 0,35	6,1-7,8 7,2	0,40-4,45 1,63
Pokrywowa morenowa (deszczowa)	5,0-5,8	2,98-3,56 3,23	2,62-3,28 2,84	0,38-0,72 0,42	7,4-7,6 7,5	0,22-0,37 0,29
Pokrywowa morenowa (roztopowa)	3,2-5,0	3,18-3,75 3,39	2,10-3,11 2,68	0,35-1,18 0,72	7,3-7,5 7,4	0,35-0,66 0,46
Pokrywowa stokowa (deszczowa)	4,0-14,1	2,45-4,68 4,16	1,80-3,96 3,31	0,42-1,27 0,77	7,8-8,6 8,1	—0,99-0,06 —0,55
Pokrywowa stokowa (roztopowa)	1,2-4,8	3,32-4,28 3,64	1,90-3,61 2,76	0,57-1,31 0,85	7,4-8,2 7,7	—0,60-0,56 0,09
Korytowa	0,1-9,2	1,76-4,16 3,41	1,46-3,18 2,76	0,25-1,71 0,65	7,6-8,4 7,7	—0,45-0,52 0,08

wierzchniowe skalne ogranicza się do turni skalnych (np. Eliaszowa Turnia, Kończysta Turnia, Sarnia Skała) i drobnych ostańców denudacyjnych na stokach (np. Rabusiowa Turnia, skałki Nad Sotrą, Jasiowe Turnie, Jatki itp.). Szczególnie uprzywilejowane w opady deszczowe są stoki o ekspozycji zachodniej. Przy przeważających wiatrach deszczonośnych z zachodu i południowego zachodu otrzymują one największe ilości wody, a dzięki najwcześniejszemu zanikaniu na nich pokrywy śnieżnej najdłużej w skali roku pozostają pod wpływem jej działania.

Woda wchodząca w reakcję ze skałą charakteryzuje się wysokimi war-

Tabela 3

Mineralizacja wód powierzchniowych krążących w Dolinie Małej Łąki w Tatrach Zachodnich
(wyrażona w mg/l CaCO₃)

Mineralization of superficial waters circulating in the Mała Łąka valley in the Western Tatra Mts
(expressed in mg/l CaCO₃)

Rodzaj wody	Twardość ogólna	Twardość węglanowa	Twardość niewęglanowa
Deszczowa naskalna	30,8-130,7	25,0-60,7	2,6-50,0
	54,0	37,7	15,9
Roztopowa naskalna (ze śniegu)	10,5-21,4	8,9-19,8	1,6-3,7
	18,5	16,5	2,0
Roztopowa naskalna (z lodu)	58,9-82,1	64,2-69,6	0,0-12,5
	70,5	66,6	5,0
Roztopowa + deszczowa prze- sączająca się z poduszek roś- linności naskalnej, częściowo pokryw glebowych inicjalnych	50,0-163,5	47,0-150,0	3,0-26,8
	90,6	71,9	17,6
Pokrywowa morenowa (desz- czowa)	150,0-176,7	130,3-164,2	19,6-34,8
	161,9	141,5	20,8
Pokrywowa morenowa (rozto- powa)	158,9-187,5	105,3-155,3	17,9-58,9
	169,9	134,2	35,7
Pokrywowa stokowa (deszczo- wa)	119,9-235,7	97,2-200,0	22,6-64,2
	207,1	165,6	38,5
Pokrywowa stokowa (roztopowa)	130,0-214,2	89,2-180,3	19,6-66,1
	182,3	136,8	42,8
Korytowa	87,4-207,1	71,4-158,9	12,5-85,7
	170,0	137,5	32,4

tościami pH przy stosunkowo niskiej mineralizacji ogólnej i w wielu analizowanych przypadkach zbliża się do chemicznej równowagi dynamicznej. Współczynniki stabilności obliczone według wzoru Stroheckera (J. Just, W. Hermanowicz 1955) oscylują wokół zera, a więc wody opadowe naskalne wykazują słabą agresywność. Spośród wszystkich wyróżnionych rodzajów wody te posiadają najkrótszy w skali roku okres chemicznego oddziaływania na skałę, praktycznie równający się czasowi trwania opadu. Stosunkowo niskie ładunki rozpuszczonych soli (30,8—130,7 mg/l) i krótki czas oddziaływania na podłoże skalne są przyczyną ich nieznaczonej roli morfogenetycznej. Pod działaniem wód deszczowych powstają bowiem w obszarze położonym powyżej 1750 m n. p. m. (opad roczny powyżej 1700 mm, roczna ilość dni



Fot. 5. Żłobki splywowe bruzdowe w Wyżniej Świstówce w wysokości 1780 m n.p.m. utworzone pod wpływem świeżej wody atmosferycznej

Rillenkarren at Wyżnia Świstówka at a height of 1780 m above sea-level formed under the effect of fresh atmospheric water

z opadem ponad 180, w tym 40% dni deszczowych) tylko formy o niewielkich rozmiarach, w kształcie „subtelnych” bruzd oddzielonych ostrymi grzebykami skalnymi, zwane ż ł o b k a m i b r u z d o w y m i (fot. 5).

2. WODA ROZTOPOWA (ZE ŚNIEGU I LODU) DZIAŁAJĄCA NA NAGIE POWIERZCHNIE SKALNE

Zasięg oddziaływania wód tego rodzaju jest identyczny jak wody deszczowej. Zaznacza się natomiast zasadnicza różnica w długości czasu ich działania na podłoże. Jak wiadomo, z wysokością nad poziom morza wzrasta liczba dni z opadem śnieżnym oraz z pokrywą śnieżną. Powyżej górnej granicy lasu procent dni z opadem śnieżnym przeważa w ogólnej ilości opadów i wynosi 57—77%, a liczba dni z pokrywą śnieżną 180—250 (M. Hess 1965). Rzeźba terenu modyfikuje ten schemat. W formach negatywnych (zwłaszcza w głębokich kotłach lodowcowych) działanie wód roztopowych trwa znacznie dłużej niż na formach pozytywnych ze względu na większą masę śniegu i korzystny mikroklimat. Szczególnie wyraźną przewagę działania wód roztopowych obserwuje się w obrębie form wklęsłych na wysokości 1600—1900 m n. p. m. (wyróżnione uprzed-



Fot. 6. Żłobki spływowe rynnowe na progu Wyżniej Świstówki na wysokości około 1600 m n.p.m. utworzone głównie przez wody roztopowe pod powierzchnią długo zalegających płatów śnieżnych i w ich najbliższym otoczeniu

Rinnenkarren on the scarp of Wyżnia Świstówka at a height of about 1600 m above sea-level formed chiefly by melt waters under the surface of persistent snow patches and in their nearest surroundings

nie piętro morfoklimatyczne denudacji typu niwalnego). Czas działania tych wód jest tam wielokrotnie dłuższy niż wód opadowych i w miejscach szczególnie zacienionych (fragmenty Doliny Mułowej, Kotlisk, Doliny Litworowej) może wynosić 80% okresu rocznego. Bardzo często płyty śniegu firnowego lub lodu zalegają w lejach krasowych, formach typu bogaz (rowach) lub studniach krasowych. Dość długo (do maja—czerwca)



Fot. 7. Żłobek egutacyjny utworzony wskutek rozpuszczającego działania wody odkapującej z firnowych płatów śnieżnych. Kotliska, 1822 m n.p.m.

Trittkarren formed as a result of the dissolving action of water trickling from firn snow patches.
Kotliska, height 1822 m above sea-level

zalega pokrywa śnieżna w dnach głębokich dolin glacialnych u podnóży wschodnich i północno-wschodnich ścian Wielkiej Turni i Twardego Uplazu (Niżnia Świstówka, Wyżnia Świstówka, Koprowy Żleb, Żleb Zagon, Wielka Świstówka). W obrębie dolnych odcinków ścian, u podnóży progów dolin zawieszonych i na wygładach lodowcowych rozwinęły się pod wpływem wód roztopowych klasyczne spływowe żłobki krasowe zwane rynnami, osiągające 7 m długości, 20 cm szerokości i do 30 cm głębokości (fot. 6 i 9). Duże rozmiary tych żłobków wskazują na szczególnie silne niszczenie chemiczne wapieni pod płatami śnieżnymi



Fot. 8. Żłobki egutacyjne utworzone na stromej ścianie skalnej. Wyżnia Świstówka, 1780 m n.p.m.

Trittkarren formed on steep rock wall, Wyżnia Świstówka, height 1780 m above sea-level



Fot. 9. Próg skalny Wyżniej Świstówki rozcinany żłobkami spływowymi rynnowymi, 1600 m n.p.m.

Step of hanging section of the Mała Łąka valley dissected by Rinnenkarren. Wyżnia Świstówka, height 1600 m above sea-level



Fot. 10. Żłobki szczelinowe utworzone na fugach międzylawicowych. Grzbiet Kopy Kondrackiej, 1895 m n.p.m.

Kluftkarren formed on rifts between beds. Ridge of the Kopa Kondracka at a height of 1895 m above sea-level



Fot. 11. Żłobki szczelinowe utworzone w spękaniach wapiennego wyglądu lodowcowego. Niżnia Świstówka, około 1600 m n.p.m.

Kluftkarren formed in fractured limestone. Glaciated knob at Niżnia Świstówka, height about 1600 m above sea-level

lub bezpośrednio poniżej nich. Tymczasem analizowane próby wód roztopowych naskalnych (ze śniegu i lodu) posiadają niskie wartości pH przy ilościach rozpuszczonych soli zbliżonych do wód opadowych (10,5—82,1 mg/l). Dzięki takiemu stosunkowi stężeń jonów wodorowych do ogólnej mineralizacji wody roztopowe są bardzo silnie agresywne (współczynnik stabilności 1,00—3,11). Wysoka agresywność wód nie tłumaczy powstawania dużych form żłobkowych, ponieważ nie odpowiadają jej wysokie wartości mineralizacji. Wszystkie pola żłobkowe występują w obrębie większych form pochodzących z ostatniego zlodowacenia. Kształty żłobków są bardzo świeże (ostre), więc odpada możliwość przypisania im wieku starszego niż zlodowacenie würmskie. Natomiast gdyby były utworzone przez wody proglacialne w czasie recesji lodowców, musiałyby ulec bardzo silnemu przeobrażeniu pod wpływem roślinności. Wiadomo bowiem, że w okresie optimum atlantyckiego granica lasu podniosła się ponad jej obecny zasięg i znajdowała się na wysokości 1900 m n. p. m. (J. Fabijanowski 1962, W. Szafer 1966). W warunkach pełnego pokrycia roślinnością wszystkie formy ulegają zaokrągleniu i przekształceniu w inne typy żłobków (G. Lindner 1930, A. Bögli 1960, A. Kotarba 1967). Niewątpliwie powstanie dużych form żłobkowych we wszystkich wymie-



Fot. 12. Żłobki spływowe rynnowe całkowicie wypełnione roślinnością murawową ulegają poszerzaniu i zaokrągleniu. Stok Twardego Upłazu, 1850 m n.p.m.

Rinnenkarren filled with alpine vegetation become wider and rounded. Slope of the Twardy Upłaz at a height of 1850 m above sea-level



Fot. 13. Powierzchnia skalna w piętrze regla górnego w Dolinie Małej Łąki (Na Wyżniej) rozcięta kilkoma generacjami żłobków spływowych i wypełniona pokrywą glebowo-roślinną, 1300 m n.p.m.

Rock surface in the upper forest altitudinal zone in the Mała Łąka valley (Na Wyżniej) dissected by several generations of flow karren and filled with a soil and vegetational cover (height 1300 m above sea-level)

nionych położeniach morfologicznych związane jest z bardzo długim oddziaływaniem wody nadtapiającej się z płatków śnieżno-łodowych w okresie po optimum klimatycznym. Na powierzchniach płaskich lub nieznacznie nachylonych występują jeszcze inne zespoły mikroform



Fot. 14. Żłobki splywowe ostre przeobrażane w obłe pod wpływem poduszek roślinności murowej wypełniającej ich dna. Kotliska, 1850 m n.p.m.

Flow karren sharp, transformed into oval under the effect of patches of alpine vegetation filling their bottoms. Kotliska, height 1850 m above sea-level

zwane żłobkami egutacyjnymi (Trichterkarren, Trittkarren, Nivationsnäpfe). Uważane są one za produkt działalności wód odkapujących z firnowych płyt śnieżnych, długo zalegających z roku na rok w tych samych miejscach (A. Bögli 1951, F. Bauer 1958, H. Berger 1964, A. Kotarba 1967). Pionowy zasięg występowania tych form (1600—1900 m n. p. m.) pokrywa się z granicami morfoklimatycznego piętra denudacji typu niwalnego (fot. 7 i 8). Powyższe uwagi wskazują, że o rozmiarach



Fot. 15. Żłobki sływowe rynnowe o obłym kształcie rozcinane powtórnie rynienkami po ustąpieniu poduszek roślinności murawowej (odmładzanie form). Kotliska, około 1850 m n.p.m.

Rinnenkarren of oval shape dissected once more by small channels after the withdrawal of patches of alpine vegetation (rejuvenation of forms). Kotliska, height about 1850 m above sea-level

denudacji chemicznej decyduje nie tylko zdolność wody do rozpuszczania skały, lecz również i czas jej działania, a wielkość form nie zawsze świadczy o intensywności procesu.

3. WODA OPADOWO-ROZTOPOWA ODSĄCZAJĄCA SIĘ Z PŁATÓW ALPEJSKIEJ ROŚLINNOŚCI NASKALNEJ DZIAŁAJĄCEJ NA NAGIE POWIERZCHNIE SKALNE

Działanie tej wody obserwuje się od wysokości 1200 m n. p. m. po najwyższe szczyty Czerwonych Wierchów i wiąże się z obecnością roślinności murawowej. Roślinność murawowa naskalna spełnia rolę powierzchniowych mikrozbiorników retencyjnych wody pochodzenia atmosferycznego. Dolny zasięg występowania tego rodzaju wód wyznaczono nieco poniżej górnej granicy lasu, gdyż w obrębie Doliny Małej Łąki naturalna roślinność leśna została miejscami zniszczona wraz z pokrywą glebową i nastąpiło odsłonięcie skał podłoża (fot. 10, 11). Tereny te są obecnie zajmowane przez zespoły roślinne i wykształca się profil glebowy rędziny inicjalnej wtórnej. Powyżej granicy lasu mozaika zespołów murawowych ma charakter pierwotny, nie zaburzony ingerencją człowieka. Zespoły murawowe zajmują przede wszystkim miejsca płaskie, głównie w przywierzchowinowych częściach grzbietów, na spłaszczeniach Wielkiej Turni i Twardego Uplazu oraz pokrywają płatami dna górnych pięter dolinnych. Również niewielkie półki skalne w obrębie ścian są zajęte przez roślinność naskalną. We wszystkich tych położeniach obserwuje się działalność wody pod poziomem próchnicznym i w najbliższym otoczeniu. Oddziaływanie wód jest długotrwałe dzięki zdolności roślin do gromadzenia i przechowywania pewnych ilości wody w warstwie humusowej (fot. 12). W stosunku do wód opisanych uprzednio wody sączące się z płatów roślinności murawowej mają niskie pH, lecz ilości rozpuszczonych soli są prawie dwukrotnie wyższe (46,5—163,5 mg/l). Duża pojemność chemiczna wód wiąże się z ich szczególną właściwością polegającą na przejmowaniu dodatkowego, biologicznego dwutlenku węgla od roślin i zużywania go przy korodowaniu podłoża. W odróżnieniu od wód atmosferycznych pierwszego i drugiego rodzaju spływ wody oddawanej przez roślinność naskalną odbywa się bardzo wolno i nie koncentruje się linijnie. W rezultacie woda nawilża skałę pod płatami i poniżej nich. Działanie chemiczne obejmuje więc duże powierzchnie skalne i prowadzi do ich równomiernego obniżania. Pewne zróżnicowanie w rozmiarach denudacji obserwuje się tylko przy porównaniu właściwości chemicznych wody pod płatami typowej roślinności murawowej w stosunku do wód z płatów wzbogaconych w kosodrzewinę i inne gatunki karłowatych krzewów (jarzębina, porzeczką skalną, brzoza karpacka i in.). Zespoły bogatsze zajmują miejsca o lepszym wykształceniu poziomu glebowego i właśnie w ich obrębie stwierdzono najwyższe ładunki chemiczne rzędu 160 mg/l. Ponieważ działanie wody nie jest skoncentrowane, efekt morfologiczny polega na przeobrażaniu form

ostrokrawędzistych. Żłobki i żebra krasowe oraz gruzowiska wapienne ulegają zaokrągleniu i spłycaaniu (fot. 13—14). Przeobrażone formy żłobkowe nazwałem obłymi. Ich występowanie nie jest ograniczone do najbliższego otoczenia płatów roślinności murawowej. Spotyka się je na zupełnie nagich powierzchniach skalnych w postaci szczątkowej (np. w Kotliskach). Często są one porozcinane drobnymi rowkami ostrokrawędzistymi (fot. 15). Nakładanie mikroform ostrokrawędzistych na obłe wskazuje, że zasięgi działania procesów denudacyjnych pod wpływem poszczególnych rodzajów wód nie zawsze były takie same. W okresie ekspansji roślinności na obszary wierzchowinowe (optimum klimatyczne) inny musiał być reżim denudacyjny Czerwonych Wierchów. Decydującą rolę odgrywały chemicznie aktywniejsze wody związane z obecnością bogatszych zespołów roślinnych.

4. WODY OPADOWE I ROZTOPOWE KRAŻĄCE W POKRYWACH MORENOWYCH

Wody krążące w pokrywach morenowych różnią się zasadniczo od wód naskalnych wskaźnikami chemicznymi, sposobem i długością czasu działania. Właściwości chemiczne tych wód analizowano od wysokości 1050 m do 1250 m n. p. m., to znaczy w strefie występowania mięjszych pokryw morenowych złożonych w regłowej części Tatr w czasie maksymalnego zasięgu lodowca małałackiego. Osady morenowe wypełniają dno doliny i częściowo tylko zajmują podnóża stoków. W studiach terenowych nie uwzględniono wód morenowych występujących w młodszych pokrywach. Pokrywy złożone w czasie stadiów recesyjnych posiadają niewielkie rozprzestrzenienie i nie tworzą osobnych zbiorników retencyjnych. Brak w nich wypływów wody nawet w okresach bardzo mokrych. Infiltrująca w nie woda wnika bezpośrednio w głąb silnie skrasowiałego masywu skalnego wierzchowej części Czerwonych Wierchów. Utwory morenowe wyznaczające maksymalny zasięg ostatniego zlodowacenia mają znaczną mięjszość (zawsze powyżej 150 cm) i duże rozprzestrzenienie. W okresach roztopowych i deszczowych wchłaniają wielkie ilości wody. Porasta je zwarty las podzespołu *Piceetum tatricum abietetosum*, w którym dominuje świerk (*Picea excelsia*). Dzięki pokryciu lasem gleba posiada dużą porowatość i przepuszczalność. Stąd spływ wody roztopowej na wiosnę i opadowej w miesiącach letnich odbywa się w gruncie przy niewielkim udziale spływu powierzchniowego i rozkłada się na długi okres czasu. O tym że zasilanie koryta Potoku Małałackiego w wodę odbywa się głównie dzięki długotrwałej infiltracji w pokrywach morenowych, świadczą liczne okresowe źródła przykorytowe u czoła moreny pod Rabusiową Turnią. Ich wydajności zależą od

przebiegu warunków pogodowych. Zwiększony odpływ ze źródeł i wysięków obserwuje się do dwóch tygodni po gwałtownych ulewach. Bardzo charakterystycznym zjawiskiem hydrologicznym są okresowe źródła pulsujące, pojawiające się po roztopach w końcowej (dolnej) części Hali Małej Łąki. Są one naturalnymi wypływami wody wnikającej w osady fluwioglacjalne budujące równinę Hali w jej górnej części i przepływającej w pokrywach do strefy moren czołowych. Wszystkie wspomniane wody posiadają odczyn słabo zasadowy o $\text{pH} = 7,4\text{--}7,5$ przy bardzo wysokiej ogólnej mineralizacji (150,0—187,5 mg/l). Niewysoki współczynnik stabilności (0,22—0,66) wskazuje, że są to wody o właściwościach bardzo słabo agresywnych. Tylko nieliczne wody tego rodzaju są średnio agresywne i posiadają współczynnik stabilności ponad 0,50. Powyższe fakty pozwalają sądzić, że wody opadowe i roztopowe podczas długiego krążenia w pokrywach wykorzystują prawie całkowicie swe możliwości rozpuszczania. Sprzyja temu nie tylko czas reakcji z podłożem, ale i jego stan fizyczny. Jak wiadomo, morena zawiera okruchy skał wapiennych o dużej czystości, powyżej 90% CaCO_3 , pochodzące głównie z serii wierchowej. Gruz wapienny tkwi w glinie o strukturze brylasto-gruzełkowej. Ogólnie biorąc taka struktura sprzyja procesom infiltracji i ługowania pokryw.

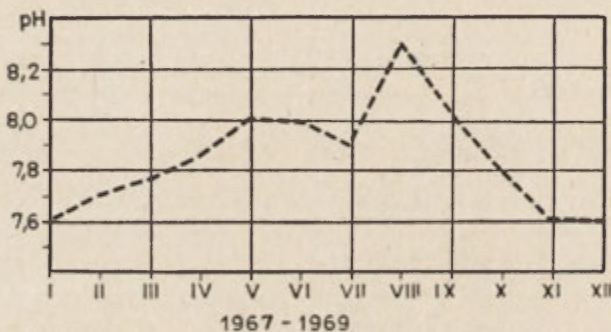
5. WODY OPADOWE I ROZTOPOWE W POKRYWACH STOKOWYCH

Wody krążące w pokrywach stokowych charakteryzują się podobnie jak morenowe wysokimi stężeniami rozpuszczonych soli i długim czasem cyrkulacji. Pokrywy te występują od 900 do 1500 m n. p. m. i wyściełają stoki dolin reglowych, które w plejstocenie nie uległy zlodowaceni. Są to pokrywy gruzowo-gliniaste utworzone w warunkach paryglacjalnych i peryniwalnych. Nie posiadają dużych miąższości (maksymalnie do 100 cm), a w częściach szkieletowych dominuje wapień dolomityczny i dolomit. Pod względem chemicznym pokrywy stokowe wydają się być mniej podatne na rozpuszczanie. Porasta je albo zespół *Fagetum carpaticum* (w niższych położeniach), albo *Piceetum tatricum abietetosum* z płatami czystego lasu świerkowego (*Piceetum tatricum*). Pokrycie zwartym lasem sprzyja infiltracji wody w głąb pokryw i ograniczeniu spływu powierzchniowego mimo znacznych nachyleń stoków (30—45°). Odczyn wód pojawiających się w okresowych wysiękach i źródłkach jest wyższy niż w wodach morenowych i wynosi $\text{pH} = 7,7\text{--}8,1$. Są to wody silnie zasadowe o najwyższych stwierdzonych zawartościach soli osiągających 235,7 mg/l. Wskaźniki stabilności wyróżniają się ogromną rozpiętością od — 0,99 (wody nasycone) do 0,56 (wody średnio agresywne). Bardzo charakterystyczna jest również duża różnica między

średnimi twardościami ogólnymi wód deszczowych (207,1 mg/l) i roztopowych (182,3 mg/l). Szeroki zakres wskaźnika stabilności i różnice w ogólnych „ładunkach” soli sugerują istnienie znacznego zróżnicowania przestrzennego i czasowego procesu rozpuszczania w pokrywach stokowych. Ponieważ pod względem petrograficznym serie skalne budujące podłoże są dość podobne, właściwości wód wydają się świadczyć o dominującej roli czynników biologicznych w procesie rozpuszczania.

