

INSTYTUT GEOGRAFII
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

PRZEGLĄD
GEOGRAFICZNY

KWARTALNIK

Tom XL, zeszyt 2

PAŃSTWOWE
WYDAWNICTWO NAUKOWE
WARSZAWA 1968

INSTYTUT GEOGRAFII
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY

ПОЛЬСКИЙ ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОБЗОР
POLISH GEOGRAPHICAL REVIEW
REVUE POLONAISE DE GEOGRAPHIE

KWARTALNIK

Tom XL, zeszyt 2

PAŃSTWOWE
WYDAWNICTWO NAUKOWE
WARSZAWA 1968

KOMITET REDAKCYJNY

Redaktor naczelny Stanisław Leszczycki, *zastępca redaktora naczelnego* Antoni Kukliński, *redaktorzy działów:* Jerzy Kondracki, Jerzy Kostrowicki, *sekretarz redakcji* Barbara Kozłowska

RADA WYDAWNICZA (REDAKCYJNA)

Kazimierz Dziewoński, Rajmund Galon, Łucja Górecka (*sekretarz Rady*), Jerzy Grzeszczak, Maria Kielczewska-Zaleska (*przewodnicząca Rady*), Mieczysław Klimaszewski, Jadwiga Kobendzina, Jerzy Kostrowicki, Stanisław Leszczycki

Adres Redakcji: Instytut Geografii PAN
Warszawa, Krakowskie Przedmieście 30

Zeszyt zredagował zespół w składzie
Zdzisław Czeppe, Irena Dynowska, Tadeusz Gerlach,
Sylwia Gilewska, Mieczysław Hess, Leszek Starkel

PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE, WARSZAWA, UL. MIODOWA 10

Nakład 2070 (1939 + 131)	Oddano do składania 19.II.1968 r.
Ark. wyd. 26,5, ark. druk. 20,5 + 12 wkł.	Podpisano do druku w sierpniu 1968 r.
Papier ilustr. kl. V 70 g	Druk ukończono w sierpniu 1968 r.
Cena zł 40.—	Zam. 596 N-58

Lubelskie Zakłady Graficzne im. PKWN — Lublin, ul. Unicka 4.



Fot. *Bogusław Pomykało*

*Profesorowi
Mieczysławowi Klimaszewskiemu
w 60 rocznicę urodzin
Przyjaciele i Uczniowie*

Mieczysławowi Klimaszewskiemu w 60 rocznicę urodzin

Profesor Mieczysław Klimaszewski urodził się w Stanisławowie w dniu 26 lipca 1908 r. Z okazji Jubileuszu 60-lecia współpracownicy i uczniowie Profesora postanowili wydać niniejszy zeszyt „Przeglądu Geograficznego”, dając w ten sposób dowód uznania dla Jego naukowej pracy. Z ich inicjatywy napisało specjalne artykuły 39 wybitnych geografów z Polski i z zagranicy. Nie wszystkie artykuły mogły pomieścić się w tym tomie, dlatego część prac o Karpatach ukaże się w II tomie czasopisma „*Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*”¹.

Do aktu uznania dorobku naukowego młodego Jubilata oraz Jego zasług dla rozwoju polskiej geografii przyłącza się redakcja „Przeglądu Geograficznego”, której Profesor Klimaszewski był aktywnym członkiem przez wiele lat. Jego prace oraz zasługi są dobrze znane w kraju i za granicą, dlatego w przedmowie do niniejszego tomu mogę ograniczyć się do przypomnienia najważniejszych tylko faktów i prac na polu geografii.

Mieczysław Klimaszewski odznacza się wybitnymi zdolnościami w pracy naukowej, jasnością i precyzją rozumowania, wielką pilnością i wytrwałością w badaniach. Już jako student zwrócił na siebie uwagę prof. L. Sawickiego w Krakowie, który chcąc zmienić dotychczasowy skład asystentów w 1928 r. podjął ryzyko i na zastępcę asystenta zaangażował młodziutkiego studenta z drugiego roku. Krok Sawickiego wywarł decydujący wpływ na życie M. Klimaszewskiego, który

¹ Są to prace:

Lukniś M. *The Intensity of Lowering of High Tatra Ridges since the Retreat of Glaciers*

Baszenina N. V. *Ob osobiennostiach oledenienia Sowietskich Karpat i swiazi lednikowych form s blokowej tektonikoj*

Cereteli D. W. *Sootnoszenije plejstocenowych oledenienii Kawkaza, Karpat i Sudet*

Mihăilescu V. *Sur la nécessité d'adopter dans l'étude géomorphologique des Carpates les mêmes grandes divisions et dénominations*

Morariu T., Donișă I. *Les terrasses fluviales en Roumanie*

Cotet P. *La zone de transition des chaînes occidentale et orientale des Carpates Roumaines et ses caractères géomorphologiques*

Baumgart-Kotarba M. *Analiza monoklinalnego grzbietu górskiego w Beskidzie Śląskim*

Dzwałyński St., Kryowska-Iwaszkiewicz M., Oszast J., Starkel L. *O plioceńskich i staroczwartorzędowych żwirach w Kotlinie Sandomierskiej*

Ziętara T. *Fazy erozji, transportu i akumulacji wód powodziowych w Beskidach Zachodnich*

Gerlach T., Koszarski L. *Współczesna rola morfogenetyczna wiatru na przedpolu Beskidu Niskiego*

Kłapa M. *Procesy i formy ablacji pokrywy śnieżnej w Tatrach Wysokich.*

od 40 lat stale zajmuje się badaniami geograficznymi, poświęcając im swoje najlepsze siły i czas. Decyzję L. Sawickiego podtrzymał prof. J. Smoleński, pod którego kierunkiem M. Klimaszewski ukończył studia magisterskie w 1931 r. oraz uzyskał stopień naukowy doktora filozofii w 1933 r. Pierwsza praca M. Klimaszewskiego pt. „Z zagadnień dotyczących zlodowacenia ziem polskich” ukazała się w 1931 r., a więc przed 37 laty; natomiast praca doktorska nosi tytuł „Morfologia i dyluwium doliny Dunajca od Pienin po ujście”.

Pracę naukową rozpoczął więc M. Klimaszewski pod kierunkiem Jerzego Smoleńskiego, toteż w pierwszych jego pracach można odnaleźć ślady wpływu poglądów profesora. M. Klimaszewski cenil również wysoko autorytet naukowy J. Nowaka, który wprowadził go w zagadnienia geologii i W. Szafera, z którym nawiązał współpracę w zakresie badań nad czwartorzędem. Można więc powiedzieć, że Jubilat jest uczniem wymienionej trójki uczonych. Łatwo też stwierdzić, że badania geograficzne M. Klimaszewskiego od samego początku były silnie wyspecjalizowane, że dotyczyły głównie geomorfologii i to obszarów górskich, a w szczególności Karpat Zachodnich. M. Klimaszewski zajmował się geomorfologią plejstocenu, jakkolwiek sięgał też do podłoża trzeciorzędowego, a od czasu do czasu zajmował się utworami holocen-skimi, a nawet współczesnymi, obserwując np. młode efemeryczne formy po wielkiej powodzi w dolinie Dunajca (1934 r.).

Pod koniec okresu międzywojennego M. Klimaszewski rozszerzył swoje zainteresowania na inne tereny, powiązał zlodowacenia północne z karpacczymi, a badaniami swoimi objął Alpy Austriackie, góry skandynawskie, północną Finlandię i Spitsbergen. Jako bliski współtowarzysz od 1927 r. miałem możność bezpośredniego obserwowania pracy M. Klimaszewskiego. Był on niezwykle pracowity, dobrze pamiętam długie noce spędzane w Instytucie Geograficznym UJ nad książką lub mapą. Pracował z reguły sam i samodzielnie, niewiele więc dyskutował ze mną nad swoimi problemami. Sam też dochodził do swoich wniosków, nie kierował się cudzymi poglądami, nie uznawał autorytetów w nauce, dlatego zaczął publikować swoje poglądy w sposób śmiały, krytykując poglądy dawniejsze, w czym był bezkompromisowy i czasem narażał się na niezadowolenie starszych pracowników naukowych. Do 1939 r. M. Klimaszewski opublikował 20 rozpraw i artykułów. Wszystkie dotyczyły geomorfologii. Na specjalizację zdecydował się od razu i pod tym względem był wyjątkiem, w okresie bowiem międzywojennym ideałem był geograf uniwersalny, pracujący w wielu dziedzinach geografii.

M. Klimaszewski był geografem terenowym, lubił pracować w terenie, marzył o ekspedycjach do niezbadanych krajów. Wiele satysfakcji dostarczyły mu wycieczki w Alpy (1936 r.) i na Półwysep Skandynawski (1938 r.), ale najwięcej dała mu wyprawa na Spitsbergen (1938 r.). Z wszystkich tych wypraw M. Klimaszewski opublikował wyniki swoich obserwacji.

Do wojny jako asystent pracował, uczył się i publikował. Kiedyś przyznał mi się, że marzy o tym, aby przejść Grenlandię z południa na północ. Wojna przerwała pracę naukową, zatarła marzenia, trzeba było zarabiać na utrzymanie. W czasie okupacji pracował w Wydziale Ludnościowym i Opieki Społecznej, brał udział w tajnym nauczaniu i kontaktował się z organizacjami podziemnymi.

Minęły lata ponurej okupacji i w 1945 r. M. Klimaszewski podjął na nowo pracę naukową habilitując się u prof. E. Romera na podstawie rozprawy „Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym”. W 1946 r. został mianowany profesorem nadzwyczajnym i w ciągu trzech lat prowadził katedrę geografii fizycznej na Uniwersytecie Wrocławskim. W 1949 r. wrócił do Krakowa i objął kierownictwo Instytutu Geograficznego UJ oraz katedrę geografii fizycznej. W 1953 r. doszło do tego kierownictwo Zakładu Geomorfologii i Hydrografii Gór i Wyżyn Instytutu Geografii PAN.

M. Klimaszewski stworzył silny ośrodek geograficzny w Krakowie, otoczył się zdolnymi współpracownikami, pracował naukowo bardzo wiele, swoim przykładem porywał innych i w ten sposób stworzył krakowską szkołę geomorfologii. Już jako profesor musiał udzielać się na polu organizacyjnym, był więc przewodniczącym Sekcji Geograficznej na I Kongresie Nauki w 1951 r., został prodziekanem na Uniwersytecie Jagiellońskim. W 1960 r. został powołany na członka PAN, w rok potem na członka Niemieckiej Akademii Przyrodników „Leopoldina” w Halle. Zorganizował Komisję Geograficzną przy Krakowskim Oddziale PAN i został jej przewodniczącym. W latach 1963—1965 był prorektorem UJ do spraw nauki. W 1962 r. ponownie wybrano go prorektorem, a od 1964 r. rektorem Uniwersytetu Jagiellońskiego. W 1965 r. został wybrany posłem do Sejmu PRL z Krakowa, następnie członkiem i zastępcą przewodniczącego Rady Państwa. W ostatnich latach M. Klimaszewski otrzymał wiele wyróżnień i odznaczeń. Wymienić tu można członkostwo honorowe geograficznych towarzystw w Amsterdamie, Leningradzie, Brukseli i Helsinkach; medale Humboldta i Sappera za pracę naukową, doktorat honorowy Uniwersytetu w Jenie i w Kijowie oraz wiele innych.

Dziś Jubilat jest na pozór innym człowiekiem niż przed 30 laty. Rektor Klimaszewski jest rozrywany na wszystkie strony, popularny w całym społeczeństwie, bierze czynny udział w życiu politycznym Kraju. Profesor Klimaszewski jest geografem znanym w Polsce i za granicą, wybitnym znawcą różnych zagadnień geomorfologicznych i hydrograficznych. Z jego podręcznika „Geomorfologia ogólna” uczą się studenci na wielu uniwersytetach w Polsce. Mimo tych zmian M. Klimaszewski pozostał wewnętrznie taki sam, jakiego znałem przed 40 i 30 laty. Stwierdziłem to m. in. w czasie wspólnej podróży do Chin (1959) i Mongolii (1966), gdzie teren i problemy geograficzne interesowały go w tym samym stopniu, jak w okresie młodości. Tak samo pracuje jak dawniej, tyle że rozszerzył krąg zainteresowań i umie wykorzystać swe doświadczenia, potrafi przekazywać uczniom swoją wiedzę.

Po wojnie porwała go idea sporządzenia w terenie szczegółowej mapy geomorfologicznej, opartej na zasadach morfogenetyczno-chronologicznych. Początki były niełatwe, a dyskusje przydługie. Praca zaczęła się w 1951 r., a dziś około $\frac{1}{5}$ obszaru Polski ma już szczegółową mapę geomorfologiczną. Metodę Klimaszewskiego stosuje się nie tylko w Polsce, lecz i w wielu innych krajach. Metoda ta zyskała szerokie uznanie, a sam jej twórca jest przewodniczącym Podkomisji Kartowania Geomorfologicznego Międzynarodowej Unii Geograficznej. Co roku nowi geografowie świata są wciągani do współpracy, a metoda Klimaszewskiego przenika do nowych krajów. Obecnie Jubilat nie prowadzi wszystkich zajęć sam, ma do pomocy wielu zdolnych współpracowników i pod jego

kierunkiem pracuje Geomorfologiczna Komisja Karpacko-Balkańska, w skład której wchodzi przedstawiciele instytutów geograficznych należących do Akademii i wyższych uczelni: ZSRR, Rumunii, Bułgarii, Węgier, Czechosłowacji i Jugosławii. Badania geomorfologiczne zostały przez M. Klimaszewskiego znacznie rozszerzone, tak pod względem merytorycznym, jak i przestrzennym. Obejmują obecnie nie tylko dyluwium, lecz rzeźbę całego trzeciorzędu i czwartorzędu, łącznie z współczesnymi procesami, które dają się we znaki gospodarce krajowej. Zakres prac obejmuje nie tylko Karpaty polskie, lecz cały Kraj, a nawet całą Europę Środkowo-Wschodnią.

Zainteresowania zostały rozszerzone również na hydrografię, którą M. Klimaszewski pojmuje jako badanie krążenia wody w środowisku geograficznym. Podobnie jak w geomorfologii, podstawową metodą terenową jest szczegółowe kartowanie geomorfologiczne, tak dla badań hydrogeograficznych podstawę ma stanowić podobnie opracowana mapa hydrograficzna. Już na I Kongresie Nauki Polski M. Klimaszewski omawiał potrzebę takiej mapy, później brał czynny udział w opracowaniu jej koncepcji. Prace podjęły wszystkie ośrodki uniwersyteckie, dokonując zdjęcia $\frac{1}{8}$ części obszaru Polski. Obecnie prace nad tą mapą ma przejąć służba państwowa. Uczniowie M. Klimaszewskiego na podstawie sporządzonych map przygotowują monografie matych dorzeczy, opracowują też różne specjalne zagadnienia. Mapa hydrograficzna należy więc do trwałego dorobku naukowego, jej popularność stale wzrasta w kraju i za granicą. U Jubilatą jednak zajmuje hydrografia zawsze drugie miejsce po geomorfologii. Obecnie zaczyna go pasjonować kompleksowa geografia fizyczna.

Z postępem badań coraz silniej odczuwa się potrzebę uogólnień i syntez. W geografii wiąże się to zazwyczaj z większymi obszarami. Potrzebna jest synteza rzeźby i wód całej Polski. M. Klimaszewski ma zamiar oprzeć ją na przeglądowych mapach: geomorfologicznej i hydrograficznej. Rozpoczęło się opracowywanie tych map w skali 1 : 300 000. Prace trwają i stwarzają dobrą podstawę do napisania syntez, bardzo potrzebnych geografii polskiej i gospodarce narodowej. Z całą pewnością można tu liczyć na Jubilatą.

Na zakończenie niech mi wolno będzie podkreślić, że dorobek naukowy M. Klimaszewskiego dalej rośnie i to w tempie bardzo szybkim. Jubilat wiele swego czasu poświęca pracy naukowej. Mimo że przysporzył nauce polskiej wiele prac geograficznych na różnych polach, geomorfologia pozostaje najbliższą jego zainteresowaniom i na pewno z jej zakresu otrzymamy jeszcze wiele cennych pozycji.

Redakcja składa Jubilatowi najlepsze życzenia dalszych sukcesów.

Prof. dr Stanisław Leszczycki
Naczelny Redaktor „Przeglądu Geograficznego”

WALERY GOETEL
Kraków

Ochrona przyrody i jej zasobów nową nauką

Conservation of nature and its resources a new branch of science

Zarys treści. Na podstawie analizy historii rozwoju ochrony przyrody w Polsce i w skali światowej autor uzasadnia tezę, że współczesna ochrona przyrody i jej zasobów oraz zabezpieczenia ich użytkowania wymagają ujęcia w ramy osobnej gałęzi nauki, dla której proponuje nazwę *sozologia*. Nauka ta obejmować winna problemy ochrony zasobów wód, powietrza, gleby, surowców mineralnych, świata roślin i zwierząt, ochrony krajobrazu i zdrowia ludzkiego.

Początek ruchowi ochrony przyrody dali naukowcy. Sytuacja ich była w Polsce o tyle lepsza niż w niektórych krajach, że opierali się na długiej tradycji. Wszak już za Jagiellonów pojawiły się pierwsze edykty królewskie biorące w ochronę lasy i osobliwe zwierzęta, a nawet w dobie rozbiórów Polski Stanisław Staszic w swym na owe czasy znakomitym dziele *Ziemiorodztwo Karpatów* poruszył sprawę ochrony przyrody.

Terenem, na którym idea ochrony przyrody przybrała charakter realizacyjny, stały się Tatry. Z głośnych protestów przeciwko pustoszeniu krajobrazu oraz świata zwierząt i roślin w tym jedynym gnieździe wysokogórskim pomiędzy Alpami a Kaukazem zrodziła się praca przyrodników Ludwika Zejsznera, Maksymiliana Nowickiego i Eugeniusza Janoty, którzy doprowadzili do uchwalenia przez Sejm Galicyjski we Lwowie ustawy o ochronie kozicy i świstaka już w roku 1868, a więc w czasie, kiedy w Europie o takich postanowieniach było głucho.

Silny rozwój ochrony przyrody na ziemiach polskich przed wybuchem I wojny światowej, który w czasie dwudziestolecia Polski Niepodległej rozwinął się w sposób nadający naszemu krajowi przodujące stanowisko w świecie, odbywał się również przy decydującym wpływie pracowników nauki. Wystarczy wspomnieć Państwową Radę Ochrony Przyrody w okresie międzywojennym, w której skład, pod twórczym kierownictwem botanika prof. Władysława Szafera, wchodziła tacy czołowi polscy naukowcy, jak B. Hryniewiecki, S. Kulczyński, J. Paczoski i A. Wodziczko (botanika), S. Pawłowski, E. Romer, J. Smoleński (geografia), S. Sokołowski (leśnictwo), M. Siedlecki (zoologia), M. Limanowski i R. Zuber (geologia), S. Małkowski (petrografia), S. Kreutz (mineralogia), J. G. Pawlikowski (ekonomia) i inni, ażeby zdać sobie sprawę, na jak wysokim poziomie i na jak wszechstronnej podstawie naukowej rozwijała się ochrona przyrody w latach międzywojennych.

Przy takim samym wybitnym udziale pracowników naukowych

pracuje Państwowa Rada Ochrony Przyrody po II wojnie światowej, a świetny rozwój Zakładu Ochrony Przyrody Akademii Nauk w tym czasie pod kierownictwem prof. W. Szafera utrzymywał nadal wysoki poziom naukowego całego ruchu ochrony przyrody.

Czasy po II wojnie światowej przyniosły jednak głębokie zmiany w życiu ludzkości, które zmusiły naukę do znacznego rozszerzenia ram, w obrębie których rozwijała się i pracowała ochrona przyrody. Stało się to głównie z tej przyczyny, że pustoszenie zasobów przyrody zaczęło grozić zniszczeniem podstaw właściwej gospodarki surowcowej. Zagadnienia te zaczęły budzić coraz to wzrastające zainteresowanie pracowników naukowych z początkiem obecnego stulecia, gdy wzrost ilości ludzi na kuli ziemskiej i ich potrzeb życiowych, wzrost uprzemysłowienia oraz urbanizacji sprowadziły silne zwiększenie użytkowania surowców, przy czym w zakresie niektórych z nich poczęły się ukazywać pierwsze objawy wyczerpywania zasobów.

Do czasu jednak I wojny światowej nacisk wymienionych wyżej zjawisk nie był tak silny, aby wywołać potrzebę poświęcenia tym problemom większego wysiłku naukowego. Zainteresowanie nauki wzrosło poważnie dopiero w czasie między obu wojnami światowymi i przejawiało się zwłaszcza w zakresie nauk ekonomicznych. Jednym z powodów nowego ujęcia sprawy stała się dążność do podniesienia stopy życiowej ludności przez rozszerzenie zaopatrywania najszerszych warstw społeczeństwa w surowce i ich derywaty.

Dopiero jednak okres po II wojnie światowej przyniósł wielki rozwój zainteresowania się problemami surowcowymi w różnych i coraz to liczniejszych dziedzinach nauki.

Podstawowy impuls do tego rozwoju przyniósł gwałtowny wzrost zaludnienia kuli ziemskiej. O wielkości tego zjawiska, zwanego coraz powszechniej „eksplozją ludnościową”, świadczą cyfry, podawane w licznych publikacjach naukowych i nie ma powodu tu ich przytaczać.

Równocześnie z tym żywiołowym światowym procesem, który ciąga za sobą nieuchronny wzrost zapotrzebowania wszelkiego rodzaju surowców, postępuje dynamiczny rozwój techniki, przemysłu i urbanizacji. Tylko taki postępek zdolny też jest podołać olbrzymiemu wzrostowi potrzeb lawinowo rosnącej ilości ludności przy równoległym wzroście jej stopy życiowej. Osiągnięcia techniki, przemysłu i rolnictwa współczesnej doby stają się możliwe tylko dzięki rozwojowi nauk przyrodniczych, technicznych i ekonomicznych, które stanowią niezbędne podstawy rozwoju przemysłu, rolnictwa i urbanizacji. Należy jednak przy tym uwzględnić fakt, że zaspokajanie potrzeb ludzi odbywa się ciągle jeszcze nadzwyczaj nierównomiernie, gdyż większość ludności całej kuli ziemskiej jest dotychczas zaopatrywana w surowce i ich derywaty w sposób wysoce niewystarczający (według danych światowej organizacji FAO, znaczna część ludności kuli ziemskiej vegetuje na krawędzi nędzy i głodu).

Gwałtowny wzrost ilości uzyskiwanych na kuli ziemskiej wszelkiego rodzaju surowców i to zarówno pochodzenia nieorganicznego, jak i organicznego, nie idzie jednak w parze z odpowiednią troską o zabezpieczenie trwałości użytkowania surowców. Toteż wylania się widmo zupełnego wyczerpania zasobów poszczególnych surowców na niektórych obszarach kuli ziemskiej. Ten stan rzeczy pogarsza okoliczność, że gospodarka surowcowa na ogół za mało liczy się z faktem istnienia ograni-

czonej ilości surowców i że jest częstokroć marnotrawstwem, a gwałtowne tempo produkcji i niewłaściwe traktowanie ekonomiki zagadnień produkcyjnych wywołuje szereg ujemnych objawów współczesnego życia.

Ażeby należycie ocenić znaczenie tego problemu należy pamiętać, że odnawialne są tylko zasoby przyrody ożywionej. Zasoby świata roślinnego i zwierzęcego mogą się powiększać przy celowym działaniu człowieka. W niektórych też wypadkach tak się dzieje, zwłaszcza przy umiejętnym współdziałaniu człowieka. W licznych jednak, niestety, wypadkach ten sam człowiek niszczy zasoby przyrody ożywionej przez rabunkową gospodarkę rolną, leśną i łowiecką.

Zasoby przyrody nieożywionej są natomiast nieodnawialne. Wprawdzie istnieją stale na kuli ziemskiej warunki powstawania surowców mineralnych, ale czas ich wytwarzania się, czyli czas geologiczny, jest tak długi, obliczany na miliony lat — że w praktyce odnawianie się zasobów surowców mineralnych nie wchodzi dla człowieka w rachubę. Raz wyeksploatowane złoża surowców mineralnych przepadają więc dla użytku ludzkości z wyjątkiem żwirów, eksploatowanych w łóżyskach rzek, które zwłaszcza przy wylewach uzupełniają złoża żwirowe w swych korytach. I w tym zakresie jednak do wytworzenia wielkich złóż żwirów mających znaczenie przemysłowe potrzeba tysięcy lat.

W związku z podstawowym znaczeniem surowców mineralnych dla gospodarki ludzkiej, a zwłaszcza dla rozwoju rolnictwa, budownictwa, techniki i przemysłu, geologowie wszystkich krajów zajmują się problemami wielkości istnienia na kuli ziemskiej zasobów surowców mineralnych. Wielkość tych zasobów, ustalana systematycznie na podstawie szczegółowych badań geologicznych na całej kuli ziemskiej, pozwala na ustalenie wytycznych dla eksploatacji. Tak więc należy liczyć się z tym, że zasobów surowców bitumicznych, a więc węgla, ropy i gazu ziemnego, starczy na okres najwyżej 150 lat, a więc do roku 2100. Złoża innych surowców mineralnych, (żelaza, metali nieżelaznych, surowców chemicznych, skalnych itd.) wykazują różne wielkości zasobów, przy czym przeważają ilości silnie ograniczone.

Argument optymistyczny, którym czasem szermuje się przy rozważaniu powyższego doniosłego problemu, że badania geologiczne odkrywają nieustannie nowe, czasem bardzo poważne, złoża surowców mineralnych, nie jest do utrzymania. Odkrywaniu bowiem nowych złóż surowców mineralnych towarzyszy ciągle, i to niezmiernie gwałtowny, wzrost zapotrzebowania i eksploatacji surowców mineralnych, tak że ludzkość musi się liczyć z tym, iż w czasie niezbyt długim następować będzie wyczerpywanie się poszczególnych surowców mineralnych. Istnieje zaś wielkie bogactwo środków zaradczych, które umożliwi zahamowanie nadmiernego tempa użytkowania surowców mineralnych i wydatne przedłużenie okresu ich użytkowania. Wśród tych środków należy wymienić przede wszystkim postęp techniczny w szerokim tego słowa znaczeniu, mający na celu nie tylko racjonalne ilościowe, ale i jakościowe wydobywanie surowców mineralnych, selektywną eksploatację, ulepszenie technologii i przeróbki, to wszystko przy właściwym uwzględnieniu szeroko pojętej ekonomiki.

Zagadnieniem, które ze szczególną dobitnością wyłoniło się przed ludzkością w ostatnich dziesiątkach lat, jest problem wody. Jest rzeczą znamienną, że wody słodkiej zaczyna brakować w dzisiejszej dobie nie tylko na obszarach suchych i półsuchych, gdzie jest to wy-

wołane warunkami klimatycznymi, lecz i w obszarach klimatu umiarkowanego, a nawet wilgotnego. Przyczyną jest gwałtowny wzrost zapotrzebowania na wodę przez dynamicznie rozwijający się przemysł i urbanizację. Sytuację pogarsza fakt, iż stan fizyczny i chemiczny istniejących na powierzchni ziemi toków i zbiorników wodnych pogarsza się szybko przez silnie powiększające się zanieczyszczenie wód.

Rozrost industrializacji i urbanizacji doprowadził również w ostatnich latach do zanieczyszczenia powietrza. Pyły i dymy unoszące się w powietrzu z kominów fabryk i miast oraz spaliny wyziewane przez samochody doprowadzają na coraz to większych obszarach kuli ziemskiej do tak wielkiego pogorszenia stanu powietrza, że przyjmuje to rozmiary katastrofalne. I w tym zakresie istnieją dobrze opracowane metody zwalczania zanieczyszczeń powietrza oraz skonstruowana została aparatura do oczyszczania wyziewów kominowych. W tym wypadku również, jak w wypadku wody, przemysł broni się przed zainstalowaniem oraz utrzymaniem w ruchu urządzeń oczyszczających, tłumacząc się kosztami. Trzeba też będzie niemałego jeszcze wysiłku, ażeby uzyskać przełamanie istniejących trudności. Przy rozważaniu realizowania środków zaradczych trzeba wskazać, że z dymami i pyłami unoszącymi się w powietrze z kominów zakładów przemysłowych uchodzą i marnują się bardzo cenne składniki, których odzyskanie umożliwi wydatne zmniejszenie kosztów instalacji i utrzymanie w ruchu filtrów oczyszczających.