6. WODY KORYTOWE

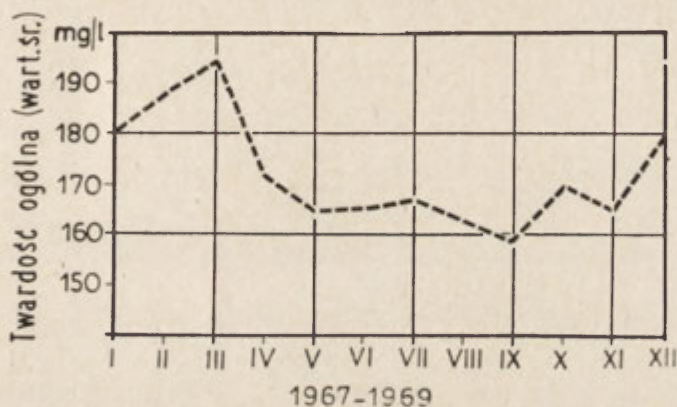
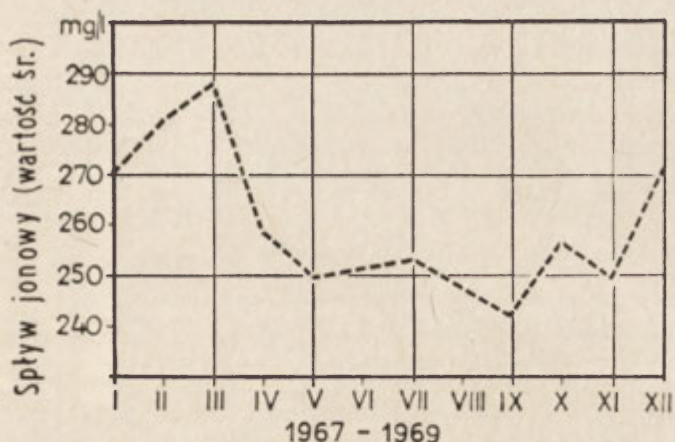
Potok Małołacki jest jedynym stałym ciekim w Dolinie Małej Łąki i odwadnia tylko jej dolną część nie zlodowaconą w plejstocenie. Zasilany jest wodami pochodzącymi ze źródeł skalnych, wypływów z pokryw stokowych i morenowych. Woda korytowa jest więc mieszaniną wszystkich wzmiankowanych wód. Potwierdzają ten pogląd jej właści-



Ryc. 7. Roczny przebieg zmienności pH (wartości średnie miesięczne) wody w Potoku Małołackim

Annual course of variability of pH (mean monthly values) in the Małołacki stream

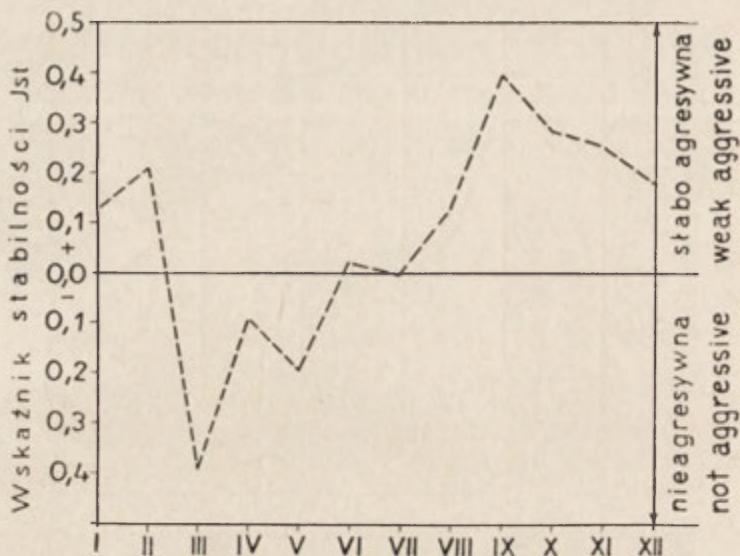
wości chemiczne. Stężenie jonów wodorowych, twardość ogólna, węglanowa i niewęglanowa wody korytowej zbliżają się do wartości średnich wskaźników chemicznych wód okresowych i źródłanych (stałych). Ponieważ pH wody korytowej jest słabo zasadowe (wartość średnia 7,7), a współczynnik stabilności bliski zera, woda korytowa jest chemicznie obojętna i nie posiada możliwości korodowania (ryc. 7—9). Tabele 9—12 przedstawiają zmienność pH, twardości ogólnej, całkowitego spływu jonowego i wskaźnika stabilności. Wynika z nich, że woda Potoku Małołackiego nie wykazuje dużych zmian swych podstawowych właściwości chemicznych w ciągu roku. Zwiększona koncentracja soli występuje podczas niskich stanów wody (XII—I—II—III), gdy dominuje zasilanie grun-



Ryc. 8. Roczny przebieg zmienności twardości ogólnej i pełnego spływu jonowego w Potoku Małolackim (wartości średnie miesięczne)

Annual course of variability of total hardness (lower diagram) and total run-off of ions (upper diagram). Mean monthly values for the Małolacki stream

towe, a spływ w pokrywach jest bardzo powolny. Przeciwnie, w okresach gwałtownych roztopów i wysokich opadów deszczowych twardość ogólna wody i całkowity spływ jonowy osiągają najwyższe wartości. Ponieważ właściwości chemiczne wody w korycie są kształtowane przez wszystkie typy wód występujące na północnym skłonie Czerwonych Wierchów, więc jej pełny rozbiór chemiczny można uznać w przybliżeniu za reprezentacyjny dla całego obszaru, oczywiście z wyłączeniem wód krążących w obrębie nielicznych fragmentów powierzchni, zbudowanych ze skał kwaśnych. Najogólniejsze potwierdzenie tego poglądu może dać wykres 10, przed-



Ryc. 9. Roczny przebieg zmienności wskaźnika stabilności Stroheckera (wartości średnie miesięczne dla Potoku Małoląckiego)

Annual course of variability of Strohecker's coefficient (axis y) of stability (monthly mean values for the Małolącki stream)

stawiający wzajemną relację twardości ogólnej i węglanowej wszystkich rodzajów wód. Zostały one ujęte w cztery podstawowe grupy: 1 — woda korytowa, 2 — wody pokryw stokowych, 3 — wody morenowe, 4 — wody naskalne (wszystkich rodzajów). Zakreskowane pole, oznaczające stosunek twardości ogólnej do węglanowej dla wody korytowej, mieści się dokładnie w polach wyznaczonych przez grupy 2 i 3. Obraz ten potwierdza pogląd, że grupy 2 i 3 w największym stopniu wpływają na kształtowanie składu chemicznego wody odpływającej powierzchniowo ze zlewni. Rycina informuje ponadto, że w wodach Doliny Małej Łąki mamy do czynienia przede wszystkim z jonami Ca, Mg i HCO_3 składającymi się na twardość węglanową. Studia nad składem chemicznym wody rzecznej i źródlanej pochodzącej z głębszych zbiorników skalnych były prowadzone od bardzo dawna (np. J. Włoddek, E. Ralski, M. Wodzicka w latach 1929—1932, vide K. Oleksynowa i T. Komornicki 1965), a szczegółową ich charakterystykę zawierają prace K. Oleksynowej i T. Komornickiego (1957) oraz K. Oleksynowej (1970). W niniejszym opracowaniu pomijam więc rozważania nad pełnym składem chemicznym wody w Potoku Małoląckim, ograniczając się do stwierdzenia, że jest to woda zawierająca obok kationów Ca, Mg i śladów Fe aniony HCO_3 , SO_4 , SiO_3 , a w ilościach śladowych PO_4 .

Tabela 9

Zmienność pH wody korytovej w przebiegu rocznym w Potoku Małolackim
 Variability of the pH of stream-water in the annual course in the Małolacki stream (monthly mean values)

Miesiąc	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
pH (wartość średnia)	7,6	7,7	7,75	7,85	8,0	8,0	7,9	8,3	8,05	7,8	7,6	7,6	7,7

Tabela 10

Zmienność ogólnej twardości wody korytovej w przebiegu rocznym w Potoku Małolackim (mg/l)
 Variability of the total hardness of stream-water in the annual course in the Małolacki stream (mg/l)

Miesiąc	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Twardość ogólna (wartość średnia)	180,3	188,0	194,5	171,9	164,8	165,0	167,7	163,0	159,4	170,0	165,0	180,7	172,5

Tabela 11

Zmienność całkowitego spływu jonowego w przebiegu rocznym w Potoku Małolańskim (mg/l), obliczona na podstawie równania, $y = 66,8x + 29,8$, wyprowadzonego wg danych K. Oleksynowej i T. Komornickiego (1965)

Variability of the total run-off of ions in the annual course in the Małolański stream (mg/l), calculated on the basis of equation $y = 66,8x + 29,8$ according to the data reported by K. Oleksynowa and T. Komornicki (1965)

Miesiąc	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Spływ jonowy (wartość średnia)	270,6	280,9	289,6	259,5	250,0	251,0	253,8	247,8	242,6	257,0	250,3	271,2	260,3

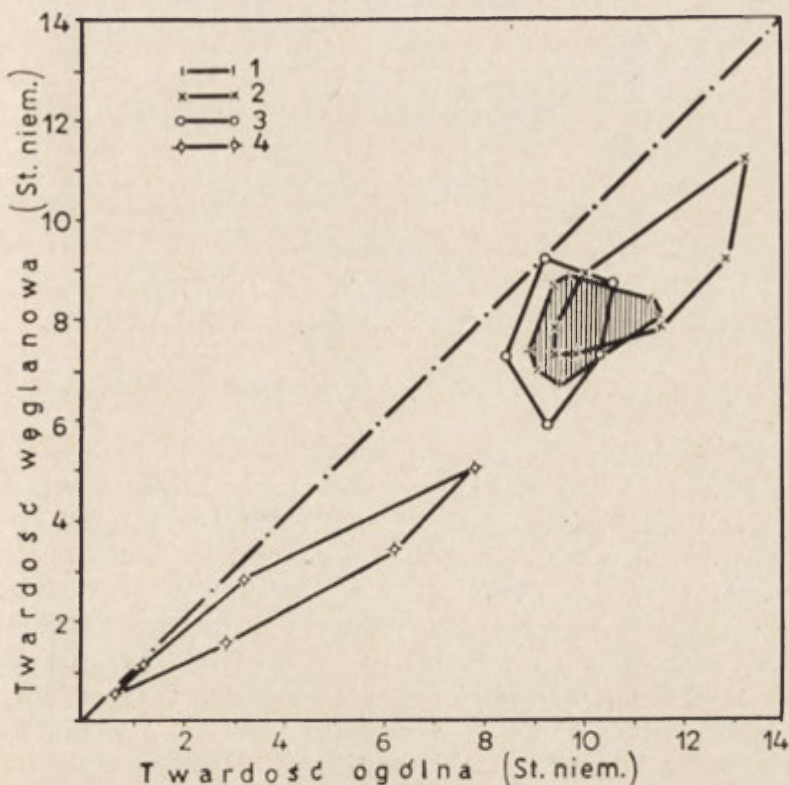
Tabela 12

Zmienność wskaźnika stabilności Stroheckera (I_{st}) wody korytowej Potoku Małolańskiego w przebiegu rocznym (wartości średnie miesięczne)

Variability of Strohecker's coefficient of stability (I_{st}) of stream-water in the Małolański stream in the annual course (monthly mean values)

Miesiąc	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Wskaźnik stabilności	0,13	0,21	-0,39	-0,09	-0,19	0,02	0,00	0,13	0,40	0,29	0,25	0,18

Uwaga: $I_{st} = pH_s - pH$ gdzie $pH_s = 11,39 - 2 \lg CO_2$ związany (mg/l), wg J. Justa, W. Hermanowicza (1955)



Ryc. 10. Związek twardości ogólnej i węglanowej wód powierzchniowych na północnym skłonie Czerwonych Wierchów:

- 1 — woda korytowa, 2 — wody pokryw stokowych, 3 — wody pokryw morenowych, 4 — wody naskalne (wszystkich typów)

Relationship between total hardness (axis x) and carbonate hardness (axis y) of surface waters on the northern slope of the Czerwone Wierchy:

- 1 — stream-water, 2 — water of slope covers, 3 — waters of morainal covers, 4 — waters on bare rock surfaces (all types)

Mineralizacja wód krasowych pochodzących z głębszych zbiorników skalnych, występujących w podziemnych przepływach potoków (jaskiniowych), jest bardzo mała (K. Oleksynowa, T. Komornicki 1958, 1960, J. Dąbrowski 1967), rzędu 80—120 mg/l. Wartości te są zbliżone do danych, jakie uzyskano w wysoko położonych piętrach klimatyczno-roślinnych Czerwonych Wierchów dla wód naskalnych. Długa wędrówka wody w podziemiu do systemu Lodowego Źródła nie powoduje wzbogacania jej w dodatkowe „ładunki” pochodzące z rozpuszczania korytarzy jaskiń i wskazuje, że denudacja chemiczna zachodzi przede wszystkim na powierzchni i w strefie przypowierzchniowej. Na zagadnienie to zwraca ostatnio uwagę K. Oleksynowa (1971).

IV. WPŁYW WARUNKÓW ŚRODOWISKA NA PROCES ROZPUSZCZANIA SKAŁ WĘGLANOWYCH

1. WPŁYW TEMPERATURY NA ZDOLNOŚĆ ROZPUSZCZAJĄCĄ WODY

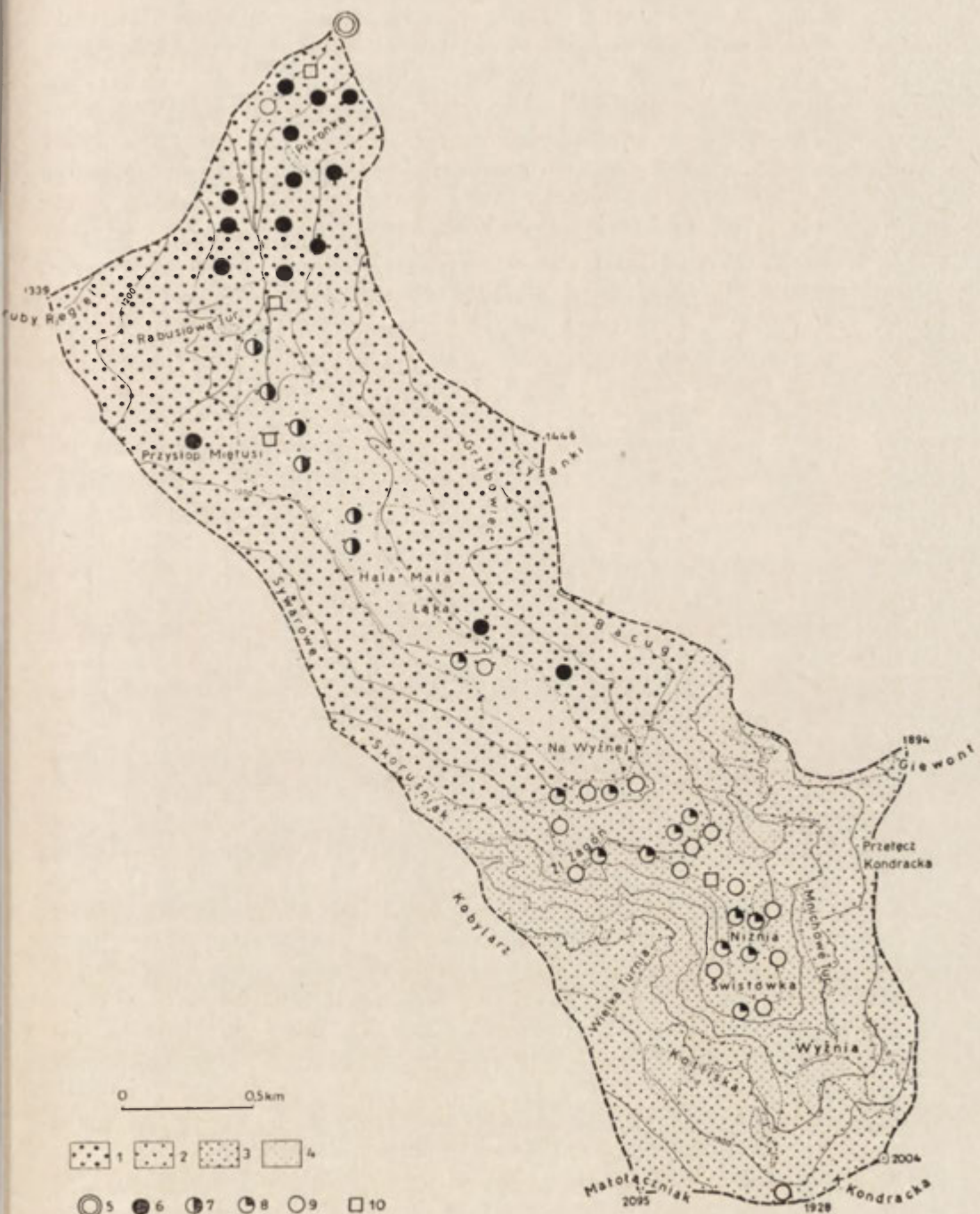
Zagadnienie to, dyskutowane bardzo szeroko w literaturze krasowej, było przedstawiane dla udokumentowania tezy o zwiększonej rozpuszczalności skał wapiennych w zimnych i wilgotnych warunkach klimatycznych w porównaniu z intensywnością krasowienia w klimacie ciepłym i wilgotnym (J. Corbel 1959). Istotnie eksperymentalne studia hydrochemiczne wskazują, że rozpuszczalność węglanu wapnia w wodzie zależy od obecności dwutlenku węgla, którego koncentracja jest funkcją temperatury i ciśnienia CO_2 w równowadze z wodą. Przy stałym ciśnieniu CO_2 rozpuszczalność CaCO_3 wzrasta ze spadkiem temperatury. Wykazał to między innymi J. P. Miller (1952) wykonując w laboratorium oznaczenia rozpuszczalności skały wapiennej. Osiągnięta równowaga roz-

Mapa przestrzennego zróżnicowania powierzchniowej denudacji chemicznej w Dolinie Małej Łąki w Tatrach Zachodnich:

Obszar modelowany przez wody krążące: 1 — w pokrywach stokowych, 2 — w pokrywach morenowych, 3 — w obrębie płatów roślinności naskalnej i płytkich gleb inicjalnych, 4 — na powierzchniach litych skał. Rozmieszczenie punktów pomiarowych składu chemicznego wód powierzchniowych: 5 — punkt stałych obserwacji hydrologicznych oraz analizy wody w korycie Potoku Małołackiego, 6 — analizy wód w pokrywach stokowych, 7 — analizy wód w pokrywach morenowych, 8 — analizy wód odsączających się z płatów roślinności naskalnej i płytkich gleb inicjalnych, 9 — analizy wód naskalnych, 10 — miejsca obserwacji nad ubytkiem wagiznaczonych okruchów wapiennych

Map showing the spatial distribution of surficial chemical denudation in the Mała Łąka valley (Western Tatra Mts):

Area modelled by waters: 1 — circulating in slope covers, 2 — circulating in morainal covers, 3 — oozing from patches of alpine vegetation and from initial soil covers upon the rock surface, 4 — flowing on bare rock surfaces. Distribution of measurement points of chemical composition of the surficial waters: 5 — permanent hydrological observation place from which river bed water was taken for analyses, 6 — analyses of water from slope covers, 7 — analyses of waters from the morainal covers, 8 — analyses of waters oozing from patches of alpine vegetation, and from initial soil covers on rock surface, 9 — analyses of waters flowing on bare rock surfaces, 10 — the points of measurement of decrease in weight of the numbered limestone fragments



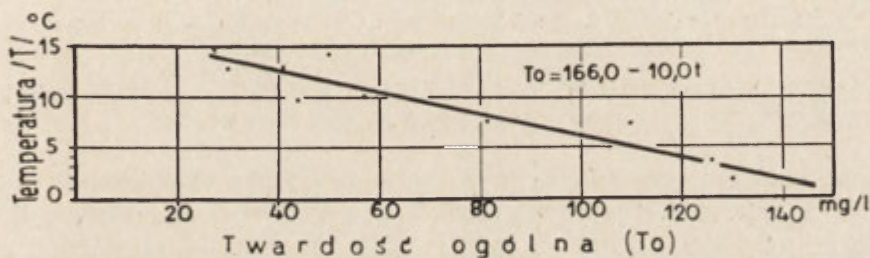
puszczania węglanu wapnia w określonych warunkach, zależna od temperatury, teoretycznie może być wyższa w klimacie zimnym i wilgotnym (A. Bögli 1956). Jednak w przyrodzie występują procesy, które mogą zwiększać lub zmniejszać ilość CO_2 w przy powierzchniowej warstwie atmosfery. Wzrost temperatury środowiska sprzyja rozwojowi życia roślinnego, które jest źródłem biologicznego CO_2 . Dodatkową trudność sprawia fakt, że szybkość reakcji wody ze skałą wzrasta z temperaturą. Na przykład według A. Bögliego (1956) szybkość rozpuszczania wapieni w klimacie tropikalnym może wzrastać do 400% w stosunku do rozpuszczania osiągniętego w warunkach alpejskich lub arktycznych.

J. Corbel (1960) stwierdził na podstawie obliczeń ilości węglanu wapnia wynoszonego ze zlewni w ciągu roku, że bardziej sprzyjające warunki dla rozpuszczania istnieją w wodach zimnych terenów z obfitymi opadami śnieżnymi, gdyż „ciepła woda” krasowa, odpływająca z obszarów tropikalnych posiada znacznie mniejsze ilości rozpuszczonej skały węglanowej. Tymczasem analiza form krasowych na obu przeciwstawnych pod względem klimatycznym (termicznym) obszarach wskazuje, że rozwijają się one szybciej pod wpływem wód ciepłych. A. Bögli (1960) tłumaczy to zjawisko większą szybkością reakcji wód ciepłych ze skałą oraz dużą zwrotną dyfuzją CO_2 w układzie powietrze — woda, która z kolei powoduje wytrącanie wapienia. Analizy chemiczne Corbela wskazują, że wody zimne są stabilne, agresywne przez dłuższy czas, a proces rozpuszczania jest powolny. W praktyce oznacza to, że z obszarów, na których zachodzi rozpuszczanie przez wody zimne, jest wynosząca 2 razy większa ilość rozpuszczonej skały niż z obszarów tropikalnych (przy takiej samej wielkości odpływów). Ocena wpływu temperatury wody na rozpuszczanie skał węglanowych, a tym samym na denudację chemiczną, jest więc bardzo trudna. Na zagadnienie to zwrócił uwagę J. G a m s (1965) podczas studiów nad współczesnym rozwojem krasu Słowenii. Wynika z nich, że wpływ wahań temperatury wody na rozpuszczalność podłoża jest jeszcze niezupełnie jasny. Obserwowano bowiem wzrost twardości wody nie tylko wtedy, gdy woda staje się zimniejsza, lecz również gdy jest cieplejsza. Przedłożone wyżej rozważania wskazują na istnienie procesów przyrodniczych przeciwstawnych sobie. Dlatego zadaniem badającego proces denudacji chemicznej winno być określenie optymalnych warunków termicznych, przy których obserwuje się największe „ładunki” soli w wodzie odpływającej poza badany obszar. „Ładunki” te mogą stać się podstawą do określenia absolutnej denudacji chemicznej.

Wyniki badań przeprowadzonych w Tatrach Zachodnich wskazują, że prosta zależność rozpuszczania skały od temperatury wody jest wyraźna tylko w przypadku wód deszczowych (ryc. 11) i roztopowych, działających na nagie powierzchnie skalne nie znajdujące się w najbliższym otoczeniu zespołów roślinnych (kosodrzewiny, muraw naskalnych). Wy-

kresy zależności funkcyjnych twardości ogólnej od temperatury wykazują relację odwrotnie proporcjonalną. Ilość rozpuszczonej skały podłoża wzrasta z obniżaniem temperatury wody opadowej zgodnie z równaniem (ryc. 11): $T_h = 166 - 10,0 t$, gdzie T_h oznacza twardość ogólną wody (mg/l), a t — temperaturę wody. Z równania tego wynika, że obniżenie temperatury o 1°C powoduje wzrost rozpuszczalności o około 10 mg/l, a więc deszcz padający na nagie powierzchnie skalne w górnych piętrach klimatycznych (bardzo chłodne, umiarkowanie zimne) rozpuszcza je w stopniu znacznie większym, niż to ma miejsce na górnej granicy lasu, a nawet w piętrze lasów w miejscach pozbawionych roślinności i nie będących pod jej bezpośrednim wpływem (np. formy skalnych ostańców denudacyjnych na stokach reglowych).

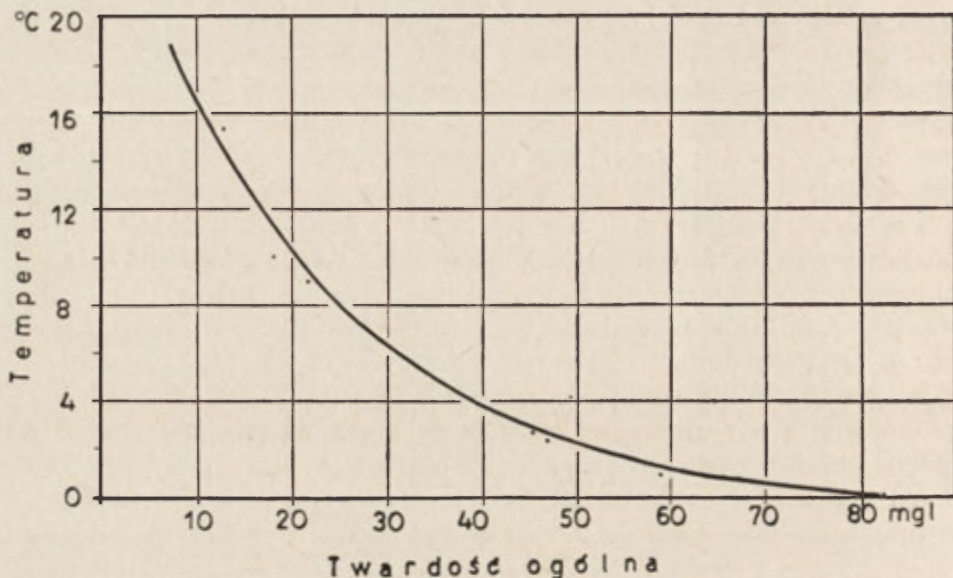
Również wody roztopowe pochodzące z tajania śniegu świeżego na powierzchniach skalnych rozpuszczają znacznie więcej skały przy niższych temperaturach (ryc. 12). Relacja jednak nie jest tak prosta jak w przypadku wód opadowych. Przebieg zależności wyznacza linia krzywa



Ryc. 11. Związek między twardością ogólną a temperaturą wód opadowych naskalnych

Relationship between the total hardness (axis x) and the temperature of rain waters (axis y) on bare rock surfaces

w kształcie hiperboli. Bardzo szybki wzrost rozpuszczalności obserwuje się w wodach o temperaturze od 4° do 0°C . W tym przedziale nieznaczne obniżenie temperatury (o 1°C) powoduje zwiększenie rozpuszczalności o około 10 mg/l. Najsilniej koroduje świeża woda roztopowa, posiadająca temperaturę około 0°C . W przedziale temperatur od 4° do 20°C zdolność rozpuszczająca wody jest znacznie słabsza i przy 20°C asymptotycznie zbliża się do zera. Wykres wskazuje dobitnie, że znaczenie morfogenetyczne mają przede wszystkim wody roztopowe o niskich temperaturach, a więc odsączające się wprost z tających płatów śniegu na powierzchnię skalną. Ich działanie ma zasięg ograniczony, gdyż spływając po nagrzaną w słońcu powierzchnię skalną szybko uzyskują wyższą temperaturę i tracą wtedy swą wysoką zdolność korozyjną. Tylko niska temperatura pozwala na utrzymanie dużej ilości rozpuszczonego CO_2 zgromadzonego w śniegu.



Ryc. 12. Związek między twardością ogólną a temperaturą wód roztopowych na nagich powierzchniach skalnych

Relationship between the total hardness (axis x) and the temperature (axis y) of snow-melt waters on bare rock surfaces

Można stąd wnioskować, że wzmożona denudacja chemiczna zachodzi w dwóch najwyższych piętrach klimatycznych i roślinnych podczas długotrwałych okresów powolnych roztopów, gdy nie występuje nagłe i silne ocieplenie. Zachmurzenie panujące podczas takich sytuacji pogodowych sprzyja małemu parowaniu, a więc większemu zużyciu wody roztopowej na niszczenie podłoża. Dodatkowym czynnikiem sprzyjającym denudacji jest również czas.

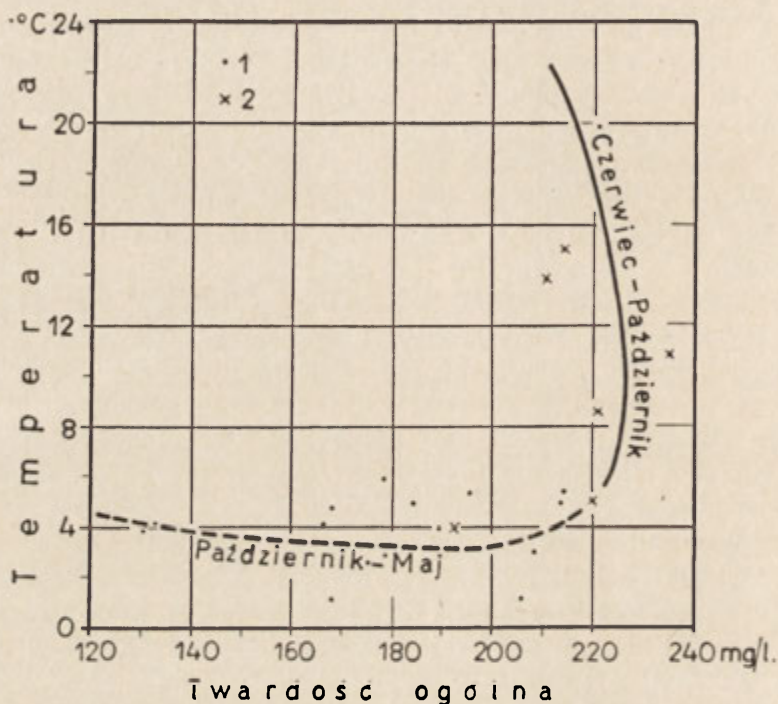
Przy porównaniu wód deszczowych i roztopowych będących w kontakcie ze skałą zwracają uwagę znaczne różnice w ilości soli przez nie rozpuszczonych. Wody deszczowe zawierają większe ilości soli niż roztopowe, mimo że, jak sądzi J. Corbel (1960), agresywność wód z topniejących śniegów jest 20 razy większa niż deszczowych. Na wyższą koncentrację soli w wodach opadowych mógł w pewnym stopniu wpłynąć czas trwania reakcji chemicznych. Wody z płatów śnieżnych chwytało na ściankach skalnych bezpośrednio podczas ich spływania. Tymczasem wody opadowe, nawilżające równomiernie całą powierzchnię skalną, nastroczały duże trudności techniczne w pobieraniu prób w czasie deszczu. Zachodziła bowiem obawa, że próbki będą zawierały wodę opadową wpadającą wprost do naczynia pomiarowego. Dlatego wodę zbierano z bezodpływowych zagłębień (żłobków miseczkowych), gdy wypełniły się

one dostateczną do analizy ilością wody. Czas trwania reakcji wody ze skałą w drugim przypadku był więc dłuższy i mógł wpłynąć na wyższą koncentrację soli. Wyniki są jednak zbliżone do tych, jakie uzyskali przy podobnych pomiarach badacze alpejscy (A. Bögli 1961, F. Bauer 1964).