Problemem, mającym doniosłe znaczenie dla rolnictwa, jest erozja gleby. Przy prymitywnym poziomie rolnictwa lub ekstensywnej eksploatacji rolnej, jakie istnieją w wielu krajach, erozja gleby rozszerza się na coraz to większe połacie globu ziemskiego i staje się zjawiskiem o rozmiarach katastrofalnych. Istniejące i w tym zakresie różnorakie środki zaradcze dają jednak wyniki tylko przy właściwym stosowaniu tych środków oraz należyтым ujęciu strony przyrodniczej, technicznej i ekonomicznej całości zagadnienia

Dla zwalczania szkód określonych w dotychczasowych wywodach doniosłe znaczenie ma wprowadzenie w Polsce ustaw i rozporządzeń o zwalczaniu zanieczyszczenia wody, powietrza oraz o ochronie gruntów użytecznych dla rolnictwa.

Dla życia człowieka bardzo ważną rolę odgrywa gospodarka leśna. Przeciwno racjonalności tej gospodarki popełnia się w szeregu krajów ciężkie błędy. A więc prowadzi się wyręby większe, aniżeli roczny przyrost drewna, wprowadza się monokultury tam, gdzie jest to sprzeczne ze środowiskiem przyrodniczym, nie zalesia się огоłoconych z lasu przestrzeni i wprowadza się tam wypas itd. Przy gwałtownym ogólnoswiatowym wzroście zapotrzebowania doprowadziło to wszystko do braku drewna, dającego się w niektórych krajach odczuwać szczególnie dotkliwie. Do rozszerzenia popytu przyczyniają się też postępy technologii, dzięki którym powiększa się użytkowanie drewna na cele chemiczne. Drogi do zmniejszenia zużycia oraz racjonalniejszego wyzyskiwania prowadzą przede wszystkim przez wprowadzanie ścisłych oszczędności w użytkowaniu drewna, którego marnotrawstwo jest nągminnie uprawiane. Zwłaszcza w budownictwie, górnictwie, kolejnictwie otwierają się w tym zakresie rozległe możliwości. Również technologia i przeróbka chemiczna stwarzają poważne możliwości oszczędności

w użytkowaniu drewna, podniesieniu jego użyteczności i coraz bardziej racjonalnego wykorzystywania.

Tak w gospodarce leśnej, jak i rolnej szczególnej uwagi wymaga zagadnienie chemizacji środowiska przyrodniczego, wywołanej przez nadmierne używanie środków chemicznych owadobójczych. Środki te niszczą wprawdzie szkodliwe owady (przy czym należy zwrócić uwagę na fakt, że wiele ich gatunków zdołało się uodpornić na działanie tych środków), ale przy nadmiernym ich używaniu wyrządzają wielkie szkody w świecie istot żywych, zwłaszcza wśród zwierząt pożytecznych, żyjących w lasach, na polach i wodach. Tu wchodzi w grę, jako środek zaradczy, używanie środków owadobójczych w sposób właściwy i kontrolowany, przy udziale czynników fachowych, przy czym konieczne jest stosowanie wyników odnośnych badań naukowych z różnych dziedzin.

Rozrost techniki i przemysłu powoduje w coraz to liczniejszych krajach daleko sięgające spustoszenia rozległych obszarów. Zjawisko to wywołało potrzebę rekultywacji obszarów przemysłowych. W ostatnich dziesiątkach lat prowadzone w tym zakresie prace naukowe i doświadczenia pozwoliły na ustalenie metod i sposobów rekultywacji, właściwej dla danego ośrodka przyrodniczego. Wynikiem jej jest przywrócenie szaty roślinnej zniszczonemu terenowi, a co za tym idzie, wszelkich rodzajów życia, a także umożliwienie użytkowania gospodarczego dawnej postaci. Zagadnienie to ma też doniosły aspekt społeczny, gdyż rekultywowany krajobraz przyczynia się do poprawy samopoczucia i zdrowia ludzi, zamieszkujących obszary przemysłowe i w nich pracujących. Przy problemach rekultywacji zwraca się też uwagę na możliwości przerobienia nieużytków, jak np. hałdy, na cele techniczne i przemysłowe.

Jako bardzo poważny aspekt przy rozwiązaniu wszystkich zagadnień właściwego użytkowania surowców wyłania się zagadnienie ludzkiego zdrowia. Industrializacja, technizacja i urbanizacja współczesna, odrywając człowieka od środowiska przyrodniczego i stwarzając dla ludzkiego życia sztuczne warunki, wywołują równocześnie rozmaite choroby, nazywane „chorobami cywilizacyjnymi”. Choroby te zmniejszają wydajność pracy ludzkiej, a w wielu wypadkach są śmiertelne. System zdrowotny człowieka stłoczonego w olbrzymich ośrodkach przemysłowych i miastach-gigantach, wiecznie zagonionego i pochłanianego przez zabójcze tempo życia w pośpiechu i hałasie, poczyna nie znosić tych elementów współczesnego bytu. Sytuację tę pogarsza fakt nadużywania przez człowieka cywilizowanego różnych środków uspokajających i nasennych oraz różnorodnych lekarstw, co w sumie powoduje nader szkodliwe następstwa dla zdrowia.

Całość rozpatrywanych zagadnień urosła do rozmiarów problemu o pierwszorzędym znaczeniu dla ludzkości. Toteż w ostatnich dziesiątkach lat pojawiają się na całym świecie liczne publikacje na ten temat.

Należy podkreślić, że nauka polska zajmuje w tym ruchu jedno z czołowych miejsc. Dowodem jest tu zwłaszcza ukazanie się szeregu prac o charakterze ściśle naukowym, lub też popularyzacyjnonaukowym, które rozpatrują już to poszczególne zagadnienia, już też całość (por. załączony wykaz literatury). Dla naszej nauki bardzo pomyślnym wydarzeniem stało się opublikowanie przez Polską Akademię Nauk obszernego dwutomowego podręcznika ochrony przyrody i jej zasobów, zbioro-

wego dzieła najlepszych znawców pod redakcją W. Szafera. Podręcznik ten, również według ogólnej opinii za granicą, jest najlepszą publikacją obejmującą całość problemu. W literaturze naszej pojawiło się też wiele wydawnictw uzasadniających konieczność objęcia całości problemu w osobnej gałęzi nauki. Wnioski te uzasadniają autorzy (A. Wodziczko, W. Szafer, W. Michajłow, W. Goetel) ogromnym wzrostem znaczenia zagadnienia i koniecznością naukowego ujęcia problemu, który wkracza swą tematyką na tereny innych nauk: biologii, chemii, rolnictwa, leśnictwa, geologii, górnictwa, techniki, ekonomii, socjologii, medycyny, prawa itd.

Nauka ta ma wyraźnie określony przedmiot badania oraz metodykę, co łącznie z również dokładnym określeniem wzajemnych powiązań z innymi naukami i wyraźną kierunkowością oraz celem uzasadnia całkowicie ujęcie całego wachlarza zagadnień w osobną naukę.

Zagadnienia, którymi musi się zająć nauka o ochronie przyrody i jej zasobów, są tak rozległe, że można się spotkać z zarzutem, że niepodobieństwem jest objąć to wszystko w jednej gałęzi nauki. Ale tu nasuwa się analogia z geografią, której zakres jest tak obszerny i to w powiązaniu z różnymi dziedzinami nauk przyrodniczych i humanistycznych. Nauka o ochronie przyrody i jej zasobów w przedstawionym w tych wywodach zarysie musi być nauką kompleksową i stosowaną. Pierwsza cecha wynika z obfitości zagadnień, którymi się musi zajmować, druga z faktu, że winna ona na gruntownej podstawie naukowej opracować i podawać środki zaradcze, zmierzające do ograniczenia niebezpiecznego procesu zbytznego odrywania się człowieka od środowiska przyrodniczego.

Dla nauki tej jest nader wskazane ustalenie jej nazwy, jak to się stało przy wyodrębnianiu innych nauk ostatnio utworzonych, jak np. ekologia, fenologia, etologia, demografia, prakseologia, itd. Nazwy dla naszego kierunku wiedzy są proponowane przez różnych autorów, ale przyjęcie tych nazw nie udaje się albo z powodu niedostatecznego ujęcia w ich nazwosłowie głównego problemu, o który chodzi, albo też ujmowania określenia w kilku wyrazach. Proponuję więc w prozumieniu z językoznawcami i przyrodnikami krótką nazwę: sozologia, od greckiego słowa: *sodzo-sozo* (chronię, ratuję).

Jakakolwiek jednak nazwa przyjęłaby się dla określenia nowoczesnego kierunku, który obrała współcześnie ochrona przyrody i jej zasobów, nie ulega wątpliwości, że ujęcie omówionej w tych wywodach wielkiej, a dla życia człowieka i gospodarki niezmiernie ważnej, problematyki niezbędne jest w ramach osobnej gałęzi nauki.

Dla możliwości rozwijania tego rodzaju wszechstronnej i kompleksowej nauki niezbędne jest wykształcenie odpowiednich fachowców. Dla pchnięcia tej sprawy na realne tory będzie miało wybitne znaczenie utworzenie specjalnego studium ochrony przyrody. Projekt takiego studium międzyuczelnianego przy Uniwersytecie Jagiellońskim opracowany został przez prof. (W. Szafera, doc. J. Dyakowską, doc. S. Myczkowskiego oraz autora tych wywodów i jedynomyślnie przyjęty przez Kolegium Rektorów szkół wyższych krakowskich z inicjatywy obecnego rektora UJ prof. M. Klimaszewskiego. Za tę inicjatywę, jedną z licznych inicjatyw naukowych i społecznych M. Klimaszewskiego, są głęboko zobowiązani liczni pracownicy i zwolennicy ruchu ochrony przyrody i jej zasobów.

NAJWAŻNIEJSZA LITERATURA

- (1) J. G. Pawlikowski. *Kultura a natura*. „Lamus”. Lwów 1913.
- (2) A. Wodziezko. *Na straży przyrody*. Państwowa Rada Ochrony Przyrody. Kraków 1948.
- (3) K. Bohdanowicz. *Surowce mineralne świata*. Warszawa 1949.
- (4) W. Michajłow. *Uwagi na temat nauki o ochronie przyrody i jej podstaw teoretycznych i założeń metodologicznych*. „Kosmos”. Warszawa 1958.
- (5) A. Leńkowa. *Oskalpowana Ziemia*. Zakład Ochrony Przyrody PAN. Kraków 1961.
- (6) W. Szafer. *Nowa nauka — ochrona przyrody i jej zasobów*. Liga Ochrony Przyrody. Warszawa.
- (7) *Ochrona przyrody i jej zasobów. Problemy i metody*. Podręcznik zbiorowy pod redakcją W. Szafera. PAN. Warszawa 1965.
- (8) W. Goetel. *Sozologia — nauka o ochronie przyrody i jej zasobów*. „Kosmos”. Warszawa 1966.

ВАЛЕРЫ ГЕТЕЛЬ

ОХРАНА ПРИРОДЫ И ЕЕ РЕСУРСОВ — ЭТО НОВАЯ НАУКА

На основании анализа истории развития охраны природы в Польше и в мировом масштабе, автор старается доказать, что вопрос современной охраны природы и ее ресурсов, а также обеспечение их использования требуют, чтобы поместить их в рамках отдельной научной дисциплины, для которой предлагается название созологии. Эта наука должна охватывать проблемы охраны ресурсов: воды, воздуха, почвы, минерального сырья, растительного и животного мира, охраны ландшафта и человеческого здоровья.

Пер. Б. Миховского

WALERY GOETEL

CONSERVATION OF NATURE AND ITS RESOURCES — A NEW BRANCH OF SCIENCE

The world over scientists have been the pioneers of the trend towards nature's conservation. In Poland, while it still was partitioned, it was as early as in 1868 that three scientists: L. Zejszner, M. Nowicki and E. Janota induced the autonomous Polish parliamentary group in Austrian Poland to pass a law protecting the wild mountain goats (chamois) and marmots in the Tatra Massif; this was at a time when similar rulings were quite uncommon elsewhere in the world. After this, credit is due to Polish scientists of a variety of branches (geography, geology, botany, zoology, medicine, economics) that the tendency towards nature's conservation gathered much force.

In many countries, including Poland, the abrupt increase in population — especially after the Second World War — as well as industrialization and urbanization led to a variety of detrimental phenomena which in turn distorted the balance between man's life and his environment. These phenomena made preventive measures necessary which are in operation in the form of today's action

for the conservation of nature and its resources, in order to ensure continuity of use of these resources. These tendencies involve problems connected with the abruptly increasing contamination of water and air, destruction of the soil, wasting of mineral raw materials, annihilation of plant and animal life, devastation of the landscape or, briefly, the spread of what is called civilization ailments. All these problems can only be dealt with by suitable prepared scientific measures. Indispensable in this is the cooperation, in the first place, of naturalists and engineers of all branches as well as of medical men, sociologists and economists. Any research of this type must necessarily be comprehensive and applicable. For the science dealing with these problems the author suggests the term *sozology* (from the Greek word *sozo* meaning conservation, salvation). An extensive handbook (more than 1000 pages in two volumes) has been published on this topic by an expert group of Polish scientists with Professor W. Szafer as chief editor. Following the initiative taken by Professor M. Klimaszewski and the joint resolution of the presidents of the Kraków universities, this handbook is to be used in one-year postgraduate courses to be held at these universities and dealing with the conservation of nature and its resources.

Translated by *Karol Jurasz*

AUGUST ZIERHOFFER
Poznań

Nieznane studium Eugeniusza Romera na temat geografii i jej nauczania

*An unknown paper by Eugeniusz Romer on geography and how to
teach it*

Zarys treści. Komunikat o niepublikowanej pracy E. Romera pochodzącej z lat 1910—1914, a dotyczącej rozwoju geografii oraz poglądów kilkunastu autorów z przełomu XIX i XX wieku na pojęcie, zadania, podział i stanowisko geografii w systemie nauk; na tym tle formułuje Romer własny pogląd na geografie oraz na jej nauczanie.

Gdy w r. 1964 napisałem, że „z trudem znaleźć można kilka prac, w których E. Romer krótko, szkicowo, najczęściej tylko marginesowo rzuca pewne myśli na temat swego pojmowania geografii”¹ miałem słusność o tyle, że bibliografia opublikowanych pozycji Romera istotnie takich prac zawiera zaledwie kilka. Natomiast nie było wtedy wiadome, że zachował się nie ogłoszony maszynopis obszernego studium Romera, które dotyczy rozwoju, pojęcia, podziału i nauczania geografii. Studium to zostało opracowane w latach 1910—1914, na zamówienie Stanisława Michalskiego, dla *Poradnika dla samouków* i miało wejść do XX tomu tego wydawnictwa, tomu, który miał być zatytułowany *Geologia*. Romer dostarczył redakcji maszynopis w formie niezupełnie wykończony w r. 1921. Druk tomu z bliżej nieznanymi przyczynami uległ zwłoce, tak że w r. 1939, w chwili wybuchu II wojny, maszynopis znajdował się w ręku prof. St. Małkowskiego, redaktora tomu geologicznego *Poradnika*. Romer był zapewne przekonany, że maszynopis podzielił los wielu materiałów naukowych w Warszawie, tzn. uległ zniszczeniu w czasie walk warszawskich, nigdy bowiem o sprawie tego opracowania nawet nie wspominał. Dopiero na wiosnę 1966 dawna uczennica Romera, dr Regina Danysz-Fleszarowa, zasygnalizowała, że wśród materiałów naukowych St. Małkowskiego, zdeponowanych po jego śmierci w Muzeum Ziemi, znajduje się obszerny maszynopis nieznanej pracy Romera².

Maszynopis obejmuje 234 strony nieznormalizowane, około 12 1/2 arkuszy wydawniczych. Składają się nań dwa opracowania, ideowo z sobą związane, lecz stanowiące odrębne całości. Pierwsze opracowanie

¹ A. Zierhoffer. *Pogląd Eugeniusza Romera na geografie*. Eugeniusz Romer. Wybór Prac T. IV. Warszawa 1964, s. 11. PWN.

² Wiadomość o tym otrzymałem od dr Jadwigi Włodek-Sanojcowej, a dzięki uprzejmości prof. dra R. Łaszkiewicza i zabiegom zmarłego niedawno prof. W. Romera dysponuję fotokopią maszynopisu.

(173 strony maszynowe) ma charakter historyczno-metodologiczny; na jego treść składa się przegląd kierunków geografii w rozwoju historycznym, omówienie współczesnych Romerowi poglądów na cele, zadania i granice geografii, ich krytyka oraz sformułowanie własnego poglądu autora na tę dyscyplinę. Drugie opracowanie zawiera na 60 stronach wskazówki metodyczne dotyczące nauczania geografii na stopniu podstawowym i średnim, a przeznaczone dla nauczycieli tego przedmiotu.

Pierwsze opracowanie składa się z trzech rozdziałów zatytułowanych: I. Przegląd kierunków geografii w historycznym rozwoju nauk, II. Cele, zadania i granice geografii w świetle literatury, III. Geografia współczesna. W rozdziale pierwszym, historycznym podkreśla autor istnienie od najwcześniejszych dziejów nauki starożytnej dwu kierunków w geografii: matematyczno-przyrodniczego i historyczno-humanistycznego. Pierwszy kierunek reprezentują m. in. Anaxymander, Arystoteles, Eratostenes, Ptolemeusz. Przedstawicielami kierunku humanistycznego są znani przede wszystkim jako historycy, Herodot, Polybios, Strabo. Autorytet umysłów reprezentujących kierunek matematyczno-przyrodniczy, zaważył na rozwoju geografii aż do ostatnich niemal czasów. Wszak jeszcze w przeddzień jej współczesnego rozwoju geografia uchodziła za naukę przyrodniczą. Po okresie Średniowiecza, w którym nić tradycji naukowej wciąż się rwała, Renesans przyniósł nie tylko przypomnienie Ptolemeusza, ale powstanie szeregu dzieł, wznawiających koncepcje matematyczno-przyrodnicze geografii uczonych starożytnych. Koncepcje te uległy niestety zniekształceniu wskutek chęci dogodzenia gustom ówczesnych kręgów czytelniczych i poczytność dzieł geograficznych zwiększono przez umieszczanie w nich informacji, ciekawostek i dykteryjek, niekiedy nic z geografiami nie mających wspólnego. Wiele tzw. „Kosmografii”, które ukazały się w XVI i XVII, a nawet XVIII w., było obciążonych owym encyklopedycznym zbiorem wiadomości. Pojawiają się jednak co pewien czas próby oczyszczenia geografii z tych naleciałości i przywrócenia jej pierwotnego charakteru matematyczno-przyrodniczego. Do takich prób zalicza Romer m. in. dzieło Jana Ś n i a d e c k i e g o *Jeografia czyli opisanie matematyczne i fizyczne ziemi*, Wilno 1803, który z pojętej przez siebie geografii nie tylko wyklucza człowieka, ale odmawia nawet tzw. „geografii politycznej” jakiegokolwiek miejsca w nauk rzędzie. Dalsze zmiany w tym pojmowaniu geografii nastąpiły w miarę rozwoju różnych gałęzi nauk przyrodniczych, na skutek czego wystąpiło wyraźne rozbieżenie na geografię matematyczną i geografię fizyczną, która w ciągu XIX w. może wykazać się szeregiem wybitnych dzieł, jak Studera, Lapparenta i in.

Pośród uczonych starożytnych, którzy reprezentowali humanistyczny kierunek geografii, szczególną uwagę poświęca autor Strabonowi, którego uważa w pewnym sensie za wielkiego pioniera nowoczesnego pojmowania geografii.

Dla uzasadnienia tego twierdzenia przytacza autor liczne problemy geografii fizycznej interesujące umysł Strabona. Najważniejsze jednak było w dziełach Strabona szukanie związków między przyrodą ziemi a właściwościami narodów i ich historii, dzięki czemu Strabon, a w mniejszym stopniu inni historycy starożytni, stanął na gruncie metody pracy geograficznej. Zdaniem autora, wpływ starożytnych historyków-geografów na rozwój geografii był mały, w przeciwieństwie do kierunku

matematyczno-przyrodniczego. Fakt, że historycy starożytni posługiwali się materiałem geograficznym dla swych dociekań historycznych, że więc charakterystyka środowiska stanowiła dla nich tylko środek pomocniczy, był w przyszłości źródłem pojęcia, że geografia jest pomocniczą nauką historii, że tylko w tej racji istnieje jedyne jej uzasadnienie.

Na tle dziejów tych dwu kierunków w geografii kreśli Romer rozwój polskiej geografii do XVIII w., zapoczątkowanej świetnie przez Długosza, z którego następcy czerpali pełną garścią, ale żaden mu w przybliżeniu nie dorównał.

Wśród zamętu pojęć odnośnie do geografii występuje w początkach XIX w. dwu uczonych, którym przypisuje się współczesny rozwój tej nauki: Aleksander Humboldt i Karol Ritter. Romer cytuje określenie Humboldta zadań geografii: „Najwyższym celem geografii fizycznej jest poznanie jedności panującej w różnorodności, poszukiwanie w zjawiskach telurycznych wspólności znamion i wewnętrznego związku. Jeśli się wspomina o szczegółach, dzieje się to tylko dlatego, aby pogodzić prawa organicznego rozczłonkowania z prawami geograficznego rozmieszczenia”. Na podstawie tego i dalszych sformułowań twierdzi Romer, że „nikt przed Humboldtem, a bodaj i nikt po nim nie określił równie zwięźle, jasno i ściśle istoty geografii”. Po szczegółowym omówieniu olbrzymiego dorobku tego tytana nauki, stwierdza Romer paradoksalne zjawisko, że wpływ Humboldta na dalszy rozwój geografii był minimalny, nieporównanie mniejszy od wpływu Karola Rittera, którego zasługi nie dadzą się mierzyć z zasługami Humboldta. Przyczynę tego zjawiska, na pozór niezrozumiałego, widzi Romer w zakorzenionym ówczesnie pojęciu o związaniu geografii z historią. Humboldt zerwał z tradycją tego związku, Ritter pozostał jej wierny i dlatego lepiej umiał przemówić do współczesnych. Również rozprawieniu się z teleologicznym punktem widzenia Rittera poświęca Romer obszerny ustęp.

Następuje omówienie geografii w Polsce w okresie Humboldta i Rittera. Źródła rozwoju nauk tkwią wówczas w działalności Komisji Edukacyjnej. Wśród wielu nazwisk autorów działających na przełomie XVIII i XIX w. Romer wysuwa na czoło: Jana Śniadeckiego (kierunek matematyczno-fizyczny), Stanisława Staszica (kierunek fizjograficzny) oraz Hugona Kołłątaja, który reprezentował kierunek ritterowski. Autor wskazuje, w jak wielu kierunkach i na jak wielu polach uczeni polscy wyprzedzali naukową myśl światową.

Osobne miejsce zajmuje w nauce polskiej i światowej, bo do niej całkowicie przynależy, Joachim Lelewel, którego, jak Rittera i Kołłątaja, pchnęła ku geografii problematyka historyczna. Nauka niemiecka, która go zwalczała ze względów czysto szowinistycznych, prawem paradoksu przesiąkała całkowicie lelewelowskimi poglądami geograficzno-historycznymi.

Inną wielką postacią geografii polskiej XIX w. jest Wincenty Pol, drugi w Europie uniwersytecki profesor geografii. Romer stawia tezę, że Pol miał poważne przygotowanie do naukowego stanowiska w geografii przez pracę w przyrodzie. Natomiast nie udało się Polowi — wedle Romera — próba stworzenia szkoły geograficznej, gdyż przerwyciwszy się w swych poglądach na zadania i metodę badań geograficznych z kierunku humboldtowskiego na kierunek ritteriański, popadł w właściwy temu kierunkowi zamęt myśli. Romer nie wini za to Pola, skoro cała ówczesna

Europa ulegała ritterianizmowi, natomiast wysoko ocenia syntezy regionalne tego badacza, które w historii geografii polskiej utrwaliły nazwisko Pola.

Po okresie marazmu ritteriańskiego odrodzenie geografii przynoszą lata 70-te XIX w. Zwłaszcza powstanie licznych katedr geografii w Niemczech i obsadzenie ich uczonymi o różnych kierunkach wykształcenia i nastawienia, spowodowało wyłonienie się na nowo pytania: czy geografia jest nauką przyrodniczą czy humanistyczną? Romer charakteryzuje obszernie tendencje geografii fizycznej reprezentowane w środowisku francuskim (Noë-de Margerie), wiedeńskim (Albrecht Penck), niemieckim (F. Richthofen), podkreśla jednak, że nowa, ożywcza myśl w geografii fizycznej napłynęła z Ameryki (Gilbert, Chamberlin, przede wszystkim jednak W. M. Davis).

Po tym przeglądzie autor charakteryzuje poglądy na geografie współczesnych mu kilkunastu badaczy. Współczesnych, tzn. publikujących w okresie około 1880—1910 r. Poglądy te podzielił Romer na 5 grup. „W dwu pierwszych zestawiono poglądy, dla których we współczesnej geografii nie ma już miejsca. W pierwszej grupie reprezentuje Gerland, Markham i Partsch poglądy zbyt ciasne i jednostronne, czerpiący z Rittera Supan i Czerny pojmują geografie zbyt wielostronnie i za szeroko, a Close, wyciągając z takich poglądów ściśle konsekwencje, zaprzecza geografii prawa istnienia w rzędzie nauk. W drugiej grupie zestawiono poglądy Richthofena, Rehmana i Nałkowskiego, którzy słabiej lub silniej utożsamiają geografie z geologią. W trzeciej grupie zestawiono epigonów klasycznego Strabona; w tej grupie obok utylitarnych encyklopedystów zestawiono współczesnych uczonych tej miary, co Keltie, La Blache, a zwłaszcza Brunhes. W czwartej grupie umieszczono reprezentantów chorograficznego kierunku: Hettnera, Bansego, de Martonne'a i Chisholma. Piątą grupę poglądów stanowi sam W. M. Davis, reprezentant amerykańskich fizjografów — morfologów.” Romer charakteryzuje obszernie stanowisko wymienionych geografów; z analizy tej widoczne jest, że najbliższy mu jest kierunek chorograficzny a przede wszystkim szkoła amerykańska. Swój pogląd na geografie rozwija Romer wyraźnie pod wpływem tych dwu kierunków. Jako „centralną część geografii” wysuwa badanie przestrzeni wiodące do charakterystyki jej przedmiotowego wypełnienia. Geomorfologia, nauka o krajobrazie i jego powstaniu i rozwoju jest drugą dziedziną centralnej części geografii. Zgodnie ze szkołą amerykańską Romer rozumie pod geomorfologią — fizjografią, traktującą kompleksowo cały splot zjawisk, wypełniających przestrzeń.

Romer przewiduje możliwość badania poszczególnych składników środowiska, stąd takie działy geografii, jak klimatologia, potamologia i in. Nieodzownym warunkiem badania geograficznego jest zmysł geograficzny; im silniej jest rozwinięty, tym trafniej pozwala ujmować wzajemne związki zachodzące między zjawiskami wypełniającymi przestrzeń i tym większy zjawisk pozwala ujmować w korelacje.

Oto w największym skrócie tok myśli części pierwszej studium Romera na temat geografii, w skrócie tak dużym, że ani w przybliżeniu nie oddającym bogactwa myśli, ocen i koncepcji zawartych w opracowaniu.

Drugie opracowanie zawiera wskazówki dotyczące nauczania geografii na stopniu pierwszym i drugim. Opracowanie to zawiera szereg zupełnie

dziś jeszcze świeżych i aktualnych wskazań i postulatów. Stopień pierwszy dzieli Romer na kurs przedwstępny i kurs niższy, stopień drugi — to kurs wyższy. Kurs przedwstępny (do ok. 10-go roku życia) — odbywa się bez użycia mapy, nauczanie ma być okolicznościowe. Systematyczne nauczanie występuje dopiero na kursach niższym i wyższym.³

АВГУСТ ЦИРГОФФЕР

НЕПУБЛИКОВАННАЯ СТАТЬЯ ЭУГЕНИУША РОМЭРА НА ТЕМУ
ГЕОГРАФИИ И ЕЕ ОБУЧЕНИЯ

Сообщение о неопубликованной работе Э. Ромэра с 1910—1914 гг. по вопросу развития географии и взглядов более десятка авторов с рубежа XIX и XX столетий на понятие, задачи, подразделение и позицию географии в системе наук; на этом фоне Ромэр формулирует свой собственный взгляд на географию и ее обучение.

Пер. Б. Миховского

AUGUST ZIERHOFFER

AN UNKNOWN PAPER BY EUGENIUSZ ROMER ON GEOGRAPHY
AND HOW TO TEACH IT

The author announces the finding of a typescript of an extensive paper prepared by E. Romer on evolution, methodology, and teaching of geography. This document, compiled in 1910—1914, was intended to be published in „Poradnik dla samouków” („Adviser for autodidacts”). The volume of „Poradnik” which was to bring Romer’s paper was not published by the time war broke out in 1939. And because during the war enormous quantities of scientific documents were destroyed in Warsaw, Romer must have been convinced that the same fate had met his paper which, after, all this time, was discovered in the spring of 1966.