Powierzchniowe wody krasowe w piętrach lasów reglowych krążą w pokrywach gruzowo-gliniastych na stokach oraz w osadach glacialnych i fluwioglacialnych w dnach dolin. Woda pochodzi z opadów deszczowych lub z topnienia pokrywy śnieżnej. Zasilanie pokryw w wodę odbywa się nierównomiernie i ściśle nawiązuje do przebiegu warunków pogodowych podczas roku. Związek twardości ogólnej z temperaturą jest w tych warunkach bardzo złożony i nie obserwuje się prostych zależności. Zaznacza się wyraźna zmienność chemizmu wód w ciągu roku. W okresie od października do maja występuje prawie wyłącznie zasilanie wodą z topniejącej pokrywy śnieżnej. Jest to okres termicznych pór roku: przedzimia, umiarkowanej zimy, surowej zimy, umiarkowanej zimy i przedwiosnia (M. Hess 1965), podczas których średnie dobowe temperatury powietrza nie osiągają 5°C , a w życiu biologicznym zespołów roślinnych zaznacza się zastój. W takich warunkach temperatura wód krążących w pokrywach posiada wpływ na ilość rozpuszczonych soli. Zaznacza się związek odwrotnej proporcjonalności między temperaturą a mineralizacją, jednak nie tak wyraźny jak w przypadkach opisanych powyżej. Zwłaszcza w przypadku wód krążących w pokrywach stokowych punkty określające tę relację (ryc. 13) wykazują pewne rozproszenie i oddalenie od linii (linia przerywana) przedstawiającej ogólną tendencję. Rozproszenie to wskazuje na istnienie również innych czynników, w nieznacznym stopniu wpływających na wielkość rozpuszczania. Czynnikiem takim może być niewielka produkcja biologicznego CO_2 . Temperatury wód krążących w pokrywach od października do maja zamykają się w przedziale od 0°C do około 5°C , a mineralizacja w przedziałach od 130 do 215 mg/l w pokrywach stokowych oraz 158 do 190 mg/l w pokrywach morenowych. W maju i pierwszej połowie czerwca w piętrach reglowych następuje zasadnicza zmiana warunków termicznych. Przychodzi wtedy pora wiosny z temperaturą średnią dobową $t > 5^{\circ}\text{C}$ (okres wegetacyjny), następnie od połowy czerwca przedlecie ($t > 10^{\circ}\text{C}$), czyli okres aktywnych procesów rozwoju roślin (M. Hess 1965). Temperatura wód pokrywowych wyraźnie wzrasta i przekracza 5°C , a zasilanie w wodę odbywa się podczas opadów deszczu. Mimo wzrostu temperatury nie obserwuje się dalszego zmniejszania zawartości soli w litrze wody. Wyższymi temperaturami odpowiadają wysokie zawartości soli w wodach pokryw stokowych (ryc. 13 — linia ciągła), a nawet zaznacza się wyraźna, wprost proporcjonalna zależność w wodach pokryw morenowych (ryc. 14 — linia ciągła). Obserwujemy zasadniczą zmianę w sposobie rozpuszczania skał.

Temperatura wody nie decyduje już w tym okresie o wielkości rozpuszczania. Bujnemu życiu biologicznemu towarzyszy bowiem duża produkcja CO_2 , która zwłaszcza w glebie leśnej staje się czynnikiem określającym wielkość rozpuszczania.

Interesujący jest różny przebieg zależności koncentracji soli od temperatury w wodach stokowych i morenowych. Przypuszczam, że wiąże się

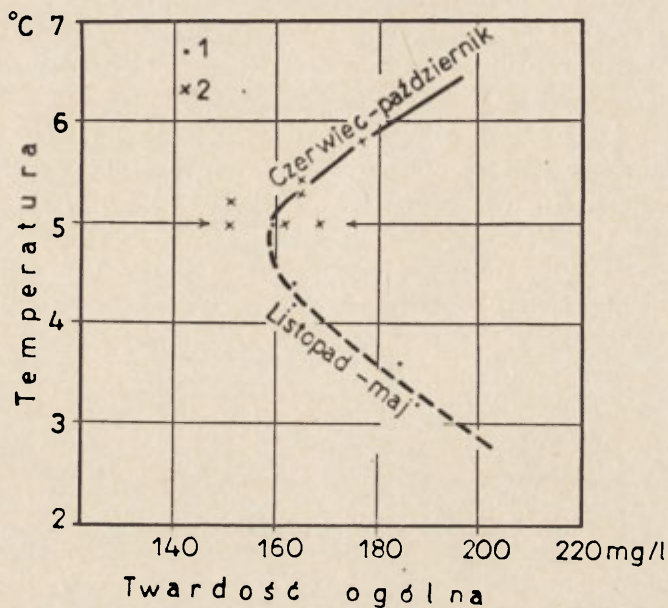


Ryc. 13. Związek między twardością ogólną a temperaturą wód roztopowych (1) i opadowych (2) krążących w pokrywach stokowych gruzowo-gliniastych

Relationship between the total hardness (axis x) and the temperature (axis y) of snow-melt (1) and rain (2) waters circulating in slope, debris-loamy covers. Dashed line — period from October to May, continuous line — period from June to October

to ze składem gatunkowym lasów reglowych. Pokrywy morenowe porasta prawie jednorodny las świerkowy (*Picea excelsa*) o podobnym zwarciu drzewostanu i podobnym wieku drzew: 50—60 lat. Natomiast stoki zajęte są przez las mieszany o różnym składzie gatunkowym, różnym wieku i rodzaju podszycia. W lesie mieszanym nawet przy tych samych warunkach mikro- i mezoklimatycznych procesy fizyko-chemiczne związane z życiem roślinnym muszą niewątpliwie być zróżnicowane w swym prze-

biegu i natężeniu. Potwierdzeniem tego poglądu są liczne prace ujmujące w sposób ilościowy relacje między produkcją CO_2 a procesami rozpuszczania wapni w różnych warunkach fito-edaficznych (A. Gerstehauer 1969). Zróżnicowanie procesów rozpuszczania związane z warunkami siedliskowymi może tłumaczyć stwierdzony brak współzależności między temperaturą wody a koncentracją soli w wodach pokryw stokowych przy



Ryc. 14. Związek między twardością ogólną a temperaturą wód roztopowych (1) i opadowych (2) krążących w pokrywach morenowych blokowo-gliniastych

Relationship between the total hardness (axis x) and the temperature (axis y) of snow-melt (1) and rain (2) waters circulating in morainic, boulder-loamy covers. Dashed line — period from November to May, continuous line — period from June to October

temperaturach powyżej 5°C , wyrażający się linią pionową (ciągłą) na wykresie 13.

Według Striara (vide J. Gams 1966) korzenie drzew produkują rocznie 500—600 kg CO_2 /ha. Ze wzrostem temperatury gleby zwiększa się dyfuzja glebowego CO_2 w przesączającej się wodzie. Ponadto przy rozpadzie liści drzew wyzwała się znaczna ilość CO_2 . Na przykład produkcja dwutlenku węgla przy rozpadzie liści brzoźowych jest największa w temperaturze 35°C i wynosi 1502,2 mg/ha, podczas gdy w temperaturze $0\text{--}5^{\circ}\text{C}$ wynosi tylko 225,4 mg/ha (dane wg Gračanina cytowane przez J. Gamsa 1966).

W związku z tym zawartość dwutlenku węgla w atmosferze przyziemnej warstwy lasu zmienia się w zależności od pory dnia i pory roku. Najwięcej CO₂ występuje w nocy, gdy rośliny nie przyswajają go sobie, a podczas dnia zawartość jego spada. Większą ilość CO₂ znajduje się w glebie w jesieni, gdy następuje zahamowanie procesu fotosyntezy (Z. R y c h l i ń s k i 1963), oraz w lecie, gdy po ciepłych deszczach zwiększa się działalność mikroorganizmów. Powyższe dane jasno tłumaczą zwiększoną rozpuszczalność pokryw przy wysokich temperaturach wody w okresie aktywnych procesów rozwoju roślin, a zwłaszcza podczas najcieplejszego miesiąca (lipiec).

Analiza wód w poszczególnych miesiącach roku pozwala określić optymalne warunki rozpuszczania. Ponieważ największe wartości mineralizacji występują w marcu oraz w lipcu (190—225 mg/l), więc miesiące te należy uznać za okresy najbardziej sprzyjające denudacji chemicznej regłowego obszaru Tatr Zachodnich, przy czym w marcu bezpośrednim czynnikiem zwiększonej korozji jest odpowiednio niska temperatura wody, natomiast w lipcu — obecność w glebie dużej ilości biologicznego CO₂. Najmniej korzystne warunki dla rozpuszczania podłoża węglanowego pięter regłowych występują w kwietniu. Jest to krótki okres między zimą (temperatury wody oscylują wtedy wokół 5°C) a okresem wegetacyjnym. Pogląd ten został potwierdzony przez badania zawartości CO₂ w powietrzu jaskiń strefy regłowej (C. E k et al. 1969). Stwierdzono wtedy, że kwiecień cechuje bardzo niewielka zawartość dwutlenku węgla w powietrzu jaskiń (Raptawickiej, Oblazkowej i Wodnej pod Pisaną), często niższa od średniej zawartości CO₂ w wolnym powietrzu. Jak wiadomo, zasilanie powietrza jaskiniowego w CO₂ odbywa się głównie za pośrednictwem wód powierzchniowych, przesączających się do jaskiń (wody typu α).

Współczynnik korelacji twardości ogólnej wody korytowej i temperatury jest bardzo niski $r_{xy} = -0,20$ i wskazuje na słaby związek odwrotnej proporcjonalności między tymi parametrami. Mineralizacja wody w korytach potoków regłowych jest uzależniona w decydującym stopniu od właściwości chemicznych wód zasilających i nie ulega widocznym zmianom pod wpływem warunków termicznych panujących w łożysku.

2. KWASOWOŚĆ ŚRODOWISKA A ROZPUSZCZALNOŚĆ SKAŁ WĘGLANOWYCH

O rozpuszczalności wapieni i dolomitów decyduje ilość dwutlenku węgla w środowisku naturalnym, która zależy od ciśnienia, temperatury powietrza i gruntu oraz od zakwaszenia wytworzonego wskutek obecności zespołów roślinnych. Ciśnienie parcjalne CO₂ jest wprost proporcjonalne do ciśnienia w swobodnej atmosferze. Z wyniesieniem nad poziom morza obniża się ogólne ciśnienie atmosferyczne, a więc i ciśnienie parcjalne CO₂

wyrażone w mg/l. Jednak zmniejszenie wagi CO₂ w jednostce objętości przy wzroście wysokości o 1000 m jest tak małe, że praktycznie można wykluczyć wpływ wysokości nad poziom morza na ilość dwutlenku węgla (vide C. Ek et al. 1969).

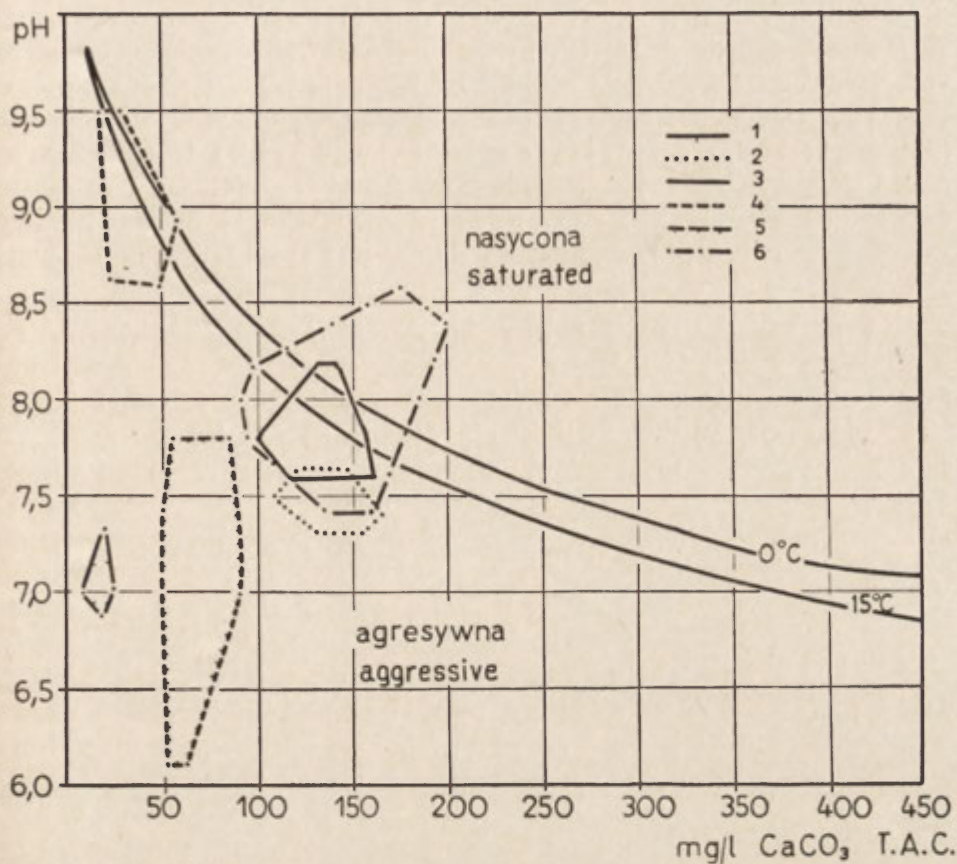
Na skłonach tatrzańskich, przy wyraźnie zmieniających się z wysokością warunkach klimatycznych i roślinnych, o kwasowości środowiska decyduje w pierwszym rzędzie rodzaj występujących zespołów roślinnych. Parametry klimatyczne, a zwłaszcza temperatura, odgrywają najważniejszą rolę tylko w tych częściach obszaru, które są ubogie w zespoły roślinne lub ich nie posiadają, natomiast w niższych piętrach roślinnych (leśnych) klimat wpływa tylko pośrednio na proces rozpuszczania poprzez oddziaływanie na wykształcenie zespołów roślinnych i ich procesów życiowych. Same zespoły roślinne stwarzają bardzo zmienne warunki pod względem kwasowości (R. J. Jones 1965) nawet w przypadku ubogiej roślinności naskalnej. Badania nad odczynem gleb przeprowadzone w Dolinie Małej Łąki (B. Adamczyk 1962) wykazały ogromne różnicowanie wartości pH w poziomie próchnicznym. Górne warstwy glebowe z reguły są zakwaszone bez względu na skład petrograficzny skał podłoża. Najsilniejsze zakwaszenie (pH = 3,0—6,0) związane jest z zespołami leśnymi o dużym zwarcie drzewostanów. Bardzo silne zakwaszenie występuje pod lasem świerkowym (*Piceetum tatricum*), kosodrzewiną (*Pinetum mughi*), a także lasem świerkowo-jodłowym (*Piceetum abietetosum*). Odczyn słabo kwaśny (pH = 6,0—6,8) posiada warstwa próchnicza pod zespołem buczyny karpackiej (*Fagetum carpaticum*). Kwasowość środowiska leśnego posiada więc znaczny wpływ na różnicowanie przebiegu procesu rozpuszczania utworów pokrywowych na stokach i w dnach dolin, gdyż woda atmosferyczna przesączająca się przez wierzchnie horyzonty gleby może uzyskać cechy wody kwaśnej. Badania radzieckie (A. A. K o ł o d j a ż n a j a 1962) wskazują, że woda atmosferyczna (deszczowa) nawet o znacznej mineralizacji rzędu 200 mg/l i obojętnym odczynie (pH = 7,2) spadając na kwaśne środowisko glebowe uzyskuje odczyn kwaśny (pH = 5,5). Zachowując swój ładunek jonowy powtórnie uzyskuje właściwości wody agresywnej i powoduje intensywne ługowanie kationów Ca i Mg z poziomów próchnicznych. Również G. W. M o o r e (1968) przedstawił zmiany cech chemicznych wody deszczowej podczas przemieszczania się jej przez glebę. Zamieszczony przez niego wykres pokazuje, że woda opadowa o pH = 6 i ciśnieniu parcjaldnym CO₂ rzędu 0,0001 atmosfer w czasie przesączania się przez glebę obniża pH do około 4,5, a ciśnienie parcjaldne CO₂ zwiększa do 0,1 atmosfer, rozpuszczając zaś podłoże skalne zmniejsza ciśnienie CO₂ i uzyskuje odczyn zasadowy. F. R u t t n e r 1952 (vide E. G o r h a m 1961) badając skład chemiczny wód w Alpach i u ich podnóża stwierdził, że źródła wypływające z ubogich w wapień, słabo przepuszczalnych gleb utworzo-

nych na skałach magmowych są bogatsze w węglan wapnia niż wody w obszarach wysokogórskich, gdzie deszcz spływa bardzo szybko po wapieniu i ma zbyt krótki czas na wzbogacenie się w CO_2 w glebie.

W okresach wiosennych i zimowych wykonywano pomiary pH nadtapiającej się pokrywy śnieżnej w różnych częściach Doliny Małej Łąki i Doliny Miętusiej. Wartość pH wahała się w przedziale 5,2—6,2. Przyjmując, że ściółka lasu szpilkowego jako silnie kwaśna posiada $\text{pH} = 3,6\text{—}5,0$ (W. Szafer 1964), można sądzić, iż zespoły roślinne zwiększają jeszcze bardziej kwasowość wody, a tym samym pomnażają jej agresywność w stosunku do węglanowych utworów pokrywowych. Potwierdzenie tego przypuszczenia dały wyniki analiz składu chemicznego powierzchniowych wód krasowych zamieszczone w tabeli 7 oraz na wykresie 15. Porównanie czystych wód naskalnych opadowych i roztopowych z wodami naskalnymi sączącymi się z płyt muraw wskazuje, że te ostatnie posiadają prawie dwukrotnie większą mineralizację, mimo że jedne i drugie występują w tym samym piętrze klimatycznym i na skałach o identycznym wykształceniu litologicznym. Niewątpliwie obserwujemy tutaj wpływ kwasowości środowiska na rozmiary rozpuszczania. Wpływ ten powinien być znacznie większy w środowiskach leśnych wykazujących jeszcze większe zakwaszenie. Bezpośrednia ocena ilościowa jest jednak niemożliwa, gdyż o rozmiarach rozpuszczania decyduje obok czynników klimatycznych i biologicznych również czas działania wody. Woda nasycająca płyty murawowe jest w nich gromadzona i oddawana przez dłuższy czas, a okres krążenia wody w utworach pokrywowych zwiększa się wielokrotnie.

3. AGRESYWNOŚĆ WÓD A PROBLEM ROZPUSZCZALNOŚCI SKAŁ WĘGLANOWYCH

W rozważaniach nad tempem denudacji chemicznej obszarów wapiennych bardzo często używa się pojęcia „agresywności” wód. Pod agresywnością rozumie się zdolność wody do reagowania z podłożem skalnym i rozpuszczania go. Dla wyrażenia tej zdolności w sposób ilościowy stosuje się metodę deficytu nasycenia. Stosunek stężenia jonów wodorowych (pH) do zawartości węglanu wapnia w wodzie pozwala określić, czy jest ona agresywna (nienasycona), czy nieagresywna (nasycona). Wykres skonstruowany przez Trombe'a—Tillmansa pozwala na określenie stopnia agresywności wody, a miarą tego jest odległość zbadanej próby wody i naniesionej na wykres w postaci punktu od linii krzywej, wyznaczającej równowagę dynamiczną wody w określonych warunkach termicznych (ryc. 15). Wyznaczona w ten sposób agresywność wody dla różnych obszarów wapiennych świata służy do wnioskowania o współczesnej denudacji chemicznej i porównywania jej szybkości w nawiązaniu do różnych wa-



Ryc. 15. Związek między pH wód a zawartością CaCO₃ (T.A.C.) na tle klasycznego diagramu Tillmansa:

1 — wody roztopowe naskalne, 2 — wody pokryw morenowych, 3 — woda w korycie, 4 — wody opadowe naskalne, 5 — wody naskalne sączące się z płatów roślinności murawowej, 6 — wody pokryw stokowych

Relationship between the pH of waters and the CaCO₃ content (T.A.C.) against the background of Tillman's diagram:

1 — snow-melt waters on a bare rock surfaces, 2 — waters of morainal covers, 3 — water in the river bed, 4 — rain waters flowing over the rock surface, 5 — rock surface waters oozing from patches of alpine vegetation, 6 — waters of slope covers

runków klimatycznych i roślinnych. Niewątpliwie jest to wskaźnik bardzo istotny, pozwalający na wysuwanie uogólnień, jednak kryjący w sobie pewne ryzyko niewłaściwej interpretacji analiz chemicznych wód. Stwierdzenie wysokiej agresywności wód nie oznacza bowiem, że cała potencjalna możliwość korodowania skały będzie wykorzystana. Obszary, w których występują wody silnie agresywne, wcale nie muszą podlegać silnej

denudacji chemicznej. Dowody na potwierdzenie tej tezy znajdujemy w Tatrach Zachodnich. W ich najwyższej położonych częściach, będących pod wpływem modelowania niwalnego, dominują wody pochodzenia roztopowego. O wielkiej agresywności wód tego typu pisano wielokrotnie (A. Bögli 1951, J. E. Williams 1949, J. Corbel 1960). Również i na północnych skłonach Czerwonych Wierchów stwierdzono, że posiadają one (w przypadku działania na nagie powierzchnie skalne) najwyższy ze stwierdzonych współczynników stabilności (2,20—3,11), czyli są silnie agresywne. Próbkę wody były zawsze analizowane po przepłynięciu kilkumetrowego odcinka nagiej powierzchni skalnej, a więc znajdowały się w kontakcie z podłożem. Mimo wysokiej agresywności wody czystej, wypływającej z topiącego się płata śnieżnego (pH śniegu = 5,2—6,2), próbki wody nie zawierały dużych ilości rozpuszczonych soli (10—20 mg/l). Tę stosunkowo słabą rozpuszczalność niewątpliwie należy tłumaczyć powolnym przebiegiem reakcji w niskich temperaturach (1,4—4,0°C) oraz krótkim okresem, jaki upływa od momentu zetknięcia się wody ze skałą do zniknięcia jej w szczelinach lub w pokrywach gruzowych. Dopiero po przepłynięciu kilkunastu metrów po skałę woda posiada wyższą koncentrację rzędu 60—70 mg/l. W dalszym ciągu jednak woda ginąca w podłożu nie uzyskuje stanu nasycenia i nie powoduje silnej denudacji na powierzchni. Poczynione obserwacje w Tatrach Zachodnich nie są odosobnione i znajdują potwierdzenie w rezultatach uzyskanych w Alpach (J. Bögli 1961, J. Gams 1965). Analizy wody wypływającej z topiącego się śniegu na powierzchni skalnej w otoczeniu Triglavu (Alpy Julijskie) wykazały twardość ogólną zaledwie rzędu 0,78 stopni niemieckich, czyli 13,9 mg/l. Woda pochodząca z lodowczyka i płatu śnieżnego, przesączająca się do studni krasowej 15 m poniżej powierzchni, uzyskała twardość 40,9 mg/l (J. Gams 1965).

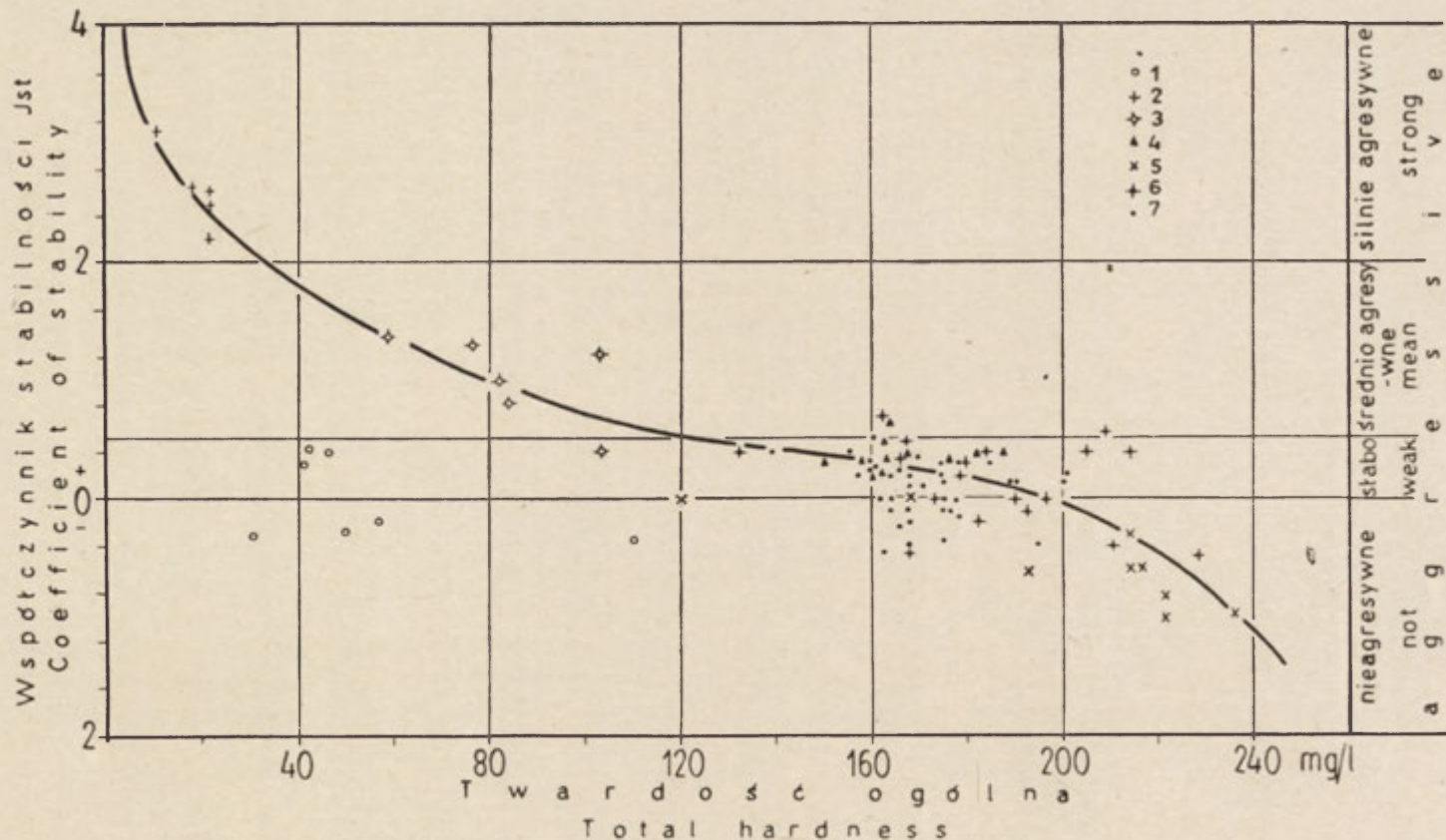
Inne rodzaje tatrzańskich wód naskalnych są również agresywne, chociaż nie uzyskują współczynnika stabilności $I_{st} = 2,0$. Zaliczono do nich wody roztopowe odsączające się z poduszek roślinności murawowej, pokrywającej częściowo powierzchnie skalne, oraz wody pochodzące z nadtapiania się płatów śniegu firnowego i lodu. Ilości rozpuszczonej przez nie skały są już znacznie wyższe i zawierają się w przedziałach 50—160 mg/l (wody z poduszek roślinnych) i 60—80 mg/l (wody z płatów śnieżno-lodowych). Wody nie uzyskują stanu równowagi dynamicznej i wnikają w głąb masywu górskiego nie wykorzystując swych możliwości korozyjnych.

Wody atmosferyczne dopiero po dłuższym kontakcie ze skałą ulegają nasyceniu. Sądzę, że okres dwunastogodzinny wystarcza dla osiągnięcia równowagi. Wskazują na to analizy wody opadowej lub roztopowej, sta-

gnującej w bezodpływowych zagłębieniach w obrębie litej skały. Przy stosunkowo niewielkich stężeniach rzędu 110 mg/l uzyskiwały one stan nasycenia po upływie wspomnianego czasu.

Na tle ostatniego spostrzeżenia powstaje nowe zagadnienie rzadko uwzględniane w opracowaniach traktujących o denudacji chemicznej. Jest to problem, w jakim stopniu wody pochodzenia atmosferycznego wykazują cechy roztworów buforowych. Roztworami buforowymi nazywamy roztwory cechujące się znaczną niezależnością pH od rozcieńczenia. Mimo dodania nawet dużej ilości np. mocnej zasady wartość ich pH ulega nieznacznym zmianom. R. M. Garrels i P. Dreyer (1952, vide J. Rudnicki 1967) charakteryzują roztwory za pomocą dwu zasadniczych cech — potencjału i pojemności. Potencjał określa się wartością pH, a pojemność ilością rozpuszczonego CaCO_3 . Od zdolności buforowych zależy więc wielkość pojemności. Gdy pH i zdolności buforowe są niskie, ilość rozpuszczonej skały wapiennej jest niewielka, chociaż proces rozpuszczania zachodzi bardzo szybko (J. Rudnicki 1967). Jeżeli woda atmosferyczna wchodząca w kontakt ze skałą byłaby dobrym roztworem buforowym, to powinna nieznacznie zmieniać swoje niskie pH mimo wzbogacania się w dużą ilość węglanów wapnia i magnezu, przez co byłaby zdolna do silnego rozpuszczania skały przy równoczesnym słabym alkalizowaniu się. Ponieważ analizy wody stagnującej w miseczkach skalnych wskazywały, że wody pochodzenia atmosferycznego zobojętniają się po przyjęciu stosunkowo niewielkiej ilości soli (110 mg/l), posiadają więc słabe zdolności buforowe i nie mogą być uważane za roztwory zdolne do bardzo silnej korozji.

Znacznie większe możliwości w zakresie przyjmowania dużych ilości soli posiadają wody atmosferyczne krążące w środowisku bogatszym pod względem biologicznym, a więc w piętrach roślinnych kosodrzewiny i lasów reglaowych. Zakwaszenie środowiska związane z obecnością zespołów roślinnych obniża pH, a tym samym zwiększa potencjał wody. Pomiarów terenowych wykazały, że woda krążąca w pokrywach stokowych pod zespołami leśnymi uzyskuje stan nasycenia przy ogólnych ilościach soli zamykających się w granicach 120—235 mg/l. Na tak znaczny wzrost zdolności rozpuszczającej wody wpływa jednak kilka czynników. Jednym z najważniejszych wydaje się być kwaśne środowisko ściółki leśnej i poziomu próchniczego. Drugim czynnikiem jest sposób krążenia wody. W obszarze reglaowym woda krąży nie po litej skale, lecz w pokrywach gliniasto-gruzowych. Jest to podłoże przepuszczalne, które w poziomach podpróchnicznych gleby najczęściej zawiera ponad 60% węglanów w postaci rozdrobnionej (B. Adamczyk 1962), a więc łatwiej ulegających rozpuszczeniu. Dodatkowym czynnikiem jest długi czas krążenia wody. Okresowe wypływy wody z pokryw pojawiały się w ciągu bardzo krótkiego czasu po silnym opadzie deszczu, lecz funkcjonowały nawet do tygodnia.



Ryc. 16. Agresywność wód powierzchniowych na północnym skłonie Czerwonych Wierchów:

1 — wody opadowe naskalne, 2 — wody roztopowe naskalne, 3 — wody naskalne sączące się z płatów roślinności murawowej, 4 — wody pokryw morenowych. 5 — wody pokryw stokowych, (deszczowe), 6 — wody pokryw stokowych (roztopowe), 7 — woda w korycie Potoku Małockiego

Aggressivity of surface waters on the northern slope of the Czerwone Wierchy:

1 — rain waters flowing over the rock surface, 2 — snow-melt waters flowing over the rock surface, 3 — rock surface waters oozing from patches of alpine vegetation, 4 — waters of moraine cover, 5 — waters of slope cover (rain), 6 — waters of slope cover (snow-melt), 7 — water in the bed of Małocki Stream

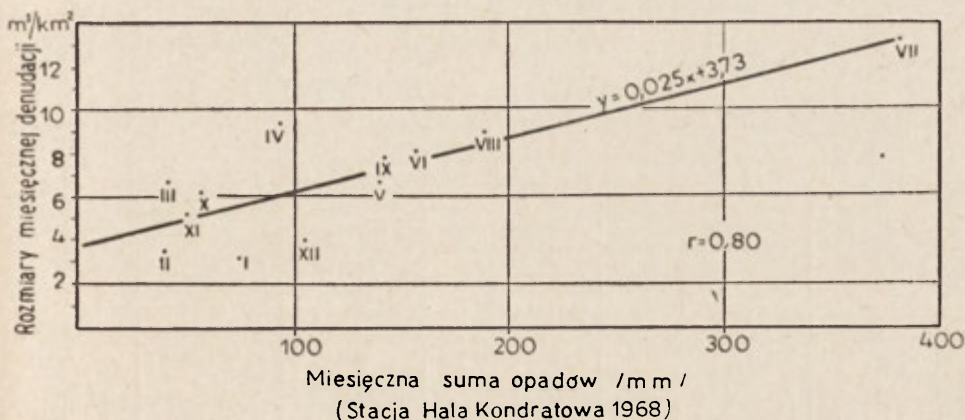
Z przedstawionych rozważań wynika, że duża kwasowość środowiska w piętrach leśnych obszaru Czerwonych Wierchów, stan fizyczny skały (rozdrobienie) oraz długi czas działania wód powodują, iż ilość wynoszonej skały w postaci rozpuszczonej znacznie przekracza wartości obserwowane w wyższych piętrach klimatyczno-roślinnych. Powyższe stwierdzenie ma ważne znaczenie w rozważaniach nad ogólną denudacją chemiczną obszaru wysokogórskiego, gdyż sugeruje, że obszary niżej położone są silniej degradowane niż najwyższe, położone ponad górną granicą lasu. Dla definitywnego rozstrzygnięcia tej kwestii w Tatrach Zachodnich należy określić, jaką ilość wody otrzymują poszczególne piętra wysokościowe, gdyż jest ona jednym z decydujących składników bilansu denudacyjnego. Rozważania na ten temat zamieszczono w dalszej części opracowania.

Pozostaje jeszcze do omówienia problem agresywności wody w potokach przepływających przez obszar wapienny, a więc roli procesów krasowych w modelowaniu koryta rzecznoego. Wykresy 15 i 16 wskazują, że woda w korycie Potoku Małołackiego najczęściej znajduje się w stanie równowagi dynamicznej, na pograniczu agresywności i nasycenia, lub posiada bardzo słabą zdolność do rozpuszczania podłoża. Uderzający jest fakt, iż pole, w którym mieszczą się (na ryc. 15) wszystkie wody korytowe analizowane podczas kolejnych pór roku i w różnych sytuacjach pogodowych, znajduje się centrycznie w polu zakreślonym przez wody krążące w pokrywach stokowych i morenowych oraz zasilających koryto. Wynika stąd, że mineralizacja wody korytowej jest regulowana przez właściwości wód ją zasilających. Rola koryta sprowadza się do likwidowania ekstremalnych wartości mineralizacji występujących w wodach zasilających — prawdopodobnie dzięki dużej turbulencji wody w korycie i związanej z nią wymiany CO_2 między wodą i powietrzem. Zjawisku temu nie towarzyszy wytrącanie węglanów. Stężenie soli w wodzie korytowej zależy również od wielkości przepływu.

V. BILANS DENUDACJI CHEMICZNEJ WAPIENNO-DOLOMITOWEJ CZĘŚCI TATR ZACHODNICH

1. ROLA WARUNKÓW KLIMATYCZNYCH W BILANSIE DENUDACYJNYM

Z rozważań nad przestrzennym zróżnicowaniem właściwości chemicznych wód powierzchniowych wynika, że zależą one od kilku podstawowych elementów środowiska przyrodniczego, w którym występują. Elementami tymi są: właściwości skał podłoża (podatność na rozpuszczanie), rzeźba terenu (ekspozycje, nachylenia), warunki klimatyczne i roślinne. Dodatkowym elementem nieśrodowiskowym jest czas. Wszystkie wymienione elementy oddziałują na krążącą wodę i określają warunki rozpuszczania podłoża. W ciągu roku działanie ich nasila się lub osłabia. Czynniki aklimatyczne stwarzają warunki mniej lub bardziej korzystne dla rozpuszczania, ale ostatecznie nie decydują o rozmiarach denudacji chemicznej w przebiegu rocznym. Czynnikiem bezwzględnie decydującym okazuje się klimat wyrażony swym podstawowym wskaźnikiem — opadem efektywnym. Opad efektywny decyduje o ilości wody krążącej w środowisku, która dzięki uzyskanym właściwościom (wskutek oddziaływania na nią wszystkich elementów środowiska) jest zdolna rozpuszczać podłoże. Mimo że, jak wyżej wspomniano, elementy środowiska mogą wpływać dodatnio lub ujemnie na ukształtowanie chemicznych właściwości wody, to czynniki aklimatyczne odgrywają rolę drugorzędną. Zagadnienie to staje się oczywiste, gdy określimy korelację między rozmiarami denudacji wyrażonymi liczbami (m^3/km^2) a ilością wody znajdującej się w obiegu. Rycina 17 sporządzona na podstawie tabeli 13 ilustruje korelację denudacji chemicznej reglowych pięter Doliny Małej Łąki w poszczególnych miesiącach roku 1968 i miesięcznych sum opadowych. Wartości miesięczne rozmiarów denudacji określono na podstawie obliczeń ilości soli wynoszonych przez Potok Małołacki, odwadniający powierzchnię dolnej części doliny położonej w piętrach reglowych. Miesięczne sumy opadów przyjęto ze stacji na Hali Kondratowej, znajdującej się w najbliższym sąsiedztwie obszaru odwadnianego przez Potok Małołacki. Współczynnik korelacji jest dość wysoki — równy $r_{x,y} = 0,80$, przy czym naj-



Ryc. 17. Związek rozmiarów denudacji chemicznej (y) z opadami (x) reglowej części Doliny Małej Łąki (sumy miesięczne)

Relationship between the monthly value of chemical denudation (axis y) and monthly totals of precipitation (axis x) in the forest altitudinal zone of the Mała Łąka valley

mniejsze odchylenia od prostej wyznaczającej zależność funkcyjną występują w okresie od maja do listopada, to jest w miesiącach charakteryzujących się występowaniem opadu deszczowego przy braku lub tylko niewielkim udziale opadu śnieżnego. W miesiącach od maja do października włącznie denudacja chemiczna zależy ściśle od ilości wody spadającej w postaci deszczu. W pozostałych miesiącach roku (III, IV) rozmiary jej są wyższe, niżby to wynikało z zależności funkcyjnej, lub niższe (XII, I, II). W pierwszym przypadku odchylenia od linii określonej równaniem $y = 0,025x + 3,75$ (gdzie y — rozmiary miesięcznej denudacji, a x — miesięczne sumy opadów) są spowodowane działalnością chemiczną dodatkowej ilości wody pochodzącej z topnienia pokrywy śnieżnej. W miesiącach zimowych (XII, I, II) opad jest magazynowany w postaci pokrywy śnieżnej, a więc tylko bardzo nieznacznie zużytkowany na chemiczne oddziaływanie na podłoże. Na obniżenie wartości współczynnika korelacji najwyraźniej wpływa termika powietrza i gruntu — czyli przebieg termicznych pór roku.

Zagadnieniem wiążącym się z denudacją chemiczną jest stosunek ilości wody odpływającej ze zlewni do stężenia jonów określających ładunek odprowadzanych cząstek mineralnych w roztworze. Szereg badaczy (O. A. Alekin 1950, E. Gorham 1961, J. Tricart 1961, T. Z. Dvihalny 1963, L. Canali 1964, J. Gams 1965, 1966, O. Štelcl et al. 1969) stwierdza, że koncentracja roztworu jest większa podczas okresów niskiej wody, a zmniejsza się przy dużych przepływach. Zjawisko to obserwuje się zarówno w ciekach powierzchniowych odpływających z obszaru kra-

Korelacja miesięcznej denudacji chemicznej reglowych pięter Doliny Małej Łąki (y) i miesięcznych sum opadowych (x) w roku hydrologicznym 1968

Correlation of monthly chemical denudation of forest altitudinal zones of the Mała Łąka valley (y) and monthly totals of precipitation (x) in the hydrological year 1968

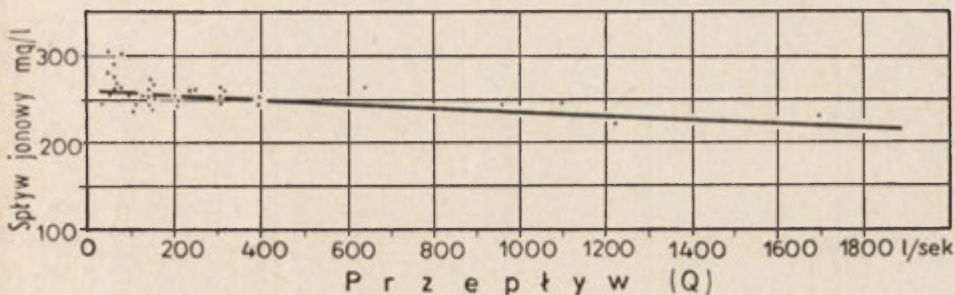
Miesiące	x Miesięczna suma opadu, Hala Kondratowa (mm)	y Denudacja miesięczna (m^3/km^2)	x^2	y^2	xy
XI	50	5,2	2 500	27,04	260,0
XII	105	4,0	11 025	16,0	420,0
I	74	3,1	5 476	9,61	229,4
II	40	3,5	1 600	12,25	140,0
III	42	6,7	1 764	44,89	281,4
IV	94	9,2	8 836	84,64	864,8
V	140	6,6	19 600	43,56	924,0
VI	159	8,1	25 281	65,61	1287,9
VII	382	13,2	145 924	174,24	5042,4
VIII	189	8,9	35 721	79,21	1682,1
IX	142	7,8	20 164	60,84	1107,6
X	57	6,2	3 249	38,44	353,4
Suma	1474	82,5	281 140	656,33	12593,0
Średnia	122,8	6,8	23 428	54,69	1049,4

$$y = 0,025x + 3,73 \quad \sigma x^2 = 8348,2$$

$$r_{xy} = 0,80 \quad \sigma y^2 = 8,5$$

$$C_{xy} = 214,4$$

sowego, jak i w rzekach podziemnych przepływających przez jaskinie (I. D. Smith, D. G. Mead 1962, J. Rudnicki 1967). Fluktuacje koncentracji rozpuszczonego $CaCO_3$ mogą być bardzo duże. Na przykład O. Stelcl et al. (1969) stwierdzają, że źródła krasowe systemu Punkvy (Tunel) w Krasie Morawskim wykazują zmienność koncentracji od 170 mg/l $CaCO_3$ przy wydajności około 0,1 $m^3/sek.$ do 20 mg/l przy natężeniu przepływu równym 3 $m^3/sek.$ Powstaje więc pytanie, czy obniżenie koncentracji podczas dużych przepływów towarzyszących roztopom lub ulewnym deszczom świadczy o zmniejszeniu ilości wynoszonej skały w postaci rozpuszczonej w stosunku do okresów niżówek cechujących się wysoką koncentracją. Wszyscy autorzy stwierdzają, że okresom dużego odpływu sekundowego zawsze towarzyszy zwiększona denudacja chemiczna. Okazało się bowiem, że wprawdzie zawartość rozpuszczonej skały w wodzie zmniejsza się w postępie arytmetycznym, lecz przepływ wzrasta logarytmicznie, a więc suma materiału usuwanego w roztworze wyrażona iloczynem ilości wody i koncentracji musi być większa podczas wysokich



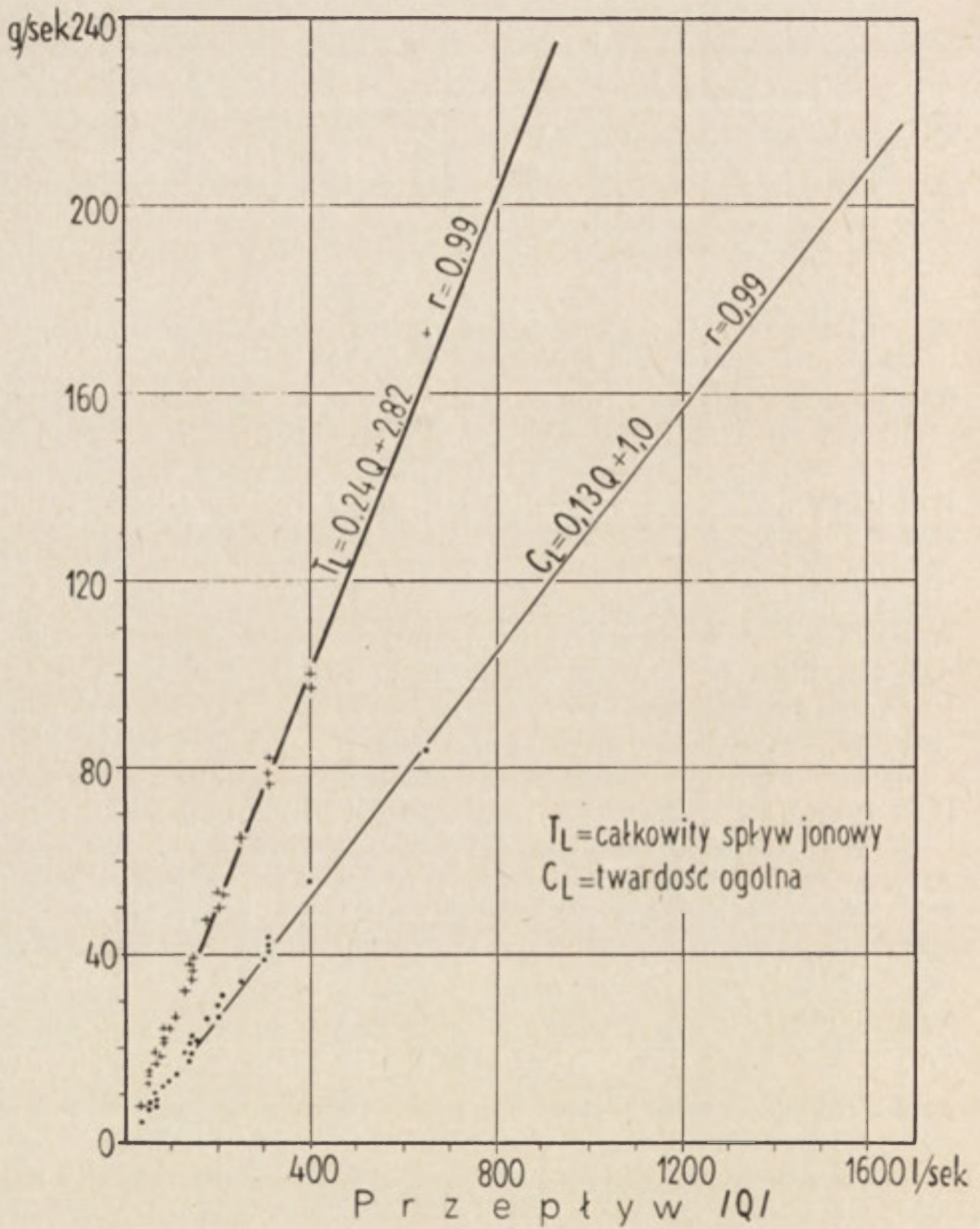
Ryc. 18. Związek między pełnym splywem jonowym a natężeniem przepływu w Potoku Małolackim w latach 1967-1968

Relationship between the total run-off of ions (axis y) and the discharge (axis x) in the Małolacki stream in the years 1967-1968

przepływów (J. Tricart 1961, J. Douglas 1964). Stwierdzenie to, słuszne również dla potoków wypływających z Tatr Zachodnich, zostało zilustrowane dla Potoku Małolackiego na rycinach 18, 19. Rycina 18 przedstawia zależność funkcyjną między splywem jonowym a przepływem. Wysokim wartościom przepływu towarzyszy pewne zmniejszenie ogólnej mineralizacji, a przy małych przepływach woda w korycie wykazuje zwiększoną koncentrację. Zmiany nie są jednak duże, gdyż w ujęciu statystycznym wypada, że zwiększenie przepływu w Potoku Małolackim o 1000 l/sec. powoduje zmniejszenie koncentracji soli w litrze wody o około 25 mg. W poszczególnych przypadkach odchylenia mogą być wyższe i osiągać 50 mg. Przy tak niewielkich fluktuacjach stężenia o ilości soli wynoszonych w jednostce czasu decyduje natężenie przepływu (Q). Wskazuje na to wysoki współczynnik korelacji $r = 0.99$ (ryc. 19) oraz minimalne odchylenia punktów indywidualnych od prostej. Zależność funkcyjną między ogólnym ładunkiem jonowym (splywem jonowym) a przepływem wyraża równanie:

$$T_L = 0,24 Q + 2,82,$$

gdzie T_L oznacza ogólny ładunek jonów, a Q — przepływ (tab. 17). Dzięki ścisłej zależności koncentracji i przepływu ryc. 24 pozwala na bezpośrednie określenie całkowitego splywu jonowego (T_L) lub ilości wynoszonej skały (tab. 14) z odwadnianej powierzchniowo części Doliny Małej Łąki w każdym dniu roku, w przypadku gdy znamy przepływ. W stosunku do wyników uzyskanych w Krasie Morawskim zwraca uwagę niewielka zmienność koncentracji w Potoku Małolackim. Nawiązując do tezy Belgranda (W. M a m a k 1958) Potok Małolacki należy zaliczyć do cieków górskich odwadniających obszar przepuszczalny, gdzie dzięki silnemu zalesieniu splyw powierzchniowy jest zahamowany, więc wezbrania są niewielkie



Ryc. 19. Związek sekundowego spływu jonowego (T_L) i ilości odprowadzanej skały w roztworze (C_L) a natężeniem przepływu (Q) w Potoku Małolackim (1967-1968)

Relationship between the run-off of ions (T_L =g/sec) and quantity of rock carried away in solvate (C_L) and discharge (Q) in the Małolacki stream

Tabela 14

Korelacja pełnego spływu jonowego (y) wyrażanego w g/sek i natężenia przepływu (x) w Potoku Małoląckim (l/sek). Wartość y obliczona z równania $y = 66,8x + 29,8$

Correlation of the total run-off of ions (y) expressed in g/sec and of the discharge (x) in the Małolącki stream (l/sec)

x Przepływ	y Splyw jonowy	x^2	y^2	xy
203,0	53,51	41 209,0	2 863,3	10 862,5
175,5	47,06	30 800,2	2 214,6	8 259,0
144,0	37,95	20 636,0	1 440,2	5 453,8
210,0	52,81	44 100,0	2 788,9	11 090,1
145,0	38,88	21 025,0	1 511,6	5 637,6
144,0	36,89	20 636,0	1 360,8	5 302,1
145,0	35,40	21 025,0	1 253,2	5 133,0
109,3	26,69	11 946,5	712,3	2 917,2
96,1	24,16	9 235,2	583,7	2 321,7
65,0	17,13	4 225 0	293,4	1 113,4
30,0	7,32	900,0	53,6	219,6
50,0	15,31	2 500,0	234,4	765,5
50,0	14,01	2 500,0	196,3	700,5
50,0	12,71	2 500,0	161,5	635,5
67,6	17,50	4 569,7	306,2	1 183,0
81,0	22,86	6 561,0	522,2	1 851,6
81,0	21,35	6 561,0	455,8	1 729,3
81,0	24,42	6 561,0	596,3	1 978,0
65,0	18,04	4 225,0	325,4	1 172,6
65,0	18,82	4 225,0	354,2	1 223,3
310,0	76,53	96 100,0	5 856,8	23 724,3
310,0	82,33	96 100,0	6 778,2	25 522,3
645,8	173,20	417 057,6	29 998,2	111 852,5
400,0	101,68	160 000,0	10 338,8	40 672,0
309,6	78,70	95 852,1	6 193,7	24 365,0
144,0	35,55	20 736,0	1 263,8	5 119,2
247,5	65,24	61 256,2	4 256,2	16 146,9
1 706,4	424,72	2 911 800,9	180 387,0	724 742,2
313,5	82,63	98 282,2	6 827,7	25 904,5
1 219,5	271,70	1 487 180,2	73 820,9	331 338,1
205,2	50,10	42 107,0	2 510,0	10 280,5
144,0	35,84	20 736,0	1 284,5	5 160,9
399,0	97,43	159 201,0	9 492,6	38 874,5
151,2	36,21	22 861,4	3 111,1	5 474,9
127,4	32,38	16 230,7	1 048,4	4 125,2
110,0	26,12	12 100,0	682,2	2 873,2
Suma 8 800,6	2 213,18	5 983 541,9	362 078,0	1 465 725,5
Średnia 244,4	61,47	166 209,4	10 057,7	40 714,6

$$y = 0,24x + 2,82$$

$$C_{xy} = 25 691,4$$

$$\sigma_x = 326,3$$

$$\sigma_y = 79,2$$

$$r_{xy} = 0,99$$

<http://rcin.org.pl>

Korelacja wielkości przepływu (x) w Potoku Małoląckim i ilości (y) wynoszonych soli,
 $x = \text{l/sek}$, $y = \text{g/sek}$