The author presents a brief characteristic of this paper and describes the main topics put forward by E. Romer.

Translated by *Karol Jurasz*

³ 23.II.1967 podpisany przedstawił referat na temat części historyczno-metodologicznej maszynopisu, na posiedzeniu naukowym Wyd. IV i V Wrocławskiego Tow. Naukowego. Część dydaktyczna jest ogłaszana częściami w czasopiśmie „Geografia w Szkole”, w opracowaniu A. Chałubińskiej.

JEAN TRICART
Strasbourg

Problèmes de coordination internationale de la cartographie géomorphologique

Le rôle de la Sous-Commission des Cartes Géomorphologiques de l'UGI

Zagadnienia międzynarodowej koordynacji kartowania geomorfologicznego (Rola Podkomisji Kartowania Geomorfologicznego MUG)

La réalisation des cartes géomorphologiques détaillées à partir d'un levé direct sur le terrain constitue un progrès primordial pour la géomorphologie. Un tel travail oblige à des observations minutieuses et systématiques qui, seules, permettent de prendre véritablement conscience des faits. Lui seul fournit un ensemble de données correctement établies et aptes à servir de base à des études quantitatives sur la répartition des divers types de formes, l'importance relative des processus, l'évolution des formes du relief. Il n'est pas exagéré de dire que l'élaboration des méthodes de cartographie géomorphologique détaillée constitue un tournant dans l'histoire de la géomorphologie.

Dans cette évolution, le Prof. M. Klimaszewski a joué un rôle éminent, déterminant même, et il nous est agréable, dans ce volume jubilaire, de le rappeler. En effet, dès le lendemain de la dernière guerre, dans une vaillante Pologne que d'aucuns s'étaient acharnés à vouloir rayer de la carte de l'Europe, il a élaboré une conception de la carte géomorphologique détaillée qu'il a fait ensuite adopter par les plus hautes instances scientifiques de son pays, par l'Académie des Sciences. Moins de 10 ans après la fin de la guerre, en février 1954, nous avions le très grand plaisir de l'accueillir à Strasbourg, où il nous faisait un exposé sur ses méthodes et nous montrait des échantillons de ses premières réalisations. Une série de séminaires nous permettait de profiter de son expérience afin de la mettre à profit pour la mise en train des travaux de cartographie géomorphologique du Delta du Sénégal, qui nous avaient été confiés.

Sous l'impulsion des Prof. M. Klimaszewski et R. Galon, la Pologne est l'un des pays du Monde dont la cartographie géomorphologique à grande échelle est la plus avancée et qui a joué un rôle des plus importants dans la mise au point de ces méthodes nouvelles. C'est pourquoi, tout naturellement, lorsque le Congrès de Stockholm de l'UGI a décidé de charger la Commission de Géomorphologie Appliquée de s'occuper du développement de la cartographie géomorphologique, c'est le Prof. Klimaszewski qui a été élu président de la Sous-Commission des Cartes Géomorphologiques. Grâce à lui, cette Sous-Commission a été

particulièrement active et les échanges de vue qui ont eu lieu lors de ses réunions ont été à l'origine de progrès rapides et décisifs dans ce domaine.

Nous retracerons rapidement l'historique des travaux de la Sous-Commission puis nous ferons le point des problèmes actuels.

Les travaux de la Sous-Commission

Lorsque la Sous-Commission a commencé ses travaux, la situation était fort confuse. On décorait du nom de „carte géomorphologique” des documents de conception fort différente et de valeur scientifique des plus inégale. On pouvait distinguer trois orientations principales:

1. Les croquis didactiques, schémas exposant les conceptions théoriques de l'auteur et ne résultant d'aucun levé direct sur le terrain. De telles cartes étaient l'illustration d'un travail, non le résultat d'une recherche propre, précédant le travail de synthèse, conformément à la bonne méthode scientifique. L'un des documents de ce type les plus élaborés est la carte géomorphologique du Bassin de Paris publiée sous la direction d'A. Cholley. Il s'agit d'une synthèse graphique des conceptions relatives à la morphogénèse du Bassin de Paris à laquelle étaient arrivés les divers disciplines du Maître, principalement lors de la préparation de leurs thèses de doctorat. Les recherches avaient été réalisées d'abord, sans cartographie, puis la carte avait été dressée après coup, sans travail de terrain spécial, pour exposer les conceptions auxquelles on était arrivé. C'est pourquoi nous parlons de croquis didactiques. Certes, de tels travaux présentent un intérêt incontestable. Ils sont un moyen d'exposition fort utile. Mais, sur le plan scientifique, ils ne constituent pas une innovation méthodologique et permettent seulement, comme toute autre forme d'exposé, une clarification des idées de celui qui les exécute et la levée de certaines contradictions internes dans ses pensées.

2. Les cartes descriptives, comme certaines cartes physiographiques et les cartes essentiellement morphométriques, auxquelles Belges et Britanniques ont consacré beaucoup d'efforts.

Les cartes physiographiques ont leur origine principalement aux Etats Unis et ressemblent, par certains côtés, aux croquis didactiques. Elles sont, en effet, le plus souvent, des documents d'illustration couronnant la recherche au lieu d'en être la base. Lorsque leur élaboration résulte directement de levés, elles révèlent des recherches insuffisamment approfondies. On y rencontre, par exemple, des rubriques comme „plaine sableuse”, „moraines récentes”, „collines de relief mûr” etc. De telles unités ne sont pas assez clairement définies d'un point de vue géomorphologique car une telle légende ne fournit aucune donnée sur leur genèse et sur leur évolution. La préparation de telles cartes ne peut se justifier que sous l'emprise d'urgences particulières dans des régions peu connues, au stade de la reconnaissance rapide.

Les cartes morphométriques figurent, elles, parfois avec beaucoup de détail, l'aspect des formes de relief et sont assorties de données numériques. Le type le plus primitif est constitué par des cartes morphographiques, décrivant les formes sans les mesurer, comme le sont, par exemple, certaines cartes établies par des élèves de F. Ruellan. Beaucoup plus détaillées et plus précises sont celles de Savigear, de

Fourneau et de Gullentops. De telles cartes représentent la forme des versants, leurs ruptures de pentes, la valeur de leur inclinaison. De tels documents, fort longs à établir, présentent un incontestable intérêt scientifique. Ils ouvrent des possibilités de traitement statistique des formes du relief. Mais ils ne sauraient suffir, même dans cette optique, car le rôle d'une analyse statistique est d'établir des corrélations entre faits de nature différente. Or, justement, ces cartes morphométriques figurent en détail une seule catégorie de données. La nature des formations superficielles, les processus présents et passés ayant sculpté les pentes, la lithologie, les étapes de l'incision des talwegs sont laissés de côté ou trop peu étudiés. La seule utilisation de ces cartes se limite à des analyses de fréquence, sans possibilités de corrélation avec des données d'autre nature.

3. Les cartes géomorphologiques, *sensu stricto*, répondant à certains critères qui ont été justement définis par la Sous-Commission.

La première tâche de la Sous-Commission a été, ainsi, de préciser un concept, celui de carte géomorphologique détaillée. C'est en 1962, au cours de deux réunions successives, en Pologne (Cracovie, Torun et Varsovie), au mois de mai, puis en France à Strasbourg, en décembre, que cette tâche préliminaire a été réalisée. La comparaison de nombreuses cartes portant sur des régions variées du Monde, la confrontation des points de vue de collègues ayant une expérience effective de ces problèmes a abouti à l'élaboration de textes ayant obtenu l'accord général. Certes, il ne s'agit que de conclusions scientifiques et rien n'oblige les chercheurs à se conformer aux recommandations faites. C'est pourquoi certains géomorphologues n'en tiennent pas compte. Mais, pour tout chercheur soucieux d'efficacité et d'un minimum d'ordre, ces conclusions sont utiles. Elles clarifient le problème. C'est pourquoi nous les reproduisons en annexe. Rappelons en seulement les grandes lignes:

1. La carte géomorphologique a pour objet de figurer les formes du relief et de donner les éléments nécessaires à leur compréhension.

2. Elle résulte d'un levé direct sur le terrain. Son établissement est donc le point de départ d'une recherche, non son aboutissement.

3. Les formes doivent être représentées sur un fond topographique et comporter des indications morphométriques, mais sans que celles-ci soient l'objet essentiel de la carte.

4. Une forme de terrain se définit par son aspect, par la nature des processus qui l'ont engendrée et par son âge. Ces divers éléments font l'objet de la carte.

5. La lithologie, nature des roches en région de dissection, des dépôts détritiques en région d'accumulation; fait partie des éléments d'explication des formes.

Plusieurs points ont fait l'objet de discussions serrées:

a. *La place de la morphométrie.* Dans certains pays couverts, où l'observation est très difficile, comme la Belgique, les géomorphologues hésitent devant l'identification des formes. Ils sont désarmés, par exemple lorsque des loess recouvrent tout le substratum ou, au contraire, lorsqu'aucune formation superficielle n'apparaît comme sur certains versants schisteux de l'Ardenne. C'est ce qui les a incité à donner à leurs cartes une tournure essentiellement morphométrique. La mesure des formes est l'opération la plus objective que l'on puisse réaliser. Une attitude analogue a été adoptée par certains Britanniques sous l'emprise de conceptions de la géomorphologie faisant une trop faible place

à l'étude des processus, à l'analyse des formations superficielles, aux soucis de datation des formes. Mais une amélioration des méthodes de recherches est susceptible de faire évoluer de telles conceptions qui reflètent surtout, en fait, une certaine timidité. C'est ce qu'ont montré, par exemple en Belgique, les travaux de F. G u l l e n t o p s et de G. S e r e t.

b. *La conception de la chronologie.* Sur les premières cartes du Sud de la Pologne, les versants des vallées avaient été découpés en tranches altimétriques correspondant aux étapes de l'enfoncement des talwegs. On distinguait ainsi les niveaux d'entailles successives. Une telle conception est assez proche de celles de certains davisien, comme H. B a u l i g. On connaît les critiques dont elle a fait l'objet. Celles-ci ont été renouvelées lors des séances de la Sous-Commission. Les discussions ont montré qu'une telle notion était fort théorique et qu'il valait mieux la remplacer par une notion plus concrète et plus objective: l'âge réel des formes de versant. En effet, si l'entaille des vallées au Quaternaire ancien, par exemple, engendre une certaine tranche de versant, cette tranche de versant ne reste pas figée et continue d'évoluer. Elle peut, entre autre, être façonnée par les loupes de solifluxion actuelles ou l'avoir été par la gélifluxion rissienne ou wurmienne. L'âge de l'entaille donnant naissance au versant est une donnée paléogéographique, intéressante certes, mais moins immédiatement utile que le modelé même du versant, qui est généralement l'oeuvre de processus plus récents.

c. *La place à accorder à la lithologie.* Les premières cartes polonaises avaient été rédigées dans la hantise de ne pas paraître trop ressemblantes avec les cartes géologiques, ce qui avait eu pour effet de faire disparaître presque complètement les indications lithologiques. Certes, en Pologne, l'influence de la lithologie sur le relief est modeste, voire même excessivement discrète et peu variée dans l'ensemble. Mais c'est là une conception qui a heurté les géomorphologues français et qui ne saurait être admise au plan général. Il est bien des régions du Globe où l'influence de la lithologie, tyrannique, est la donnée fondamentale de la morphogénèse. Les discussions ont été particulièrement serrées sur ce point et n'ont pas manqué, parfois de pittoresque, comme lorsque nos cartes ont été qualifiées par le Prof. M. Klimaszewski de „cartes géologiques avec des ornements géomorphologiques"! Mais de telles confrontations de points de vue, toujours restées amicales, ont été fécondes. Chacun en a tenu compte pour mieux faire la part des choses, les Polonais pour faire apparaître davantage l'influence lithologique, nous pour mieux souligner certaines formes et mieux associer la représentation de la lithologie à celle des données proprement géomorphologiques.

La réunion suivante de la Commission a coïncidé avec le Congrès de Londres. Elle a été malheureusement gênée par des difficultés d'organisation, appelée à devenir de plus en plus sérieuses avec le gigantisme de telles rencontres. En effet, les diverses sections avaient dû être dispersées dans des bâtiments séparés quoique relativement voisins. Mais, surtout, l'établissement du programme des séances avait été particulièrement délicat. Malheureusement, ce qui avait trait aux cartes géomorphologiques avait été réparti entre les séances de la Commission de Géomorphologie Appliquée et celles de la Section de Cartographie (Cartes thématiques), et de plus, les principales réunions se sont tenues simultanément dans des locaux éloignés. Il n'a donc pas été possible d'avoir des séances de travail efficaces, les principaux intéressés n'ayant

pu être tous réunis ensemble. Il fut donc nécessaire de se contenter d'échanges de vues auxquels participèrent certains chercheurs qui n'avaient pas pris part jusqu'alors aux travaux de la Sous-Commission. Ce fut l'occasion d'un retour en arrière car il fallut reprendre des problèmes déjà résolus, comme la différence entre cartes morphométriques et cartes géomorphologiques. Cependant, une carte géomorphologique du Monde, présentée par l'Académicien J. Guerassimov a permis de poser les problèmes des cartes à petite échelle.

Après le Congrès de Londres (1964), la Sous-Commission a bénéficié d'une invitation de l'Académie des Sciences de Tchécoslovaquie et a poursuivi ses travaux en avril-mai 1965 à Brno et à Bratislava. Des séries de communications ont permis de confronter les cartes établies dans des pays variés et à des échelles diverses. L'accent a été mis surtout sur les échelles moyennes (1 100 000 au 1 500 000), qui avaient été un peu laissées de côté lors des réunions précédentes. L'UNESCO avait manifesté son intérêt particulier pour nos travaux en déléguant le Dr. Fränze qui y prit une part très active. Bien que le temps ait été plus limité pour les discussions générales, il fut décidé de créer des groupes de travail ayant pour objet l'unification des légendes, l'établissement d'un lexique géomorphologique et les cartes de dynamique actuelle. La décision de principe d'établir une carte géomorphologique internationale de l'Europe a également été prise.

La dernière réunion de la Sous-Commission a eu lieu en juin 1966 en Belgique, sous les auspices des Universités de Liège et de Louvain et des Académies de ce pays. Son objet était surtout une confrontation des travaux de la Commission de Géomorphologie Appliquée et de ceux de l'active Commission des Versants. Une place réduite fut faite aux problèmes spécifiques de cartographie, mais des échantillons intéressants de cartes géomorphologiques belges furent montrés sur le terrain, principalement sous l'angle de la représentation des versants. La dernière réunion de la Commission de Géomorphologie Appliquée a eu lieu en Roumanie en mai — juin 1967.

La Sous-Commission a donc été très active. Un travail considérable a été réalisé. Grâce à lui, bien des problèmes ont été clarifiés et des progrès importants ont été rendus possibles. Il est donc bon de faire le point.

Perspectives d'avenir

Un point très important est acquis. Il existe, maintenant, une *conception* de la carte géomorphologique, qui résulte des travaux de la Sous-Commission. Les exigences que doit satisfaire une carte géomorphologique digne de ce nom sont codifiées. On sait quelle est la nature des renseignements que l'on doit y rencontrer et quel crédit on peut lui accorder.

Cela est très important car bien d'autres que les géomorphologues sont appelés à utiliser de telles cartes. Il faut qu'ils puissent le faire dans des conditions de sécurité comparables à celles qu'offrent les cartes géologiques, pédologiques ou géobotaniques. La carte géomorphologique, au même titre, que ces autres cartes, fait partie de la documentation scientifique de base qu'il est urgent d'établir dans chaque pays. L'UNESCO en est parfaitement conscient et son aide a seule rendu

possibles les travaux de la Sous-Commission. Malheureusement, si le terme de „carte géomorphologique” commence à apparaître dans les descriptions d'études des organismes internationaux, il est fort mal employé et couvre trop souvent des travaux médiocres, dépourvus d'intérêt et qui n'ont pas grand'chose à voir avec les nôtres. Nous avons vu décorer du nom de „carte géomorphologique” de hâtives interprétations de photographies aériennes se contentant de figurer les lignes de crêtes, les talwegs, des „régions montagneuses” et des „formations quaternaires” sans plus... Il ne s'agit même pas d'une caricature et de semblables documents sont propres à discréditer la géomorphologie. Il faut donc accentuer notre effort de diffusion et faire mieux connaître ce que nous faisons. Il est indispensable de convaincre les spécialistes des disciplines connexes et, par leur intermédiaire, inculquer aux organismes internationaux des conceptions plus saines, qui, malheureusement, se heurtent aux intérêts financiers des bureaux d'études et autres officines...

Une autre conséquence heureuse de la définition des cartes géomorphologiques est la distinction entre carte géomorphologique détaillée et carte géomorphologique spéciale. La carte géomorphologique détaillée est un document scientifique qui n'est pas destiné à répondre aux exigences d'une application particulière. Il est d'intérêt scientifique général, comme une carte géologique. Cette dernière figure l'emplacement de divers gisements, mais n'est pas suffisante pour les exploiter. Nos cartes géomorphologiques donnent une description d'ensemble du relief. Elle fait apparaître, suivant les cas, les versants soumis à des processus de glissement ou au ravinement. Par là, elle peut servir à l'établissement d'un programme de lutte contre l'érosion ou à l'implantation de voies de communications, d'agglomérations etc. Mais, généralement, elle n'est pas suffisamment détaillée pour les besoins de la pratique. Celle-ci pose des problèmes particuliers qui, certes, ne peuvent être correctement traités que replacés dans le cadre plus général de la région, ce à quoi sert la carte détaillée, mais, sur ces points particuliers, elle exige des données plus précises et de nature pragmatique. Figurer le ravinement est primordial pour un programme de conservation, mais il faut indiquer son intensité. On doit alors recourir à une analyse plus détaillée que celle de la carte générale et donner, par exemple, la profondeur des ravins. Il faut aussi proposer des solutions, traitement par banquettes par exemple, correction de torrents etc. Toutes les solutions techniques ont leurs limitations, qui doivent être indiquées sur de telles cartes. Par exemple, il est essentiel d'attirer l'attention sur les versants où l'édification de banquettes aurait pour effet de faire apparaître des risques de mouvements de masses. Ce n'est pas l'objet de la carte géomorphologique détaillée. Il est nécessaire, pour satisfaire les exigences de la pratique, de dresser des cartes spéciales dont le contenu est pragmatique et variable. Elles sont moins complètes que les cartes détaillées car elles ne retiennent que certaines catégories de faits, mais figurent ceux-ci dans une optique particulière, avec plus de précision et en vue d'une action précise. Leur conception doit faciliter leur utilisation par des techniciens non géomorphologues. Les cartes de dynamique actuelle en sont une catégorie destinée à servir pour la conservation des sols et des eaux. Un groupe de travail avait été chargé, en Tchécoslovaquie, de définir les exigences particulières que doivent satisfaire de telles cartes. Faute de moyens, il ne s'est malheureusement

pas réuni et n'a pas encore rempli sa tâche. Il serait urgent qu'il le fasse.

Parmi les autres cartes spéciales, figurent les cartes de valeur des sites, désignées par les Polonais, qui en sont les initiateurs, sous le nom un peu étrange de „Bonitationskarten”, et les cartes hydrogéomorphologiques. Les cartes de valeur des sites font apparaître l'aptitude des diverses unités géomorphologiques aux installations humaines: voies de communications, villes, usines etc. Elles sont un instrument fort utile pour l'aménagement du territoire. Les cartes hydrogéomorphologiques s'appuient sur la géomorphologie pour définir des réactions hydrologiques des diverses parties des bassins. Mises au point au Centre de Géographie Appliquée, elles sont un précieux instrument de recherche pour l'hydrologie (tant théorique qu'appliquée) et destinées à rendre des services importants à la Décennie Hydrologique Internationale.

La création d'une Sous-Commission des Cartes Géomorphologiques au sein de la Commission de Géomorphologie Appliquée était donc pleinement justifiée. Elle a permis d'améliorer un instrument primordial de la recherche appliquée. En distinguant soigneusement les cartes géomorphologiques détaillées, à objet scientifique, ne satisfaisant pas directement les exigences pratiques bien qu'utilisables par les pédologues, les biogéographes, les agronomes etc., et les cartes spéciales, fondées sur des méthodes de recherche de même nature, mais spécifiquement orientées vers la satisfaction de demandes bien définies, elle a accompli un effort de clarification des plus utiles. Désormais, ses travaux sont appelés à s'orienter dans deux directions:

- a. L'amélioration des cartes géomorphologiques détaillées,
- b. la satisfaction des exigences de l'application au moyen de cartes spéciales. La réunion de Roumanie a mis l'accent sur cet aspect.

L'amélioration des cartes géomorphologiques pose des problèmes de légende. Il est, en effet, important que la lecture des cartes soit aussi aisée que possible et que les données nécessaires y soient aussi bien mises en évidence que possible. Les cartes pourront ainsi devenir un meilleur moyen de communication.

C'est ce qui a amené le Prof. M. Klimaszewski à souhaiter, dès le début des travaux de la Sous-Commission, une unification des légendes des cartes géomorphologiques. Un groupe de travail s'en charge depuis la réunion de Tchécoslovaquie, à la suite d'un important travail de E. Scholz, comparant les légendes des principales écoles. Mais un tel programme se heurte à trois séries de difficultés:

1. L'insuffisance du vocabulaire géomorphologique, disparate, incomplet, souvent empirique et irrationnel. Le sens de beaucoup de termes est incertain; changeant en fonction des auteurs, ce qui aboutit souvent à de véritables contre-sens. Le langage, instrument important de toute science, est particulièrement déficient en géomorphologie. Il est nécessaire de le réformer. Tenter d'établir un lexique ne saurait suffir car le mal est trop profond. Mais la Sous-Commission ne peut envisager une telle tâche, qui la dépasse. Le problème doit être posé au plan de l'Union.

2. L'utilisation des couleurs. Les échanges de vue ont déjà clarifié les positions et à l'heure actuelle, il n'en persiste plus que deux. L'une consiste à attribuer les couleurs aux processus, l'autre à l'âge des formes. Chacune présente ses avantages et ses inconvénients. Les uns prétendent que les âges sont difficiles à préciser, mais il est primordial de

mettre en évidence les „générations de formes” successives sur lesquelles J. Büdel a attiré l'attention à juste titre. De plus il s'agit d'âges relatifs et aucun des systèmes de cartographie n'oblige à préciser cette succession davantage qu'on ne le peut. Les autres insistent sur l'intérêt des processus, qui est incontestable. Mais classer les processus en un nombre de grands groupes aussi petit que les teintes fondamentales (bleu exclu) ne manque par d'être arbitraire et de se heurter souvent à des difficultés bien plus graves que le classement des formes selon une chronologie relative: que fera t'on des loess soliflués ou ruisselés, des dépôts d'épandages travaillés par les eaux et le vent dans les régions arides, des versants où coexistent mouvements de masse et ruissellement etc. A l'usage, il semble que l'emploi des couleurs pour les âges des formes soit préférable pour les cartes détaillées, à grande échelle, où l'on figure les générations de formes avec précision et l'emploi des couleurs pour les processus satisfaisant sur les cartes à échelle moyenne ou petite, où l'on ne peut distinguer que des groupes de formes.

3. L'unification des signes pose, elle aussi des problèmes difficiles à résoudre. En effet, il faut tenir le plus grand compte de l'échelle et tel signe, commode sur une carte à petite échelle où il figure un phénomène de manière conventionnelle, sans que les dimensions soient respectées, devient encombrant et inutilisable sur une carte à grande échelle où la même forme est représentée en vraie grandeur. La grande variété des formes et des processus à représenter rend difficile l'établissement d'un catalogue complet. Le catalogue qui aurait la prétention de l'être ne pourrait être qu'appauvrissant et enfermer le chercheur dans une prison. Il faut se méfier d'une telle tendance. Aussi pensons-nous qu'une telle tentative doit se borner à établir des principes, à dégager de grandes lignes et à proposer quelques familles de signes commodes pour faire face aux besoins les plus fréquents. Il ne faut pas vouloir trop unifier sous peine d'appauvrir. Une bonne légende est celle que le chercheur peut adapter à chaque cas particulier, en fonction de la nature des formes ou de ses interprétations. Il faut offrir, en quelque sorte, une boîte de meccano où chacun peut puiser comme il l'entend en respectant quelques règles générales souples.

Un travail considérable a donc été accompli. La Sous-Commission des cartes géomorphologiques, sous la présidence du Prof. M. Klimaszewski a apporté une importante contribution au progrès de la Géomorphologie en perfectionnant un des instruments les plus aptes à lui permettre une description objective de son objet et à fournir les données numériques qui lui permettront de passer au stade quantitatif.

JEAN TRICART

ZAGADNIENIA MIĘDZYNARODOWEJ KOORDYNACJI KARTOWANIA
GEOMORFOLOGICZNEGO
(ROLA PODKOMISJI KARTOWANIA GEOMORFOLOGICZNEGO MUG)

Na wstępie autor zarysowuje historię Podkomisji Kartowania Geomorfologicznego przy Komisji Geomorfologicznej Stosowanej MUG i ustosunkowuje się krytycznie do dotychczasowych map geomorfologicznych. Wyróżnia: mapy będące syntezą różnych koncepcji naukowych, mapy opisowe (mapy morfometryczne)

i właściwe mapy geomorfologiczne. Następnie omawia prace perspektywiczne nad mapami geomorfologicznymi służącymi celom naukowym i praktycznym. Wskazuje na potrzebę ujednoczenia terminologii geomorfologicznej.

ЖАН ТРИКАР

ВОПРОСЫ МЕЖДУНАРОДНОЙ КООРДИНАЦИИ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО
КАРТИРОВАНИЯ. (РОЛЬ ПОДКОМИССИИ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО
КАРТИРОВАНИЯ МГС)

Во вступлении автор дает очерк истории подкомиссии геоморфологического картирования при Комиссии прикладной геоморфологии МГС и критически подходит к современным геоморфологическим картам. Он выделяет: карты, являющиеся синтезом разных научных концепций, описательные карты (морфологические карты) и обыкновенные геоморфологические карты.

Затем автор рассматривает перспективные работы по геоморфологическим картам для научных и практических целей. Он обращает внимание также на необходимость унификации геоморфологической терминологии.

Пер. Б. Миховского

MARIA BAUMGART-KOTARBA I INNI *
Kraków

Zróżnicowanie i etapy rozwoju rzeźby Południowej Polski na szczegółowych mapach geomorfologicznych

*The presentation of various relief types and stages in relief evolution
of Southern Poland on the detailed geomorphological maps*

Zarys treści. Autorzy omawiają fazy ewolucji rzeźby różnych regionów Południowej Polski, ilustrując je wycinkami map geomorfologicznych. Wyraźnie rysują się różnice między strefą starych gór i wyżyn, młodymi górami (Karpaty) i obszarami kotlin.

W 1950 roku zespół asystentów i studentów Uniwersytetu Jagiellońskiego rozpoczął pod kierunkiem profesora Mieczysława Klimaszewskiego kartowanie geomorfologiczne na terenie południowej Polski. Profesor nie tylko inspirował i kierował całością prac, lecz sam wykonywał zdjęcia geomorfologiczne Tatr. W latach 1950—1951 podjęły kartowanie wszystkie ośrodki geograficzne w Polsce (4, 5). Z końcem 1953 r. powstała Pracownia, przekształcona następnie w Zakład Geomorfologii i Hydrografii Gór i Wyżyn Instytutu Geografii PAN. Zakład ten przejął kierowanie kartowaniem i opracowaniem map geomorfologicznych południowej Polski. W 1953 r. Profesor określił metodę i cel szczegółowego zdjęcia geomorfologicznego (4), którym jest poznanie charakteru rzeźby i jej rozwoju w ujęciu chronologicznym. Mapa określonego obszaru powinna zatem pokazać typ i etapy rozwoju jego rzeźby. Ze względu na wartość naukową i praktyczną zaczęły z map korzystać różne działy gospodarki narodowej. Z inicjatywy Profesora w 1960 r. przy Komisji Geomorfologii Stosowanej MUG powstała pod jego przewodnictwem Podkomisja Kartowania Geomorfologicznego.

Jako uczestnicy badań pragniemy wskazać na możliwości, jakie stwarza metoda szczegółowego zdjęcia geomorfologicznego przy poznaniu zróżnicowania i etapów rozwoju rzeźby Południowej Polski.

Szczegółowe zdjęcie wszystkich form terenu, oznaczenie barwą ich wieku i genezy pozwalała na odczytanie przestrzennego obrazu zmian, począwszy od najstarszych zachowanych rysów rzeźby aż do najmłodszych, tworzących się współcześnie. Zamieszczone wycinki map z obszaru Wyżyny Małopolskiej, Wyżyny Lubelskiej, Roztocza, Przedgórze Sude-

* Pozostałymi autorami artykułu są: Jan Buraczyński, Sylwia Gilewska, Andrzej Kęsik, Kazimierz Klimek, Maria Klimek, Adam Kotarba, Hieronim Piasecki, Janina Policht, Leszek Starkel, Maria Tyczyńska, Józef Wojtanowicz.

tów, Kotliny Sandomierskiej i Karpat ukazują zróżnicowanie rzeźby południowej Polski, jej różnowiekowe założenia i różne tendencje rozwojowe, zależne od ruchów tektonicznych, litologii i tektoniki podłoża oraz zmian klimatu.

Wycinek A szczegółowej mapy geomorfologicznej Polski (w załączeniu), opracowany przez J. Policht przedstawia fragment Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej (okolice Ogrodzieńca). Na odpornych wapieniach górnej jury występują powierzchniowe ściecia, które na podstawie okrycia kaolinitowymi glinami zwietrzelinowymi i stosunku do uskokuw mioceńskich należy uznać za fragmenty zrównania o założeniu paleogeńskim (6, 7, 13). Nad tym zrównaniem sterczą skaliste ostańce, uważane za mogoty (13, 14). Poniżej zrównania paleogeńskiego zaznacza się niższy stopień wiązany z pliocenem. W głębokie, preglacjalne rozcięcia włożone są osady czwartorzędowe (począwszy od zlodowacenia krakowskiego). Pokrywy te powoli wyprątane z szerokich, płaskich obniżeń, budują podnoża skalistych stoków ostańców modelowanych przez procesy krasowe.

Wycinek B (S. Gilewska) ukazuje resztki zrównania o założeniu paleogeńskim w południowej części Wyżyny Śląskiej (2). Zrównaniem tym są ścięte wapienie i dolomity triasowe, zapadające monoklinalnie ku NE, oraz łupki i piaskowce karbońskie, odślaniające się w guzach antyklinalnych. W tortonie, w związku z ruchami górotwórczymi w Karpatach, nastąpiło potrząskanie zrównanego obszaru — powstały tektoniczny próg środkowotriasowy i obniżony tektonicznie płaskowyż bytomsko-katowicki. W mio-pliocenie w obrębie progu tektonicznego rozwinęła się denudacyjna rzeźba krawędziowa: synklinalny płaskowyż twardowicki i antyklinalna kotlina dąbrowska otoczona progami denudacyjnymi dwójakiego typu (próg strukturalny — czołowy i próg obsekwentny na linii uskoku). W pliocenie w dnie kotliny na łupkach karbońskich powstały zrównania typu pedymentów. Dna preglacjalnych dolin ukryte są na głębokości 20—40 m pod osadami z okresu zlodowacenia środkowopolskiego i bałtyckiego.

Wyżyna Śląsko-Krakowska opada stopniami tektonicznymi ku południowi. W rejonie Krakowa zręby Wyżyny zbliżają się najbardziej do Karpat (M. Tyczyńska — por. mapa geomorfologiczna terytorium miasta Krakowa — w załączeniu). Na obszarze tym mioceńska rzeźba zrębowa została słabo przeobrażona, ponieważ już w czasie tworzenia została zasypiana osadami ilastymi morza mioceńskiego. Dopiero w okresie plioceńskim żywa działalność erozji rzecznej i czynników denudacyjnych doprowadziła do odgrzebania spod mało odpornych ilów zrębów wapiennych i oddzielających je rowów tektonicznych. Ta rzeźba zrębowa była jeszcze parokrotnie zasypywana i ekshumowana w okresie czwartorzędowym. Procesy niszczące zarówno w okresie czwartorzędowym, jak i plioceńskim nawiązywały do odporności podłoża skalnego i atakowały osady o mniejszej odporności. Dzięki tej prawidłowości stara, mioceńska rzeźba zrębowa z elementami przedmioceńskiej rzeźby krasowej (powierzchnia zrównania) uchowała się bardzo dobrze w szerokim zapadlisku przedkarpackim.

Jeszcze większe rozmiary planacji plioceńskiej obserwujemy na wycinku C (H. Piasecki). W brzeżnej części Pogórza Kaczawskiego (okolice Złotoryi) krawędź pogórza zbudowana z mało odpornych łupków kambro-sylurskich jest cofnięta o 3—4 km od linii uskoku brzeżnego Sudetów. Rysują się dwa poziomy plioceńskich zrównań o wysokościach

bezwzględnych 260—300 m i 230—240 m (pedyment) oraz niższe listwy skalnych teras. Nad wyższym zrównaniem sterczy bazaltowy nek Wilkołaka. Rzeźbę starszą maskuje i tu pokrywa osadów ze zlodowacenia środkowopolskiego, a także płaszcz młodszych lessów. Na powierzchni zasypania utworami czwartorzędowymi nastąpiły zmiany sieci rzecznej typowe dla pasa starych gór i wyżyn. Kaczawa tworzy na tym odcinku przełom epigenetyczny.

Ku północy w pasie wyżyn wzrasta miąższość zasypania utworami czwartorzędowymi. Rzeźba trzeciorzędowa chowa się pod osady zlodowacenia środkowo-polskiego. Obrazuje to (wycinek D) fragment mapy południowo-zachodniej części Wyżyny Wieluńskiej (K. Klimek). W rzeźbie tego obszaru niewiele miejsca zajmują formy trzeciorzędowe. Przeważają formy czwartorzędowe. Urozmaicona rzeźba niskiego, silnie rozczłonkowanego progu górnojurajskiego sprzyjała deglacjacji arealnej (9). Łądolód środkowopolski przetapiał się wcześniej na wyniosłościach podłoża. Wody roztopowe, swobodnie odpływające obniżeniami ku południowi, usypały zespół teras kemowych z zachowanymi stokami kontaktu lodowego. Powstały także wały moren akumulacyjnych. Pomimo znacznego rozczłonkowania dolinami, uchowaniu się pierwotnych form glacialnych sprzyjała znaczna przepuszczalność pokryw piaszczysto-zwirowych, leżących na odpornych wapieniach, oraz małe różnice wysokości.

Wycinek E (J. Buraczynski) pokazuje strefę krawędziową zachodniego Roztocza i Płaskowyżu Urzędowskiego (okolice Frampola). Obszar ten opada stopniami tektonicznymi ku Kotlinie Sandomierskiej (3). Ich powierzchnia jest pokryta osadami czwartorzędowymi, pochodzącymi głównie z okresu zlodowacenia krakowskiego. Spod tych pokryw w strefie denudacji przykrawędziowej odsłaniają się zrównania plioceńskie (300—310 m, 250—260 m n.p.m.) wykształcone na osadach kredy i sarmatu. U podnóży progów ciągną się równiny młodoplejstoczeńskiej akumulacji stokowej, w obrębie Kotliny Sandomierskiej przechodzące w równiny akumulacji rzecznej.

Na Równinie Bełżyckiej i Płaskowyżu Nałęczowskim (wycinek F) (A. Kęsik) zaznacza się wyraźny kontrast między rzeźbą obszarów niepokrytych i okrytych płaszczem lessu (11). Rozległe zrównania plioceńskie na opokach mastrychtu, rzadko pocięte dolinkami, chowają się pod utwory lessowe. Płaskowyż Nałęczowski okryty płaszczem lessu do 20 m miąższości, kryjącym zróżnicowaną starszą rzeźbę, rozczłonkowany jest gęstą siecią wąwozów holoceničkih. Wąwozy tną strome zbocza doliny Bystrej wypełnionej pokrywami mad.

Wycinek G (J. Wojtanowicz) przedstawia fragment wschodniej części Kotliny Sandomierskiej. Na powierzchni nie ma już śladów rzeźby przedczwartorzędowej. Formy z okresu zlodowacenia krakowskiego na Płaskowyżu Tarnogrodzkim uległy zniszczeniu, a na ich miejscu powstały rozległe równiny denudacyjne. Te starodyluwalne wysoczyzny są rozczłonkowane szerokimi dolinami wypełnionymi aluwiami. Poza fragmentami młodoplejstoczeńskiej, zwydmionej terasy całe dno doliny Sanu zajmuje równina terasy holoceničkih, urozmaicona starorzeczami.

Zupełnie odrębne są fragmenty map geomorfologicznych z Karpat*.

* Brak tu wycinków z Pogórza, kilkakrotnie publikowanych w wersji barwnej (17, 18). Pogórze jest obszarem wyżynnym ze zrównaniami wieku dolno- i górnoplioceńskie, rozciętych dolinami do 100—150 m głębokimi.

Wycinek H (A. M. Kotarbowie) ukazuje fragment mapy Beskidu Śląskiego (okolice Wisły), zbudowanego z ułożonych monoklinalnie grubych kompleksów odpornych piaskowców godulskich i istebniańskich. Tu w wysokości 800 m n.p.m. zachowały się fragmenty zrównania śródgórskiego, nad którymi wznoszą się jedynie ostańcowe i twarżielcowe grzbiety. W rozwoju głębokich dolin zaznacza się rola struktury (liczne spłaszczenia strukturalne, osuwiska). Niższy poziom pogórski towarzyszy dolinom jako listwa terasowa, również często uchowana dzięki odporności. Młode formy erozyjne dolin nadal pogłębianych, rozczłonkowanie stoków, nisko wykształcenie spłaszczeń podstokowych akumulacji soliflukcyjnej wiążą się z podnoszeniem obszaru w czwartorzędzie i wginiem Kotliny Oświęcimskiej. Ruchy obniżające kotlinę trwają nadal (10).

Wreszcie wycinek mapy geomorfologicznej Tatr Wysokich opracowany przez Profesora Klimaszewskiego pokazuje całe bogactwo wysokogórskiej rzeźby, poczynsz od śladów zrównań trzeciorzędowych poprzez przeobrażone przez erozję glacialną doliny Pięciu Stawów Polskich i Rybiego Potoku, kończąc na żywych formach żlebów i piargów (wycinek I).

Przegląd wycinków szczegółowej mapy geomorfologicznej ukazuje bogactwo form i krajobrazów, występujących na obszarze południowej Polski. Rysują się tu wyraźnie trzy strefy: 1) starych gór i wyżyn, ze śladami zrównań tworzonych od schyłku kredy przez cały paleogen po miocen, 2) młodych gór systemu alpejskiego, z rzeźbą młodszą od mioceńskich faz górotwórczych, i 3) strefa denudacyjno-tektonicznych kotlin i obniżen podgórskich o rzeźbie czwartorzędowej, przeważnie akumulacyjnej (por. 6).

Strefa obniżen podgórskich była w trzeciorzędzie i czwartorzędzie często wginana. Natomiast pasy zarówno starych gór i wyżyn, jak i młodych gór były podnoszone mniej lub bardziej intensywnie i mają rzeźbę erozyjnodenudacyjną. Różne natężenie procesów, różne tendencje rozwojowe młodych gór oraz starych gór i wyżyn wiążą się z różnym natężeniem ruchów podnoszących w czwartorzędzie i zasypaniem dolin osadami czwartorzędowymi o miąższości dziesiątków metrów. Szczególnie osady związane z pobytem lądolodów zatarły wyrazistość rzeźby przedczwartorzędowej. Obie strefy noszą jednak wyraźne cechy denudacji w młodszym plejstocenie. Gdy jednak w Karpatach odbywa się niszczenie starszej rzeźby i kolejne pogłębianie dolin przerywane fazami akumulacji, to w strefie starych gór i wyżyn rozwój idzie głównie w kierunku wypręparowywania starych elementów rzeźby spod pokrywy osadów czwartorzędowych.

Wybrane wycinki map wyraźnie ilustrują także olbrzymią rolę litologii i tektoniki podłoża w kolejnych etapach rozwoju rzeźby.

Jednolity klucz barw i sygnatur pozwala zatem na odczytanie z map geomorfologicznych kolejności zdarzeń równocześnie na różnych obszarach. Porządkuje on fakty, zmusza do szukania rozwiązań. Stąd wykonanie szczegółowej mapy geomorfologicznej, na której są zinwentaryzowane wszystkie formy terenu, jest punktem wyjścia dla opracowań zarówno problemowych, jak i regionalnych (2, 9, 12, 15, 16, 17, 18).

WYBRANA LITERATURA

- (1) Baumgart-Kotarba M., Gil E., Kotarba A. *Rola struktury w ewolucji rzeźby obszarów źródlowych Wisły i Olzy*. „Studia Geomorphol. Carpatho-Balcanica” 2, 1968.
- (2) Gilewska S. *Rzeźba progu środkowotriasowego w okolicy Będzina*. Prace Geogr. IG PAN, nr 44, 1963, 128 s.
- (3) Jahn A. *Wyżyna Lubelska*. „Prace Geogr. IG PAN”, nr 7, 1956, 453 s.
- (4) Klimaszewski M., *Zagadnienie zdjęcia geomorfologicznego Polski*. „Przegl. Geogr.” t. XXV, 1953, s. 16—28.
- (5) Klimaszewski M. *The principles of the geomorphological survey of Poland*. „Przegl. Geogr.” t. XXVIII, 1956 suppl. s. 32—40, mapa 1.
- (6) Klimaszewski M. *Rozwój geomorfologiczny terytorium Polski w okresie przedczwartorzędowym*. „Przegl. Geogr.” t. XXX, 1958, s. 3—43.
- (7) Klimaszewski M. *Nowe poglądy na rozwój rzeźby krasowej*. „Przegl. Geogr.” t. XXX, 1958, s. 421—438.
- (8) Klimaszewski M. *Rozwój geomorfologiczny Tatr polskich*. „IG Biul.” 149, 1959, s. 41—49.
- (9) Klimek K. *Deglacjacja północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej w okresie Lodowacenia środkowopolskiego*. „Prace Geogr. IG PAN”, nr 53, 1966, 132 s.
- (10) Kowalczyk Z. *Analiza wyników badań geodezyjnych nad współczesnymi naturalnymi ruchami powierzchni południowej części Górnego Śląska*. „Prace Kom. Nauk. Techn. PAN”, Geodezja 1, 1964, 58 s.
- (11) Maruszczak H. *Le relief des terrains de loess sur le Plateau de Lublin*, Ann. UMCS, sec. B, 15, Lublin 1961, pp. 93—122.
- (12) Pernarowski L. *Morfogeneza północnej krawędzi Wzgórz Niemczańskich*. „Acta Univ. Vratisl.” 10, 1963, t. 4, 146 s.
- (13) Pokorny J. *The development of Mogotes in the Southern Part of the Cracov Upland*. „Bull. Ac. Pol. Sci.” Ser. geol. geogr. vol. 11, 3, 1963, s. 169—175.
- (14) Policht J. *Ostańce Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, ich geneza i znaczenie w krajobrazie*. „Ochr. Przyr.” 28, 162, s. 255—284.
- (15) *Problems of Geomorphological Mapping*, „Prace Geogr. IG PAN”, nr 46, 1963, 136 s.
- (16) Radłowska C. *Rzeźba północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich*. „Prace Geogr. IG PAN”, nr 38, 1963, s. 178.
- (17) Starkel L. *Rozwój morfologiczny progu Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzycianą*. „Prace Geogr. IG PAN”, nr 11, 1957.
- (18) Starkel L. *Rozwój rzeźby polskiej części Karpat Wschodnich*. „Prace Geogr. IG PAN”, nr 50, 1965.
- (19) Tyczyńska M. *Rozwój geomorfologiczny terytorium miasta Krakowa*. Zeszyty Nauk. UJ, Prace Geogr. nr 17, Kraków 1968, 70 s.

МАРИЯ БАУМГАРТ-КОТАРБА и другие *

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ И ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА ЮЖНОЙ ПОЛЬШИ
НА ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ КАРТАХ

Авторы настоящей статьи рассматривают отдельные фазы эволюции рельефа

* Остальные авторы: Ян Бурачиньски, Сильвия Гилевска, Анджей Кенсик, Казимеж Климек, Мария Климек, Адам Котарба, Хероним Пясецки, Янина Полихт, Лешек Старкель, Мария Тычиньска, Юзеф Войтанович.

различных районов южной Польши. К иллюстрации прилагаются избранные участки геоморфологической карты. Ясно выражены различия между зоной древних гор и плато, между горами молодого возраста (Карпаты) и областями котловин.

MARIA BAUMGART-KOTARBA ET ALII *

THE PRESENTATION OF VARIOUS RELIEF TYPES AND STAGES IN RELIEF
EVOLUTION OF SOUTHERN POLAND ON THE DETAILED
GEOMORPHOLOGICAL MAPS

The successive phases of relief evolution of various regions of different rock constitution, relief and origin are considered on nine examples of the detailed geomorphological map of Southern Poland. The regions discussed include: Cracow Upland (A), Silesian Upland (B), Sudeten foreland (C), Wielun Upland (D), Roztocze (E), Lublin Upland (F), Sandomierz Basin (G), Beskidy Mts. (H) and the High Tatra (I). We can clearly recognize three major belts: 1) Belt of old mountains and uplands. These have retained for the most part the major features of their pre-glacial form; their exhumation from beneath a cover of Pleistocene deposits prevails. 2) Belt of young folded mountains with dominant uplift tendencies. The unglaciated Tertiary landforms are modified by the persistent attack of denudation and stream erosion alternating with phases of accumulation. 3) Belt of promontory tectonic and erosional basins showing downwarp tendencies. These are areas of prevailing deposition.

Translated by *Sylvia Gilewska*

* Co-authors of the article are: Jan Buraczyński, Sylwia Gilewska, Andrzej Kęsik, Kazimierz Klimek, Maria Klimek, Adam Kotarba, Hieronim Piasecki, Janina Policht, Leszek Starkel, Maria Tyczyńska, Józef Wojtanowicz.

KRYSTYNA WIT-JOŹWIK
Kraków

Przykłady map hydrograficznych z Południowej Polski

Obszary o różnym krążeniu wody*

Examples of hydrographical maps of Southern Poland (showing regions with different systems of water circulation)

Zarys treści. Na przykładzie 7 wycinków map hydrograficznych różnych regionów Południowej Polski przedstawiono zróżnicowanie stosunków wodnych i typu krążenia wody w zależności od środowiska geograficznego i działalności gospodarczej człowieka. Wykazano, jaki zakres wiadomości można uzyskać z analizy mapy hydrograficznej.

Projekt opracowania mapy hydrograficznej Polski na podstawie zdjęć terenowych został wysunięty przez Prof. dra M. Klimaszewskiego w r. 1950, a w r. 1951 uznany przez I Kongres Nauki Polskiej jako jedno z podstawowych zadań geografii polskiej. W latach 1951—1953 prace nad mapą podjęły wszystkie ośrodki uniwersyteckie. Od r. 1954 kartowaniem hydrograficznym kierują Zakłady Geomorfologii i Hydrografii IG PAN w Krakowie i Toruniu. W ośrodku krakowskim prace nad mapą prowadzone były pod kierunkiem Prof. dra M. Klimaszewskiego, który osobiście kierował badaniami zespołowymi, zwracając uwagę na główny cel badań hydrograficznych. Cel ten określił Profesor już w r. 1953 — jest nim „poznanie obiegu wody w poszczególnych dorzeczach na tle i w powiązaniu z innymi elementami środowiska geograficznego” (5).

Dla ujednolicenia metod zdjęcia i opracowania mapy hydrograficznej zespół hydrografów z ośrodków uniwersyteckich i Instytutu Geografii PAN opracował *Instrukcję hydrograficzną*, która w miarę nabywanych doświadczeń była poprawiana i poszerzana. Kolejne jej wydania ukazały się w latach 1954, 1958, 1959 i 1964 (4, 5, 6). Ostatnie wydanie instrukcji (6) przedstawia koncepcję mapy 7-barwnej. Zasadniczą innowacją tej mapy w stosunku do map poprzednich jest przestrzenne przedstawienie występowania wód podziemnych za pomocą h y d r o i z o b a t.

Zdjęcia hydrograficzne wykonuje się w skali 1 : 25 000. Druk mapy w skali 1 : 50 000 rozpoczęto w r. 1958. Ze względów finansowych wydawano mapy cztero-, trzy, a nawet dwubarwne. W wersji 7-barwnej, według instrukcji z 1964 r. został opracowany jeden arkusz próbny. Do 1966 r. wydano drukiem 30 arkuszy map hydrograficznych.

*) Bardzo dziękuję Prof. T. Wilgato wi, dr I. Dynowskiej, mgr J. Niemirowski ej, mgr A. Rajwie, mgr E. Rederowej i dr K. Wojciechowskiemu za uprzejme udostępnienie mi materiałów do opracowania poszczególnych wycinków map.

Z uwagi na doniosłe znaczenie tak naukowe, jak i praktyczne mapy hydrograficznej, planowane jest skartowanie pod względem hydrograficznym całego obszaru Polski i wydanie wszystkich arkuszy mapy.

O problematyce mapy, jej znaczeniu naukowym i praktycznym ukażało się kilka artykułów (2, 5, 7, 8, 9), a opracowania dotyczące metodyki badań hydrograficznych, stosunków wodnych dorzeczy lub regionów (objaśnienia do arkuszy, prace magisterskie lub doktorskie), a także opracowania omawiające jedno wybrane zagadnienie lub specjalne — dla celów planowania regionalnego, planów melioracyjnych itp. wykazały, że przyjęta metoda terenowego zdjęcia hydrograficznego jest metodą najwłaściwszą badania wód w aspekcie geograficznym. Zestawienie publikacji, dotyczących metodyki badań hydrograficznych oraz prac napisanych na podstawie materiałów zebranych w czasie zdjęcia hydrograficznego znajduje się w dotychczasowej literaturze (3, 9, 15). Poprzez zdjęcie terenowe uzyskujemy najpełniejszy, aktualny stan zjawisk hydrograficznych i obiektów wodnych, ich przestrzenne rozmieszczenie, zróżnicowanie jakościowe oraz odpowiadające dla okresu badań ujęcie ilościowe. Ponadto bezpośrednio obserwacje zjawisk wodnych pozwalają na określenie związków między wodą a środowiskiem geograficznym, między wodami powierzchniowymi i podziemnymi, a tym samym na poznanie typów krążenia wody. Cel badań hydrograficznych w dużym stopniu jest realizowany przez opracowanie na podstawie zdjęcia — mapy hydrograficznej, która na tle podstawowych elementów środowiska, a więc rzeźby i litologii (ze szczególnym uwzględnieniem przepuszczalności) przedstawia głębokość występowania i użytkowanego poziomu wód podziemnych (hydroizobaty) oraz zjawiska hydrograficzne i obiekty gospodarki wodnej. Integralną częścią mapy są objaśnienia, zawierające charakterystykę środowiska geograficznego, opis i interpretację występowania zjawisk powierzchniowych i wód podziemnych we wzajemnym powiązaniu oraz w zależności od poszczególnych elementów środowiska, z uwzględnieniem stosunków ilościowych i ich zmienności w czasie, ponadto wiadomości o gospodarce wodnej i jej wpływie na kształtowanie się stosunków wodnych. Podsumowaniem jest próba wydzielenia regionów hydrograficznych i ich charakterystyka.

Opracowane dotychczas mapy hydrograficzne pozwoliły na dość dobre poznanie stosunków wodnych i typów krążenia wody w różnych regionach Polski.

Zadaniem niniejszego artykułu jest przedstawienie wycinków map hydrograficznych z regionów o różnym typie krążenia wody oraz wykazanie, jaki zakres wiadomości o wodach danego obszaru można uzyskać analizując fakty zarejestrowane na mapie w powiązaniu ze środowiskiem geograficznym. Do tego celu wybrano 7 wycinków map z różnych regionów Polski Południowej, a mianowicie: A. Wyżyna Śląska, B. Wyżyna Miechowska, C. Wyżyna Lubelska, D. Kotlina Sandomierska, E. Pogórze Karpackie, F. Beskid Wysoki, G. Tatry Wysokie. Wycinki opracowano według *Instrukcji* z 1964 roku. Opis poszczególnych wycinków podaje na tle środowiska geograficznego charakterystykę stosunków wodnych. Zawiera ona wiadomości, wynikające nie tylko z interpretacji mapy, lecz również wiadomości zawarte w objaśnieniach do mapy.

Wybrane przykłady map nie wyczerpują oczywiście znaczenie bogatszej i bardziej złożonej problematyki hydrograficznej reprezentowanych regionów, lecz nie jest to założeniem tego artykułu.

*

Fragmęnt południowej części Wyżyny Śląskiej (wyc. A) leży na płaskowyżu, zbudowanym z łupkowo-piaskowcowych utworów karbońskich i pokryw plejstoceńskich. Słabo rozczłonkowana powierzchnia płaskowyżu o deniwelacjach do 70 m i nachyleniu stoków około 5° posiada rzeźbę silnie przeobrażoną wskutek zabudowy miejskiej i działalności przemysłowej. Formy antropogeniczne zajmują 20—50% powierzchni. Prawie całkowity brak lasów. Średnia roczna suma opadów wynosi 600—700 mm.

Stosunki wodne kształtują się w warunkach środowiska w dużym stopniu przeobrażonego przez człowieka i w dużej mierze pod wpływem aktualnej działalności gospodarczej.

Spływ powierzchniowy i wsiąkanie. Mimo korzystnych cech rzeźby (małe nachylenia, słabe rozczłonkowanie) w przeważającej części obszaru wsiąkanie jest utrudnione na skutek występowania słabo przepuszczalnych utworów, wylesienia oraz zabudowy miejskiej. W obszarach wolnych od zabudowy płytka infiltracja zachodzi w piaszczystych i piaszczysto-gliniastych utworach czwartorzędowych. Nasiąkliwość pokryw, małe nachylenia, występowanie zbiorników powierzchniowych i form antropogenicznych hamują naturalny spływ powierzchniowy lub sprzyjają retencji powierzchniowej. Natomiast duży procent wód opadowych spływa bezpośrednio do cieków siecią kanalizacji miejskiej. W tej sytuacji wyznaczanie działów wodnych napotyka na duże trudności lub jest niemożliwe.

Retencja powierzchniowa. Pierwszorzędną rolę w powstawaniu mokradeł i zbiorników wodnych odgrywa w tym terenie działalność gospodarcza. Mokradła stałe i zbiorniki występują w dnach płytkich dolin, wyścielonych słabo przepuszczalnymi aluwiami lub nacinających płytki poziom wód gruntowych w pokrywach zboczowych. Tworzeniu się zbiorników wodnych i podmokłości sprzyjają małe spadki cieków i zmniejszanie ich siły erozyjnej poprzez tamowanie swobodnego odpływu (budowa grobli, zamulanie koryt ściekami) oraz zapadliska górnicze i wyrobiska. Wśród zbiorników występują: stawy, zbiorniki przemysłowe, osadniki, zbiorniki w zapadliskach i wyrobiskach. Stawy założone m. in. dla celów hodowlanych znajdują się obecnie w stadium zarastania, a woda zatruta ściekami wykluczyła je z użytkowania. Zbiorniki w zapadliskach są najbardziej charakterystyczne dla tego obszaru. Powstały w obniżeniach utworzonych wskutek odbudowy górniczej, zwykle przez obniżenie terenu poniżej poziomu wody gruntowej. Zbiorniki w wyrobiskach na wierzchowinie retencjonują niewielkie ilości wód, głównie opadowych.

Retencja podziemna. O małych zasobach wód podziemnych obok niekorzystnych warunków wsiąkania decyduje działalność górnicza (odpompowywanie wód z utworów karbońskich). Płytkie wody podziemne występują w utworach czwartorzędowych piaszczystych lub piaszczysto-gliniastych, na zboczach i w obniżeniach dolinnych (głębokość do wody 0—2 m, 10, 16). Ilość naturalnych wypływów wód gruntowych jest bardzo mała — 1 źródło na kilka km² powierzchni. W obszarze wierzchowinowym głębokość do zwierciadła wody oznaczono jako różnicowaną, ponieważ jest to obszar o silnie zaburzonych stosunkach wodnych, a brak studni uniemożliwia wnikliwszą analizę. Wody podziemne

drenowane są przez ciek i oraz sztucznie obniżane przez zbiorniki w zapadliskach i wyrobiskach oraz osuszanie kopalń.