Correlation of the magnitude of discharge (x) in the Małolącki stream and of the quantity of carried
 out salts (y), $x = \text{l/sec}$, $y = \text{g/sec}$

x przepływ	y ilość soli	x^2	y^2	xy
175,5	25,4	30 800,2	645,1	4 452,4
144,0	21,6	20 736,0	466,5	3 110,4
210,0	31,5	44 100,0	992,2	6 615,0
145,0	21,7	21 025,0	470,9	3 146,5
144,0	17,3	20 736,0	299,3	2 491,2
145,0	18,8	21 025,0	343,4	2 726,0
109,3	14,8	11 946,5	219,0	1 617,6
96,1	13,1	9 235,2	171,6	1 258,9
65,0	9,05	4 225,0	81,9	588,2
30,0	4,07	900,0	16,5	122,1
50,0	7,23	2 500,0	52,3	361,5
50,0	7,5	2 500,0	56,2	375,0
50,0	7,76	2 500,0	60,2	388,0
67,6	10,74	4 569,7	115,3	726,0
81,0	12,15	6 561,0	147,6	984,1
81,0	12,15	6 561,0	147,6	984,1
81,0	12,15	6 561,0	147,6	984,1
65,0	6,5	4 225,0	42,2	422,5
65,0	8,05	4,225,0	64,8	523,2
310,0	42,06	96 100,0	1 769,0	13 038,6
310,0	38,75	96 100,0	1 501,5	12 012,5
645,8	84,14	417 057,6	7 079,5	54 337,6
400,0	55,72	160 000,0	3 104,7	22 288,0
309,6	43,12	95 852,1	1 859,3	13 349,9
144,0	19,54	20 736,0	381,8	2 813,7
247,5	34,45	61 256,2	1 186,8	8 526,3
147,0	22,05	21 609,0	486,2	3 241,3
1 706,4	222,34	2 911 800,9	49 435,0	379 400,9
313,5	40,84	98 282,6	1 667,9	12 803,3
1 219,5	152,43	1 487 180,2	23 234,9	185 888,4
205,2	25,65	42 107,0	657,9	5 263,4
203,0	29,35	41 209,0	861,4	5 958,0
Suma 8 016,0	1 071,99	5 774 221,8	97 766,1	750 798,7
Średnia 250,5	33,49	180 444,4	3 055,19	23 462,4

$$y = 0,13x + 1,00$$

$$r_{xy} = 0,99$$

$$C_{xy} = 15073,2$$

$$\sigma x^2 = 117 694,2$$

$$\sigma y^2 = 1933,6$$

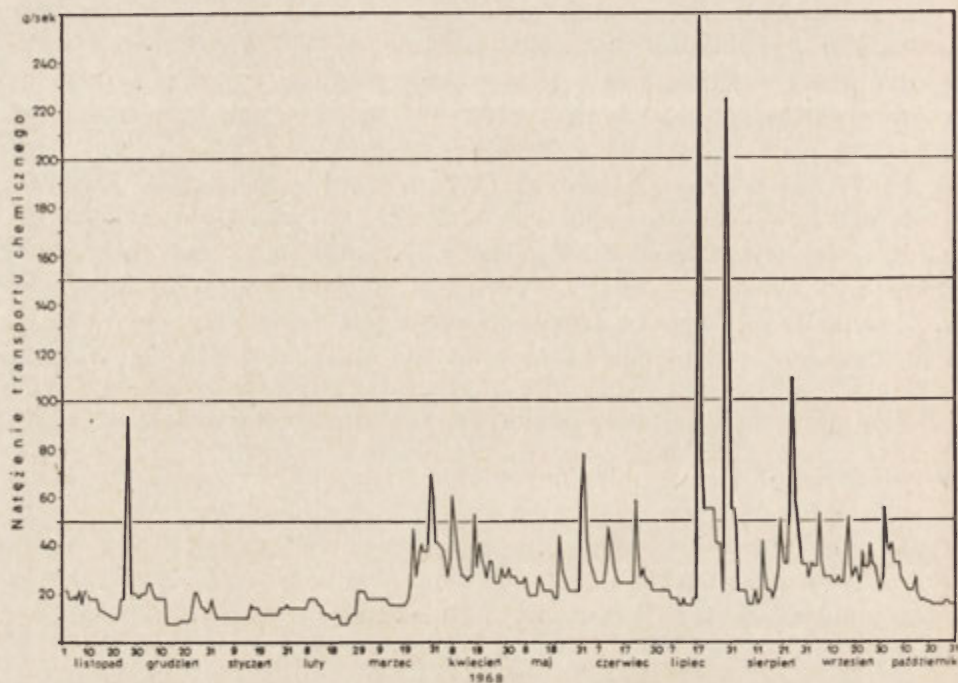
i dłużej trwające. Dlatego nie obserwuje się tutaj wysokich fal wezbraniowych (z wyjątkiem zjawisk katastrofalnych), którym by mogło towarzyszyć znaczne zmniejszenie koncentracji rozpuszczonych soli. Wyprowadzona zależność pomiędzy przepływem a koncentracją została opisana za pomocą równania prostej, podobnie jak to uczynił L. Canali (1964, vide M. Jaworska 1968). Natomiast O. A. Alekin (1950), T. Z. Dvihally (1963, vide M. Jaworska 1968), a za nimi M. Jaworska (1968) założyli, że zależność funkcyjna jest bardziej złożona i wyraża się za pomocą krzywoliniowych równań regresji. O. A. Alekin założył, że jest to hiperbola, T. Z. Dvihally — parabola drugiego stopnia (dla Dunaju $y = ax^2 + bx + c$), a M. Jaworska stwierdziła, iż wymieniona współzależność dla Wieprza

i Pilicy jest najlepiej opisana za pomocą hiperboli typu $y = \frac{ax+b}{C}$.

W świetle wszystkich wymienionych prac wydaje się, że zależność opisana za pomocą paraboli jest słuszna dla dużych rzek (Dunaj, Wisła) o przepływach rzędu 1000 m³/sek, natomiast dla rzek o przepływie rzędu 150 m³/sek (Pilica, Wieprz) najlepsze są równania typu hiperboli, a dla małych cieków o przepływach kilku m³/sek (doliny tatrzańskie) można przyjąć równanie prostej.

2. ZMIENNOŚĆ DENUDACJI CHEMICZNEJ TATR ZACHODNICH W PRZEBIEGU ROCZNYM

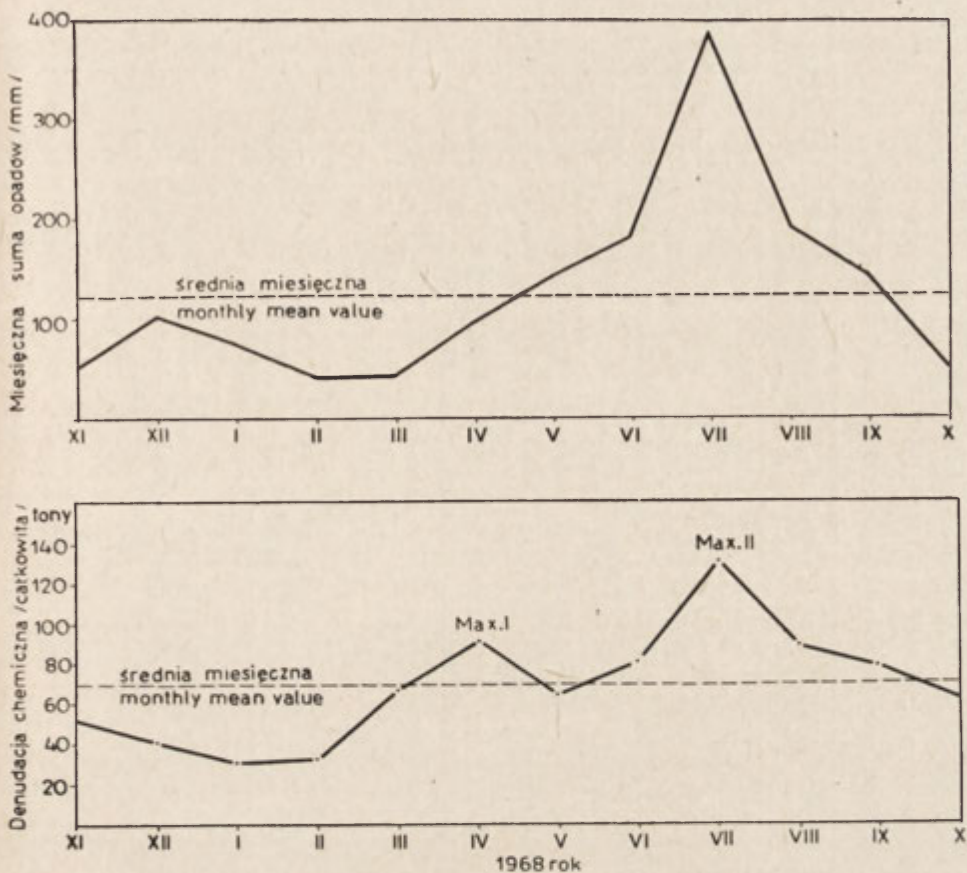
Dzięki wykryciu zależności matematycznej między ilością odprowadzanej skały w roztworze a ilością odpływającej wody określono dla wszystkich dni 1968 r. sekundowe „ładunki” chemiczne (ryc. 20, tab. 16), a następnie obliczono rozmiary denudacji chemicznej odwadnianej powierzchniowo części Doliny Małej Łąki. Największe niszczenie chemiczne występuje w lipcu (13,2 m³/km²) i kwietniu (9,2 m³/km²), a najślabsze w styczniu (3,1 m³/km²) i lutym (3,5 m³/km²). Maksima niszczenia przypadają na okres największych opadów letnich i zwiększonego odpływu (lipiec), druga kulminacja związana jest z roztopami wiosennymi w kwietniu, którym towarzyszy również zwiększony odpływ (tab. 6). Interesujący jest brak kulminacji niszczenia w marcu, kiedy warunki rozpuszczania są równie korzystne jak w lipcu. Brak wzmózonej denudacji w tym okresie potwierdza wcześniej wyrażony pogląd, iż czynnikiem bezwzględnie decydującym o rozmiarach niszczenia jest ilość wody. Pełny obraz zróżnicowania denudacji w przebiegu rocznym dają wykresy 21—22 i tabela 16. Z zestawienia tabelarycznego wynika, że wartość rocznej denudacji wynosi 821,8 ton, czyli 328,7 m³ z powierzchni 3,96 km². W przeliczeniu na 1 km² wypada 207,5 ton/rok lub 82,5 m³/rok (w obliczeniach przyjęto ciężar właściwy wapienia $S = 2,5$ g/cm³). Uzyskane wskaźniki można dodatkowo wyrazić warstwą usuniętej skały. Wynosi ona 0,082 mm/rok. Przedsta-



Ryc. 20. Roczny przebieg natężenia transportu chemicznego w Potoku Małoląckim (rok hydrologiczny 1968)

Annual course of intensity of chemical transport in the Małolącki stream (hydrological year 1968)

wiona zmienność natężenia denudacji chemicznej w przebiegu rocznym odnosi się do części Doliny Małej Łąki odwadnianej powierzchniowo przez Potok Małolącki, położonej w dwóch piętrach klimatycznych: umiarkowanie chłodnym i chłodnym, obejmującej reglowe stoki Tatr po górną granicę lasu. Ponieważ pozostała część zlewni położona w dwóch wyższych piętrach klimatycznych nie jest odwadniana powierzchniowo, a woda pochodząca z opadów wnika w głąb masywu Czerwonych Wierchów i tylko jej część zasila Lodowe Źródło w Dolinie Kościeliskiej, przeto bezpośrednie potwierdzenie zróżnicowania powierzchniowej denudacji w cyklu rocznym dla wyższych części obszaru jest niemożliwe, ze względu na brak danych o wielkości sezonowego odpływu. Można jednak sądzić, że przedstawiony schemat zmienności rocznej jest nieco inny w wierzchowych częściach stoków Czerwonych Wierchów. Sumy miesięczne opadów dla obu wyższych pięter są rozłożone w ciągu roku podobnie jak w piętrach reglowych (tab. 4—5). Absolutne maksimum przypada również w lipcu, a minima obserwuje się w miesiącach jesienno-zimowych, lecz przesunięciu w czasie ulegają roztopy wiosenne. Przypadają one bowiem na maj i częściowo



Ryc. 21. Zróżnicowanie denudacji chemicznej reglowej części Doliny Małej Łąki odwadnianej powierzchniowo przez Potok Małołącki, na tle miesięcznych sum opadowych (mm) stacji PIHM na Hali Kondratowej

Differentiation of chemical denudation (lower diagram) of the forest altitudinal zone of the Mała Łąka valley drained superficially by the Małołącki stream, against the background of monthly totals of precipitation (upper diagram) from the PIHM (State Hydro-Meteorological Institute) station on the Hala Kondratowa

czewiec i temu okresowi należy przypisać występowanie najintensywniejszej denudacji typu roztopowego. W praktyce oznacza to łączenie się obu typów maksimum (roztopowego i opadowego) w jedno wiosenno-letnie.

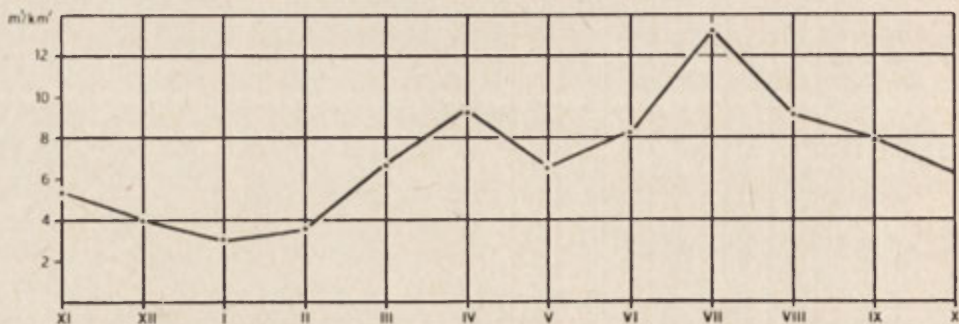
3. ZRÓŻNICOWANIE DENUDACJI CHEMICZNEJ W PIĘTRACH KLIMATYCZNYCH I ROŚLINNYCH TATR

W profilu pionowym Tatr obserwuje się wzrost opadów z wysokością (tab. 4—5). Największe miesięczne i roczne sumy opadów otrzymuje piętro umiarkowanie zimne. Należy więc rozstrzygnąć, czy obszary położone naj-

Ilość wynoszonych soli z Doliny Małej Łąki w przebiegu rocznym (1968). Wartości sekundowe (g/sec)
 Quantity of salts carried out from the Mala Łąka valley in the annual course (1968), second values (g/sec)

Dzień	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
1	21,1	17,9	15,3	14,0	21,1	41,3	30,9	77,7	21,1	54,9	27,0	27,0
2	21,1	21,1	10,1	14,0	21,1	41,3	27,0	41,3	21,1	47,1	32,2	54,9
3	17,9	21,1	10,1	14,0	21,1	40,0	27,0	33,5	21,1	21,1	30,9	40,6
4	17,9	21,1	10,1	14,0	17,9	38,7	27,0	30,9	21,1	21,1	30,9	37,4
5	19,8	24,4	10,1	14,0	17,9	33,5	24,4	27,0	21,1	21,1	53,0	40,6
6	17,9	24,4	10,1	14,0	17,9	27,0	24,4	24,4	21,1	21,1	33,5	32,2
7	21,1	21,1	10,1	14,0	17,9	34,7	24,4	24,4	17,9	15,3	27,0	32,2
8	15,3	17,9	10,1	14,0	17,9	60,8	27,0	24,4	17,9	15,3	27,0	32,2
9	21,1	17,9	10,1	17,9	17,9	47,1	19,7	24,4	17,9	15,3	27,0	27,0
10	21,1	17,9	10,1	17,9	17,9	84,8	19,7	32,7	15,3	21,1	27,0	24,4
11	17,9	17,9	10,1	17,9	17,9	30,9	19,7	47,1	15,3	15,3	24,4	21,1
12	17,9	17,9	10,1	17,9	17,9	27,0	19,7	41,3	17,9	17,9	24,4	21,1
13	17,9	7,5	10,1	15,3	15,3	27,0	19,7	32,7	15,3	41,9	27,0	21,1
14	17,9	7,5	10,1	15,3	15,3	24,4	27,0	27,0	15,3	27,0	24,4	21,1
15	13,6	7,5	10,1	11,4	15,3	27,0	24,4	24,4	15,3	21,1	24,4	27,0
16	12,7	7,5	15,3	11,4	15,3	27,0	21,1	24,4	17,9	21,1	21,1	19,2
17	12,0	7,5	14,0	11,4	15,3	53,0	21,1	24,4	17,9	17,9	50,4	16,6
18	11,4	8,8	14,0	10,1	15,3	30,9	21,1	24,4	259,7	21,1	30,9	17,5
19	11,4	8,8	14,0	10,1	15,3	41,2	21,1	24,4	77,7	27,0	27,0	16,6
20	10,1	8,8	11,4	10,1	15,3	33,5	17,9	24,4	54,9	50,4	30,9	16,6
21	10,1	8,8	11,4	11,4	17,9	30,9	17,9	24,4	54,9	40,6	27,0	16,6
22	9,4	8,8	11,4	7,5	24,4	27,0	43,9	58,2	54,9	32,2	24,4	15,3
23	11,4	14,0	11,4	7,5	47,1	33,5	32,2	37,4	54,9	32,2	37,4	15,3
24	17,9	20,5	11,4	7,5	27,0	33,5	27,0	27,0	54,9	54,9	30,9	15,3
25	17,9	20,5	11,4	7,5	33,5	24,4	24,4	30,9	40,6	108,9	30,9	15,3
26	47,1	16,6	11,4	10,1	40,6	24,4	21,1	27,0	40,6	58,2	40,6	15,3

27	93,9	14,0	11,4	11,4	37,4	24,4	21,1	24,4	40,6	50,4	32,2	16,6
28	17,9	14,0	14,0	11,4	37,4	30,9	21,1	24,4	21,1	40,6	30,9	16,6
29	17,9	12,7	14,0	21,1	37,4	27,0	21,1	21,1	222,8	32,2	27,0	15,3
30	17,9	14,0	14,0		69,2	27,0	21,1	21,1	171,3	32,2	20,6	15,3
31		17,9	15,3		60,8		58,2		54,9	32,2		15,3
Suma (g/sek)	598,5	466,3	362,5	374,1	779,5	1054,1	773,4	931,1	1514,3	1028,7	902,3	718,6
Denudacja (tony)	51,7	40,5	31,3	32,2	67,3	91,9	65,4	80,4	130,8	88,9	77,9	62,1
Denudacja (%%) w stosunku rocznym	6,26	4,88	3,79	3,91	8,16	11,14	8,10	9,75	15,86	10,77	9,45	7,52
Denudacja (tony/km ²)	13,0	10,2	7,9	8,8	16,9	23,2	16,5	20,3	33,0	22,4	19,6	15,6
Denudacja (m ³ /km ²)	5,2	4,0	3,1	3,5	6,7	9,2	6,6	8,1	13,2	8,9	7,8	6,2
Warstwa usunięta (mm)	0,005	0,004	0,003	0,003	0,006	0,009	0,006	0,008	0,013	0,009	0,008	0,006



Ryc. 22. Zróżnicowanie denudacji chemicznej reglowej części Doliny Małej Łąki wyrażone objętością usuniętej skały z powierzchni kilometra kwadratowego (rok hydrologiczny 1968)

Differentiation of chemical denudation of the forest altitudinal zone of the Mała Łąka valley (hydrological year 1968)

wyżej, otrzymujące największą ilość wody, są najsilniej denudowane. Zagadnienie to podnoszono w literaturze tylko marginesowo, bez szczegółowych studiów ilościowych. A. Bögli (1960) badając zawartość węglanów w wodach powierzchniowych Alp Centralnych i na ich przedpolu stwierdził, że w obszarach niżej położonych, wysłanych płaszczem osadów glacialnych i fluwioglacialnych. „ładunki” chemiczne są znacznie wyższe niż w wodach wysokogórskich. Na tej podstawie przypuszczał, że niższe części Alp, położone w piętrach leśnych, mogą być silniej degradowane chemicznie. Na tle tych spostrzeżeń sugerował zrewidowanie poglądów na wielkość niszczenia krasu wysokiego zarówno w Alpach, jak i w obszarach arktycznych i subarktycznych. Inny pogląd wyraził M. Pulina (1966). Stwierdził on, że wysokogórskie partie Kaukazu są prawie dwukrotnie silniej degradowane chemicznie niż jego czarnomorskie podnóże. Dla definitywnego rozstrzygnięcia tego problemu w obszarze Czerwonych Wierchów należy określić, jaką ilość wody otrzymują poszczególne piętra oraz w jakim stopniu jest ona wykorzystana w powierzchniowym niszczeniu chemicznym, czyli inaczej mówiąc, jakie koncentracje rozpuszczonych soli spotykamy w każdym z pięter. W tym celu wykonano drugie ujęcie bilansowe stosując metodę „opadową”. Tabele 17—19 wykonane dla lat hydrologicznych 1967 i 1968 oraz dla średnich wieloletnich warunków klimatycznych wyznaczonych dla pięter na podstawie wskaźników z 10-lecia (M. Hess 1965) dają obraz współczesnej powierzchniowej denudacji chemicznej w wapienno-dolomitowej części Tatr Zachodnich. Zasadniczą cechą tego procesu jest wyraźne zróżnicowanie w profilu pionowym. Dla każdego piętra klimatycznego wyznaczono średnią mineralizację wód, wyrażoną w mg/l. Dla piętra umiarko-

Tabela 17

Rozmiary rocznej denudacji chemicznej wapienno-dolomitowej części Tatr Zachodnich (rok hydrologiczny 1967)
Rate of annual chemical denudation of the calcareous-dolomitic part of the Western Tatra Mts (hydrological year 1967)

Piętro klimatyczne	Roczna suma opadów (mm)	Parowanie (mm)	Opad efektywny (mm)	Ilość wody efektywnej w Dolinie Małej Łąki (m ³)	Średnia mineralizacja (mg/l)	Powierzchnia w Dolinie Małej Łąki (km ²)	Denudacja chemiczna				Warstwa usunięta (mm)
							tony (w Dolinie Małej Łąki)	t/km ²	m ³ /km ²	m ³ /km ²	
Umiarkowanie zimne 1850—2200 m	2302	250	2052	1 128 600	58,5	0,55	66,02	120,0	48,0	41,9	0,048
Bardzo chłodne 1450—1850 m	1841	270	1571	1 539 580	61,5	0,98	94,68	96,6	38,6		0,038
Chłodne 1100—1450 m	1327	227	1100	3 388 000	179,5	3,08	608,14	197,4	78,9	82,1	0,079
Umiarkowanie chłodne 900—1100 m	1598	398	1200	1 056 00	194,5	0,88	205,39	233,4	93,4		0,093

Uwaga: Roczne sumy opadów dla dwóch niższych pięter klimatycznych w 1967 i 1968 r. (tab. 17 i 18) odbiegają od określonych przez M. Hessa (1965) wartości średnich (tab. 19). Są to dane ze stacji w Kuźnicach i na Hali Kondratowej (PIHM), gdzie warunki orograficzne modyfikują ilość notowanych opadów.

Tabela 18

Rozmiary rocznej denudacji chemicznej w wapienno-dolomitowej części Tatr Zachodnich (rok hydrologiczny 1968)

Rate of annual chemical denudation of the calcareous-dolomitic part of the Western Tatra Mts (hydrological year 1968)

Piętro klimatyczne	Roczna suma opadów (mm)	Parowanie (mm)	Roczny opad efektywny (mm)	Ilość wody efektywnej w Dolinie Małej Łąki (m ³)	Średnia mineralizacja (mg/l)	Powierzchnia w Dolinie Małej Łąki (km ²)	Denudacja chemiczna				Warstwa usunięta (mm)
							tony (w Dolinie Małej Łąki)	t/km ²	m ³ /km ²	m ³ /km ²	
Umiarkowanie zimne 1850—2200 m	2053,4	256,6	1796,8	988 350	58,5	0,55	57,81	105,1	42,0	40,2	0,042
Bardzo chłodne 1450—1850 m	1875,1	275,7	1599,4	1 568 000	61,5	0,98	96,43	98,4	39,3		0,039
Chłodne 1100—1450 m	1474,0	254,0	1220,0	3 737 600	179,5	3,08	670,89	217,8	87,1	88,8	0,087
Umiarkowanie 900—1100 m	1632,4	408,0	1224,4	1 077 120	194,5	0,88	209,49	238,0	95,2		0,095

Tabela 19

Rozmiary denudacji chemicznej w wapienno-dolomitowej części Tatr Zachodnich (wartości średnie roczne)
Rate of chemical denudation in the calcareous-dolomitic part of the Western Tatra Mts (annual mean values)

Piętro klimatyczne	Średnia roczna suma opadów	Parowanie (mm)	Średni opad efektywny (mm)	Ilość wody efektywnej w Dolinie Małej Łąki m ³	Średnia mineralizacja (mg/l)	Powierzchnia w Dolinie Małej Łąki (km ²)	Denudacja chemiczna			Warstwa usunięta	
							Tony (w Dolinie Małej Łąki)	t/km ²	m ³ /km ²		m ³ /km ²
Umiarkowanie zimne 1850—2200 m	1750	218	1532	842 600	58,5	0,55	49,29	89,6	35,8	37,0	0,036
Bardzo chłodne 1450—1850 m	1800	264	1536	1 505 280	61,5	0,98	92,57	94,4	37,7		0,038
Chłodne 1100—1450 m	1600	275	1325	4 081 000	179,5	3,08	732,54	237,8	95,1	92,9	0,095
Umiarkowanie chłodne 900—1100 m	1400	300	1100	968 000	194,5	0,88	188,37	214,0	85,6		0,085

wanie zimnego i bardzo chłodnego przyjęto wartości 58,5 mg/l i 61,5 mg/l, które są średnimi arytmetycznymi ilościami soli¹ zawartymi w wodach występujących w tym obszarze (naskalne deszczowe, naskalne roztopowe ze śniegu i lodu, deszczowe i roztopowe, sączące się z płatów roślinności naskalnej lub pokrywającej słabo wykształcone gleby rędzinowe). W piętrze chłodnym średnią mineralizację obliczono jako średnią z wód krążących w pokrywach stokowych (deszczowych i roztopowych) oraz morenowych (deszczowych i roztopowych), a w piętrze umiarkowanie chłodnym na podstawie koncentracji soli w wodach pokryw stokowych. Średnie wartości mineralizacji pomnożone przez ilość wody efektywnej w każdym z pięter dały wskaźniki denudacji chemicznej. Najmniejsze rozmiary rocznej denudacji występują w piętrze umiarkowanie zimnym. Mimo że posiada ono wysoką średnią roczną sumę opadów, to ze względu na stosunkowo niskie wartości mineralizacji denudacja przeliczona na jednostkę powierzchni jest najmniejsza i wynosi 35,8 m³/km². Odpowiada jej niewielka grubość usuniętej warstwy litej skały (0,03 mm). W piętrze bardzo chłodnym średnia mineralizacja jest nieco wyższa, gdyż na odpowiadającym mu obszarze występują płaty kosodrzewiny stwarzające korzystniejsze warunki rozpuszczania podłoża skalnego. Również średni roczny opad jest większy niż w piętrze wyższym i osiąga tu swoje maksimum. W sumie jednak obydwa piętra charakteryzują się dwu i półkrotnie niższą denudacją chemiczną (średnia ważona 37,0 m³/km²/rok) niż pozostałe dwa piętra leśne. Wprawdzie dolne piętra (chłodne, umiarkowanie chłodne) cechują się niższymi opadami, lecz wysokie wartości mineralizacji decydują o dużych rozmiarach niszczenia. Wskaźniki liczbowe potwierdzają w pełni przypuszczenie wyrażone przez A. Bögliego (1960), że niższe części gór są silniej niszczone. W skali jednego piętra głównym czynnikiem różnicującym w czasie denudację chemiczną jest ilość wody pozostającej w kontakcie ze skałą. Natomiast w bilansie rocznym wszystkich pięter pionowe zróżnicowanie opadów jest mniej istotne niż różnice wielkości mineralizacji wody. O absolutnych rozmiarach denudacji w poszczególnych piętrach decydują typy krążących wód. Należy podkreślić, że różnice w wykształceniu litologicznym północnego skłonu Tatr Zachodnich w profilu Doliny Małej Łąki nie odgrywają widocznej roli. Obszar reglowy, zbudowany z mniej podatnych na krasowienie wapieni dolomitycznych i dolomitów (tab. 1, A. Wrzosek 1933) jest silniej degradowany niż bardzo czyste wapienie serii wierchowej (tab. 17—19). Jak już uprzednio pod-

¹ Średnie arytmetyczne przyjęto z konieczności. Nie są one bardzo precyzyjnymi wartościami, gdyż nie uwzględniają rzeczywistego udziału poszczególnych typów wód w obrębie pięter. Wobec braku ostrych granic pomiędzy piętrami klimatyczno-roślinnymi, przy ogromnym zróżnicowaniu florystyczno-glebowym niemożliwe okazało się wyliczenie średnich ważonych.

kreślano, przyczyna tkwi w działalności biologicznego CO_2 oraz w wykształceniu podłoża. Skały luźne (pokrywy gliniaste, gruzowe, gliniasto-gruzowe) wyściełające piętra leśne znacznie łatwiej podlegają ługowaniu niż skały lite, dominujące w piętrach wierchowych. Spostrzeżenie to zgadza się z wynikami uzyskanymi w Alpach przez A. Bögliego (1960), F. Bauera (1964), J. Corbela (1968) i J. Gamsa (1969).