O d p ł y w. Część północno-wschodnia obszaru należy do dorzecza Wisły, południowo-zachodnia do dorzecza Odry. Gęstość sieci rzecznej stałej wynosi 0,56 km/km² (16). Ciek i dorzecza Odry biorą początek z mokradeł, sporadycznie ze źródeł. Koryta cieków wycięte są w pokrywach piaszczysto-gliniastych do głębokości 0,5—1 m. Ciek i prowadzą mało wody i płyną ze spadkiem 1,3—3,5% (10). Głębokość wcięcia ulega wahaniom w związku z podtapianiem dna doliny i wskutek odbudowy górniczej (zapadliska). Sieć rzeczna dorzecza Wisły jest bardzo rzadka. Rzeka główna wypływa ze zbiornika w zapadlisku, który zasilany jest przez wody podziemne. Ujęta jest w żłób kamienny lub w zamknięte przewody. Do cieków naturalnych wprowadzane są wody kopalniane oraz ścieki przemysłowe i komunalne. Na 1 km² powierzchni przypada 0,5 km sztucznych cieków. Następstwem tego jest silne zanieczyszczenie wód płynących. Stany wody i przepływy kształtują się w dużym stopniu zależnie od ilości zrzutów i ilości wód pobieranych z rzek. Dlatego odpływ jednostkowy może osiągać niekiedy zaskakujące wartości — nawet do 20 l/sek/km², a współczynnik odpływu około 80% (10).

*

Obszar reprezentujący Wyżynę Miechowską¹ (wyc. B) wznosi się od 250 m n.p.m. Wysokości względne wynoszą 50—60 m, przeważające nachylenia 0—5°. Gęstość rozczłonkowania terenu dochodzi do 3,2 km/km². Podłoże zbudowane z margli kredowych (upad ku wschodowi) przykryte jest lesssem o miąższości 1—8 m. Obszar bezleśny. Średnie roczne opady wynoszą 650—700 mm.

S p ł y w p o w i e r z c h n i o w y i w s i ą k a n i e. Małe deniwelacje, przewaga obszarów słabo nachylonych, duża przepuszczalność uszczelinionych pokryw lessowych i silnie spękanych margli sprzyjają wsiąkaniu. W okresie opadów ulewnych wskutek gęstego rozczłonkowania terenu, braku lasów oraz podatności pokryw na rozmywanie dominuje spływ powierzchniowy. Spływ jest gwałtowny, krótkotrwały, o silnej działalności denudacyjnej. Informuje o tym gęsta sieć wąwozów odwadnianych epizodycznie. Postępująca erozja wsteczna powoduje przedłużanie dolin w kierunku wododziałów, co jest przyczyną zmniejszania się powierzchni infiltracyjnej w obrębie wierzchowin.

W o d y p o d z i e m n e. Dobre warunki dla wsiąkania i magazynowania wód w podłożu sprzyjają dużej retencji podziemnej. Głównym zbiornikiem wód podziemnych są uszczelinione margle kredowe (1). Wody podziemne występują na głębokości do 5 m w dnach dolin i do 60 m na wierzchowinach. Tak duże głębokości wskazują, że zwierciadło wód podziemnych kształtuje się niezależnie od rzeźby. Wody kredowe mają charakter wód szczelinowo-warstwowych (źródła szczelinowe). I. D y n o w s k a wyróżniła na omawianym obszarze dwa poziomy. Poziom niższy (główny), rozprzestrzeniony na całym terenie, udokumentowany został przez studnie oraz źródła bijące w dnach dolin na kontakcie przepuszczalnych margli i słaboprzepuszczalnych aluwii. O dużych zasobach tego poziomu świadczą nieliczne, lecz bardzo wydajne źródła, dostarczające łącznie około 500 l/sek. wody. Wahania wody głównego poziomu kredowego w obrębie wierzchowin są czasem gwałtowne, w

¹ Por. praca I. D y n o w s k i e j (1).

dnach dolin małe. Poziom wyższy, nieciągły występujący we wschodniej części obszaru jest mało zasobny, nie daje wypływu źródeł i reaguje bardzo szybko na zasilanie wodami opadowymi i roztopowymi.

Od pływ. Omawiany obszar leży w centralnej części dorzecza górnej Szreniawy (II rz.). Cechuje się rzadką siecią rzeczną stałą — około $0,5 \text{ km/km}^2$ i gęstą siecią epizodyczną — około 3 km/km^2 . Cieki główne nawiązują do kierunków spękań tektonicznych podłoża (WWN-EES, NNE-SSW oraz NS i WE). Koryta cieków stałych o szer. około 2 m wycięte są w utworach mulistych do głębokości około 0,5 m. Płyną ze spadkiem $4,5\text{—}12,5\text{‰}$ i niosą małe ilości wody, średnio od $0,05\text{—}0,25 \text{ m}^3/\text{sek}$. Rzeki zasilane są epizodycznie przez spływ powierzchniowy i roztopowy oraz równomiernie wodami podziemnymi (źródła dolinne, wydajne, mało zmienne). W związku z tym ich reżim cechują: wyrównane stany wody i przepływy, krótkotrwałe stany wysokie w czasie których dna dolin są zalewane, brak niżówek. Niski odpływ jednostkowy około 3 l/sek./km^2 i niski współczynnik odpływu $12,5\text{—}14,5 \%$ (1) związane są z ucieczką wody z koryta w uszczelinione podłoże oraz z możliwością odpływu wód podziemnych zgodnie z upadem podłoża w kierunku wschodnim.

Rzeki wykorzystywane są przez młyny ze względu na dość znaczny spadek i wyrównane przepływy.

*

Fragment z Wyżyny Lubelskiej (wyc. C) leży w strefie krawędziowej Wierchowiny Giełczewskiej wzniesionej 200—270 m n.p.m. Wysokości względne dochodzą do 70 m. Gęstość rozczłonkowania terenu wynosi około 2 km/km^2 , przeważają nachylenia $0\text{—}5^\circ$. Podłoże zbudowane z opoki kredowej, przykryte jest grubą warstwą lessu. Obszar prawie bezleśny. Średnie roczne opady wynoszą 550—600 mm.

Spływ powierzchniowy i wsiąkanie. Omawiany obszar posiada korzystne warunki dla wsiąkania. Wskazują na to małe deniwelacje, przewaga obszarów o małych nachyleniach (łagodne zbocza przechodzą w prawie płaskie wierzchowiny), dobra przepuszczalność pokryw zboczowych i uszczelinionych skał kredowych. W okresie ulewnych opadów, pomimo dużej przepuszczalności podłoża ma miejsce spływ powierzchniowy oraz liniowy (epizodyczny) wąwozami, rozcinającymi stoki wierzchowiny. Spływ jest gwałtowny i krótkotrwały, lecz o intensywnej działalności denudacyjnej. Czynnikiem sprzyjającym jest brak lasów.

Retencja podziemna. Głównym zbiornikiem wód podziemnych są utwory kredowe. Występowanie w profilu górnej kredy warstw o różnej przepuszczalności i zdolności magazynowania wody warunkuje występowanie wód podziemnych w kilku poziomach (14). Istnienie kilku poziomów wodonośnych daje skomplikowany obraz hydroizobat. Wzdłuż dolin zwierciadło wody występuje na głębokości 2—5 m, na zboczach głębokości wzrastają do 40 m i na granicy wyższego poziomu zmniejszają się gwałtownie do głębokości 5—10 m, po czym znowu wzrastają. O istnieniu i zasobach poszczególnych poziomów oraz o szczelinowo-warstwowym charakterze wód (14) informują — oprócz studni — źródła. Rozległy poziom niższy (główny), bardziej wydajny, reprezentowany jest przez źródła podzboczowe, szczelinowe lub szczelinowo-warstwowe, wypływające w dnach dolin głównych. Źródła występują zespołowo, tworząc niekiedy długie linie wypływu — np. linia źródeł na długości

około 700 m w dolinie Kosarzewki. Wydajność źródeł dolinnych jest znaczna od 1—10 l/sek., łącznie dostarczają one przeszło 50 l/sek. wody. Wahania poziomu głównego są mniejsze aniżeli poziomów wyższych, mniej zasobnych. Wszystkie jednak reagują dość szybko na opady i roztopy, co wskazywałoby na dużą przepuszczalność skał kredowych. W obrębie den dolin głównych wody gruntowe występują w utworach pylasto-piaszczystych na głębokości 0—2 m. Cechy wód wskazują, że zasilane są one także wodami skalnymi (14).

O d p ł y w. Pod względem hydrograficznym obszar należy do zlewni Kosarzewki (IV rz.). Duża przepuszczalność podłoża uwarunkowała brak powierzchniowych zjawisk wodnych w obrębie rozległych obszarów międzydolinnych i ograniczenie ich występowania tylko do dolin rzecznych. W związku z tym stała sieć rzeczna jest bardzo rzadka — 0,47 km/km², natomiast sieć epizodyczna dość gęsta — 1,2 km/km². Cieki epizodyczne często nie doprowadzają wody do rzeki głównej, lecz giną w nanosach u wylotów dolin, a przy bardzo gwałtownych spływach zalewają lokalnie dna dolin. Cieki stałe nawiązują do kierunków spękań podłoża (S—N, EES—NWW) (13). Koryta cieków o szerokości 2—5 m wycięte są w utworach pylastych do głębokości około 2 m. Płyną ze spadkiem 1,5—2,5‰. Brak wody w korycie Kosarzewki jest zjawiskiem charakterystycznym dla wyżyny, związanym z ucieczką wody w uszczelinione podłoże. Cieki drenują wody gruntowe i są nimi równomiernie zasilane (źródła w dnach dolin o mało zmiennych wydajnościach), oraz epizodycznie wodami opadowymi i roztopowymi. W związku z tym stany wody są dość wyrównane. Odpływ jednostkowy w tym obszarze wynosi około 3 l/sek./km² (13), a współczynnik odpływu około 15%.

Obiektami gospodarki wodnej w dnach dolin są młyny wodne oraz stawy, obecnie przeważnie nieczynne.

*

Obszar Kotliny Sandomierskiej (wyc. D) jest równiną nachyloną ku północy od 152—147 m n.p.m. Tylko wał wdmowy wznosi się 155—163 m n.p.m. Równina zbudowana jest z czwartorzędowych utworów piaszczystych, przewarstwionych łałami lub glinami, zalegającymi na łałach krakowieckich. Przeważającą część powierzchni zajmują łąki, a tylko 12% lasy. Opady średnie roczne wynoszą 500—600 mm.

S p ł y w p o w i e r z c h n i o w y i w s i ą k a n i e. Pomimo równinności terenu i stosunkowo przepuszczalnego podłoża strefa wsiąkania jest bardzo płytka ze względu na wysoko zalegające zwierciadło wód gruntowych. Najkorzystniejsze warunki panują w piaskach wdmowych (duża przepuszczalność), mniej korzystne w obszarze piaszczysto-gliniastym (średnio przepuszczalnym). Natomiast w zasięgu dawnych wylewów Łęgu, gdzie utwory piaszczyste są bardziej ilaste (słabo przepuszczalne) wsiąkanie jest utrudnione, co przejawia się występowaniem podmokłych łał. Spływ powierzchniowy w tym obszarze praktycznie nie istnieje.

R e t e n c j a p o d z i e m n a. Wody gruntowe występują na całym obszarze bardzo płytko i wskutek tego mają cechy wód wierzchówkowych (E. Rederowa). Na terenie mokradeł zwierciadło wody zalega na głębokości 0,5—1 m, w pozostałej części obszaru 1—2 m, jedynie w obrębie wdmowy opada do głębokości 2—5 m. Płytkie zaleganie wód gruntowych warunkuje małą retencję czynną terenu. Wskutek tego w okresach intensywnych opadów, a zwłaszcza roztopów i przyboru wocy

w ciekach, zwierciadło wód gruntowych podnosi się do powierzchni terenu.

Mokradła i zbiorniki wodne. Powszechne występowanie mokradel związane jest z płytkim zaleganiem wód gruntowych i małymi spadkami. Dzięki przeprowadzonej melioracji przeważają mokradła okresowe. W strefie podparcia przez wody rzeki Łęgu mokradła są okresowo zatapiane wodami gruntowymi. Na terenie mokradel występują liczne małe zbiorniki wodne, płytkie i zarastające oraz zajmujące największe powierzchnie stawy hodowlane. Łęgowi towarzyszą starorzecza, stale wypełnione wodą, lecz zmniejszające swoją powierzchnię wskutek zarastania.

Od pływ. Obszar odwadniany jest przez rzekę Łęg (II rz.) oraz skomplikowany system małych cieków, pierwotnie naturalnych, obecnie uregulowanych oraz przez sieć rowów melioracyjnych. Gęstość sieci odwadniającej wynosi około 2 km/km². Cieki o szerokości 1—1,5 m mają koryta wyprostowane, przeważnie zarośnięte, dna muliste, niekiedy piaszczyste. Szerokość koryta Łęgu wynosi 7—15 m, głębokość wcięcia 1,5 m, spadek około 0,56‰. Cieki tego obszaru zasilane są wodami gruntowymi i wyraźnie z nimi korelują. W porównaniu z obszarami górskimi i wyżynnymi wezbrania występują z opóźnieniem, są mniejsze i dłużej trwające. Występują najczęściej w okresie wiosennych roztopów. Łęg, ze względu na uregulowane koryto, nie wylewa. Omawiany obszar leży w regionie, z którego odpływ jednostkowy wynosi około 5 l/sek./km², a współczynnik odpływu około 30%.

*

Obszar reprezentujący Pogórze Karpackie (wyc. E) wznosi się od 340—586 m n.p.m., różnice wysokości wynoszą około 260 m. Wysokości względne między płaskimi wierzchołkami garbów a dnami dolin wahają się od 100 do 150 m, a nachylenia 10—20°. Podłoże, zbudowane z mało odpornych piaskowców i łupków krośnieńskich, przykryte jest miększymi pokrywami glin pylastych. Obszar wylesiony w 70%, średnie roczne opady wynoszą 800—900 mm.

S p ł y w p o w i e r z c h n i o w y i w s i ą k a n i e. Rzeźba (duże spadki, gęste rozczłonkowanie terenu — 3 km/km²), słabo przepuszczalne pokrywy zboczowe i podłoże oraz duże wylesienie obszaru decydują o przewadze spływu powierzchniowego nad wsiąkaniem. Czynnikiem opóźniającym spływ, zwłaszcza z opadów o małym natężeniu, jest duża pojemność wodna pokryw, które są zdolne zmagazynować znaczne ilości wody.

R e t e n c j a p o d z i e m n a. Niekorzystne warunki dla wsiąkania są przyczyną małych zasobów wodnych tego obszaru. Potwierdzają to naturalne wypływy wód podziemnych, a mianowicie: mała ich ilość — około 4/km², o wydajności małej i zmiennej oraz znaczna przewaga młak, wysięków i wycieków nad źródłami. Naprzemianległe piaskowce i łupki krośnieńskie, drobnoławicowe i płytko spękane, o stromych upadach są kompleksem słabo wodonośnym. Poszczególne warstwy piaskowców tworzą odizolowane, mało zasobne zbiorniki wód podziemnych. Wskazuje na to mała ilość źródeł skalnych (1 źródło na 2 km²). Są to najczęściej źródła szczelinowe lub szczelinowo-warstwowe, przykorytowe lub zboczowe o wydajności do 0,1 l/sek., rzadziej około 0,5 l/sek. Najbardziej powszechne są wody, występujące w pokrywach zboczowych. Wypływają one na zboczach oraz we wcięciach erozyjnych w postaci młak, wysięków i mało wydajnych źródeł zwietrzelinowych. O zmienności zasobów

wód zwietrzelinowych świadczy okresowe funkcjonowanie ich wypływów, wysychanie górnych odcinków cieków. W dnie doliny głównej i jej większych dopływów wody gruntowe występują w utworach aluwialnych na głębokości 0—2 m. Określenie głębokości występowania wód podziemnych przy pomocy hydroizobat na obszarze poza dolinami aluwialnymi jest rzeczą bardzo trudną ze względu na skomplikowane stosunki hydrogeologiczne fliszu oraz brak studni na wierzchołkach i stokach. Z tego względu oznaczono w tym obszarze głębokość do wody jako różnicowaną.

O d p ł y w. Obszar leży w dorzeczu dolnej Hoczewki (III rz.). Orograficzne działy wodne mają przebieg wyraźny. Gęstość sieci rzecznej wynosi około 3 km/km² z dużą przewagą cieków stałych (2,5 km/km²). Rzeka główna tnie poprzecznie elementy tektoniczne, a nawiązują do nich dopływy subsekwentne. Hoczewka o szerokości koryta 10—30 m płynie ze zmiennym spadkiem 4,9—9,5‰ albo w utworach akumulacyjnych (meandry) lub rozcina podłoże skalne do około 7 m (bystrza, szypoty). Dopływy subsekwentne krótkie, o spadku 25—50‰ mają słabo rozwinięte leje źródłowe i sieć dopływów resekwentnych, przeważnie okresowych. Koryta wycięte są w utworach pokrywowych, odcinkami w podłożu skalnym (szypoty). Cieki prowadzą małe ilości wody. Ich reżim cechują: znaczne wahania stanów wody i przepływów, krótkotrwałe stany wysokie, długotrwałe niżówki. Świadczy to o małym i nierównomiernym zasilaniu cieków wodami podziemnymi. Odpływ jednostkowy wynosi około 16—17 l/sek./km², współczynnik odpływu około 50%.

*

Obszar reprezentujący B e s k i d W y s o k i (wyc. F), położony na południowych stokach Gorców wznosi się od 580—1185 m n.p.m. Różnice wysokości wynoszą około 600 m, wysokości względne 200—300 m, a gęstość rozczłonkowania terenu około 5 km/km². Stoki o nachyleniu powyżej 18° zajmują około 65% powierzchni (11). Podłoże budują warstwy magurskie, wykształcone jako gruboławicowe piaskowce i zlepieńce, poprzedzielane pakietami cienkoławicowych łupków i łupków z piaskowcami. Stoki okryte są gliniasto-gruzowymi pokrywami zwietrzelinowymi o różnej miąższości. Zalesienie obszaru wynosi około 60%, średnie opady roczne 900—1100 mm.

S p ł y w p o w i e r z c h n i o w y i w s i ą k a n i e. Przewaga średnio przepuszczalnych utworów, duży procent zalesienia sprzyjają wsiąkaniu. Jednak niekorzystne warunki rzeźby (duże deniwelacje i spadki, gęste rozczłonkowanie) bardzo wydatnie zmniejszają zdolność retencyjną obszaru na korzyść spływu powierzchniowego, co zaznacza się szczególnie wyraźnie w okresach opadów ulewnych.

R e t e n c j a p o d z i e m n a. O wodach podziemnych informują naturalne wypływy, ponieważ studnie znajdują się tylko w dnach dolin głównych. Gęstość wypływów sięga nawet do 25 na 1/km² (11). Przeważają wypływy skalno-zwietrzelinowe i zwietrzelinowe o małej wydajności, często o charakterze młak. Największa ilość źródeł i młak wypływa na stokach w strefie wysokości 900—1200 m n.p.m. Tak duża ilość źródeł i o małych wydajnościach, występująca na różnych wysokościach związana jest z naprzemianległym występowaniem wodonośnych piaskowców i wodoszczelnych łupków oraz gęstym rozcięciem terenu. Najbardziej zasobne w wodę są gruboławicowe piaskowce i zlepieńce ma-

gurskie z wkładkami warstw beloweskich, z których wypływa około 50% wszystkich wypływów, o przeważających wydajnościach 0,1—0,5 l/sek. (11). Zdarzają się też źródła o wydajności 1,5—2,5 l/sek. Wody źródlane w zupełności zaspokajają potrzeby miejscowej ludności. Zbiornikami wód zwierzelinowych są pokrywy zboczowe, zalegające na słabo przepuszczalnym podłożu. Zasoby wód w pokrywach są małe i zmienne. Większe ilości wody gromadzą osuwiska, z których wypływają liczne źródła i młaki. W dnach dolin cieków głównych wody gruntowe występują w aluwiach na głębokości 0—2 m. Zasoby tych wód są małe ze względu na wąski pas aluwiów i niewielką miąższość. Jednostkowa wydajność wód podziemnych wynosi 2 l/sek./km² (11).

O d p ł y w. Obszar położony jest w dorzeczu rzeki Ochotnicy (III rz.). Sieć rzeczna ma układ dendryczny. Stanowią ją przede wszystkim cieki stałe, których gęstość wynosi około 3,5 km/km². Sieć okresowa i epizodyczna jest rzadka. Rynny epizodyczne to głównie holwegi, prowadzone wzdłuż stoków. Cieki biorą początek ze źródeł i młak w strefach podgrzbietowych. Mają bardzo dobrze rozwinięte leje źródłowe o czynnej erozji wstecznej. Długość cieków wynosi 0,5—2 km. Płyną w głębokich dolinach wciosowych z bardzo dużym spadkiem, często ponad 200‰. Koryta cieków o szerokości do 1 m, wycięte są w podłożu skalnym. Potoki główne Jaszczce i Jamne mają koryta o szerokości do 2,5 m, wycięte przeważnie w podłożu skalnym (bystrza, szypoty) do głębokości 1—2,5 m. Średni spadek wynosi 50—65‰. W dnach dolin występują lokalne zabagnienia, wskutek podścielenia aluwiów utworami ilastymi. Górne odcinki potoków zamknięte są zaporkami przeciwszutrowymi, przy których zainstalowane są limnigrafy i deszczomierze². Średni roczny przepływ potoków wynosi około 200—300 l/sek. (11). Wahania stanów wody i przepływów są bardzo duże. Potoki wzbierają bardzo gwałtownie, lecz równie szybko opadają, gdyż zasilane są głównie przez wody opadowe i roztopowe, a w mniejszym stopniu przez wody gruntowe. Według J. Niemirowskiej odpływ jednostkowy z tego obszaru wynosi 21—23 l/sek./km², a współczynnik odpływu 56—60% (11).

*

Obszar z regionu krystalicznego Tatr Wysokich (wyc. G), o rzeźbie glacialnej wznosi się od 1200—2400 m n.p.m. Różnice wysokości wynoszą 1200 m, a wysokości względne 400—800 m. Przeważają nachylenia ponad 30°. Około 35% powierzchni leży w piętrze regła górnego i kosodrzewiny. Średnie roczne opady wynoszą ponad 1500 mm.

S p ł y w p o w i e r z c h n i o w y i w s i ą k a n i e. Duże rozprzestrzenienie przepuszczalnych pokryw rumoszowych i morenowych, zalegających na nieprzepuszczalnym lub słabo przepuszczalnym podłożu krystalicznym sprzyjają wsiąkanii i akumulacji wód. Równocześnie jednak zachodzi szybkie ich oddawanie w kierunku dolin dzięki dużym nachyleniom. Spływ powierzchniowy i liniowy przeważa w strefie skalistych grzbietów i bardzo stromych stoków, zbudowanych ze skał krystalicznych i pozbawionych pokrywy rumoszowej i roślinnej. Spływ jest bardzo gwałtowny i krótkotrwały, o czym świadczy gęsta sieć epizodyczna.

² Zlewnie potoków Jaszczce i Jamne objęte są badaniami specjalnymi, prowadzonymi przez WSR i Zakład Ochrony Przyrody PAN w Krakowie.

Retencja powierzchniowa. Liczne jeziora pochodzenia glacialnego należą do cech charakterystycznych hydrografii Tatr Wysokich. Na omawianym obszarze występuje 5 jezior większych o łącznej powierzchni 110,312 ha oraz około 15 jeziorek o łącznej powierzchni 0,697 ha. Jeziorka małe występują w zwałach piargów lub w morenach na wysokości 1667—1871 m n.p.m. Są bardzo płytkie, mają małą pojemność, a niektóre w okresach bezdeszczowych wysychają. Grupa typowych jezior lodowcowych charakteryzuje się małymi rozmiarami powierzchni nie przekraczającymi 35 ha, lecz bardzo dużymi głębokościami średnimi (14,6—37,7 m) i maksymalnymi (34,6—79,3 m). Globalna pojemność jezior wynosi 34 619 500 m³ wody. Jeziora występują piętrowo w dnach kotłów i dolin lodowcowych na wysokości 1722—1393 m n.p.m., w źródłowych częściach zlewni potoków Rybiego i Roztoki i są włączone do ich systemu rzecznoego. Zasilane są wodami roztopowymi, gruntowymi poprzez źródła oraz opadowymi, z dużym udziałem spływu powierzchniowego. Stany wody na jeziorach wahają się w granicach kilkudziesięciu cm. Stany maksymalne związane są z topieniem pokrywy śnieżnej, minimalne z okresem jesienno-zimowym.

Retencja podziemna. O zasobach wodnych tego obszaru informuje bardzo duża ilość źródeł — około 15/km², dostarczających łącznie około 17 l/sek./km² wody (12). Retencja podłoża krystalicznego jest mała (płytką strefa spękania, duże nachylenia). Potwierdzają to liczne wycieki, a mała ilość szczelinowych źródeł skalnych, o małej wydajności (do 0,1 l/sek.) i dostarczających około 12 l/sek. wody (3%). Większość wypływów funkcjonuje okresowo i daje początek małym, okresowym ciekom, zanikającym w stożkach rumoszowych. Rumoszowe pokrywy o nachyleniu 25—30° są zbiornikami okresowymi — przepływowymi. Zasilane są z infiltracji bezpośredniej oraz wodami spływowymi z wyżej położonego obszaru skalnego (zanikanie cieków, źródła skalno-rumoszowe). Zasoby wód zbiorników rumoszowych są bardzo zmienne. Szybko uzupełniają się w okresach opadów i roztopów, ale też bardzo szybko oddają wodę do niżej położonych zbiorników morenowych i jezior lub wypływają w postaci źródeł rumoszowych. Źródła są często okresowe, wędrujące, o wydajności poniżej 0,1 l/sek. Łącznie dostarczają około 25 l/sek. (7%) wody. Najbogatszymi zbiornikami wód podziemnych są moreny, wyścielające dna kotłów i żłoby lodowcowe. O zasobach tych wód informują liczne i dość wydajne źródła (zboczowe, przykorytowe), stanowiące około 65% źródeł tego obszaru i dostarczające około 320 l/sek. (około 90%) wody. Zasoby wód morenowych wykazują duże wahania i szybką reakcję na zasilanie wodami opadowymi i roztopowymi.

Opływ w. Omawiany obszar leży w zlewni potoków Roztoki i Rybiego (IV rz.). Stała sieć rzeczna o gęstości 1,5 km/km² jest przeszło dwukrotnie rzadsza od sieci epizodycznej i okresowej. Tak duża gęstość cieków niestałych związana jest z pocięciem stromych stoków gęstą siecią żlebów oraz z powszechnie występującymi pokrywami rumoszowo-morenowymi. Cieki szybko reagują na opady, szybko wzbierają i gwałtownie spływają (spadki często powyżej 200‰). Większość cieków uchodzi do jezior lub ginie w materiale gruzowo-morenowym, nie doprowadzając wody do koryt potoków głównych — Rybiego i Roztoki. Potoki te wypływają z jezior. Koryta o szerokości 4—5 m wycięte są w utworach morenowych, odcinkami w podłożu skalnym (wodospady). Spadek wynosi 62—165‰. Cieki zasilane są wodami roztopowymi, gruntowymi (liczne źródła przykorytowe i zboczowe) oraz opadowymi. Pomierzone przez A.

Rajwę przepływy wynosiły: przy niskich stanach wody 0,500—0,700 m³/sek., przy wysokich 2—3 m³/sek. W przebiegu stanów wody zaznaczają się dwa maksima — roztopowe o łagodniejszych i dłużej trwających kulminacjach oraz letnie, gwałtowniejsze i szybciej zanikające. Długotrwałe niżówki przypadają na okres jesienno-zimowy. Znaczne wahania stanów wody i przepływów związane są z warunkami klimatycznymi tej strefy (wysokie opady, duże zasoby wód w pokrywie śnieżnej) oraz z szybkim spływem i wyczerpywaniem się płytkich zbiorników pokrywowych w okresach suchych. Na rozłożenie wysokich stanów wód na dłuższy okres wpływają w znacznym stopniu zbiorniki jeziorne oraz pokrywy rumoszowe, opóźniające bezpośredni spływ powierzchniowy do koryt potoków głównych. Odpływ jednostkowy wynosi w tym obszarze około 35 l/sek./km², w tym około 50% stanowi odpływ wód źródłanych. Współczynnik odpływu wynosi około 70%.

*

Z przedstawionych przykładów map hydrograficznych wynika, że w poszczególnych regionach Południowej Polski obieg wody jest bardzo zróżnicowany i ściśle nawiązuje do budowy geologicznej, rzeźby i mikro-klimatu. W mniejszym stopniu zaznacza się ten związek w obszarze o środowisku przeobrażonym, gdzie działalność gospodarza przekształciła zupełnie naturalne stosunki wodne (wyc. A).

W ten sposób skonstruowana mapa hydrograficzna pozwala na poznanie stosunków wodnych badanych obszarów, a na ich podstawie na wydzielenie regionów o różnym systemie krążenia wody oraz obszarów nadwyżek i deficytów wodnych, a przez to dostarcza niezbędnych danych dla różnych działów gospodarki.