Skład chemiczny wód korytowych nie może być precyzyjnym wskaźnikiem denudacji w poszczególnych piętrach wysokościowych obszaru wysokogórskiego. Najczęściej piętrom klimatyczno-roślinnym odpowiadają różne zespoły form i osadów, przeto każde z nich w różnym stopniu podlega denudacji, a koncentrację wody w korycie kształtują wszystkie wody zasilające stały ciek. Dlatego ilość wynoszonych skał w postaci rozpuszczonej jest tylko ogólnym wskaźnikiem denudacji wszystkich pięter, z których woda odpływa po powierzchni, nie mówiącym o lokalnym zróżnicowaniu procesu. Dopiero zastosowanie obydwu metod bilansowych: odpływowej i opadowej, daje nieco pełniejszy obraz zmienności denudacji w czasie i przestrzeni. Obraz taki rysuje się przy zestawieniu tabel 13, 16, 18. Rząd wielkości niszczenia chemicznego pięter reglowych określony obydwoma metodami jest podobny: metodą odpływu — $82,5 \text{ m}^3/\text{km}^2/\text{rok}$, metodą opadową — $88,8 \text{ m}^3/\text{km}^2/\text{rok}$.

4. WPŁYW RZEŻBY PÓLNOCNÝCH SKŁONÓW CZERWONYCH WIERCHÓW NA ZRÓŻNICOWANIE DENUDACJI CHEMICZNEJ

Określone powyżej wskaźniki ujmują proces rozpuszczania podłoża na północnym skłonie Czerwonych Wierchów bez uwzględnienia wpływu rzeźby terenu. Tymczasem, jak wiadomo, rzeźba w wysokim stopniu różnicuje przebieg warunków klimatycznych nawet w obrębie jednego piętra. Mozaika mezo- i mikroklimatów występujących na poszczególnych formach wyraża się między innymi zróżnicowaniem opadów atmosferycznych, miąższości pokrywy śnieżnej oraz długości czasu jej zalegania. Różnice w ilości i jakości wody oddziałującej chemicznie na podłoże powodują, że różnym zespołom form można przypisać różne natężenie denudacji. Wskazują na to powierzchniowe mikroformy krasowe, występujące na litych skałach, krótko omówione w części poświęconej charakterystyce wód krasowych Czerwonych Wierchów. W celu potwierdzenia tych obserwacji za pomocą wskaźników ilościowych zastosowałem jeszcze jedną metodę pomiarową. Jest nią metoda wagowa polegająca na poddaniu działaniu atmosferycznemu okruchów wapiennych uprzednio zważonych. Porównanie wagi przed i po umieszczeniu ich w różnych warunkach środowiskowych pozwoliło na uczynienie pewnych obserwacji odnośnie do

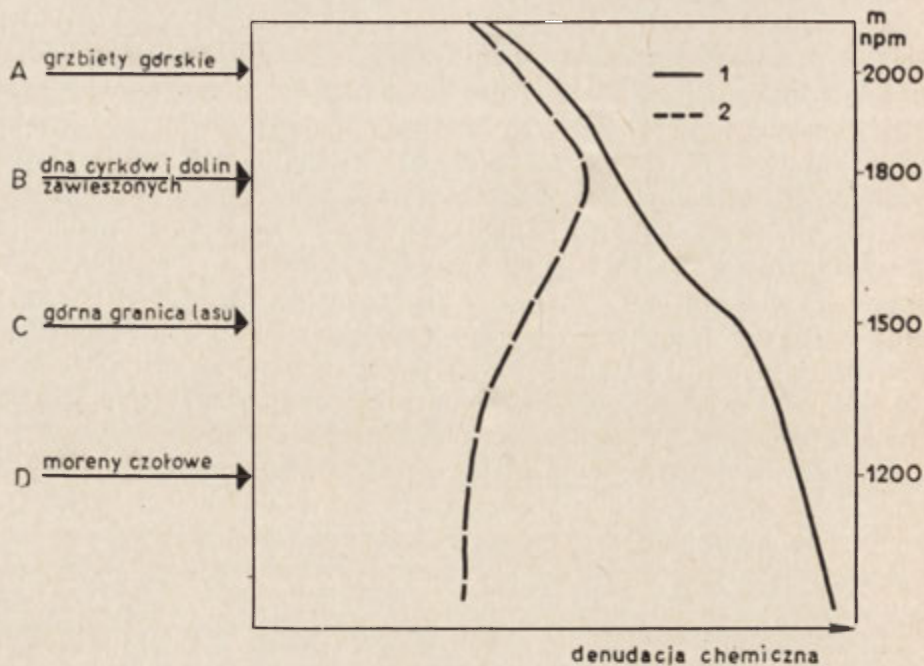
Pionowe zróżnicowanie denudacji chemicznej okruców wapieni jurajskich na północnym skłonie Czerwonych Wierchów
(w okresie 13 X 1967—20 X 1969)

Vertical differentiation of chemical denudation of fragments of Jurassic limestones on the northern slope of the Czerwone Wierchy (during the period
13th October 1967—20th October 1969)

Położenie morfologiczne, wysokość n. p. m.	Przeważający typ wód rozpuszczających	Waga wyjściowa (g) t_w	Waga końcowa (g) t_k	Ubytek wagi (g) $t_w - t_k$	Ubytek wagi %	Średni ubytek wagi %																																																				
Wierzchowina grzbietowa, 2040 m, Przełęcz Litworowa	Śnieżno-deszczowe	167,860	167,660	0,200	0,11	0,115																																																				
		269,590	269,240	0,350	0,12		Dno kotła lodowcowego, 1800 m, Dolina Mułowa	Śnieżne	384,940	384,360	0,580	0,15	0,20	208,490	207,980	0,510	0,24	Dno doliny glacialnej, 1460 m, Dolina Małej Łąki — Niżnia Świsztówka	Deszczowo-śnieżne	140,340	140,220	0,120	0,08	0,06	297,290	297,150	0,140	0,04	Dno doliny, morena końcowa lodowca małałackiego, 1173 m	Deszczowo-śnieżne	278,000	277,710	0,290	0,10	0,095	323,600	323,280	0,320	0,09	Dno doliny Małej Łąki, odcinek niezlodowacony, nad korytem, 1030 m	Deszczowo-śnieżne	132 110	131,950	0,160	0,12	0,10	141,300	141,170	0,130	0,09	Dno doliny Małej Łąki, w korycie pod wodą, 950 m	Korytowe	209,980	209,950	0,030	0,01	0,005	233,060
Dno kotła lodowcowego, 1800 m, Dolina Mułowa	Śnieżne	384,940	384,360	0,580	0,15	0,20																																																				
		208,490	207,980	0,510	0,24		Dno doliny glacialnej, 1460 m, Dolina Małej Łąki — Niżnia Świsztówka	Deszczowo-śnieżne	140,340	140,220	0,120	0,08	0,06	297,290	297,150	0,140	0,04	Dno doliny, morena końcowa lodowca małałackiego, 1173 m	Deszczowo-śnieżne	278,000	277,710	0,290	0,10	0,095	323,600	323,280	0,320	0,09	Dno doliny Małej Łąki, odcinek niezlodowacony, nad korytem, 1030 m	Deszczowo-śnieżne	132 110	131,950	0,160	0,12	0,10	141,300	141,170	0,130	0,09	Dno doliny Małej Łąki, w korycie pod wodą, 950 m	Korytowe	209,980	209,950	0,030	0,01	0,005	233,060	233,060	0,000	0,00								
Dno doliny glacialnej, 1460 m, Dolina Małej Łąki — Niżnia Świsztówka	Deszczowo-śnieżne	140,340	140,220	0,120	0,08	0,06																																																				
		297,290	297,150	0,140	0,04		Dno doliny, morena końcowa lodowca małałackiego, 1173 m	Deszczowo-śnieżne	278,000	277,710	0,290	0,10	0,095	323,600	323,280	0,320	0,09	Dno doliny Małej Łąki, odcinek niezlodowacony, nad korytem, 1030 m	Deszczowo-śnieżne	132 110	131,950	0,160	0,12	0,10	141,300	141,170	0,130	0,09	Dno doliny Małej Łąki, w korycie pod wodą, 950 m	Korytowe	209,980	209,950	0,030	0,01	0,005	233,060	233,060	0,000	0,00																			
Dno doliny, morena końcowa lodowca małałackiego, 1173 m	Deszczowo-śnieżne	278,000	277,710	0,290	0,10	0,095																																																				
		323,600	323,280	0,320	0,09		Dno doliny Małej Łąki, odcinek niezlodowacony, nad korytem, 1030 m	Deszczowo-śnieżne	132 110	131,950	0,160	0,12	0,10	141,300	141,170	0,130	0,09	Dno doliny Małej Łąki, w korycie pod wodą, 950 m	Korytowe	209,980	209,950	0,030	0,01	0,005	233,060	233,060	0,000	0,00																														
Dno doliny Małej Łąki, odcinek niezlodowacony, nad korytem, 1030 m	Deszczowo-śnieżne	132 110	131,950	0,160	0,12	0,10																																																				
		141,300	141,170	0,130	0,09		Dno doliny Małej Łąki, w korycie pod wodą, 950 m	Korytowe	209,980	209,950	0,030	0,01	0,005	233,060	233,060	0,000	0,00																																									
Dno doliny Małej Łąki, w korycie pod wodą, 950 m	Korytowe	209,980	209,950	0,030	0,01	0,005																																																				
		233,060	233,060	0,000	0,00																																																					

rozpuszczania litych skał. Badania prowadzono w okresie dwuletnim, a ich niektóre rezultaty zamieszczono w tabeli 20. Najciekawsze wnioski odnoszą się do pięter położonych powyżej górnej granicy lasu. Proces rozpuszczania skał litych przebiega najintensywniej w obrębie form wklęsłych, zwłaszcza w dnach głębokich dolin (kotłów lodowcowych). Średni procentowy ubytek wagi jest tam dwukrotnie wyższy niż na wierzchowinie grzbietowej głównej grani Tatr. Przyczynę tego zjawiska tłumaczy się zróżnicowaniem sum opadów oraz sposobem gromadzenia śniegu na różnych elementach rzeźby, które omówione zostały w części poświęconej warunkom klimatycznym północnego skłonu Tatr Zachodnich. Potwierdza się pozornie paradoksalne zjawisko, że na obszarach, gdzie prawie wyłącznie występuje modelowanie przez wody charakteryzujące się najniższą koncentracją rozpuszczonych soli, rozmiary niszczenia chemicznego są największe. Decydują o tym ogromne zapasy wody zmagazynowane w pokrywie śnieżnej, a oddawane przez długi okres wiosenno-jesienny (ryc. 5). Zimna woda odpływająca z topiącej się pokrywy lub krążąca w tunelach pod śniegiem firnowym spowodowała największe ubytki znaczonych okruchów. Porównanie wyników rozpuszczania na formach wypukłych (grzbietach) i na wklęsłych (dnach dolin) pozwala na postawienie wniosku, że współcześnie zaznacza się tendencja do podkreślania istniejących kontrastów morfologicznych. Wyraża się ona w silnym niszczeniu form wklęsłych przy równoczesnym względnym zwolnieniu procesu na formach wypukłych (przenoszenie opadów deszczowych, zwiewanie śniegu do obniżzeń). Ekspozycja ścian również wpływa na zróżnicowanie procesu. Ściany skalne i ich podnóża o ekspozycjach zachodniej i południowo-zachodniej otrzymują większe ilości ciepła, szybciej tracą pokrywę śnieżną i najkrócej są niszczone. Stąd ubóstwo mikroform krasowych w ich obrębie. Ściany o ekspozycjach przeciwnych posiadają warunki podobne jak zacienione dna dolin lub nawet bardziej sprzyjające procesom długotrwałej degradacji. Wyróżniają się bogactwem żłobków krasowych różnych typów, a zwłaszcza rynnowych, tworzonych pod wpływem wód roztopowych.

W dolnej części piętra bardzo chłodnego wagowy wskaźnik procentowy jest najniższy i reprezentuje warunki dna doliny glacialnej (żłobu lodowcowego) ubogiego w zespoły roślinne (obniżona granica lasu — w otoczeniu występują tylko zespoły murawowe). Warunki rozpuszczania litych skał są znów korzystniejsze w niższej części doliny — w strefie moreny czołowej lodowca małaockiego. Wagowy wskaźnik procentowy jest tam niewiele niższy niż w piętrze umiarkowanie chłodnym. Wartości obydwu wskaźników wyższe od poprzedniego są niewątpliwie wynikiem dodatkowego wpływu czynników biogenicznych, skoro ilość opadów i wa-



Ryc. 23. Schemat zróżnicowania denudacji chemicznej na północnym skłonie Czerwonych Wierchów:

1 — denudacja chemiczna ogólna, 2 — denudacja chemiczna na powierzchniach litych skał

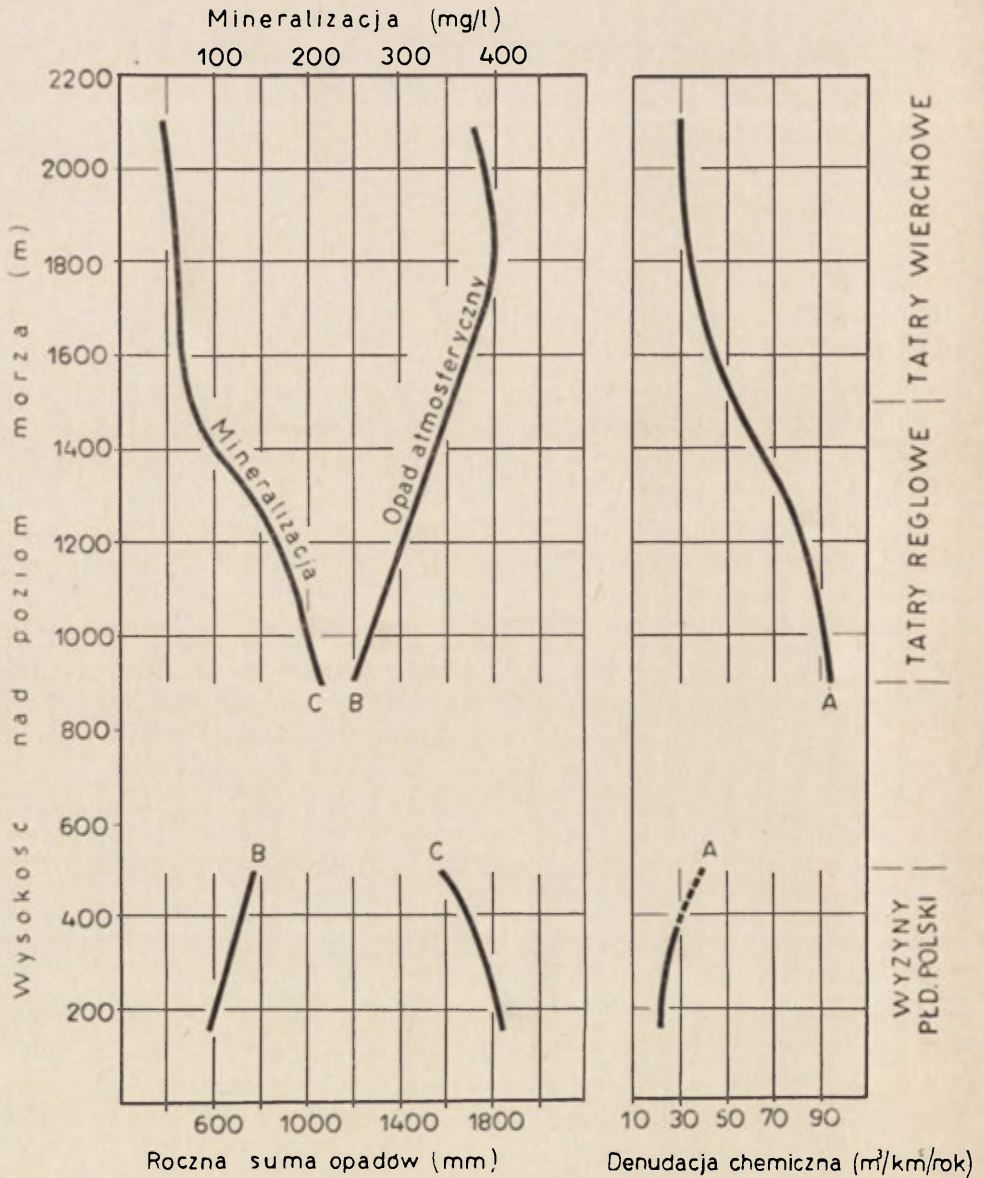
Schematic diagram of the differentiation of chemical denudation on the northern slope of the Czerwone Wierchy:

1 — total chemical denudation, 2 — chemical denudation on bare rock surfaces, A—mountain ridges, B — bottoms of glacial valleys, C — upper timber line, D — terminal moraines

runki śnieżne są mniej korzystne dla rozpuszczania. Porównanie niszczenia litych skał w piętrze najwyższym (wierzchowiny grzbietowe) i najniższym (ujściowy odcinek doliny) wskazuje na korzystniejsze warunki na obszarze głównego grzbietu tatrzańskiego, a więc czynniki biogeniczne w piętrze umiarkowanie chłodnym nie kompensują niedoboru opadów w stosunku do tych, jakie otrzymuje piętro umiarkowanie zimne (ryc. 23). Ostatnia rubryka tabeli 20 odnosi się do okruchów skalnych, umieszczonych przez cały dwuletni okres w Potoku Małołackim. Wskazuje ona, że woda korytowa nie posiada znaczenia morfogenetycznego w sensie chemicznym, tzn. praktycznie nie rozpuszcza podłoża skalnego. Wniosek taki postawiono już w części poświęconej charakterystyce wód. Znajduje on tutaj dodatkowe potwierdzenie.

5. PORÓWNANIE DENUDACJI CHEMICZNEJ
WAPIENNO-DOŁOMITOWEJ CZĘŚCI TATR ZACHODNICH
I OBSZARU WYŻYN POŁUDNIOWEJ POLSKI

Jeszcze jedno potwierdzenie dominującej roli czynników klimatycznych w degradowaniu obszarów krasowych znajdujemy porównując wskaźniki denudacji chemicznej Tatr Zachodnich i obszarów wyżyn południowej Polski. Szczegółowe studia nad chemizmem wód rzeki Rudawy, odwadniającej południową część Wyżyny Krakowskiej, wykonała A. Tłałka (1967), a podobne obserwacje w Dolinie Prądnika poczyniła K. Oleksynowa (1966). Generalnie stwierdza się, że w obszarze wyżynnym koncentracja jonów w ciekach powierzchniowych jest znacznie wyższa niż w Tatrach i osiąga wartość średnią 419,3 mg/l, a maksymalną 474,4 mg/l. (A. Tłałka 1967). Łączny spływ jonowy wynosi 110,7 ton/km²/rok. Równie wysoka koncentracja jonów była obserwowana na obszarze Wyżyny Lubelskiej (360—500 mg/l, przeciętna 404 mg/l), gdzie rozmiary erozji chemicznej zlewni Wieprza określono na 27,9—30,4 ton/km²/rok (M. Jaworska 1968). Z podobnych studiów w dorzeczu górnej Wiercicy wynika, że twardość ogólna wód krasowych jest rzędu 3—4 mval/l, co odpowiada 150—200 mg/l CaCO₃ (M. Markowicz-Łohinowicz 1968). Na tej podstawie autorka obliczyła wskaźnik jednostkowy korozji krasowej: 15,5—19,0 m³/km². W obliczeniach przyjęto ciężar właściwy wapienia $S = 2,8 \text{ g/cm}^3$. Ponieważ w badaniach tatrzańskich, podobnie jak w większości opracowań, brano pod uwagę ciężar właściwy wapienia $S = 2,5 \text{ g/cm}^3$, więc przeliczono powyższe wartości. Wynoszą one dla obszaru Wyżyny Częstochowskiej 17,22—21,35 m³/km²/rok, czyli 43,0—53,2 tony/km²/rok. Wartości określone dla obszarów wyżynnych mogą informować o procesie krasowienia, lecz nie można ich (z wyjątkiem danych Markowicz-Łohinowicz) utożsamiać z wielkością denudacji chemicznej rozumianej jako niszczenie skał podłoża. W łącznym spływie jonowym bierze się bowiem pod uwagę kwaśny węglan wapnia Ca(HCO₃)₂, w którym na jon wodorowęglanowy składają się woda i dwutlenek węgla pochodzenia atmosferycznego obok CO₂ z rozpuszczonej skały węglanowej (CaCO₃). Dlatego w obliczeniach denudacji chemicznej należy uwzględnić tylko CaCO₃ i te pozostałe składniki, które stanowią suchą pozostałość. Kierując się tą zasadą obliczono wszystkie wskaźniki dla Tatr Zachodnich. W tej postaci nie można ich porównywać z danymi cytowanymi przez A. Tłałkę (1967). Aby uczynić je porównywalnymi, przeliczono wskaźniki tatrzańskie na pełny spływ jonowy, opierając się na pełnych analizach chemicznych wody w Potoku Małolańskim wykonanych przez K. Oleksynową i T. Komornickiego (1965). Okazało się, że pomimo większych stężeń jonowych wód na Wyżynie Krakowskiej jednostkowy spływ jonowy (110,7 ton/km²/rok) jest



Ryc. 24. Schemat ilustrujący zróżnicowanie pionowe denudacji chemicznej w wapienno-dolomitowej części Tatr Zachodnich i w obszarze wyżyn południowej Polski

Schematic diagram to illustrate the vertical differentiation of chemical denudation (A) in the calcareous-dolomitic part of the Western Tatra Mts and in the uplands of Southern Poland, B — precipitation, C — chemical load

mniejszy niż średni roczny spływ jonowy obliczony dla najsłabiej denudowanych wierzchowych pięter tatrzańskich (165,4 ton/km²/rok). Odpowiednia wartość spływu dla pięter reglowych wynosi 319,0 ton/km²/rok w piętrze umiarkowanie chłodnym do 357,7 ton/km²/rok w piętrze chłodnym. Wskaźniki te wskazują, że obszar dolomitowo-wapiennej części Tatr Zachodnich jest znacznie silniej denudowany niż obszary wyżynne, a przyczyna tego zjawiska tkwi w wysokich opadach charakterystycznych dla gór. Wyżyny otrzymują znacznie niższe sumy opadów (rzędu 600—888 mm), a parowanie jest bardzo duże. Denudacja skał węglanowych wyżyn jest więc znacznie mniejsza niż w obszarach wysokogórskich, gdyż wysokie ładunki rozpuszczonych soli nie wyrównują względnego deficytu wody docierającej do podłoża². Dane liczbowe z obszaru Wyżyny Częstochowskiej wskazują nawet na niewielkie rozmiary denudacji w lecie, mimo że w tym okresie obserwuje się dużą intensywność opadu. Przyczyna tkwi w silnym parowaniu z powierzchni, zmniejszającym ilość wody wchodzącej w kontakt ze skałą do tego stopnia, iż nawet nie zaznacza się letnie maksimum denudacji, tak wyraźne w Tatrach (ryc. 22). Najintensywniejsza denudacja tego obszaru występuje w okresie wiosennym (M. Markowicz-Łohinowicz 1968). Obserwacje A. Tłałki (1957) wskazują na istnienie 2 maksimumów denudacji (wiosenne roztopowe i letnie opadowe) podobnie jak w Tatrach Zachodnich.

Ostatnio ukazała się bardzo obszerna charakterystyka geochemiczna wód tatrzańskich K. Oleksynowej (1970). W części poświęconej erozji chemicznej Tatr określono wartości ekstremalne i średnie odpływu jonowego w tonach na rok z powierzchni hektara dla ośmiu zlewni. Średni odpływ jonowy dla Doliny Małej Łąki wynosi 0,8736 ton/ha/rok, czyli 87,36 ton/km²/rok. Wartość odpływu jednostkowego autorka uzyskała przez podzielenie ilości wyniesionej w roztworze skały przez powierzchnię zlewni. Ponieważ górna część doliny jest odwadniana podziemnie do systemu Źródła Lodowego, więc przedstawione wartości są niewątpliwie zaniżone. Zwraca na to uwagę sama autorka pisząc, że odpływ jonowy dla Potoku Kościeliskiego jest wyższy, „niż to wynika z obliczeń na podstawie empirycznych danych”, i wskazuje na istnienie zlewni podziemnej Potoku Kościeliskiego w masywie Czerwonych Wierchów. Natomiast grubość rozpuszczonej warstwy skalnej dla pięter reglowych (zlewnie Białego i Za Bramką) równa 0,1—0,16 mm jest zbliżona do wartości określonych przeze mnie dla pięter: umiarkowanie chłodnego i chłodnego, w rejonie Doliny Małej Łąki.

² Wskaźnik denudacji chemicznej Krasu Morawskiego (O. Štelcl et al. 1969) wynosi 25,37 m³/km²/rok, przy opadzie rzędu 600 mm. Według autorów jest to wartość reprezentacyjna dla obszarów wapiennych, położonych w środkowoeuropejskiej strefie klimatu umiarkowanego.

6. PRÓBA PORÓWNANIA DENUDACJI CHEMICZNEJ TATR ZACHODNICH I INNYCH WYSOKOGÓRSKICH OBSZARÓW EUROPY

Wskaźniki denudacji chemicznej reglowej części obszaru krasowego Tatr Zachodnich są zbliżone do wskaźników szybkości denudacji ($100 \text{ m}^3/\text{km}^2/\text{rok}$) obszarów górskich klimatu umiarkowanego (J. Corbel 1964), natomiast denudacja obszaru Czerwonych Wierchów, położonego ponad górną granicą lasu, przewyższa wskaźniki obliczone dla wysokogórskich obszarów Alp. Badacze alpejscy (A. Bögli 1951, F. Bauer 1964, I. Gams 1966) określili bowiem rozmiary denudacji krasowej (usuwanie soli CaCO_3) na gich powierzchni skalnych, która jest tylko częścią

Tabela 2

Zawartość CaCO_3 , MgCO_3 (mg/l) w wodach opadowych i roztopowych krążących powierzchniowo w wysokogórskich obszarach krasowych

CaCO_3 , MgCO_3 content (mg/l) in rain and meltwaters circulating superficially in high-mountain Karst areas

Charakter podłoża	Centralne Alpy (A. Bögli 1951, 1960)	Dachstein (F. Bauer 1964)	Alpy Julijskie (I. Gams 1962, 1966)	Tatry Zachodnie (A. Kotarba)
Nagie powierzchnie skalne	34-70	24,6-49,4	27,2-31,1	20-60,7
Nagie powierzchnie skalne z poduszkami roślinności alpejskiej (murawowej)	85	—	—	49,9-89,0
Płytkie gleby inicjalne (reżdziny) z roślinnością alpejską	100-130	90-110	—	90,0-150,0
Pokrywy morenowe	130-175	90,5	—	105,3-164,2
Rumowiska fluwioglacjalne	220-250	—	—	—
Pokrywy stokowe gliniasto-rumoszowe (peryglacjalne)	—	—	—	89,2-200,0

denudacji chemicznej wyrażonej ilością wszystkich soli pochodzących z niszczenia podłoża (twardość ogólna) i odprowadzanych w roztworze wodnym. Dla przeprowadzenia porównań nad rozmiarami usuwania soli węglanowych z Alp i Tatr zestawiono w tabeli 21 zawartości soli węglanowych w wodach opadowych i roztopowych, krążących powierzchniowo w Alpach Centralnych, masywie Dachstein i Alpach Julijskich, oraz wykonano obliczenia ilości usuwanego CaCO_3 z powierzchni skalnej (twar-

Tabela 22

Rozmiary denudacji krasowej obszarów wysokogórskich (usuwanie CaCO_3 z powierzchni skalnej przy udziale wody atmosferycznej)

Rates of Karst denudation in the high-mountain regions (removal of CaCO_3 from bare rock under the action of atmospheric water)

Obszar (wysokość n. p. m.)	Autor	Opad roczny (mm)	Warstwa usunięta (mm/rok)
Dachstein 1400-2000 m	F. Bauer 1964	1500	0,008-0,012
Centralne Alpy 1500-2000 m	A. Bögli 1951	2000	0,0125
Alpy Julijskie 2000 m	I. Gams 1966	3000	0,007-0,009
Tatry Zachodnie 1850-2123 m	A. Kotarba	1532	0,016

dość węglanowa) pod wpływem świeżych wód atmosferycznych (tab. 22). Zwraca uwagę duże podobieństwo koncentracji soli w wodach każdego rodzaju. Wskazuje ono na istnienie dość podobnych warunków rozpuszczania w różnych grupach górskich. Można więc sadzić, że o s z y b k o ś c i niszczenia masywów górskich, wyrażonej w milimetrach usuniętej skały, w pierwszym rzędzie decydują roczne sumy opadów efektywnych i warunki termiczne, a dopiero później właściwości petrograficzne skał węglanowych. Oprócz wspomnianych danych istnieją zestawienia dotyczące pełnej denudacji obszarów wysokogórskich. Poniżej podano niektóre z nich:

Grupa górską	Autor	Opad (mm)	Szybkość denudacji ($\text{m}^3/\text{km}^2/\text{rok}$)
Alpy Julijskie (Triglav)	J. Corbel et al. (1965)	2800	128
Alpy Julijskie	J. Gams (1969)	3000	80
Kaukaz (Masyw Arabika)	M. Pulina (1966)	1737	137,7

Dane te informują wprawdzie o szybkości niszczenia grup górskich, lecz nie są ze sobą porównywalne. Mimo że autorzy przypisują wyliczone wskaźniki obszarom wysokogórskim, to najczęściej nie precyzują, jakim odpowiadają one warunkom przyrodniczym. Na przykład wskaźnik J. Corbela et al. dla grupy Triglavu według opinii J. Gamsa (1969) odnosi się nie do najwyższych części masywu, lecz do jej obrzeżenia położonego w piętrze leśnym. Także wartość denudacji określona przez J. Gamsa (1969) odpowiada tylko piętru alpejskiemu (halnemu). Tymczasem obliczenia wykonane dla Tatr Zachodnich wykazały, że k a ż d e m u p i ę t r u k l i m a t y c z n e m u, określonego zespołem wskaźników klimatycznych oraz towarzyszących im warunków florystycznych, odpowiadają r ó ż n e

warunki rozpuszczania podłoża. Dlatego należałoby przypisać wskaźniki denudacji badanych grup górskich bliżej określonym zespołom warunków naturalnych. Stworzyłyby to płaszczyznę do daleko idących porównań i pełniejszej oceny wszystkich parametrów przyrodniczych w bilansie denudacyjnym gór.

Druga przyczyna trudności porównywania wskaźników tkwi w różnej metodyce badań. Stosowane są dwa podstawowe sposoby określania koncentracji soli: metodą klasyczną — polegającą na wykonywaniu pełnych lub częściowych analiz chemicznych w laboratoriach terenowych — lub metodami konduktometrycznymi, pozwalającymi na określenie mineralizacji na podstawie przewodnictwa właściwego wody. Oba sposoby różnią się dokładnością. Uproszczona analiza chemiczna, chociaż bardziej uciążliwa do wykonania w terenie, daje wyniki wystarczająco dokładne dla interpretacji geomorfologicznych. Brak ścisłej relacji między przewodnictwem właściwym a sumą rozpuszczonych soli powoduje, że metoda elektryczna jest mniej dokładna. Badania Grindleya (vide J. Douglas 1964) na Tamizie wykazały, że wartości przewodnictwa właściwego znacznie odchylają się od linii wyznaczającej relację zawartości rozpuszczonych cząstek w zależności od proporcji indywidualnych jonów, składających się na ogólną koncentrację. Najśluszniejsze wydaje się stosowanie obydwu metod równocześnie. Gwarantuje ono dokładność pomiarów i pozwala na zagęszczanie ilości informacji. Metodykę tę zastosował popularyzator metod elektrycznych J. Corbel (1971), oraz K. Oleksynowa (1970).

7. WPLYW SKŁADU CHEMICZNEGO OPADÓW ATMOSFERYCZNYCH NA WIELKOŚĆ WSKAŹNIKÓW DENUDACJI CHEMICZNEJ OBSZARÓW GÓRSKICH

Przy ocenie bezwzględnych wartości wskaźników denudacji chemicznej należy również mieć na uwadze wpływ składników mineralnych zawartych w opadach na koncentrację soli w wodach powierzchniowych. W ZSRR i USA prowadzone są na szeroką skalę badania składu chemicznego opadów deszczowych oraz śnieżnych. Dla niektórych obszarów można wykazać wyraźną relację między składem chemicznym wody opadowej i rzecznej (A. W. G a m b e l l, D. W. F i s h e r 1966). Gdy woda z nadtapiającego się płatu śniegu wchodzi w kontakt z glebą i zwiertzałą skałą, najczęściej zanikają jej właściwości chemiczne. Rozpuszczone sole pochodzące z podłoża określają jej nowy skład chemiczny. Istnieją jednak obszary, w których woda pomimo osiągnięcia podłoża zachowuje swoje cechy chemiczne (J. H. F e t h, S. M. R o g e r s, C. E. R o b e r t s o n 1964). Fakty te wskazują, że opad atmosferyczny

posiada swoją koncentrację mogącą dość istotnie wpływać na mineralizację wód powierzchniowych. Badania A. A. Matwiejewa i W. A. Bryzgało (1969) wykonane w wysokogórskiej strefie Kaukazu wykazały, że na skład jonowy mało zmineralizowanych wód powierzchniowych w dużej części wpływają ładunki cząstek organicznych i mineralnych spadających z deszczem i śniegiem. Z kalkulacji A. A. Matwiejewa i O. I. Baszmakowej (1969) wynika, że na obszarze Kaukazu rocznie wypada wraz z opadem 15—50 ton/km² soli, których głównymi składnikami są HCO₃ i Ca. W pracy ich zamieszczone są mapy zróżnicowania składu chemicznego opadów europejskiej części ZSRR, z którymi interpolując można wnioskować, że dla terenu południowej Polski charakterystyczny jest skład jonowy opadów atmosferycznych typu SO₄ — HCO₃ — Ca, a roczna suma wypadających z atmosfery soli może osiągać 5—10 ton/km². O taką wartość można więc zmniejszyć wskaźniki denudacji chemicznej Tatr Zachodnich, by wyeliminować udział składników mineralnych nie pochodzących ze zniszczenia masywu tatrzańskiego.

VI. WNIOSKI KOŃCOWE

Obszar tatrzański wyróżnia się spośród innych grup górskich Karpat Wewnętrznych znacznym wzniesieniem nad poziom morza, dzięki któremu cechują go surowe warunki klimatyczne i specyficzna roślinność. Wysokogórskie cechy klimatu wyrażają się między innymi występowaniem pięter klimatycznych, położonych kolejno nad sobą i wykazujących wraz z wysokością zmianę elementów klimatu. Warunki klimatyczne poszczególnych pięter oraz plejstocenska i holocenska historia wędrówek roślinnych wpłynęły na pięterowe wykształcenie zespołów roślinnych. Współczesne procesy morfogenetyczne nawiązują do pięter klimatyczno-roślinnych oraz wykształcenia litologicznego i morfologicznego północnych skłónów Tatr, dlatego ich przebieg i natężenie zmieniają się z wysokością nad poziom morza. Procesem powszechnie występującym we wszystkich piętrach jest denudacja chemiczna, a określone warunki środowiska decydują o jej rozmiarach.

W oparciu o analizę morfometryczną i genetyczną powierzchniowych mikroform krasowych oraz analizy chemiczne wody krążącej na skłónach Czerwonych Wierchów stwierdzam istnienie pionowego zróżnicowania współczesnej powierzchniowej denudacji chemicznej w wapienno-dolomitowej części Tatr Zachodnich. W każdym piętrze wysokościowym rozmiary denudacji chemicznej zależą od ilości spadającej wody i warunków rozpuszczania określonych przez typowe dla danego piętra zespoły elementów środowiska. Przy ogólnie wysokich sumach opadów efektywnych występujących na północnym skłónie Tatr Zachodnich najintensywniej niszczone jest podnóże gór położone w piętrach leśnych, a stosunkowo słabiej obszar wysokogórski, leżący ponad górną granicą lasu. W każdym piętrze wysokościowym rozmiary denudacji zależą wprawdzie od ilości spadającej wody, lecz przy różnicach opadów w poszczególnych piętrach rzędu 20% (por. tab. 22) o wartościach wskaźników denudacji w piętrach decydują istniejące tam warunki rozpuszczania. Dlatego podnóże Tatr Zachodnich, podobnie jak podnóże Alp, są silniej niszczone.

Ogólnie mówiąc, dla całego wapienno-dolomitowego profilu pionowego Tatr charakterystyczna jest bardzo silna denudacja, przewyższająca rozmiary tego procesu w obszarach wyżynnych południowej Polski. Duże ilości rozpuszczonych soli w wodach obszarów wyżynnych nie wyrównują niedoboru opadów efektywnych w porównaniu z opadami otrzymywanymi przez obszary górskie. W tym znaczeniu uważam, że warunki klimatyczne (opady) decydują o absolutnych rozmiarach denudacji chemicznej obszarów zbudowanych ze skał węglanowych.

Denudacja chemiczna obszaru tatrzańskiego charakteryzuje się dużą zmiennością w przebiegu rocznym. Najsilniejsze niszczenie odbywa się w miesiącach największych opadów deszczowych (maksimum opadowe) i w czasie roztopów wiosennych (maksimum roztopowe). W obszarze wysokogórskim położonym powyżej górnej granicy lasu oba maksima łączą się z sobą dając jeden okres (wiosenno-letni) wzmożonej denudacji.

Porównanie właściwości chemicznych różnych rodzajów powierzchniowych wód krasowych w Tatrach i Alpach wskazuje, że w różnych wysokogórskich obszarach Europy w zbliżonych warunkach środowiskowych zdolności rozpuszczania podłoża są podobne. O absolutnych rozmiarach denudacji poszczególnych części gór oraz całych grup górskich, wyrażonych ilością usuniętej skały wskutek transportu w roztworze wodnym, decyduje ilość wody pozostającej w kontakcie z podłożem. Dlatego obszary górskie otrzymujące większą ilość opadów są silniej niszczone. Stwierdzenie to jest słuszne w przypadku porównywania obszarów krasowych zdecydowanie różniących się sumami opadów efektywnych. Przy podobnym rzędzie wielkości opadów nieklimatyczne elementy środowiska geograficznego mogą zaburzać generalną prawidłowość. Porównanie denudacji chemicznej obszaru wierchowego i reglowego Tatr Zachodnich ilustruje takie odchylenie od ogólnej prawidłowości.

Wpływ rzeźby terenu na proces rozpuszczania podłoża jest tylko pośredni. Ukształtowanie powierzchni różnicuje rozmiary niszczenia poprzez oddziaływanie na stosunki mezo- i mikroklimatyczne określające podstawowy parametr procesu — ilość i czas oddziaływania wody na podłoże. Współcześnie zaznacza się tendencja do podkreślania istniejących kontrastów morfologicznych.

LITERATURA

- Adamczyk B., 1962, Studia gleboznawczo-fitosocjologiczne w Dolinie Malej Łąki w Tatrach, Acta Agraria et Silvestria, Ser. leśna, vol. 2.
- Alekin O. A., 1960, Hidrochimizheskije typy riek SSSR, Trudy Gos. Gidrol. Institut., z. 25.
- Bauer F., 1958, Nacheiszeitliche Karstformen in den österreichischen Kalkhochalpen, Deuxième Congrès Intern. de Spéléologie, Bari-Lecce-Salerno, t. 1, sec. 1.
- 1964, Kalkabtragungsmessungen in den österreichischen Kalkhochalpen, Erdkunde, t. 18, z. 2.
- Berger H., 1964, Vorgänge und Formen der Nivation in den Alpen, Klagenfurt.
- Bögli A., 1951, Probleme der Karrenbildung, Geogr. Helvetica, t. 6, z. 3.
- 1956, Der Chemismus der Lösungsprozesse und der Einfluss der Gesteinsbeschaffenheit auf die Entwicklung des Karstes, Report of the Commission on Karst Phenomena, New York.
- 1960, Kalklösung und Karrenbildung, Zeitschr. f. Geomorph., Suppl. t. 2.
- 1961, Karrentische, ein Beitrag zur Karstmorphologie, Zeitschr. f. Geomorph., t. 5, z. 3.
- 1964, Mischungskorrosion — ein Beitrag zum Verkarstungsproblem, Erdkunde, t. 18, z. 2.
- Canali L., 1964, Transport de matériel en solution et en suspension du Po, Bull. Intern. Ass. Sci. Hydrol., t. 9, z. 1.
- Corbel J., 1957, Les Karsts du Nord-Ouest de l'Europe et de quelques régions de comparaison, Étude sur le rôle du climat dans l'érosion des calcaires, Lyon.
- 1959, Érosion en terrain calcaire (Vitesse d'érosion et morphologie), Ann. de Géogr., t. 68, z. 366.
- 1959a, Une nouvelle méthode d'étude des régions calcaires (quelques indications pratiques), Revue de Géomorph. Dyn. z. 1—2, 3—4.
- 1960, Nouvelles recherches sur les karsts arctiques Scandinaves, Intern. Beiträge zur Karstmorphologie, Suppl., z. 2.
- 1964, L'érosion terrestre, étude quantitative (Méthodes — Techniques — Résultats), Ann. de Géogr., t. 73, z. 398.
- 1965, Karsts de Yougoslavie (et notes sur le karst tchèque et polonais), Revue Géogr. de l'Est, z. 3.
- 1968, Karsts et glaciers quaternaires, Irlande et Laponie, Norois, z. 60, Oct.—Dec.
- 1971, Les Karsts des régions chaudes, Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica, vol. 5.
- Cvijić J., 1924, The Evolution of Lapiés, A Study in Karst Physiography, Geogr. Rev., vol. 14.

- Dąbrowski T., 1967, Podziemne przepływy krasowe potoków w Tatrach Zachodnich, *Acta Geol. Pol.*, vol. 17, z. 4.
- Dąbrowski T., Rudnicki J., 1967, Wyniki badań przepływów krasowych w masywie Czerwonych Wierchów, *Speleologia*, t. 3, z. 1.
- Douglas J., 1964, Intensity and Periodity in Denudation Processes with Special References to the Removal of Material in Solution by Rivers, *Zeitschr. f. Geomorph.*, t. 8, z. 4.
- Droppa A., 1966, Typisation of the Karst Region in the Carpathians, *Problems of the Speleological Research*, part 2, Brno.
- Dvihally T. Z., 1963, Adatok a Duna — viz kémiai viszonyainak értekelesehez, *Hidrologiai Kozlony*, z. 3.
- Eckert M., 1902, Das Gottesackerplateau, ein Karrenfeld im Allgau, *Wiss. Ergänz.-Hefte z. Zeitschr. d.D.u.Ö.A.-V.*, t. 1, z. 3.
- Ek C., Gilewska S., Kaszowski L., Kobyłecki A., Oleksynowa K., Oleksynówna B., 1969, Some Analyses of the CO₂ Content of the Air in five Polish Caves, *Zeitschr. f. Geomorph.*, Neue Folge, t. 13, z. 3.
- Ermich K., Bednarz Z., Feliksik E., 1967, Wstępne badania nad osadami z mgły w karpackim obszarze leśnym, *Problemy Zagosp. Ziem górskich*, z. 3 (16).
- Ermich K., Orlicz M., 1969, Ilości wody dostarczane przez osady z mgły na Kasprowym Wierchu w Tatrach, *Problemy Zagosp. Ziem górskich*, z. 5 (18).
- Fabijanowski J., 1962, Lasy tatrzańskie, *Tatrzański Park Narodowy*, Kraków.
- Feth J. H., Rogers S. M., Robertson C. E., 1964, Chemical Composition of Snow in the Northern Sierra Nevada and Others Areas, *U. S. Geol. Surv. Water — Supply Paper*, z. 1535 — J.
- Gambel A. W., Fisher D. W., 1966, Chemical Composition of Rainfall Eastern North Carolina and Southeastern Virginia, *U. S. Geol. Surv. Water — Supply Paper*, z. 1535 — K.
- Gams I., 1962, Meritve korozijske intenzitete v Sloveniji in njihov pomen za geomorfologijo, *Geografski Vestnik*, t. 36.
- 1965, Types of Accelerated Corrosion, *Problems of the Speleological Research*, Brno.
- 1966, Faktorji in dinamika korozije na karbonatnih kameninah slovenskega dinarskega in alpskega krasa, *Geografski Vestnik*, t. 38.
- 1969, Ergebnisse der neueren Forschungen der Korrosion in Slowenien (NW-Jugoslavien), *Problems of the Karst Denudation*, *Studia Geographica*, z. 5, Brno.
- Garrels R. M., Dreyer R., 1952, Mechanism of Limestone Replacement at Low Temperatures and Pressures, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 63, no. 3.
- Gerstenhauer A., 1969, Offene Fragen der klimagenetischen Karstgeomorphologie der Einfluss der CO₂ Konzentration in der Bodenluft auf die Landformung, *Problems of the Karst Denudation*, *Studia Geographica*, z. 5, Brno.
- Gieysztor I., 1961, *Studia hydrologiczne nad potokami tatrzańskimi*, IG PAN Prace geogr., nr 26.
- Gorham E., Factors Influencing Supply of Major Ions to Inland Waters, with Special References to the Atmosphere, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 72, z. 6.
- Halicki B., 1929, Dyluwialne zlodowacenie północnych stoków Tatr, *Spraw. Pol. Inst. Geol.*, t. 5, z. 1—2, 1929—1930.
- Henkiel A., Pękala K., 1964, Krzywe hipsograficzne dolin tatrzańskich, *Annales UMCS*, vol. 19, z. 5, sec. B.
- Hess M., 1965, Piętra klimatyczne w polskich Karpatach Zachodnich, *Zesz. nauk. UJ, Prace geogr.*, z. 11.

- Jaworska M., 1968, Erozja chemiczna i denudacja zlewni rzek Wieprza i Pilicy, Prace PIHM, z. 95.
- Jackli H., 1957, Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes, Beitrage z. Geol. d. Schweiz, Geotech., Ser. 36.
- Jones R. J., 1965, Aspects of the Biological Weathering of Limestone Pavement, Proc. Geol. Assoc., vol. 76, part 4.
- Just J., Hermanowicz W., 1955, Fizyczne i chemiczne badanie wody do picia i potrzeb gospodarczych, Warszawa.
- Klimaszewski M., 1958, Nowe poglądy na rozwój rzeźby krasowej, Przegl. geogr., t. 30, z. 3.
- 1958, Pogląd na rozwój geomorfologiczny Tatr Polskich, Przew. VI Zjazdu P. T. Geogr., cz. 1, Kraków.
- 1959, Rozwój geomorfologiczny Tatr Polskich, Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach i na Podhalu, t. 5, Biul. IG, nr 149.
- 1962, Zarys rozwoju rzeźby Tatr Polskich, Tatrzński Park Narodowy, Kraków.
- 1964, The Karst Relief of the Kueilin Area (South China), Geogr. Polon., t. 1.
- Kołodziejna A. A., 1962, Reżim chemicznego składu atmosferycznych osadków i ich metamorfizacja w zonie aeracji, Izd. AN SSSR.
- Kotarba A., 1967, Żłobki krasowe w Tatrach, Zesz. nauk. UJ, Prace geogr., z. 16.
- 1971, Course and Intensity of Present-day Superficial Chemical Denudation in the Western Tatra Mts, Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica, vol. 5.
- Kuźniar C., 1913, Skąły osadowe tatrzańskie. Studium petrograficzne, Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. Akad. Umiej., Ser. 3, t. 13, Dz. A.
- Lehmann H., 1956, Suggestion Toward a Systematic Research of Karst Development, Report of the Commission on Karst Phenomena, New York.
- Lehmann H., Krömmelbein K., Loschert W., 1956, Karstmorphologische geologische und botanische Studien in der Sierra de los Organos auf Cuba, Erdkunde, t. 10.
- Lindner G., 1930, Das Karrenphanomen, Petermanns Mitteil. Ergänzungsheft, z. 208.
- Mamak W., 1958, Regulacja rzek i potoków, Warszawa.
- Markowicz-Łohinowicz M., 1968, Procesy współczesnej korozji krasowej masywu wapiennego Jury Częstochowskiej, Speleologia, t. 3, z. 2.
- Matwiejew A. A., Baszmakowa O. I., 1966, Chemicznej składu atmosferycznych osadków niektórych rajonów SSSR, Gidrochimizeskije materiały, t. 42, Leningrad.
- Matwiejew A. A., Bryzgało W. A., 1969, Soderżanie niektórych organicznych wieszczestw i biogennych elementów w atmosferycznych osadkach, śnieżnym pokrowie, tałych i riecznych wodach wysokogornoj zony Kawkaza, Gidrochimizeskije materiały, t. 42, Leningrad.
- Miller J. P., 1952, A Portion of the System Calcium Carbonate — Carbon Dioxide—Water with Geological Implications, Amer. Journ. Sci., vol. 250.
- Moore G. W., 1968, Speleothems, w.: The Encyclopedia of Geomorphology, New York — London, s. 1040.
- Oleksynowa K., 1966, Materiały do poznania chemizmu wód Doliny Prądnika i Doliny Sądrowskiej, Acta Hydrobiol., vol. 8, z. 3—4.
- Oleksynowa K., 1970, Charakterystyka geochemiczna wód tatrzańskich Acta Hydrobiol., vol. 12, z. 1.
- 1971, Źródło Lodowe (Ice Spring) as an Example of Karst Phenomena in the Tatra Mountains, Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica, vol. 5.