LITERATURA

- (1) Dynowska I. *Obieg wody w obszarze wyżynnym, zbudowanym z marglu kredowego na przykładzie dorzecza Górnej Szreniawy*. „Zeszyty Naukowe Uniw. Jagiell.” „Prace Geogr.” z. 8. Kraków 1964.
- (2) Galon R. *Hydrological research for the needs of the regional economy*. „Geographia Polonica” t. 3. Warszawa 1964.
- (3) *Hydrogeografia polska w ostatnim dwudziestoleciu (materiały z konferencji naukowej w Gdańsku 8—10.X.1965)*. Warszawa 1966.
- (4) *Instrukcja do opracowania szczegółowej mapy hydrograficznej Polski (wykaz znaków)*. Oprac.: Klimaszewski M., Pietkiewicz St., Więckowska H., Wit K. Warszawa 1954 (wyd. powielone).
- (5) *Instrukcja do zdjęcia hydrograficznego Polski*. Oprac.: Celmer T., Klimaszewski M., Pietkiewicz St. i inni. Wyd. I „Dokument. Geogr.” z. 3, 1958. Wyd. II „Dokument. Geogr.” z. 4, 1959.
- (6) *Instrukcja opracowania mapy hydrograficznej Polski 1:50 000 (opracowanie zespołowe)*, wyd. III. „Dokument. Geogr.” z. 3¹ 1964.
- (7) Klimaszewski M. *The detailed Hydrographical Map of Poland*. „Przegl. Geogr.” t. XXVIII, Supplement. Warszawa 1956.
- (8) Klimaszewski M. *The problems of the Geomorphological and Hydrographical Map on the Example of the Silesian Industrial District*. „Prace Geograficzne IG PAN” nr 25, 1961.

- (9) Klimaszewski M. *Zagadnienia szczegółowej mapy hydrograficznej Polski*, „Dokument. Geogr.” z. 3, 1964. str. 7—16.
- (10) Leś-Rogoż A. *Charakterystyka hydrograficzna GOP*. Komitet dla spraw GOP, „Biuletyn” 64. Warszawa 1962.
- (11) Niemirowska J. *Charakterystyka hydrograficzna zlewni potoków Jaszce i Jamne*. Praca magisterska (maszynopis), Inst. Geogr. UJ, Kraków 1965.
- (12) Rajwa A., Wit-Józwick K. *Objaśnienia do arkuszy Tatry Wysockie* (rękopis). Inst. Geogr. PAN. Kraków 1968.
- (13) Wilgat T. *Problemy hydrograficzne Wyżyny Lubelskiej*. „Czas. Geograf.” t. XXIX, z. 4, 1958.
- (14) Wilgat T. *Z badań nad wodami podziemnymi Wyżyny Lubelskiej* „Annales UMCS”, Sec. B, t. XII, 1959.
- (15) Wilgat T. *Dorobek polskiej hydrogeografii*. „Przegl. Geogr.” t. XXV, z. 3, 1963.
- (16) Wit-Józwick K. *Regiony hydrograficzne GOP*. Komitet dla Spraw GOP, „Biuletyn” 64. Warszawa 1962.

КРЫСТЫНА ВИТ-ЮЗЬВИК

ПРИМЕРЫ ГИДРОГРАФИЧЕСКИХ КАРТ ЮЖНОЙ ПОЛЬШИ
(РАЙОНЫ С РАЗЛИЧНОЙ ЦИРКУЛЯЦИЕЙ ВОДЫ)

На примере 7 фрагментов гидрографических карт различных районов в статье представлены различия водных условий и типы циркуляции воды, в зависимости от географической среды и хозяйственной деятельности человека. Показано также в каком объеме анализ гидрографической карты может представить сведения по водным условиям южной Польши.

Пер. Б. Миховского

KRYSTYNA WIT-JÓZWIK

EXAMPLES OF HYDROGRAPHICAL MAPS OF SOUTHERN POLAND
(SHOWING REGIONS WITH DIFFERENT SYSTEMS OF WATER CIRCULATION)

The detailed hydrographical map of Poland, with field surveys as basis, was initiated in 1950 by Professor Dr. M. Klimaszewski; in 1951 the first Congress of Polish Science decreed this to be one of the basic tasks set to Polish geographers, and this sort of work was taken up by all university centres. Beginning with 1954 the management of hydrographical mapping was taken over by the Department of Geomorphology and Hydrography of the Geographical Institute of the Polish Academy of Sciences in Kraków and Toruń. The hydrographical mapping is being carried out on 1:25 000 scale following the general directions issued in the form of „Instruction for Preparing the Hydrographical Map of Poland on 1:50 000 Scale”. In 1964 a new edition of the above „Instruction” called for preparing the hydrographical map in 7 colours, so as to show by means of hydroisobath contours, with land relief and lithology as basis (and with particular consideration of ground permeability), the depths of the highest horizon of subterranean waters fit for exploitation; this same map shows all important

hydrographical phenomena as well as all structures serving the water economy. Each sheet of the map is accompanied by an explanatory text.

To her paper the author added 7 fragments of maps illustrating selected regions of South Poland; these fragments refer to: A — the Silesian Plateau, B — the Miechów Plateau, C — the Lublin Plateau, D — the Sandomierz Depression, E — the Carpathian Foreland, F — the High Beskids, G — the High Tatra Massif. These map fragments show the respective system of local hydrographical conditions by picturing the different types of water circulation, depending on the natural environment of the region and its transformations by man's activities. Each description of a map fragment gives the principal features of its natural environment and, with this as basis, the analysis of its hydrographical conditions.

Translated by *Karol Jurasz*

SYLWIA GILEWSKA
Kraków

Wybrane zagadnienia przeglądowej mapy geomorfologicznej Wyżyny Śląskiej

Some problems of the geomorphological outline map of the Silesian Upland (Southern Poland)

Zarys treści. Autorka omawia niektóre zagadnienia geomorfologiczne Wyżyny Śląskiej, podając możliwości ich przedstawienia na przeglądowej mapie geomorfologicznej.

Dotychczasowe przeglądowe mapy geomorfologiczne Wyżyny Śląskiej wykazują duże rozbieżności w koncepcji i zakresie treści. Wśród przeglądowych map tego obszaru wyróżnia się dwa typy:

1. *Mapy zawierające wydzielenia morfograficzne.* Podstawą tych opracowań jest analiza map topograficznych i, częściowo, map geologicznych (odporność skał). Do tego typu map należą schematyczne mapki fizjograficzne Polski południowo-zachodniej, wykonane przez W. Marchacza (12), L. Sawickiego i W. Ormickiego (14), oraz „Mapa morfologiczna południowej Polski” w skali 1:1700 000, opracowana przez M. Klimaszewskiego (4),

2. *Mapy zawierające próby wprowadzenia klasyfikacji genetycznej i chronologicznej.* Opracowania te zmierzają do ujęcia kartograficznego pochodzenia i rozwoju form w zasięgu różnych zlodowaceń skandynawskich. Jako przykład służą mapy, wykonane przez J. Kondrackiego i J. Czaplicką (9) oraz S. Z. Różyckiego (13).

Instytut Geografii PAN podjął prace nad przeglądową mapą geomorfologiczną Polski w skali 1:500 000. Na posiedzeniu zespołu redakcyjnego, które odbyło się w Krakowie w lutym 1967 r., uzgodniono, że mapa ta powinna dać obraz dotychczasowego stanu wiedzy o rzeźbie Polski. Na mapie należy zatem wydobyc duże morfostruktury oraz genetyczne typy form o określonym wieku, charakteryzujące podstawowe etapy rozwoju rzeźby.

W oparciu o powyższe zasady i istniejące opracowania (15) autorka przygotowała projekt przeglądowej mapy geomorfologicznej Wyżyny Śląskiej w podziałce 1:500 000, przedstawiając na niej duże jednostki morfostrukturalne, a w ich obrębie genetyczne typy rzeźby określonego wieku oraz zespoły drobnych form. Oparła się przy tym na analizie szczegółowych map topograficznych, map geologicznych, publikacji z zakresu geologii i geomorfologii oraz na wynikach szczegółowego zdjęcia geomorfologicznego wybranych obszarów Wyżyny Śląskiej (6 i inni).

Wyniki nowszych badań geomorfologicznych pozwoliły na dokładniejsze poznanie rozwoju rzeźby oraz rozszerzenie i pogłębienie geo-

morfologicznej problematyki Wyżyny Śląskiej. Na czoło wysuwają się następujące zagadnienia: 1) związek rzeźby z budową geologiczną, 2) etapy rozwoju rzeźby trzeciorzędowej, jej zróżnicowanie przez ruchy tektoniczne, 3) wpływ zlodowaceń skandynawskich na stan zachowania starej rzeźby, 4) wpływ ukształtowania podłoża na przebieg erozji i akumulacji czwartorzędowej. Zagadnienia te wydobywa załączona przeglądowa mapa geomorfologiczna (załącznik pod opaską).

Północna część Wyżyny Śląskiej ma rzeźbę krawędziową, natomiast w części południowej przeważa rzeźba zrębowa. To urozmaiczone ukształtowanie Wyżyny Śląskiej jest wynikiem zróżnicowanej budowy geologicznej.

Związek rzeźby z budową geologiczną

Na podłożu paleozoicznym tworzącym wielkie antyklinorium śląskie, zrównane w okresie permskim, leży niezgodnie płyta mezozoiczna. Jest ona zbudowana z grubych zespołów skał odpornych (wapień, dolomity, piaskowce), przegrodzonych kompleksami skał mniej odpornych (iły, piaski, margle, 1). Pokrywa mezozoiczna jest pochylona ku N i NE. W obrębie monokliny na wychodniach skał odpornych powstały progi denudacyjne i rozwinęła się rzeźba krawędziowa. Natomiast w skałach mało odpornych zostały wymodelowane obniżenia denudacyjne o charakterze kotlin inwersyjnych i obniżeń subsekwentnych. W obrębie antyklinorium wskutek niemal całkowitego zdercia pokrywy mezozoicznej odsłonił się trzon hercyński. Jest on pocięty licznymi uskokami, wzdłuż których Wyżyna Śląska opada stopniowo ku zapadliskowemu rowowi przedgórskiemu. Ruchy obniżające południową część wyżyny trwają współcześnie (10).

Etapy rozwoju rzeźby trzeciorzędowej i jej zróżnicowanie przez ruchy tektoniczne

Rozwój rzeźby Wyżyny Śląskiej był policykliczny. Najstarsze rysy rzeźby powstały w paleogenie. Z tego okresu pochodzi rozległa powierzchnia degradacyjna o zróżnicowanej budowie geologicznej. Resztki powierzchni zachowały się na wychodniach skał odpornych, tworzących trzon hercyński i zwarte progi strukturalne. Na podłożu zbudowanym z wapieni i dolomitów ma ona charakter powierzchni zrównania krasowego (2, 5). Natomiast na garbach wyżynnych i w obniżeniach denudacyjnych powierzchnia ta uległa zniszczeniu. Do ukształtowania i pochylecia pierwotnej powierzchni degradacyjnej ku N i NE oraz ku S nawiązują sieć konsekwentnych dolin rzecznych, rozcinających progi strukturalne (dolin: Liswarty, Czarnej i Białej Okszy, Kacanki, Rększówki, Czarnej Przemszy i jej dopływów, 2, 8, 11).

W północnej części wyżyny nierównomierne niszczenie paleogeńskiej powierzchni degradacyjnej przez młodotrzeciorzędowe czynniki denudacyjne i erozję rzeczną doprowadziło do powstania progów strukturalnych i rozległych obniżeń denudacyjnych (dwucykliczny rozwój rzeźby krawędziowej w ujęciu W. M. D a v i s a, 2, 5). Obniżenia te były odwadniane przez subsekwentne rzeki, zmierzające na północny zachód do plioceńskiego zbiornika śródlądowego (8).

W południowej części wyżyny ciągłość paleogeńskiej powierzchni degradacyjnej przerwały miocenne fleksury i uskoki (2, 5). Rozbiły one

powierzchnię na mniejsze płaty (zręby, rowy tektoniczne). Wzdłuż tych uskoków powierzchnia opada progami i schodami tektonicznymi ku Kotlinie Raciborsko-Oświęcimskiej, gdzie zanurza się pod osady morza tortońskiego. Zróznicowane ruchy epeirogeniczne spowodowały także silne wgłębienie powierzchni między Błotnicą a Toszkiem. W wyniku zaburzenia przez ruchy tektoniczne fragmenty powierzchni degradacyjnej o założeniu starotrzeciorzędowym wykazują dziś znaczne różnice wysokości, dochodzące do kilkuset metrów.

Wpływ zlodowceń skandynawskich na stan zachowania starej rzeźby

W czwartorzędzie rozwój rzeźby Wyżyny Śląskiej był zaburzony przez lądolód, który dwukrotnie pokrył jej obszar. W tym czasie stara rzeźba była raczej fosylizowana przez pokrywy autochtoniczne (materiał pochodzenia zboczowego, osady rzeczne) i allochtoniczne (utwory fluwioglacjalne, glacialimniczne i glacialne) o zmiennej miąższości (2, 7, 11). To zasypanie i wyrównanie trzeciorzędowej rzeźby spowodowało zmniejszenie wysokości względnych. Stopień zamaskowania nierówności starszego podłoża zwiększa się ku północy, gdzie na linii Byczyny zanurza się ono pod rozległą pokrywą utworów czwartorzędowych (4). W ten sposób grube serie osadów czwartorzędowych konserwują rzeźbę trzeciorzędową i opóźniają jej rozwój.

Wpływ rzeźby starszej na przebieg erozji i akumulacji czwartorzędowej

Zróznicowane ukształtowanie wyżyny predysponowało zróznicowany przebieg erozji i akumulacji czwartorzędowej, a zwłaszcza glacji, faz postojowych lądolodu i deglacjacji. Urozmaicona rzeźba preglacialna nie sprzyjała przetrwaniu form akumulacji lodowcowej i rzeczno-lodowcowej z czasów najstarszego zlodowacenia. Także z okresu stadium Odry zachowały się tu tylko nieliczne formy, w różnym stopniu przeobrażone przez późniejsze procesy morfogenetyczne. Niemniej jednak w oparciu o nowsze wyniki badań można przyjąć, że urozmaicona rzeźba trzeciorzędowa sprzyjała rozczłonkowaniu lodowców na jezory, przy czym zasięg ich był uwarunkowany w dużym stopniu przebiegiem starych garbów wyżynnych. Fazy postojowe lądolodu stadium Odry zaznaczyły się powstaniem ciągów pagórów czołowomorenowych. Na ich przedpolu rzeki proglacialne, swobodnie odpływające obniżeniami dolinnymi na południe, usypały rozległe stożki sandrowe (3, 4, 6, 7). Zróznicowane ukształtowanie podłoża sprzyjało deglacjacji arealnej (ostańcowe stoliwa, pagóry i terasy kemowe, wały moren ablacyjnych, 2, 7).

Na powierzchni zasypania utworami z okresu stadium Odry powstały nowe zespoły form, które bądź to wykazują niezależność występowania i przebiegu od rzeźby podłoża czwartorzędu (doliny dopływów Brynicy, przełom epigenetyczny Czarnej Przemszy), bądź też nawiązują do rzeźby starszego podłoża (odnowione doliny przełomowe, rozcinające progi strukturalne, 11).

Z bogatej problematyki geomorfologicznej Wyżyny Śląskiej omówiłam te istotne zagadnienia, które ilustruje załączona przeglądowa mapa geomorfologiczna.

WYBRANA LITERATURA

- (1) Doktorowicz-Hrebnicki S., Różycki S. Z. *Przeglądowa mapa geologiczna Polski*. Ark. Kraków, 1:300 000, 1949.
- (2) Gilewska S. *Rzeźba progu środkowotriasowego w okolicy Będzina*. „Prace Geogr. IG PAN” nr 44, 1963.
- (3) Karaś-Brzozowska C., Starkel L. *Zasięg zlodowacenia środkowopolskiego w południowej części Wyżyny Śląskiej*. „Przeł. Geogr.” t. XXX, z. 2, 1958.
- (4) Klimaszewski M. *Podział morfologiczny południowej Polski*. „Czasop. Geogr.” t. XVII, 3—4, 1939—1949.
- (5) Klimaszewski M. *Rozwój geomorfologiczny terytorium Polski w okresie trzeciorzędowym*. „Przeł. Geogr.” t. XXX, z. 1, 1958.
- (6) Klimaszewski M. i zespół. *Atlas geomorfologiczny Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego*. 1962.
- (7) Klimek K. *Deglacjacja północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej w okresie zlodowacenia środkowopolskiego*. „Prace Geogr. IG PAN” nr 53, 1966.
- (8) Klimek K. *Trzeciorzędowe zmiany sieci rzecznej w północno-zachodniej części Wyżyny Małopolskiej*. Rękopis, Zakład Geomorfologii i Hydrografii Gór i Wyżyn IG PAN w Krakowie.
- (9) Kondracki J., Czapliska J. *Geomorfologia*. 1:2 000 000. Atlas Polski, 1949.
- (10) Kowalczyk Z. *Analiza wyników badań geodezyjnych nad współczesnymi naturalnymi ruchami powierzchni południowej części Górnego Śląska*. Prace Kom. Nauk Techn. PAN, „Geodezja” 1, 1964.
- (11) Lewiński J. *Utwory dyluwialne i ukształtowanie powierzchni przedlodowcowej dorzecza Przemszy*. Tow. Nauk. Warsz. „Prace”, 7, 1914.
- (12) Marchacz W. *Krajobraz Śląska Polskiego (z uwzględnieniem przyległych krain)*. Inst. Śląski, 110, 1936.
- (13) Różycki S. Z. *Czwartorzęd i geomorfologia*. 1:3 500 000. Atlas geograficzny Polski M. Janiszewskiego, 1952.
- (14) Smoleński J., Ormicki W. *La Silesie Polonaise*. Przew. wycieczki Międzyn. Kongresu Geogr. 1934.
- (15) Starkel L. *The synoptic geomorphological map of the Polish Carpathians*. Geogr. Ustav. ČSAV, Zpravy 9, Progress made in geomorphological mapping. Brno 1961.

СИЛЬВИЯ ГИЛЕВСКА

ИЗБРАННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ОБЗОРНОЙ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ СИЛЕЗСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ (ЮЖНАЯ ПОЛЬША)

Автор рассматривает некоторые геоморфологические проблемы Силезской возвышенности, а также предлагает возможности представить их на обзорной геоморфологической карте.

Пер. Б. Миховского

SYLWIA GILEWSKA

SOME PROBLEMS OF THE GEOMORPHOLOGICAL OUTLINE MAP OF THE SILESIAN UPLAND (SOUTHERN POLAND)

In this paper some of the geomorphological problems of the Silesian Upland are discussed and possibilities of their cartographic representation shown on the geomorphological outline map.

FUMIO TADA, MASAHIKO OYA
Tokio

Geomorphological Survey Map of the Yoshino River Basin, Shikoku, in the Western part of Japan, showing classification of flood-stricken areas

*Mapa geomorfologiczna obszarów dotkniętych powodzią w dorzeczu
Josino, Sikoku w Zachodniej Japonii*

Purpose

A geomorphological survey map showing classification of flood stricken areas enables us to estimate floods not only of the past but also of the future, with respect to their extent, water depth and duration of inundation. The direction of flood current, changes in the river course, possibility of erosion, deposits and other items that may help us to define the type of flood can also be predicted.

The reason why such a survey map serves the purpose of defining the type of flood is that the irregular surface of a flood plain, however slight, as well as sand and gravel deposits have been formed by repeated floods over the areas affected. Consequently, the micro-topography of the plain and state of sand and gravel accumulations can tell the history of floods in past years.

This indicates that by classifying the geomorphological configuration of flood-stricken areas one can define the type of floods not only of the past but also of the future.

From this point of view, we have drawn the „Geomorphological Survey Map of the Yoshino River Basin showing Classification of Flood-stricken Areas”.

Incidentally, the accuracy of this geomorphological survey map was checked during the Isewan Typhoon in 1959. It was five years after the preparation of the Geomorphological Survey Map of the Kiso River Basin showing Classification of Flood-stricken Areas that the high tide attacked the area. Then the map quoted proved to be of greatest value for the estimation of the flood range. The results of the flood were found to be almost exactly the same as predicted on this map, with respect to the direction of the flood current, ranges of submergence, and the depth and duration of inundation.

Method

The above map on a scale of 1 : 50 000 was drawn initially from aerial photographs on a scale of 1 : 40 000. The target area was divided into major geomorphological elements (such as mountain areas, terraced lowlands), and valley-plains, natural levees, back swamps, former river-courses, delta et c. subsequently established. The flood range was also plotted on the preliminary map. In conjunction with the aerial photograph analyses these features were studied in detail in the field, and the results are summarized in the final map.

Relationship between the type of flood and the geomorphological elements

Some gentle mountain-side slopes were formed by landslides, but the number of moving landslides is rather small.

Alluvial fans are areas where important erosion and deposition of sand and gravel occur in flood times. Changes in the river course are then of frequent occurrence. Transformation of river beds is also considerable in a fan, but the fan itself is well drained.

The elevated river bed in the artificially fixed river course is dangerous in flood times.

The natural levee is a micro-hilly land consisting of sand that is transported by the flood current along the river channel. The natural levee is submerged only during extraordinary high floods, but the water withdraws fairly well.

Back-swamps occupy spaces between the natural levees. These areas are submerged much longer, and the flood water depth is here greater than it is on the natural levee.

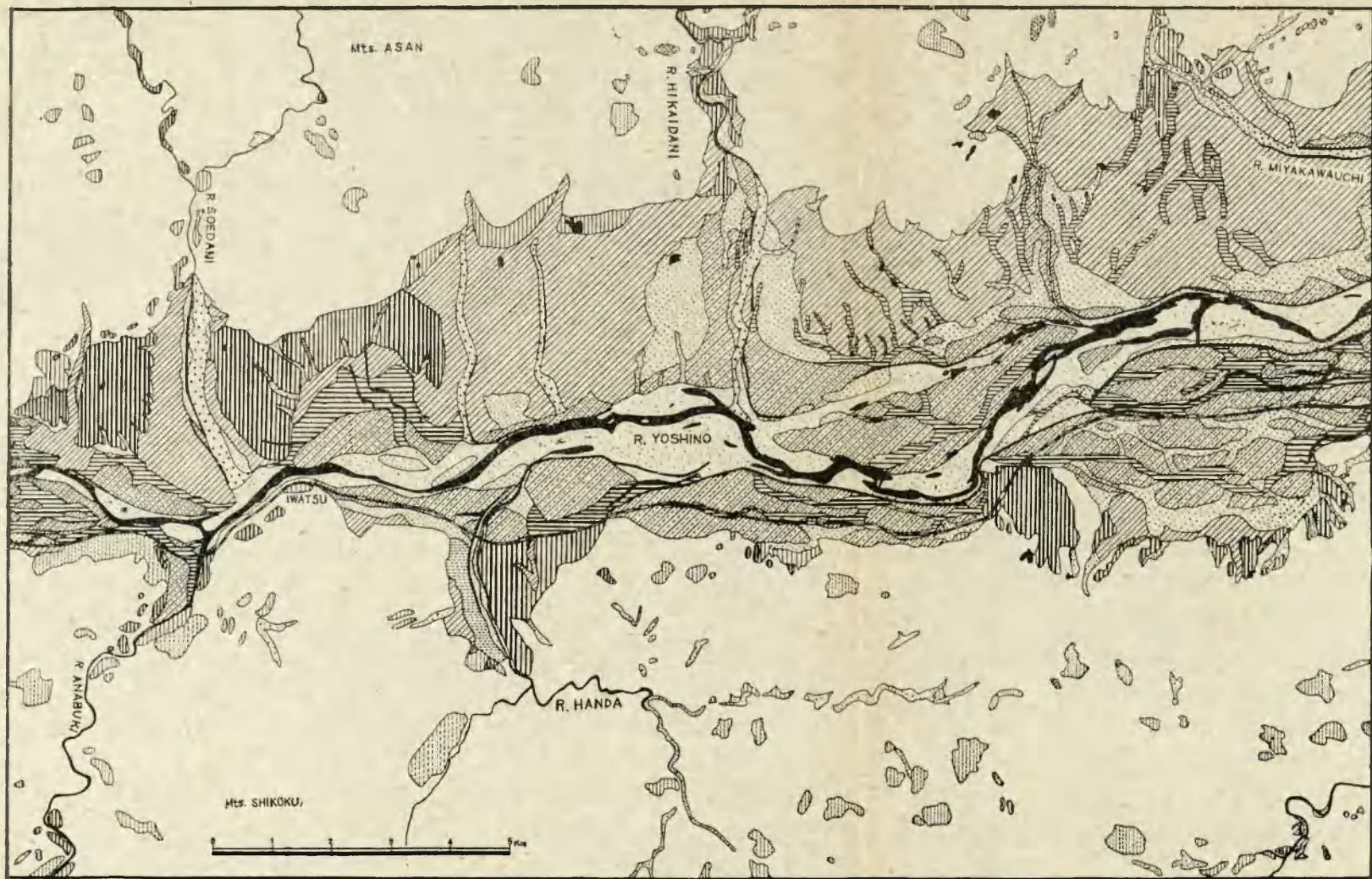
The height differences of ground in the delta range from 0 to 4 m. The delta is of recent origin, as this area has been formed somewhere between prehistorical and historical times. The delta suffered not only from the river floods but also from the high tides. This part was longest submerged in flood times and underwent damages by salt water when the dike collapsed during a high tide.

The former river channel is a convenient route for the invasion of flood currents.

Comparison of the geomorphology of alluvial plains on the northern and southern banks of the Yoshino River

From the geological and geomorphological point of view, the western part of Japan is divided into two parts by the outer and inner zones. Regional differences in the geology and geomorphology of the outer zone (northern mountains) and inner zone (southern mountains) are distinct in the Yoshino River Basin.

The type of orogenic movement in the inner zone is violent, whereas that in the outer zone is gentle. The inner zone is formed by Cretaceous sandstone and granite, whereas the outer zone consists of crystalline schists and Paleozoic rocks.



EXPLANATORY NOTES

- | | | | | | | | |
|---|-------------------------------------|---|-----------------------|----|---------------------|----|--------------------|
| 1 | GENTLE SLOPE OF THE MOUNTAIN RIDGES | 5 | GENTLE PIEDMONT SLOPE | 9 | NATURAL LEVEE | 13 | ELEVATED RIVER BED |
| 2 | STEEP SLOPE | 6 | TERRACE | 10 | VALLEY PLAIN | 14 | DRY RIVER BED |
| 3 | LAND COLLAPSE | 7 | FAN | 11 | BACK-SWAMP | 15 | DIKE |
| 4 | LAND SLIDE | 8 | LOWER FAN | 12 | FORMER RIVER COURSE | | |

Geomorphological survey map of the Yoshino river basin, Shikoku, Japan, showing classification of flood — stricken areas

Mapa geomorfologiczna obszarów dotkniętych powodzią w dorzeczu Josino

Objaśnienia: 1 — stoki gór łagodnie nachylone, 2 — strome stoki, 3 — zapadliska terenu, 4 — osuwiska, 5 — stoki przedgórzia łagodnie nachylone, 6 — terasy rzeczne, 7 — wyższe stożki napływowe, 8 — niższe stożki napływowe, 9 — naturalne wały nadrzeczne, 10 — terasa denna, 11 — zagłębienia międzywałowe (dekantacyjne), 12 — dawny przebieg rzeki, 13 — wzniesione łóżysko rzeczne, 14 — suche koryta rzeczne, 15 — wały

The tributaries coming from the northern mountains (Asan Mts) are smaller than those from the southern mountains (Shikoku Mts). However, the fans on the northern bank are larger than those on the southern one. Namely, the fans situated in the lower courses of the rivers Hikaidani, Soedani, Miyakawauchi are larger. On the contrary, no fan has been formed in the lower course of the rivers Anabuki and Handa. This shows that the quantity of sand and gravel transported by the flood water on the northern bank is larger than that on the southern bank. We believe the above mentioned phenomenon has been caused by the following facts.

The slopes of the northern mountains are steeper, and the sandstones and shales which form this area are weak. The longitudinal river profiles are steeper, and there are many knick points in their courses. Furthermore, large quantities of sand and gravel supplied by the land collapse are carried down to the lower courses of the rivers whose transportation power is small. As a result sand and gravel is deposited at the foot of mountains to form the large fans.

On the contrary, in the southern mountains clay is being formed by the weathering of crystalline schists. As a result the amount of sand and gravel transported to the river bottom is not so great, although there are many land-slides in the drainage basin and the longitudinal profiles of the rivers are nearly graded. These facts show that the erosion power of the southern tributaries is smaller than that of the northern ones. However, during floods the transportation power of these tributaries increases rapidly. As a result the clay that has been derived from the schist area is being removed by flood waters to supply the main stream.

Use of the map

The geomorphological maps serve not only the purpose of studying the floods but also of estimating the ground-water conditions at a level close to the ground surface.