- Oleksynowa K., Komornicki T., 1957, Materiały do znajomości wód w Tatrach, III, Zesz. nauk. WSR w Krakowie, ser. Roln., z. 3.
- 1958, Materiały do znajomości wód w Tatrach, IV, Zesz. nauk. WSR w Krakowie, ser. Roln., z. 5.
- 1965, The Chemical Composition of Water in the Polish Tatra Mountains and the Problem of its Variation in Time, Komitet Zagospod. Ziem Górskich PAN, z. 11.
- Orlicz M., 1962, Klimat Tatr, Tatrzański Park Narodowy, Kraków.
- Örtli H., 1953, Karbonatharte von Karstgewässern, Stalactite.
- Passendorfer E., 1961, Rozwój paleogeograficzny Tatr, Przew. XXXII Zjazdu P. T. Geol. w Tatrach i na Podhalu, Roczn. P. T. Geol., t. 30, z. 4.
- Pawłowska S., 1962, Świat roślinny Tatr, Tatrzański Park Narodowy, Kraków.
- Pawłowski B., Stecki K., 1927, Die Pflanzenassoziationen des Tatra-Gebirges, IV, Teil: Die Pflanzenassoziation des Miętusia-Tales und des Hauptmassives der Czerwone Wierchy, Buli. Intern. l'Acad. Pol. Sc. Let. Classe Sc. Math., Nat., Sér. B, z. 2.
- Pulina M., 1966, Zjawiska krasowe w Zachodnim Kaukazie, Czas. geogr. t. 37, z. 4.
- Radłowska C., 1964, Niektóre aspekty współczesnej problematyki krasowej, Przegl. zagr. lit. geogr., z. 3.
- Rapp A., 1961, Recent Development of Mountain Slopes in Kärkevegge and Surroundings, Northern Scandinavia, Geografiska Annaler, t. 42, z. 2—3.
- Romer E., 1929, Tatrzańska epoka lodowa, Prace geogr., z. 11.
- Rougerie G., 1967, Facteurs climatiques et facteurs édaphiques dans la différenciation des teneurs des eaux de drainage en substances dissoutes, l'Evolution des Versants, vol. 40, Colloque intern, de Géomorph., Liège.
- Rudnicki J., 1958, Geneza jaskiń Systemu Lodowego Źródła i ich związek z rozwojem Doliny Kościeliskiej, Acta Geol. Pol., vol. 8, nr 2.
- 1967, Geneza i wiek jaskiń Tatr Zachodnich, Acta Geol. Pol., vol. 18, z. 4.
- Rudzki M. P., 1909, Fizyka Ziemi, Kraków.
- Ruttner F., 1953, Fundamentals of Limnology, Toronto Univ. Press.
- Rychliński Z., 1963, Nauka o środowisku leśnym, PWRL, Warszawa.
- Sanders E. M., 1921, The Cycle of Erosion in a Karst Region (after Cvijić), Geogr. Rev., Oct.
- Sawicki L., 1908, Szkic krasu słowackiego z poglądem na cykl geograficzny w krasie w ogóle, Kosmos, R. 33.
- Smith I. D., 1969, The Solutional Erosion of Limestones in an Arctic Morphogenetic Region, Problems of the Karst Denudation, Studia Geographica, z. 5, Brno.
- Smith I. D., Mead D. G., 1962, The Solution of Limestone — with Special Reference to Mendip, Proc. Univ. Bristol Spelaeological Soc., vol. 9, no. 3.
- Sokołowski S., 1959, Zarys geologii Tatr, Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach i na Podhalu, t. 5, Biul. IG, nr 149.
- 1961, Uwagi o wynikach nowych badań nad tektoniką Tatr, Roczn. P. T. Geol., t. 30, z. 4.
- Sweeting M. M., 1964, Some Factors in the Absolute Denudation of Limestone Terrains, Erdkunde, t. 18, z. 2.
- 1967, Recent Development and Techniques in the Study of Karst Landforms in the British Isles, III Semin. anglo-polskie, Baranów (mpis).
- Sweeting M. M., Gerstenhauer A., 1960, Zur Frage der absoluten Geschwin-

- digkeit der Kalkkorrosion in verschiedenen Klimaten, Zeitschr. f. Geomorph., Suppl. Bd. 2.
- Szafer W., 1964, *Ogólna geografia roślin*, Warszawa.
- 1966, *Dziesięć tysięcy lat historii lasu w Tatrach*, Nauka dla wszystkich, nr 1, Kraków.
- Szafer W., Kulczyński S., Pawłowski B., 1927, *Die Pflanzenassoziationen des Tatra—Gebirges*, III, Teil: *Die Pflanzenassoziationen des Kościeliska—Tales*, Bull. Intern. l'Acad. Pol. Sc. Let. Classe Sc. Math. Nat., Sér. B, z. 2, 13.
- Štelcl O., Vlček V., Piše J., 1969, *Limestone Solution Intensity in the Moravian Karst*, *Problems of the Karst Denudation*, *Studia Geographica*, z. 5, Brno.
- Tlałka A., 1967, *Chemizm rzeki Rudawy i jego zmiany w ciągu roku*, *Przegl. geogr.*, t. 39, z. 3.
- Trewartha G. T., 1954, *An Introduction to Climate*, Tokyo.
- Tricart J., 1961, *Observation sur le charriage des matériaux grossiers par les cours d'eau*, *Rev. Geomorph. Dyn.*, 12.
- Williams J. E., 1949, *Chemical Weathering at Low Temperatures*, *Geogr. Rev.*, vol. 39.
- Wit K., Ziemońska Z., 1960, *Hydrografia Tatr Zachodnich*, *Objaśnienia do mapy hydrograficznej „Tatry Zachodnie” 1:50 000*, Kraków.
- Wójcik S., 1964, *Z obserwacji przepływu wód Potoku Kościeliskiego*, *Wierchy*, t. 32.
- Wójcik Z., 1968, *Rozwój geomorfologiczny wapiennych obszarów Tatr i innych masywów krasowych Karpat Zachodnich*, *Prace Muzeum Ziemi*, nr 13.
- Wrzosek A., 1933, *Z badań nad zjawiskami krasowymi Tatr Polskich*, *Wiad. Służby geogr.*, R. 7.
- Ziemońska Z., 1966, *Obieg wody w obszarze górskim na przykładzie górnej części dorzecza Czarnego Dunajca*, *IG PAN Prace geogr.*, nr 55.

ПОВЕРХНОСТНАЯ ХИМИЧЕСКАЯ ДЕНУДАЦИЯ В ИЗВЕСТНЯКО-ДОЛОМИТОВЫХ ЗАПАДНЫХ ТАТРАХ

Резюме

Введение

Химическая денудация, то есть разрушение скал вследствие растворения и сноса минеральных частиц в водном растворе, это морфо-генетический процесс, имеющий весьма широкие пределы. Особо высокой податливостью на растворение под влиянием воды, содержащей двуокись углерода, отличаются известняки и доломиты. Задача настоящей работы — одерелить ход и интенсивность современной поверхностной химической денудации в высокогорной (рис. 2) известняко-доломитовой части Западных Татр в балансовом аспекте, а также сравнить темпы разрушения этой территории с соответствующими показателями, полученными в других карстовых горных территориях умеренной зоны Европы. Цель настоящей работы — определить оптимальные климатические, растительные, геологические и морфологические условия разрушения карбонатных пород в Татрах, а также показать сезонную и зональную изменчивость интенсивности процесса.

Местные работы проводились автором в Западных Татрах, на территории двух долин, пересекающих северные склоны Червоных Верхов — Долины Малой Лонки и Долины Ментусей; это единственный в пределах Польши участок Татр, где во всем высотном профиле, начиная с подножья гор высотой в около 900 м н. у. м. и кончая самыми высокими вершинами, достигающими 2200 м н. у. м., выступают осадочные скальные серии (табл. 1). В ходе местных работ автор брал для химических анализов воду, находящуюся на поверхности склонов всех типов, а также в днах долин, и произвел наблюдения над расходом веса меченых известняковых обломков. Химические анализы поверхностных карстовых вод проводились в течение всех времен года. Анализировались воды различного происхождения (дождевые, талые из снега и льда) и воды, циркулирующие в различных морфологических, климатических и почвенных условиях. Автор определял концентрацию (общую жесткость, карбонатную жесткость, некарбонатную жесткость, рН) в руслах горных потоков и водах, циркулирующих в склоновых и моренных покровах лесных ярусов, а также на поверхностях литой породы, поросшей горной сосной и высокогорной травой, и на голых скальных поверхностях (табл. 7—8). Баланс химической денудации проводился двумя методами. Первый, общепринятый метод, заключался в определении количества стекающей по поверхности воды из бассейна в течение 1968 года и в периодических измерениях общей минерализации. Была определена функциональная зависимость между количеством смываемых солей и протоком (рис. 18—19), а также подсчитаны дневные и месячные величины химической денудации (рис. 20—22) в Малолонцком потоке. Ввиду того, что с верхней части исследуемой территории вода отводится подземным путем (подземные карстовые протоки системы Ледового источника) в другой бассейн, то полученные показатели денудации были отнесены только к территории, расположенной в лесных ярусах, осушаемых поверхностным образом. Для определения химической денудации в отдельных климатических (рис. 5) и растительных зо-

нах применялся другой балансовый метод. Всю долину Малой Лонки автор разделил на участки, расположенные в четырех климатических зонах, выступающих в этой части Татр. Были подсчитаны их площади, а также годовые суммы эффективных осадков, т. е. количество воды, вступающей в контакт с основанием (осадки минус испарение). Каждому ярусу была приписана средняя концентрация соли в поверхностных водах (мг/л), представляющая собой арифметические средние зарядов, содержащихся в водах, типичных для отдельных зон. Были определены показатели химической денудации, выраженные в тоннах и кубических метрах на единицу площади (км²), а также мощность слоя литой скалы, сносимой каждый год (мм) (табл. 17—19). Методы химических анализов пополнялись наблюдениями убытка массы меченых известняковых обломков. Блок невыветренной известняковой скалы известного петрографического состава (99,08% CaCO₃) был раздроблен на мелкие куски весом от 100 до около 350 граммов, а затем помечен масляной эмалью и подвергнут сушке в течение 48 часов в температуре 105°C. Затем обломки были взвешены с точностью $\pm 0,01$ г и размещены на северном склоне Червоных Верхов во всех климатических и растительных зонах в пределах различных элементов рельефа (дна долин, хребты). Разница в весе, полученная после вторичной сушки и взвешивания (2 года спустя), представлена на таблице 20.

Влияние естественных условий среды на процесс растворения карбонатных скал

Растворение карбонатных пород водами атмосферного происхождения в значительной мере зависит от температуры. Результаты проведенных в Западных Татрах исследований показали, что обратно пропорциональная зависимость растворения от температуры отчетлива только в случае дождевых и талых вод, стекающих по голым скальным поверхностям, не покрытым растительностью (рис. 11—12). Поверхностные карстовые воды в ярусах лесистых холмов, циркулирующие в обломочно-глинистых покровах на гляциальных и флювиогляциальных склонах и отложениях в днах долин, имеют весьма сложную связь общей твердости с температурой. Обратно пропорциональная зависимость выступает только в зимний период. В периоды активных процессов развития растений (температура поверхностных вод выше 5°C) температура не решает о величине растворения. Бурная биологическая жизнь сопровождается большой продукцией CO₂. В лесной почве продукция CO₂ становится фактором, определяющим размеры растворения.

На татринских склонах, при отчетливо изменяющихся с высотой климатических и растительных условиях, условия кислотности среды, влияющие на размеры растворительности основания, изменчивы. Растительными комплексами создаются весьма изменчивые условия кислотности. Проведенные в долине Малой Лонки исследования реакции почв (Адамчик 1962) показали огромную дифференциацию pH в слое перегноя. Самая сильная кислотность выступает под еловым лесом, горной сосной и елово-пихтовым лесом. Сопоставление чистых наскальных осадочных и талых вод с наскальными водами, просачивающимися из участков муравы, показывает, что у этих последних концентрация растворенных солей почти вдвое больше, несмотря на то, что как одни, так и другие выступают в таком же климатическом ярусе и на породах идентичного литологического строения. Несомненно, здесь наблюдается влияние кислотности среды на размеры растворимости. Кислотностью среды, связанной с наличием растительных комплексов, снижается pH и увеличивается потенциал воды.

Из проведенных исследований вытекает, что большая кислотность среды в лесных ярусах Червоных Верхов, физическое состояние породы (раздробление) и продолжительное действие воды влияют на то, что концентрация растворенных солей значительно превышает соответствующие величины, выступающие в высших климатически-растительных ярусах.

Баланс химической денудации известняко-доломитовой части Западных Татр

Благодаря обнаружению математической зависимости между концентрацией соли в воде и количеством стекающей воды автор определил для всех дней 1968 года химические заряды (рис. 20, табл. 16), затем высчитал размеры химической денудации части долины Малой Лонки, с которой вода отводится поверхностным образом (лесной). Самое крупное химическое разрушение выступает в июле ($13,2 \text{ м}^3/\text{км}^2$) и апреле ($9,2 \text{ м}^3/\text{км}^2$), самое слабое — в январе ($3,1 \text{ м}^3/\text{км}^2$) и феврале ($3,5 \text{ м}^3/\text{км}^2$). Максимумы разрушения приходятся на период самых больших летних осадков и усиленного стока (июль), вторая кульминация связана с весенним таянием в апреле, сопровождающимся также усиленным стоком (табл. 16, рис. 21—22). В самой высокой части гор, расположенной выше верхней границы леса, оба максимума денудации (талого и осадкового типа) соединяются в один весенне-летний максимум.

На основании морфометрического и генетического анализа поверхностных карстовых микроформ (карров), а также химических анализов воды, циркулирующей на склонах Червоных Верхов, автором было констатировано существование вертикальной дифференциации современной химической денудации (табл. 17—19). В каждом высотном ярусе размеры химической денудации зависят от количества стекающей воды и от условий растворения, определяемых типичной для данного яруса совокупностью элементов среды. При в общем высоких суммах эффективных осадков, выступающих на северных склонах Западных Татр, сильнее всего разрушению подвергается подножье гор, расположенное в лесных ярусах, относительно слабее — высокогорная территория, расположенная выше верхней границы леса.

Сравнение химических свойств различного типа поверхностных карстовых вод в Татрах и Альпах показывает (табл. 21—22), что на разных высокогорных территориях Европы, в сходных условиях среды, растворительная способность основания также сходна. Об абсолютных размерах денудации отдельных частей гор и целых горных комплексов, выражающихся в количестве породы, удаленной в результате транспорта в водном растворе, решает количество воды, находящейся в контакте с основанием. Влияние рельефа на процесс растворения основания имеет лишь косвенный характер. Рельеф дифференцирует размеры разрушения путем воздействия на мезо- и микроклиматические условия, определяющие основной параметр процесса — количество и время воздействия воды на основание. В настоящее время наблюдается тенденция к подчеркиванию существующих морфологических контрастов.

Перевел Дanelь Хорович

SUPERFICIAL CHEMICAL DENUDATION IN THE CALCAREOUS-DOLOMITE WESTERN TATRA MTS

Summary

Introduction

Chemical denudation, i.e. the remove of rocks as a result of dissolution and carrying away of mineral matter in aqueous solution, is a morphogenetic process of universal range. Limestones and dolomites show a particularly high susceptibility to dissolution under the effect of water containing carbon dioxide. The aim of the present work was to determine the course and intensity of the present-day superficial chemical denudation in the high-mountain (fig. 2), calcareous-dolomitic part of the Western Tatra Mts in balance formulation, and compare the rate of denudation of this area with corresponding indices obtained from other Karst massifs of the temperate zone in Europe. Moreover, this work aimed at determining the optimum climatic, floristic, geological, and morphological conditions of the remove of calcareous rocks in the Tatra Mts, and showing the seasonal and vertical variability of the intensity of this process.

The author concentrated his field research in the Western Tatra Mts in the area of two valleys dissecting the northern slopes of the Czerwone Wierchy: the Mała Łąka and Miętusia Valley, since it is the only fragment of the Tatra within the boundaries of Poland where in the whole height profile from the foot of mountains lying at a height of about 900 m above sea-level up to the highest summits to an altitude of 2200 m sedimentary rocks series occur (Table 1). In the course of site investigations the author took for chemical analyses samples of water circulating on the surface of all types of slopes and in the bottoms of valleys.

He also carried out observations on the decrease in weight of marked fragments of calcareous rocks. Chemical analyses of Karst surface waters were made during all seasons of the year. Waters of various origin were analysed (rain-waters, snow-melt, and ice-melt waters), as well as waters circulating in different morphological, climatic, and soil conditions. The author determined the concentration (total hardness, carbonate hardness, non-carbonate hardness) in mountain stream channels and in waters circulating in slope and morainic covers of forest altitudinal zones and on the surface of massive rock covered with dwarf pine and Alpine cushions, as well as on bare rock surfaces (Tables 7—8). The balance of chemical denudation was carried out by means of two methods. The first, generally applied, consisted in determining the quantity of water outflowing superficially, from the drainage basin in the course of the year 1968, and in periodical measurements of general mineralization. The functional dependence between the quantity of salts carried away and

the discharge was determined (figs 18—19) and the daily and monthly values of chemical denudation (figs 20, 21, 22) in the Małolącki stream were calculated. Since the upper part of the investigated area is drained subterraneously (underground Karst system of the Lodowe Źródło—Ice Spring) to another drainage basin, the indices of denudation obtained were referred only to the area superficially drained lying in the forest altitudinal zones. To determine the chemical denudation in the particular altitudinal climatic (fig. 5) and floristic zones the second balance method was applied. The whole Mała Łąka valley was divided into areas lying in four altitudinal climatic zones occurring in this part of the Tatra Mts. Their area was calculated, as well as the annual total of effective precipitation, i. e. the quantity of water being in contact with the substratum (precipitation minus evaporation). To each altitudinal zone a mean concentration of salts in surface waters (mg/l) was assigned, which are arithmetical means of loads contained in waters typical of the particular altitudinal zones. Indices of chemical denudation were determined, expressed in tons and cubic metres per surface unit (km²), and the thickness of the annually removed layer of massive rock (mm) was calculated (Tables 17, 18, and 19). The complement of the method of chemical analyses of waters were observations on the decrease in weight of marked calcareous rock of known petrographic composition (99.08% CaCO₃) crushed into small fragments from 100 to about 350 g in weight, marked with oil enamel and dried during 48 hours at on temperature of 105°C. Subsequently, they were weighed with accuracy to ± 0.01 g and distributed on the northern slope of the Czerwone Wierchy in all climatic and floristic altitudinal zones within various elements of the relief (valley floors, ridges). The differences in weight obtained after a repeated drying and weighing (after a 2-year period) are presented in Table 20.

The influence of natural conditions of the environment on the process of dissolution of calcareous rocks

The dissolution of calcareous rocks by waters of atmospheric origin depends in great measure on the temperature. The results of investigations carried out in the Western Tatra Mts showed that inversely proportional relation between dissolution and temperature appears distinctly only in the case of rain- and melt-waters flowing over bare rock surfaces not being covered with vegetation (figs 11 and 12). Karst surface waters in forest altitudinal zones, circulating in debris-loamy covers on slopes and glacial and fluvio-glacial sediments in the bottoms of valleys, have a very complicated relation of total hardness to temperature. An inversely proportional relation occurs only in the winter season. During the periods of active processes of the development of plants (the temperature of cover waters exceeds 5°C) the temperature does not determine the magnitude of dissolution. The exuberant biological life is accompanied by a considerable production of CO₂. In the forest soil the production of CO₂ becomes the factor determining the magnitude of dissolution.

On the Tatra slopes, where climatic and floristic conditions markedly change with the height, there prevail varying conditions of acidity of the environment, having an effect on the magnitude of dissolution of the substratum. Plant associations bring about greatly varying conditions with regard to acidity. Investigations carried out in the Mała Łąka valley on soil reaction (Adamczyk 1962) showed an immense differentiation of pH in the humus layer. The greatest acidity occurs under the spruce forest, dwarf pine, and spruce-fir forest. The comparison of pure rain- and

melt-waters flowing over bare rocks with those trickling from patches of grassland indicate that the latter have an almost twice larger concentration of dissolved salts, although the two kinds of waters occur in the same altitudinal climatic zone and on rocks of identical lithological development. Undoubtedly we observe here the influence of the acidity of the environment on the magnitude of dissolution. The acidification of the environment related with the presence of plant associations reduces the pH, increasing thereby the water potential.

The present investigations showed that owing to the considerable acidity of the environment in the forest altitudinal zone of the Czerwone Wierchy, the physical state of the rock (shattering), and the long lasting action of water, the concentration of dissolved salts greatly exceeds the corresponding values observed in the higher climatic-floristic altitudinal zones.

Denudation balance of the calcareous-dolomitic part of the Western Tatra Mts.

Thanks to the detection of a mathematical dependence between the concentration of salts in the water and the quantity of outflowing water, the author determined for all days of the year 1968 second loads of salts (fig. 20, Table 16) and calculated subsequently the extent of chemical denudation of part of the Mała Łąka valley drained superficially (forest area). The greatest chemical wearing away occurs in July ($13.2 \text{ m}^3/\text{km}^2$) and April ($9.2 \text{ m}^3/\text{km}^2$), and the smallest in January ($3.1 \text{ m}^3/\text{km}^2$) and February ($3.5 \text{ m}^3/\text{km}^2$). The maxima of denudation occur during the period of the greatest summer precipitation and increased outflow (July), the second culmination being related with the spring thaw, which is also accompanied by an increased outflow (Table 16, figs 21 and 22). In the highest part of the mountains lying above the upper timber line the two maxima of denudation (of thaw and precipitation type) join into one spring-summer maximum.

On the basis of a morphometric and genetic analysis of superficial Karst microforms (grooves) and chemical analyses of water circulating on the slopes of the Czerwone Wierchy, the author established an altitudinal differentiation of the present-day chemical denudation (Tables 17, 18, and 19). In each vertical zone the extent of chemical denudation depends on the quantity of falling water and conditions of dissolution, determined by associations of elements of the environment typical of the given vertical zone. With the generally high total of effective precipitation occurring on the northern slope of the Western Tatra Mts the most intensively denuded is the foot of the mountains lying in the forest altitudinal zones and the relatively less strongly denuded is the high-mountain area situated above the upper timber line.

The comparison of chemical properties of various kinds of Karst surface waters in the Tatra Mts and in the Alps (Tables 21 and 22) shows that in various high-mountain areas of Europe, under approximate environmental conditions, the capability of dissolving the substratum is very much the same. The absolute extent of denudation of the particular parts of mountains and of whole mountain groups, expressed by the quantity of removed rock owing to transportation in aqueous solution, is determined by the quantity of water being in contact with the substratum. The relief has an only indirect influence on the process of dissolution of the substratum. The configuration of the surface differentiates the extent of denudation through acting on the meso- and microclimatic conditions determining the basic parameter of the process — the quantity and time of action of water on the substratum. At the present time the tendency appears to emphasize the existing morphological contrasts.

Translated by Maria Wielopolska

PRACE GEOGRAFICZNE IG PAN

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 Grajcarka (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. 1968, s. 116 + 12 ilustr. + 11 fot., z1 33,—
61. Urbaniaś 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. Bączek 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. 1968, s. 105 + 14 ilustr. + 2 wkładki, z1 30,—
67. Szewczyk J., Włóka. 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. Praca zbiorowa. Problemy regionalizacji fizycznogeograficznej. Materiały z sympozjum zorganizowanego przez PTG w dniach 16—24 września 1966. 1968, s. 114 + 4 ilustr. + 1 wkładka, z1 28,—
70. Pulina M., Zjawiska krasowe we wschodniej Syberii. 1968, s. 94 + 34 ilustr. + 4 fot., z1 19,—
71. Szupryczyński J., Niektóre zagadnienia czwartorzędu na obszarze Spitsbergenu. 1968, s. 127 + 15 ilustr. + 35 fot. + 1 wkładka, z1 34,—
72. Kosiński L., Migracje ludności w Polsce w latach 1950—1960. 1968, s. 106 + 41 ilustr., z1 28,—
73. Korolec H., Procesy brzegowe i zmiany linii brzegowej Jeziora Mikołajskiego. 1968, s. 67 + 16 ilustr. + 6 fot. + 1 wkładka, z1 24,—

74. Praca zbiorowa. Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce. 1968, s. 216 + 12 ilustr. + 11 fot., zł 67,—
75. Praca zbiorowa. Procesy i formy wydmowe w Polsce. Zbiór prac pod redakcją R. Galona. 1969, s. 386 + 69 ilustr. + 68 fot., zł 98,—
76. Iwanicka-Lyra E., Delimitacja aglomeracji wielkomiejskich w Polsce. 1969, s. 117 + 12 ilustr., zł 28,—
77. Praca zbiorowa. Z zagadnień ludnościowych krajów gospodarczo słabo rozwiniętych. 1969, s. 146 + 6 ilustr., zł 32,—
78. Korcelli P., Rozwój struktury przestrzennej obszarów metropolitalnych Kalifornii. 1969, s. 124 + 34 ilustr., zł 28,—
79. Koter M., Geneza układu przestrzennego Łodzi przemysłowej. 1969, s. 130 + 13 ilustr. + 2 wkładki, zł 34,—
80. Kaszowski L., Kotarba A., Wpływ katastrofalnych wezbrań na przebieg procesów fluwialnych (na przykładzie potoku Kobylanka na Wyżynie Krakowskiej)
Nowak W.A., Rzeźba podczwartorzędowa i ewolucja układu sieci dolinnej w północnośrodkowej części Wyżyny Małopolskiej. 1970, s. 124 + 71 ilustr. + 1 zał. + 12 fot., zł 30,—
81. Stola W., Próba typologii rolnictwa Poniżnia. 1970, s. 146 + 30 ilustr. + 4 fot., zł 39,—
82. Praca zbiorowa. Studia z geografii średnich miast w Polsce. Problematyka Tarnowa. 1971, s. 274 + 45 ilustr., zł 71,—
83. Wiśniewski E., Struktura i tekstura sandru ostródzkiego oraz teras doliny górnej Drwęcy. 1971, s. 95 + 33 ilustr., zł 24,—
84. Skoczek J., Wpływ podłoża atmosfery na przebieg dobowy bilansu cieplnego powierzchni czynnej. 1970, s. 96 + 49 ilustr. + 10 fot., zł 21,—
85. Jewtuchowicz S., Rozwój rzeźby okolic Łęczycy po zlodowaceniu środkowopolskim. 1970, s. 80 + 26 ilustr. + 5 fot., zł 18,—
86. Olechnowicz-Bobrowska B., Częstość dni z opadem w Polsce. 1970, s. 75 + 26 ilustr., zł 18,—
87. Baza ekonomiczna i struktura funkcjonalna miast
Dziwoński K., Studium rozwoju pojęć, metod i ich zastosowań.
Jerczyński M., Metody pośrednie identyfikacji i pomiaru. 1971, s. 182 + 2 ilustr., zł 44,—
88. Rościszewski M., Kierunki ewolucji rolnictwa w krajach Maghrebu. 1970, s. 127 + 8 ilustr., zł 30,—
89. Adrjanowska E., Przestrzenne powiązania produkcyjne stoczni gdańskich. 1971, s. 105 + 16 ilustr., zł 22,—
90. Różycka W., Metody oceny warunków fizjograficznych dla potrzeb planowania przestrzennego miast. 1971, s. 203 + 16 ilustr., zł 40,—
91. Ciołkosz A., Miszański J., Wykorzystanie zdjęć lotniczych w geografii stosowanej. 1972, s. 86 + 23 ilustr., zł 15,—
92. Czyż T., Zastosowanie metody analizy czynnikowej do badania ekonomicznej struktury regionalnej Polski. 1971, s. 114 + 13 ilustr. + 11 map pod opaską, zł 38,—
93. Kostrubiec B., Analiza zjawisk koncentracji w sieci osadniczej. Problemy metodyczne. 1972, s. 117 + 43 ilustr., zł 24,—
94. Klimek K., Współczesne procesy fluwialne i rzeźba równiny Skeidararsandur (Islandia). 1972, s. 139 + 31 ilustr. + 48 fot., zł 32,—
95. Kraujalis M.W., Udział ciepła ze sztucznych źródeł w bilansie cieplnym na obszarze Polski. 1972, s. 74 + 10 ilustr., zł 12,—

Varia

Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce

Zeszyt 1. Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800. 1961, s. 248, zł 72.

Zeszyt 2. (uzupełniający) Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800. 1963,
s. 124, zł 28,—

Zeszyt 3. Katalog atlasów 1801—1919. 1965, s. 343, zł 76,—

Zeszyt 4. Katalog atlasów 1920—1945. 1968, s. 160, zł 48,—

Cena zł 24.—