The geomorphological maps will also help one to investigate the soil conditions because the results of geomorphological classification coincide with those of soil classification. Finally, these maps are very useful as the base for establishing plans of land development, land conservation and improvement projects.

FUMIO TADA, MASAHIKO OYA

MAPA GEOMORFOLOGICZNA OBSZARÓW DOTKNIĘTYCH POWODZIĄ
W DORZECZU JOSINO, SIKOKU, W ZACHODNIEJ JAPONII

Mapę opracowano na podstawie analizy zdjęć lotniczych w podziałce 1 : 40 000 oraz wyników szczegółowego zdjęcia geomorfologicznego obszarów zalewanych i ich otoczenia. W opracowaniu uwzględniono: zasięgi i czas trwania powodzi, wywołanych przyborem rzek i zalewami morskimi w czasie tajfunów, a także kierunki prądów i głębokości wód powodziowych w zależności od ukształtowania den i zboczy dolinnych, przebieg erozji i akumulacji itp. W oparciu o powyższe dane można

przewidzieć przebieg powodzi oraz określić typy gleb i głębokość występowania wód gruntowych. Toteż opisana mapa ma duże znaczenie gospodarcze.

ФУМИО ТАДА, МАСАХИКО ОЙЯ

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ТЕРРИТОРИЙ. ПОСТИГНУТЫХ
НАВОДНЕНИЕМ В БАССЕЙНЕ ЙОШИНО, ШИКОКУ, В ЗАПАДНОЙ ЯПОНИИ

В статье дается метод разработки детальных прикладных геоморфологических карт территорий, затопленных вследствие бурного подъема воды в реках и морской ингрессии во время тайфунов, а также дается классификация форм рельефа затопляемых областей и их окружения.

Указанная карта имеет особенно большое хозяйственное значение, т.к. позволяет предвидеть ход наводнения.

Пер Б. Миховского

КОНСТАНТИН МАРКОВ
Moskwa

География древних ледниковых покровов

Geografia lądolodów plejstocenijskich

Профессор М. Климашевский не раз обращал внимание на то, что древние ледники Татр имели много локальных особенностей, выразившихся в их гипсометрическом положении и размерах. Локальные особенности ледников зависели от особенностей рельефа и от географической обстановки в целом.

В начале 1967 года, в своей лекции, прочитанной на географическом факультете Московского университета, профессор М. Климашевский вновь очень убедительно изложил свою точку зрения на указанный вопрос.

Принцип, изложенный профессором Климашевским, весьма правилен и плодотворен. Это можно показать и на примерах локальных особенностей древних (плейстоценовых) ледниковых покровов Земли.

Недавно кафедра Общей физической географии Московского университета опубликовала определения мощностей и объемов древних ледниковых покровов, а также определила показатель, который был назван интенсивностью оледенения. Определения сделаны И. А. Суевой¹. Весьма интересны сами полученные ею величины, но не менее интересны должны быть и попытки объяснить, какие местные условия обусловили различие различных ледниковых покровов.

Как известно, в плейстоцене на Земле было три главных ледниковых покрова. В порядке убывания площадей — это Северо-Американский (Лаврентиевский)², Антарктический и Евразийский ледниковые покровы. Все они были велики и, тем не менее, все были различны.

В таблице I приведены главные цифровые характеристики ледниковых покровов.

Дополнительно приведем характеристику Евразийского ледникового покрова. Он протягивался на огромное расстояние от Ирландии до полуострова Таймыр, вследствие чего его западная и восточная части отличались одна от другой очень сильно. Вся западная часть Евразийского ледникового покрова представляла собой высокий и

¹ И. А. Суева. *Морфометрические характеристики Антарктиды*. Москва 1968. Издание Комитета Межд. Геологического года.

² Рассматривается вместе с Гренландским ледниковым покровом.

Таблица 1

Размеры древнего покровного оледенения Земли в плейстоценовом периоде

	Антарктида	Северная Америка	Евразия
Площадь (млн. км ²)	13,9	17,8	8,5
Объём (млн. км ³)	24,0 или 28,7	23,9	8,5
Интенсивность оледенения (отношение объема к площади)	1,8 или 2,00	1,35	1,08

выпуклый Европейский ледниковый щит, а то время, как восточная часть Евроазиатского ледникового покрова состояла из сравнительно невысоких ледниковых покровов, отчасти слившихся друг с другом в Сибирский ледниковый покров. Большое различие западного ледникового щита и восточного ледникового покрова делает целесообразным привести следующую дополнительную характеристику Евразийского ледникового покрова:

Таблица 2

Размеры европейской и сибирской частей Евразийского ледникового покрова

	Европейский ледниковый щит	Сибирский ледниковый покров
Площадь (млн. км ²)	5,8	2,7*
Объём (млн. км ³)	7,7	0,9
Интенсивность оледенения	1,33	0,33

* Минимальный вариант.

Объяснения таблиц

Прежде, чем комментировать приведенные цифры, необходимо пояснить, каким путем они были получены и, что представляет собой понятие „интенсивность оледенения”. Цифры, приведенные в наших таблицах, двоякого происхождения: для С. Америки главным образом Р. Ф. Флинта; к Северо-американскому ледниковому покрову отнесено оледенение Гренландии. Цифры площади двух других ледниковых покровов — Евразийского и Антарктического получены картометрическими работами И. А. Суетовой. Наиболее трудную проблему представляла оценка не площади, а объема древних ледниковых покровов. Теоретической основой этих расчетов послужили новые десятилетние гляциологические исследования Антарктического ледникового щита, единственного современного ледникового щита, который по размеру и по многим другим своим особенностям может рассматриваться в качестве аналога древних ледниковых щитов. С. Америки и Евразии. Теоретическим выводом, непосредственно нас интересующим, является определение математической формы вертикального сечения поверхности восточно-антарктического ледникового покрова. Советские гляциологи оценивают кривую, как приближающуюся к математически правильной — эллиптической форме. Указан-

ный вывод позволяет подойти более обосновано, чем это до сих пор делалось, к оценке объема древних ледниковых щитов. Этот объем следует оценивать, как произведение площади основания ледникового щита (см. выше) на площадь вертикального сечения ледникового щита, очерченного указанной выше эллиптической кривой. Кривая определяется по формуле эллипса. Параметры эллиптических кривых для каждого ледникового щита, конечно, индивидуальные: это конкретные величины поперечного сечения оснований и максимальных мощностей ледниковых щитов. Используя указанные формулы с конкретными параметрами, были осуществлены подсчеты объема ледниковых щитов и Сибирского ледникового покрова (табл. I и II). Напомню, что до последнего времени объемы ледниковых щитов и покровов рассчитывали, главным образом, как произведение площади их основания на половину максимальной мощности, что теоретически никак не обосновано.

Что касается Антарктического ледникового щита, то необходимо сделать два разъяснения: объем современного ледникового щита Антарктиды определен по фактическим, а не по теоретическим данным (в этом не было необходимости). Мощности ледникового щита, определялись методом сеймозондирования. На основании отдельных определений мощности льда была затем подсчитана величина средней мощности льда Антарктиды. Ее умножение на величину площади оледенения равно объему льдов Антарктиды³.

Современный объем оледенения Антарктиды в наших таблицах в одном из вариантов принят равным плейстоценовому объему льда Антарктиды. Сделано это потому, что большинство авторов признает весьма незначительное отличие размеров современного и плейстоценового Антарктического ледникового щита; причем многие исследователи думают, что Антарктический ледниковый щит увеличивался в теплые, а не в холодные эпохи. Но, так как в горах Антарктиды видны признаки более высокого положения ледниковой поверхности и, следовательно, его более значительной мощности — в таблице I принят и второй, увеличенный вариант мощности и объема древнего Антарктического ледникового щита.

Из сделанных замечаний видно, что отдельные ледниковые щиты или части ледниковых щитов могли достигать наибольших площадей и объемов в различное время. К какой же эпохе плейстоцена отнесены цифры, стоящие в наших таблицах? Как видно из только что приведенного замечания, ответ на этот вопрос приходится обойти молчанием. Не уточняя хронологии, мы имеем в виду время (времена) наибольшего распространения покровных льдов на трех континентах.

Анализ таблиц

Сравнение цифр, стоящих в таблицах, позволяет установить планетарную закономерность: обратную пропорциональность размеров ледниковых покровов и соответствующих материков.

Закономерность обратной пропорциональности: площадь, объем, интенсивность древнего оледенения были тем больше, чем площадь

³ Целесообразно, может быть, заметить, что средняя мощность и половина максимальной мощности оледенения — представляют собой разные величины

материка меньше. Размеры материков возрастают в следующей последовательности: Антарктида — С. Америка — Евразия. В той же самой последовательности размеры (площади, объёмы и интенсивность оледенения) уменьшаются. Отношение площади оледенения к площади соответствующего материка выражалось следующими цифрами (таблица 3).

Таблица 3

	Антарктида	С. Америка	Евразия	Европа	Азия
Площадь материка (млн. км ²)	13,9	24,2	41,8	11,1	30,2
Площадь оледенения (млн. км ²)	15,0	17,8	8,6	5,8	2,7
Отношение: площадь олед. площадь мат.	11,1	0,7	0,2	0,5	0,1

Закономерность совершенно ясная: чем больше материк (или „полуматерик”), тем меньше он был покрыт льдом. Только 20% площади Евразии было покрыто льдом, а Антарктида была „переполнена” льдом. Ее шельфовые ледники окружали (и окружают) этот материк (шельфовые ледники состоят тоже, главным образом, из материкового льда, но стекающего в океан). Такую же обратную зависимость выражает и интенсивность оледенения (таблицы 1 и 2). Эту зависимость нетрудно было бы установить также, поставив на место цифр площадей, цифры объёмов оледенения.

Легко объяснить закономерность обратной пропорциональности. Чем больше материк, тем его климат континентальнее. Континентальность климата выражается в таких показателях, как незначительные зимние, т.е. снежные осадки и высокая летняя температура. Оба показателя континентального климата препятствуют развитию оледенения. Поэтому в плейстоцене оледенение больше распространилось на тех материках (или частях материков), которые были меньше.

Итак, совершенно прав наш уважаемый юбиляр: надо изучать древнее оледенение, основываясь на местных особенностях отдельных территорий.

KONSTANTY MARKOW

GEOGRAFIA ŁĄDOŁODÓW PLEJSTOCENSKICH

Autor podtrzymuje myśl, wypowiedzianą przez Prof. M. Klimaszewskiego: należy badać zlodowacenie plejstocенskie w oparciu o miejscowe cechy poszczególnych obszarów. Wymieniony wyżej pogląd autor uzasadnia przez porównanie rozmiarów zlodowacenia plejstocенskiego trzech kontynentów: Antarktydy, Ameryki Północnej i Eurazji (Tab. 1—3). Ustala regułę, którą nazywa proporcjonalnością odwrotną rozmiaru zlodowacenia plejstocенskiego do rozmiarów odpowiadających łądów. Im większy jest kontynent, tym mniejsze było zlodowacenie plejstocенskie.

KONSTANTY MARKOW

THE GEOGRAPHY OF THE PLEISTOCENE GLACIATION

The author endorses the viewpoint expressed by Professor M. Klimaszewski that the study of the Pleistocene Glaciations should take into account the particular features of the respective areas. He backs up his opinion by comparing the extent which the Pleistocene Glaciations had in the three continents: Antarctica, North America and Eurasia (Tables 1—3). From this the author formulates the axiom which he calls the reverse-order proportionality of the extent of the Pleistocene Glaciations to the extent of the continents affected. In other words: the larger a continent, the smaller was the extent of its Pleistocene Glaciation.

Translated by *Karol Jurasz*

WŁADYSŁAW HENOCH
Ottawa

Badania glaciologiczne w Kanadzie

Glaciological research in Canada

Zarys treści. Wzrastające zapotrzebowanie na wodę wymaga koordynacji i centralizacji badań hydrologicznych i glaciologicznych na szczeblach państwowym i międzynarodowym. Artykuł ten zawiera wykaz instytucji państwowych i organizacji prywatnych prowadzących badania glaciologiczne, oraz rozmieszczenie obszarów badań w Kanadzie. Podaje także zakres badań podjętych przez Kanadę w ramach międzynarodowej dekady hydrologicznej. W związku z koniecznością ześrodkowania badań hydrologicznych i glaciologicznych rząd kanadyjski powołał do życia Oddział Wód Śródlądowych przy Departamencie Energetyki, Górnictwa i Zasobów, a w jego obrębie sekcję glaciologiczną. Autor zarysowuje także program badań tejże sekcji. W ostatnich latach, dzięki postępowi technicznemu, wprowadzono nowe metody badań glaciologicznych.

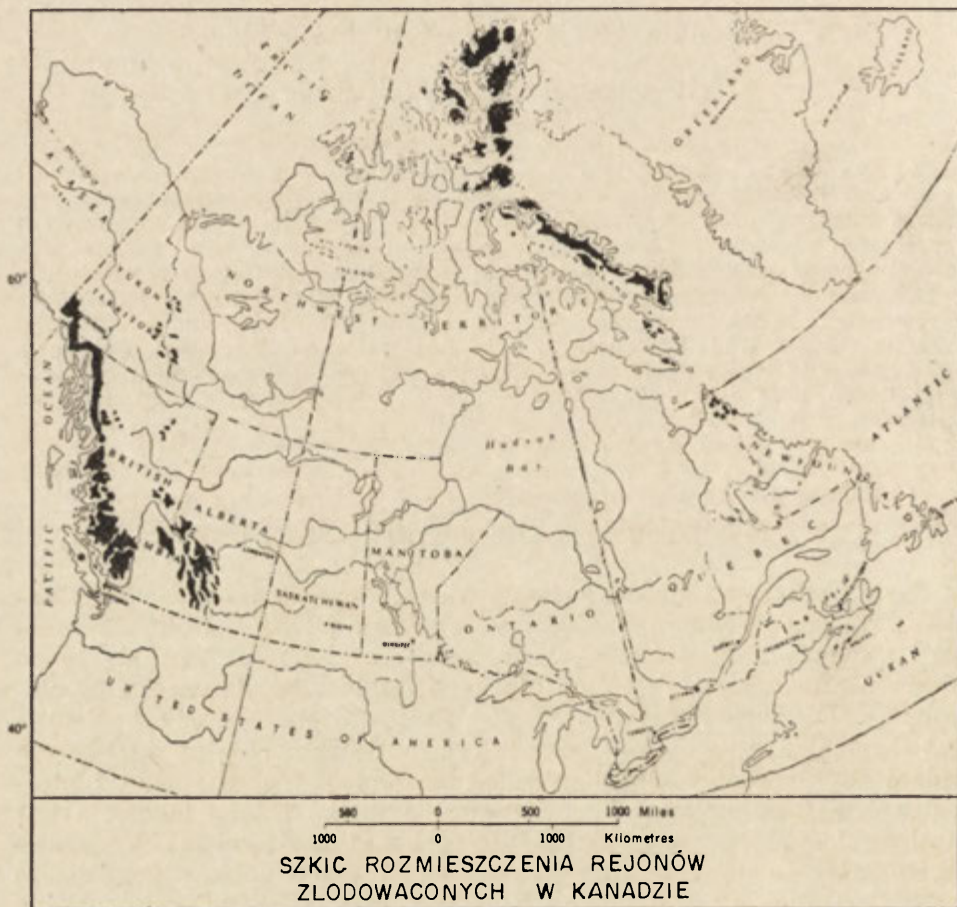
Celowość badań glaciologicznych i ich koordynacja w ramach Międzynarodowej Dekady Hydrologicznej

Szybki przyrost ludności świata stwarza coraz większe zapotrzebowanie na wodę. Przewiduje się, że przy dalszym wzroście gęstości zaludnienia i industrializacji konsumpcja wody per capita powiększy się 10 do 50-krotnie, podczas gdy ilość naturalnych zasobów świata pozostanie niezmienna. Dla usunięcia niebezpieczeństwa niedoboru wody konieczna jest racjonalna gospodarka wodna, która musi opierać się na dokładnych badaniach zasobów wodnych oraz na znajomości całego cyklu hydrologicznego i jego zmian w czasie i przestrzeni. Osiągnięcie tego celu jest możliwe jedynie przez międzynarodową koordynację wysiłków badawczych, które powinny wykorzystać dla swych celów najnowsze zdobycze techniczne. Biorąc pod uwagę te fakty w ramach UNESCO zainicjowano zorganizowanie Międzynarodowej Dekady Hydrologicznej, którą rozpoczęto w 1965 r. Problemami glaciologicznymi w ramach Międzynarodowej Dekady Hydrologicznej zajmuje się Komisja dla Badań Śniegu i Lodu. Zadaniem jej jest międzynarodowa koordynacja badań, które mają prowadzić do zrozumienia roli lodu w cyklu hydrologicznym. Dla oceny ważności zadania tej Komisji i badań glaciologicznych warto przytoczyć, że trzy czwarte zasobów wód słodkich występuje w postaci lodu, niespełna jedna czwarta w wodach podziemnych, a zaledwie mały ułamek w rzekach i jeziorach.

Wykonawcy i rejonizacja badań glacjiologicznych w Kanadzie

Badania glacjiologiczne prowadzone są w predysponowanych ku temu klimatycznie i morfologicznie następujących rejonach (ryc. 1).

1. Gór Skalistych: a) Gór Kolumbia — w Prowincjach: Alberta i Brytyjska Kolumbia, b) Gór Nadbrzeżnych — w Prowincji Brytyjska Kolumbia, c) Gór St Elias — na Terytorium Yukonu,
2. Gór Torngat — w Prowincji Nowa Fundlandia,
3. Archipelagu Arktycznym Wysp Kanadyjskich — na wyspach: Baffina i pięciu Wysp Królowej Elżbiety.



Ryc. 1

Wykonawcami tych badań są zarówno instytucje federalne — rządowe, jak i uniwersytety oraz organizacje prywatne. Biorąc pod uwagę obecne zapotrzebowanie na wodę własnego państwa, jak również kontynentu amerykańskiego, Rząd Kanady przeprowadza ogólną reorganizację badań hydrologicznych, w tym również badań glacjiologicznych. Wyrazem jej jest utworzenie w ramach Ministerstwa Energetyki,

Górnictwa i Zasobów specjalnego departamentu Inland Waters Branch, odpowiedzialnego za wszechstronne badania zasobów wodnych Kanady. Sekcja Glaciologiczna, pierwotnie przynależna organizacyjnie do Departamentu Geografii, z chwilą utworzenia Inland Waters Branch weszła też do tego Departamentu.

Program badań Sekcji Glaciologicznej Inland Waters Branch

Badania Sekcji Glaciologicznej nawiązują do problematyki prac ustalonych przez Międzynarodową Dekadę Hydrologiczną. Tematami obecnych badań są: 1) pomiary powierzchni współczesnego zlodowacenia Kanady, 2) inwentaryzacja lodowców, 3) kartografia lodowców, 4) pomiary wysokości granic zlodowacenia, 5) pomiary lodowców w szybkim ruchu, 6) metodyczne badania reprezentatywnych lodowców.

Pomiar powierzchni współczesnego zlodowacenia Kanady. Do niedawna, wobec braku dokładnych map w jednolitej skali, oceny zlodowaczonej powierzchni Kanady były obciążone dużym błędem. Obecnie prawie cała Kanada jest pokryta mapami w skali 1:250 000, stanowiącymi podstawę nowych pomiarów planimetrycznych, które dadzą nową, bliższą rzeczywistości ocenę powierzchni zlodowacenia. Praca ta jest na ukończeniu, a wyniki będą opublikowane w niedalekiej przyszłości.

Inwentaryzacja lodowców. Jednym z pierwszych zadań Sekcji Glaciologicznej było zapoczątkowanie inwentaryzacji lodowców Kanady. Zasadniczym problemem redakcji inwentarza lodowców jest wybór pomiarów, które pozwolą badać te problemy, oraz przedstawienie ich w formie umożliwiającej wykorzystanie tych danych w skali międzynarodowej. Cel ten będzie osiągnięty przez przygotowanie inwentarza w formie takiej, w której wiadomości będą przechowywane, sortowane i przeliczane przez komputery.

Kartografia lodowców. W celu kartograficznego przedstawienia dystrybucji lodowców w Kanadzie przystąpiono do opracowania map w skali 1:1 000 000, opartych na źródłach najlepszych map topograficznych. Całość podziału współczesnego zlodowacenia Kanady będzie przedstawiona w siedmiu arkuszach. Pierwszy arkusz ukazał się w druku w r. 1966; następne są w opracowaniu.

Sekcja Glaciologiczna opracowała również mapy badanych lodowców i pobliskich terenów w skalach 1:10 000 i 1:25 000. Map używa się do prac terenowych oraz do nanoszenia wyników badań zasobów masy lodowców. Nowe mapy tych lodowców, opierające się na nowych zdjęciach lotniczych, będą opracowywane co 5 do 10-ciu lat. Porównanie map z różnych dat będzie jedną z metod badań zmian zasięgu lodowców oraz, po otrzymaniu wyników radiosond, pomiarów zmian objętości lodowców.

Pomiary wysokości granic zlodowacenia. Badania wysokości granic zlodowacenia wykonano w południowej części Prowincji Kolumbia Brytyjska oraz w Prowincji Alberta.

Granice zlodowacenia pomierzono na mapach topograficznych, następnie naniesiono na mapy w mniejszej skali, na których wykreślono izoplety. Wykreślenie izoplei dało możliwość analizy regionalnych zmian

położenia granic zlodowacenia, wpływu elewacji terenu, wpływu czynników klimatycznych, jak ilość opadów, kontynentalność klimatu, położenie linii firnu.

Badania lodowców w szybkim ruchu. Fakt, że lodowce są zdolne do ruchu spływowego jest znany od dawna. Zaobserwowano jednak, że okresowo lodowce posuwają się naprzód z katastrofalną szybkością, często przekraczającą 10—100-krotnie przeciętną szybkość ruchu lodowców w danym rejonie. Do niedawna uważano, że szybkie spływy lodowców były wyjątkami. W ostatnich jednak latach obserwacje z samolotów i obserwacje zdjęć lotniczych wykryły znaczną ich ilość w różnych częściach świata. Wzdłuż Kordylierów Kanady i Alaski przyległych do Pacyfiku zaobserwowano około 40 takich lodowców. Są one przedmiotem badań US Geological Survey oraz kanadyjskiego Ministerstwa Energetyki, Górnictwa i Zasobów. Sekcja Glacjologii zajmuje się badaniem lodowców w Ice Field Ranges (w Górach St. Elias).

Dotychczasowe badania wykazują, że szybkie spływy lodowców nie mają bezpośredniego związku ze zmianami warunków klimatycznych, ani nie wywołuje ich trzęsienie ziemi. Przypuszcza się, że powodem ich są zmiany układu sił dynamicznych w lodowcach. Badania te mogą rzucić światło na hipotezę J. T. Wilsona, że raptowny spływ lodowców („*surgeng of glaciers*”) na Antarktyce mógł zapoczątkować epokę glacialną przez zmianę albedo na półkuli południowej i idącą za tym zmianę klimatu całego świata.

Badania metodyczne reprezentatywnych lodowców. Program Sekcji Glacjologicznej przewiduje kontynuację badania reprezentatywnych lodowców w różnych strefach klimatycznych Kanadyjskich Kordylierów. W latach 1965—1966 badania obejmowały lodowce w Prowincji Kolumbia Brytyjska oraz w Prowincji Alberta: Place Glacier B.C., Sentinel Glacier B.C., Woolsey Glacier Alta, Peyto Glacier Alta oraz Ram River Glacier Alta. W następnej kolejności przewiduje się badania lodowca Berendon Glacier B.C. Zakres badań przedstawia się następująco. Na każdym z lodowców wykonuje się pomiary meteorologiczne, akumulacji i ablacji lodu i śniegu, odpływu wód, oraz pomiary sedimentologiczne w strumieniach glacialnych. Wyniki badań r. 1965 ogłoszono w „*Geographical Bulletin*” Vol. 8, N° 1, 1966.

W czasie prac terenowych w sezonie letnim 1966 starano się porównać dokładność pomiarów dokonywanych za pomocą różnych metod i różnych instrumentów. Prace te kontynuowano w sezonie 1967, kiedy zastosowano też sondę radioaktywną (model SC-10 Two-Probe Snow Density Gauge with Cesium 137 source) do pomiarów gęstości śniegu, jego stratygrafii oraz zawartości wody.

Sekcja Glacjologiczna przeprowadza badania porównawcze dokładności pomiarów zasobów masy lodowców metodami glacjologicznymi i metodą hydrologiczną, która wymaga jedynie instrumentów automatycznie rejestrujących przepływ strumieni glacialnych oraz opadów atmosferycznych. Udoskonalenie tej metody może skrócić czas trwania kosztownych wypraw terenowych i umożliwić badania bilansu masy większej ilości lodowców.

Nowoczesne metody badań wprowadzone w glaciologii

Postęp techniczny w zakresie metod badawczych w glaciologii idzie w kierunku wyeliminowania przestarzałych i pracochłonnych metod prac polowych i zastąpienia ich nowymi efektywnymi metodami, opartymi na najnowszych osiągnięciach nauki. Stosowane nowe metody pozwalają na rejestrowanie przez instrumenty zautomatyzowane i telemetryczne licznych pomiarów glaciologicznych, meteorologicznych i hydrologicznych.

Pomiary remote sensing devices. Robienie pomiarów przez *remote sensing devices*, instalowanych na samolotach o wysokim stropie lotu oraz na satelitach, przechodzą z fazy eksperymentalnej rozwoju w fazę praktycznego użycia.

Problem przechowania, sortowania, przeliczania i interpretacji ogromnej liczby uzyskiwanych pomiarów może być rozwiązany jedynie przez użycie komputerów. Ich zdolność do wykreślania map opartych na danych przekazanych z satelitów umożliwi równoczesne studiowanie zasobów glacialnych, położenia linii wiecznego śniegu, zmian zasięgu lodowców na mapach w skali światowej. Zaoszczędzony czas i w ten sposób zdobyte informacje stwarzają nowe możliwości postępu badań glaciologicznych.

Zakładanie sieci punktów kontrolnych. Założenie dokładnej sieci punktów kontrolnych dla triangulacyjnej kontroli zdjęć lotniczych przeprowadza się najbardziej sprawnie przy użyciu tellurometrów, geodimetrów i fototeodolitów obsługiwanych przez helikoptery.

Kartowanie lodowców za pomocą zdjęć lotniczych. Fotogrametryczne kartowanie lodowców zapoczątkowane w Kanadzie przez National Research Council w r. 1957, jest obecnie w coraz szerszym użyciu. Mapy sporządzone przy zastosowaniu tej metody stanowią podstawę pomiarów zmian objętości lodowców oraz szybkości ich ruchu, odczytywanych ze zdjęć lotniczych wykonywanych w żądanych odstępach czasu. Dokładne mapy małych lodowców lub czoła lodowców wykonuje się na podstawie stereoskopowych zdjęć naziemnych.

Mapy „ortophoto”. Mapy „ortophoto” są bardzo dokładnie skorygowanymi powiększonymi fotografiami lotniczymi, sporządzonymi z zastosowaniem procesu eliminującego efekt wpływu topografii oraz nachylenia aparatu fotograficznego i mogą mieć naniesione warstwie. Mapy te są więc nowym sposobem przedstawiania terenu, który łączy w sobie zalety fotografii z wymiernością mapy topograficznej. Względna szybkość i taniść ich produkcji pozwala przypuszczać, że będą służyły do badań terenowych. Mapy „ortophoto” z naniesionymi warstwicami pozwalają na doskonałe rozwiązanie badania tych lodowców, które nie mogą być szczegółowo badane w terenie.

Altimetria radiowa. Doświadczenia przeprowadzone nad altymetrią radiową wykazują nowe możliwości kartowania rozległych obszarów zlodowacenia na podstawie pomiarów dokonanych w krótkim okresie przelotu satelitów. Radioaltimetr zainstalowany w satelicie będzie mógł dawać obraz rzeźby powierzchni lodowców z dokładnością ± 5 m.

Pomiary radiosonda. Do pomiarów miąższości lodowców coraz większe zastosowanie znajdują radiosondy, które dają dokładność pomiarów podobną do dokładności uzyskiwanej przez pomiary sejsmiczne. Sądowanie

lodowców za pomocą fal radiowych jest tańsze i szybsze od pomiarów sejsmicznych.

Zastosowanie podczerwonych zdjęć lotniczych. Nową metodą badań glacialogicznych jest zastosowanie zdjęć lotniczych w podczerwieni. Zdjęcia te mogą być robione w ciemności, a więc we wszystkich porach dnia i roku. Zdjęcia w podczerwieni dają obraz anomalii termicznych lodowców; wykrywają np. układy szczelin lodowcowych ukrytych pod śniegiem. Konwencjonalne zdjęcia lotnicze rejonów arktycznych można wykonywać tylko latem, dlatego nie mówią one o zachowaniu się lodowców zimą. Zdjęcia w podczerwieni natomiast, które mogą być robione w czasie nocy polarnej, umożliwiają badanie ruchu lodowców w rejonach polarnych zimą.

Autor starał się zaznajomić czytelnika w ogólnym zarysie z problematyką prac służby glacialnej Kanady, jak również przedstawić rozwój metod badawczych tej dyscypliny nauki, stosowanych przez glaciologów tego kraju.

Duże zrozumienie władz rządowych Kanady dla roli wody jako jednego z podstawowych surowców kraju stwarza dalsze perspektywy nowoczesnego rozwoju glaciologii.

Sekcja glaciologiczna Inland Waters Branch Dept. Energy, Mines and Resources, Canada.

LITERATURA

- (1) *Arctic*, „Journal of the Arctic Institute of North America”, Montreal, P.Q.
- (2) „Canadian Alpine Journal”, published by The Alpine Club of Canada.
- (3) „Canadian Geophysical Bulletin”, published by The Associate Committee on Geodesy and Geophysics of the National Research Council of Canada, Vol. 18, Ottawa 1966. p. 168 (*Glacier Research* pp. 133—148).
- (4) „Canadian Journal of Earth Sciences”, published by the National Research Council, Canada. „Symposium on Glacier Mapping”, Vol. 3, No. 6, November 1966, pp. 737—915.
- (5) „Geographical Bulletin”, Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa.
- (6) „Geografiska Annaler”, Naturgeografiska Institutionen vid Stockholms Universitet.
- (7) *Glaciological Notes* by World Data Center A: Glaciology American Geographical Society, Broadway at 156th Street, New York, N.Y. 10032.
- (8) „Ice News Bulletin of the Glaciological Society”. The Glaciological Society c/o Scott Polar Research Institute, Lensfield Road, Cambridge, England.
- (9) Operation Hazen, Reports D. Phys. R(G) Defence Research Board, Department of National Defence, Canada.
- (10) „The Canadian Surveyor”, The Canadian Institute of Surveying, Ottawa.
- (11) „The Journal of Glaciology”, The British Glaciological Society c/o Scott Polar Research Institute, Cambridge, England.
- (12) Axel Heiberg Island, Research Reports, McGill University, Montreal, P.Q. 1961—1966.
- (13) Selected Bibliography of Hydrology. For the years 1962 to 1964. *Glaciers* pp. 43—50. National Research Council, Associate Committee on Geodesy and Geophysics, Subcommittee on Hydrology and Department of Energy, Mines and Resources, Water Research Branch, Ottawa, 1966.



Fot. 1. Zdjęcie lotnicze lodowców spływających do bezimiennej doliny na północ od Clyde Inlet na Wyspie Baffina, z wysokości 9300 m
Fotografia A 16300—123 Department of Energy, Mines and Resources 1958. Skala 3.3 cm = 1 km



Fot. 2. Czoło lodowca Crusoe na Wyspie Axel Heiberg. W centrum fotografii stado wołów piżmowych u podnóża lodowca
Fotografia Geographical Branch, Department of Energy, Mines and Resources, 1960



Fot. 3. Zdjęcie lotnicze strumienia lodu, który w 1966 roku zaczął sływać na lodowcu Steele (Ice Field Ranges, Yukon). Zdjęcie z wysokości 2740 m
Fotografia No. 7, Inland Waters Branch, D.E.M.R. JAN. 15. 1967

ВЛАДЫСЛАВ ХЕНОХ

ГЛАЦИОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В КАНАДЕ

Возрастающий спрос на воду требует координации и централизации гидрологических и глациологических исследований на государственном и международном уровнях. В статье дается перечень государственных учреждений и частных организаций, которые занимаются глациологическими исследованиями, а также размещением исследовательских областей в Канаде. Автор приводит также объем исследований проводимых Канадой в рамках международной гидрологической декады. В связи с необходимостью сосредоточить гидрологические и глациологические исследования канадское правительство создало „Отделение внутриконтинентальных вод” при Департаменте энергетики, горнодобычи и ресурсов, а в его рамках, глациологическую секцию. Далее, автор дает программу исследований этой секции.

В последние годы, благодаря техническому прогрессу, были введены новые методы глациологических исследований.

Пер. Б. Миховского

WŁADYSŁAW HENoch

GLACIOLOGICAL RESEARCH IN CANADA

The growing demand for water resources necessitates the coordination and centralization of hydrological and glaciological research on national and international levels. This article lists briefly government agencies and private organizations conducting glaciological research, and areas of their investigation in Canada. Research projects undertaken as Canada's contribution to the International Hydrological Decade are described. The Canadian Government, recognizing the necessity to centralize research in hydrology and glaciology, instituted the Inland Water Branch, Department of Energy, Mines and Resources, and Glaciology Section within its framework. The Research program of the Glaciology Section is outlined. Technological progress of recent years, has developed many new tools of research. Some of these and some of the latest methods of research being introduced in glaciology are described.

RAJMUND GALON
Toruń

New facts and problems pertaining to the origin of the Noteć—Warta Pradolina and the valleys linked with it

1

In May 1966 geographers from Toruń and Poznań on one side and geographers from Greifswald and Berlin on the other discussed in a field excursion problems of the origin of the Noteć—Warta pradolina * also called the Toruń—Eberswalde pradolina (Urstromtal) and of all the valleys connected with this pradolina. This field tour made in common by both parties extended from the lower reach of the Drwęca valley by way of the Toruń Basin, the Noteć pradolina, the Gorzów and Kostrzyn Basins as far as the valley gap near Eberswalde (Eberswalder Pforte); it then continued by way of the valley of the Lower Odra and the Randow valley, including the area occupied by the former Szczecin ice-dammed lake (Haffstausee), and ended in the Mecklenburg Urstromtals which issue into the Baltic. The whole tour covered some km.

Probably the best known and, at the same time, the classical image of a pradolina is the Noteć—Warta pradolina; for more than 120 years it has been the object of an abundant literature.

The combined Polish-German excursion gave excellent occasion for confronting the variety of opinions held on this problem with conditions in the field, and for discussing the different methods that have been applied for studying the origin of this pradolina. Undoubtedly a number of controversial points have been settled, but at the same time new problems arose which are now being studied on both sides of the frontier line. Because in some sense the Noteć—Warta pradolina is a standard type, any determinations referring to the mechanics of its evolutionary stages reflect to some degree upon the reconstruction of the evolution of other pradolinas also, especially the older ones. By present reflections the author does not intend to put forward any exhaustive new interpretation of the Noteć—Warta pradolina; they rather constitute a debatable comment or some kind of summary based on the experience gained during the excursion mentioned.

The notion of a pradolina is fairly unambiguous. It involves an extensive valley form, running predominantly in the direction of geographical parallel; during stoppage stages of the inland ice the pradolina was the means of runoff for meltwater streams were mostly fed by

* Pradolina is the Polish term for an ice marginal streamway (German term *Urstromtal*).

fluvial waters arriving from the south. As commonly known, for a long time the Toruń—Eberswalde pradolina has been dated from the Pomeranian stage. At present we know, that the assignment of the origin of this pradolina to this deglaciation stage is fraught with some complications, and this is also why this matter has become the topic of an extensive controversial discussion.

A fundamental factor in investigations of the pradolina's origin and the successive periods of this evolution of its sectors is the analytical examination of the terraces occurring in the Noteć—Warta pradolina. These terraces, clearly discernible, date back from various phases in which the pradolina track was closely linked with the valleys joining it or issuing from it.

Even so, for all its being composed of different parts whose evolutionary tendencies involve both inflowing rivers and rivers abandoning it, the pradolina represents a genetic total. At any rate, whatever the opinions held on the origin of the pradolina, they must stand up under critical scrutiny throughout the pradolina's extensive system.

2

The terraces of the Noteć—Warta pradolina and of the neighbouring valleys constitute an assemblage of ancient surfaces of valley bottoms reaching from the level of the oldest pradolina terraces which originated during the Pomeranian stage to that of the youngest Holocene terrace which rises barely a few meters above today's floor of the Vistula valley. R. Galon's examinations revealed that above the Lower Brda river, near Bydgoszcz, a set of valley terraces, mostly of erosive or erosive-accumulative type, have survived at different altitudes at 4—5 m intervals. This set of terraces may be considered typical, or used as system of reference terrace. All in all, the set consists of 11 terraces among which terrace 11 is the oldest and highest pradolina level perpetuated in the Noteć—Warta pradolina, while terrace 1 represents the lowermost overflow terrace recognizable in both the Brda and the Lower Vistula valleys. This arrangement of pradolina terraces in the Bydgoszcz valley node has been described by R. Galon (1961).

However, in this context it should be pointed out that these 11 terraces do not represent the entire evolutionary period of the Noteć—Warta pradolina and the Vistula valley. Our further reflections bring to light that fluvial erosion, especially in the Vistula valley, has reached much lower levels, as much as some 50 m below today's channel of the Vistula. It must be assumed that this period was contemporaneous with the lowest water level in the postglacial Baltic Sea. When in turn this period was followed by the postglacial transgression of the Baltic Sea, an increase in aggradation started which continues until this day. So far unknown to us are possible fossil terraces from this final stage of erosion which dominated the valleys of the Lower Vistula and the Lower Odra. Nor have there been recognized the phases how gradually fluvial accumulation took place in these valleys in the form of variegated series of sedimentation connected with the gradually increasing transgression of the Baltic

The terraces of the Noteć—Warta pradolina system

Tabela 1

17		16		15		14		13				12	11	10		9	8		7	6		5	4		3		2		1		Terraces older outwa- shes	
Mecklenburg Urstromtals Grenztał		Szczecin ice-dammed lake (Haffstausee)		Randow valley		Valley of the lower Odra (downstream the Randow valley)		Valley of the lower Odra (upstream the Randow valley) Bralitz				Eberswalde Gate (Ebers- walder Pforte) Niederfinow	Mouth of Myśła (Kostrzyń valley Basin)	Warta pradolina Gorzów Valley Basin		Terraces of Warta valley near the Odra Skwierzyna	Noteć — pradolina		Valley of lower Gwda Piła	Noteć pradolina		Outwash and valley of Brda north of Bydgoszcz	Valley of the Lower Vistula		Toruń — Bydgoszcz Valley Basin		Valley of the lower Drwęca		Vistula valley upstream the mouth of Drwęca river			
Tensin	Friedland	W-part (Ückermünder Heide)	E-part	Bagemühl	Blumberg	Gryfino (Pniewo)	Gartz	Ognica Schwedt Vierraden	Mayen- burg	Hohen- saaten	Neuen- hagen Osinów	Kostrzyń	Gorzów	Noteć mouth to Warta river (Outwash anc. valley of Drawa)	Gwda mouth to Noteć		Piła	Nakło		Grudziądz	Fordon		Bydgoszcz Solec	Toruń	river mouth	Struga Kowalew- ska rivulet	Nieszawa	Włocławek				
									55			47	50	50	60		74	79													87	
												36	40	40 43 45	46	46 (59)	70	70	71	77							80—81	84	81	XI		
16/18	20	20	20—22	19	21	18	20			30	32	32	35 37 40	41	(51)	64	65	64	70								74	77	78	82		X
13	15	15	12—15	15	17	Menscherin 12 12		20		22	24		29	32	36	35 (47)	59	60	61	67	70	(61)	65		69		70	71—73	75		IX	
8	10	10	6—8	9	10			11 bifurc. 12 13	14	17	18		19	21 25 27	30	30 (42)	56	58			66	(55)	65				66	66 70	68	70	VIII	
6	7,5	5,7		6	7,5			bifurc. 9 10		11	12		15	17 23	27,5	29 (34)	50	52	54	60	63		60		60		62—64 66	70	60	62	VII	
	3		1,5				4	5 6			8			valley bottom		valley bottom			valley bottom		56	(48)	54		54	56	57	63			VI	
		—4	—2 —4				1,5	2,5			4										50	(38)	48			53	54 57	56			V	
		—6	—6																		48	(30)	43	44	46	49	51 53				IV	
																					43		49		40	44	45	55	50		III	
																					40	(25)	36	37		42	42				II	
																					37	(22)	33		35		39				I	

Quite apart from the powerful fluctuations in erosion and accumulation which in the final stage of the development of the valley terraces occurred in general association with changing water levels in the Baltic which at that time constituted the base of erosion, the 11 valley terraces mentioned are of fundamental and general importance for analyses of the evolution of the pradolina and the valleys linked with it. These terraces enable us to correlate a number of terrace levels and to establish phases of evolution for the whole group of valleys and, first of all, of the Noteć—Warta pradolina, — an evolution which took place during the final stage of deglaciation and in postglacial times. Annexed to this paper is Table 1 which lists all the terraces determined in the range beginning with the Lower Drwęca and the Vistula valley upstream of Toruń, and extending as far as the Mecklenburg Urstromtal system in the German Democratic Republic. This Table 1 is a first attempt of systematizing all terrace levels and steps encountered in this extensive area. During the field excursion Table 1 has been used and proved very helpful, because the list refers not only to the course of the pradolina itself but embraces also all further valleys which were genetically linked with the Noteć—Warta pradolina in the successive phases of this pradolina's evolution. This first attempt of correlating all terrace levels in a uniform systematized form, while in many respects conceptual and not devoid of uncertainties and ambiguities, gave occasion to a number of valuable general comments on the phases how this pradolina has developed in its extent from the Drwęca pradolina to the Mecklenburg Grenztal. At the same time Table 1 presents a chance of contrasting the geomorphological synthesis of known terraces with divergent opinions on the origin of the pradolina and on its connection with other valleys and former ice-dammed lakes. Table 2, on the other hand, represents an attempt of reconstructing the stages of evolution of the valley system discussed, in due consideration of this connection with the successive phases of deglaciation and the formation of the Baltic Sea.

3

By mutual consultations during the field conference the origin of the pradolina terraces was thoroughly discussed and attention was called to complications appearing in their structure. In fact it has been ascertained that the terraces consist of two parts, i.e. an erosive socle and of fluvial sediments deposited on top of this socle. In his numerous papers the present author has called attention to the erosive-accumulative character of the terraces. No difficulties are met with in determining the thicknesses of the deposits, when at their base lie, as erosive socle, beds of boulder clay with stone pavements overlying the boulder clay. As a rule the thickness of the fluvial and pradolina sediments is a few meters. However, matters become more complicated when the sandy fluvial or pradolina deposits lie directly on top of fluvioglacial sands and gravels. It happens that between the pradolina sediments which in their structure resemble fluvioglacial deposits, and the older fluvioglacial sands and gravels is seen along a discordance line a thick stone pavement. However, it also occurs at times that in a sand and gravel series of diversified structure and many meters thick, several stone pavements appear and that, moreover, the older fluvioglacial de-

posits contain layers of coarse gravels and rounded stones; strata of the latter kind, wherever flowing water encroaches upon them, were always liable to be converted into a sort of stone pavement. Ambiguities like these lead to a considerable arbitrariness in the definition of the lower boundary which the erosional action of pradolina waters has reached and, in consequence, in the determination of true thicknesses of deposits of pradolina accumulation. This arbitrariness was borne out many times when it came to interpreting terraces exposed either on the Polish side of the frontier line in the Gorzów Basin or, on German territory, in the Kostrzyń (Küstrin) Basin and, in particular, the Neuenhagener Insel. Here the imputation is that for an identical terrace level the very same river has produced widely contrasting results of erosion and accumulation: fluvial deposits one to a dozen meters thick covering an erosional socle which lithologically consists of near-horizontal beds of sands and silts on the one hand, and gravel and boulder material of manifold lamination and diversified stratification on the other. The controversy on this subject disclosed how helpless to some extent we are in this domain of research. Even so, admittedly no attempt has been made so far to scrutinize methodically along the river the base of the pradolina deposits the terraces over a more extensive distance, in due correlation with the course of the long profile of the top strata of these deposits. Here it would seem advisable for geomorphologists to solicit in their study of fluvial processes the assistance of hydraulic experts; the result of this sort of cooperation might be a more precise formulation of our opinions and research methods in questions how fluvial erosion and accumulation has been taking place under different paleogeographical conditions.

4

For all the dissenting opinions expressed in this matter, it seems to be certain that the extensive track of the Noteć—Warta pradolina was not only uncontrolled by the substratum of the Pleistocene; this big valley form runs even unconformably with the principal elements of this sub-Pleistocene land surface and in many places it sheared off fossil intervalley spurs. On the other hand valid arguments are in evidence in favour of the assumption that some sort of pradolina track must have existed even prior to the Last Glaciation or, at any rate, before the main inland ice transgression during the Last Glaciation took place. This may be looked upon as some sort of predisposition, meaning that during the Krajna substage of the deglaciation, local outwash streams took advantage of the area occupied today by the discussed pradolina. In the western part of the pradolina, in the region of the Lower Warta, these outwash streams produced in the glacier forefield an extensive valley-like depression by which meltwater from the Odra ice lobe made its way westwards, thus initiating the evolution of the pradolina section near Eberswalde. Among other authors S. K o z a r s k i (1962) has determined that in the western part of the discussed pradolina, there originally functioned Wełna as pradolina by which meltwater was carried off during the Kuyavian substage. Similar minor pradolina streams, precursors of the evolution of the extensive uniform Noteć—Warta pradolina, must also have existed in Kuyavia, but this

assumption requires further detailed field studies. All the same, even at the present status of research it seems justified to assert, that the ultimate Noteć—Warta pradolina is the result of a successive union of a number of minor pradolina tracks, that it came into existence in the west earlier than in its eastern part, that it developed during at least two successive stages, and that it represents a valley form which to some degree has survived from the period preceding the maximum extent of the inland ice during the Last Glaciation.

5

All the above reflections stress the necessity of carrying out a variety of further research in order to gain a more definite picture of how the pradolina under discussion has been created and how it developed afterwards on the background of the evolution of the relief of the entire area covered by the Last Glaciation. In the author's opinion some of the most urgent problems awaiting further studies are:

a) the study of the erosive and accumulative processes which have taken place in the fluvial valleys and especially in the pradolinas, with particular emphasis laid on the part played by meltwater streams and by late-Pleistocene environmental conditions; the determination of methods how to establish the bottom strata of the respective fluvial accumulation encountered;

b) the definition of the absolute age of valley and pradolina terraces by means of the C^{14} method;

c) the history of the period when the waters of the Vistula, the Warta and the Odra joined the pradolina flow;

d) the causes for the northward turn of at first the bifurcated and later on of the total flow in the Lower Vistula and the Lower Odra valleys (including the Randow valley);

e) the interrelation between the northward flow of the Vistula and the Gdańsk ice-dammed lake and the Pomeranian pradolina, as well as the courses of erosion and accumulation in the Vistula and Odra valleys in dependence of changes in the Baltic water level (fossil terraces, lithological analysis of Holocene accumulation covers in the valleys of Vistula and Odra);

f) studies of the effect which neotectonic movements had upon fluvial erosion and accumulation, in particular in the valleys of the Lower Vistula and the Lower Odra;

g) determination of the part played by dead ice upon the way how terraces developed and how they were later transformed in both the pradolina and the valleys connected with it;

h) the incision of periglacial slope valleys and the formation of periglacial structures on the terraces, as criteria for determining the morphological age of the different valley forms;

i) pradolina and valley terraces and outwash tracks looked upon as starting points of eolian processes and generations of dunes in their relation to the morphological age of the terraces;

j) pradolina and other valley terraces, including their wind-borne coverings, looked upon as background of prehistorical man's activities, including problems of their mutual age determination.

Stages of morphological evolution of Noteć-Warta pradolina and of valleys connected with it
(in the light of recent research work done in Poland and the German Dem. Republic)

Outwash and/or terrace level	Phase of inland ice stoppage or of Baltic Sea development	Western part of pradolina	Eastern part of pradolina	Age
Older outwashes in vicinity of Pradolina	Maximum phase of Pomeranian stage	Oldest escape of meltwater along margin of inland ice by way of Eberswalde westwards at 47 m level	Formation of extensive outwash cones in forefield of Vistula lobe and adjoining lobes	
Terrace XI	Angermünder Staffel (GDR), Chojna phase (Poland)	Formation of continuous pradolina track, receiving outwash waters from the north, and Vistula (and probably also Warta) waters from the south. Westward escape of pradolina waters by valley gap section at Eberswalde (Eberswalder Pforte)		
Terrace X	Velgaster Staffel or (according to other authors) Franzburger Staffel (GDR), Gryfice-Koszalin moraines (Poland)	Meltwater continues to accumulate in pradolina, arriving by outwash tracks from the inland ice, as well as Vistula and Warta waters arriving from the south	Inflow into pradolina of meltwater streams, also by (pra) dolina of Drwęca (probably already at level of Terrace XI)	Pomeranian stage
		Northward escape of pradolina waters by way of Lower Odra and Randow valley (by bifurcation in the Lower Odra valley near Schwedt) into the then developing Szczecin ice-dammed lake and further westward by Mecklenburg Urstromtal. Bifurcational flow through Eberswalde gap only during catastrophic floods		
Terrace IX	N-Rügen Staffel (GDR) Gardno subphase (Poland)	The pradolina is deprived of inflow of outwash waters from the north; this is the beginning of the formation of the Pomeranian pradolina; in the Noteć-Warta pradolina run exclusively waters from Drwęca and Vistula, also Warta (and probably Odra too)		Oldest Dryas
		Bifurcational flow by Lower Odra and Randow valleys into the Szczecin ice-dammed lake and further westwards by way of Mecklenburg Urstromtals	Start of bifurcated flow of Vistula waters near Fordon, beginning of Gdańsk ice-dammed lake	

Terrace VIII	The areas of GDR and Poland are free of ice. Further recession phase of the inland ice in the region of today's Baltic Sea. Formation of Baltic Ice Lake (lateglacial Yoldia Lake)	The pradolina waters flow by bifurcation in the Lower Odra and Randow valleys into the Szczecin ice-dammed lake and part of them escapes further by the Mecklenburg Urstromtal into the Mecklenburg Bay. Main phase of Szczecin ice-dammed lake. Northward runoff also by Swina gap	Bifurcational flow (near Fordon) of Vistula waters continues; the Gdańsk ice-dammed lake in full development; from it part of the water escapes westwards (into the system of the Pomeranian pradolina)	Bolling
Terrace VII	as above	Bifurcation of pradolina waters in Lower Odra valley continues, the Szczecin ice-dammed lake turns shallower and is split up into minor lakes; fluvial erosion	Bifurcation of Vistula flow near Fordon continues; part of these waters escapes into the Gdańsk ice-dammed lake which turns into an open bay of the Ice Lake	Older Dryas
Terrace VI	as above	Bifurcational flow of pradolina and Odra waters in Lower Odra valley near Schwedt comes to an end; the waters escape exclusively northwards in direction of the Swina gap	Bifurcation of Vistula flow near Fordon (towards end of this phase) gradually passes into complete northward escape of the Vistula waters into the Ice Lake	Allerod
Terrace V	Middle-Swedish moraines of Salpaukseka (Finland) Baltic Ice Lake	Water escape from pradolina (without Vistula waters) and Odra by way of Lower Odra valley towards Swina gap; formation of today's Odra drainage basin	Exclusively northward flow of Vistula waters into Ice Lake bay; peat formation in abandoned pradolina; formation of today's Vistula drainage basin	Younger Dryas
Terrace IV	as above	as above	Melting out of a channel in Grudziądz Basin (peat growth — Younger Dryas?)	Younger Dryas (?)
Terraces III—I	Bipartition of inland ice — Yoldia	Adjustment of Odra channel to lowering of its erosion base	Adjustment of Vistula channel to lowering of its erosive base	Preboreal Period
Fossil terraces (7) and erosive river channels	Ancylus	Attainment of lowermost level of erosion	Attainment of lowermost level of erosion	Boreal Period
Accumulation flood terrace	Litorina and younger phases of development of Baltic Sea	Filling-in of lowermost channels of Odra and its tributaries with alluvia up to the present-day level of their flood terrace — periodical processes of erosion	Filling-in of lowermost channels of Vistula and its tributaries with alluvia up to the present-day level of their flood terrace — periodical processes of erosion	Atlantic Period and younger phases

LITERATURA

Augustowski B. *Przykłady kształtowania się odwodnienia plejstocenijskiego na Niżu Polskim*. „Zeszyty Geograficzne WSP w Gdańsku”, 4. Gdańsk 1962.

Bartkowski T. *Rozwój polodowcowy sieci hydrograficznej w Wielkopolsce Środkowej*. „Zeszyty Naukowe UAM”. *Geografia I*. Poznań 1957.

Bramer H. *Nowe dane do zagadnienia zastoiska szczecińskiego* (tłum. z niemieckiego przez S. Kozarskiego). „Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią” t. XVII, 1966.

Galon R. *Morfologia doliny i sandru Brdy*. „Stud. Soc. Sci. Tor.” Sectio C, vol. 1, Toruń 1953.

Galon R. *Morphology of the Noteć—Warta (or Toruń—Eberswalde) ice marginal streamway*. „Prace Geograficzne IG PAN” nr 29. Warszawa 1961.

Karczewski A. *Z zagadnień geomorfologicznych Niziny Puryckiej*. „Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią” t. XV. Poznań 1965.

Kozarski S., Szupryczyński J. *Terasy pradoliny Noteci między Nakłem a Miłczem*. „Przegl. Geogr.” t. XXX, z. 4. Warszawa 1968.

Kozarski S. *Recesja ostatniego lądolodu z północnej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej a kształtowanie się pradoliny Noteci—Warty*. PTPN, Wydział Mat.-Przyr. Prace Kom. Geogr.-Geol. t. II, z. 3. Poznań 1962.

Kozarski S. *Zagadnienie drogi odpływu wód pradolinnych z zachodniej części pradoliny Noteci Warty*. PTPN, Wydział Mat.-Przyr., Prace Kom. Geogr.-Geol. t. V, z. 1. Poznań 1965.

Krygowski B. *Geografia Niziny Wielkopolskiej*. Cz. I. *Geomorfologia*. PTPN. Poznań 1961.

Rosa B. *O utworach aluwialnych i biogenicznych wyścielających dna dolin rzek nadbałtyckich, ich związku z transgresją południowego Bałtyku i znaczeniu dla badań nad tektoniką obszaru*. „Zeszyty Naukowe UMK”. *Geografia III*. Toruń 1964.

Szupryczyński J. *Polsko-niemiecka konferencja poświęcona geomorfologii Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej*. „Przegl. Geogr.” t. XXXVIII, z. 4. Warszawa 1966.

RAJMUND GALON

NOWE FAKTY I ZAGADNIENIA DOTYCZĄCE GENEZY PRADOLINY
NOTECI—WARTY I DOLIN Z NIĄ ZWIĄZANYCH

Wspólny objazd pradoliny Noteci—Warty oraz niektórych dolin z nią związanych przez grupę geografów toruńskich i poznańskich z jednej strony a grupę geografów z Berlina i Greifswaldu (NRD) była okazją do ponownego rozpatrzenia szeregu zagadnień dotyczących genezy tej klasycznej pradoliny i jej roli w późnoglacialnym odwodnieniu proglacialno-rzeczynym. Autor nawiązując do swych studiów nad ewolucją omawianej pradoliny (6) oraz do dawniejszej pracy dotyczącej doliny i sandru Brdy (5), proponuje przyjęcie dla rozpatrywanego systemu dolinnego układu 11 teras dolinnych. Reprezentują one cały okres rozwoju pradoliny i dolin z nią związanych, począwszy od najstarszej fazy pradolinnej w czasie trwania lądolodu na linii moren czołowych stadium pomorskiego, poprzez etapy wycofywania się zanikającego lądolodu na obszar skandynawski i kolejnych zmian przestrzeni wodnej Morza Północnego, aż do czasów obecnych, charakteryzujących się procesem wypełniania głęboko wyciętych dolin osadami rzeczynymi. Tabela 1 zawiera zestawienie teras w pradolinie i w dolinach z nią związanych. Wskazuje

ono na powiązanie genetyczne omawianych dolin i jednolity mechanizm tworzenia się teras dolinnych, uzależniony od wahań poziomu Bałtyku jako głównej bazy erozyjnej wód pradolinnych a później dolnej Wisły i dolnej Odry. Sporo uwag dyskusyjnych poświęca autor zagadnieniu erozji i akumulacji w pradolinie i dolinach z nią związanych, wskazując na przeważający erozyjny (talasogeniczny) charakter teras dolinnych, co jest zasadniczą cechą teras dolinnych na obszarze Peribalticum. Rozważając perspektywy dalszych badań genezy oraz etapów rozwoju omawianego systemu dolinnego, autor podaje w tab. 2 charakterystyczne cechy kolejnych faz rozwoju pradoliny Noteci—Warty na tle ewolucji całej sieci dolinnej w Polsce Północnej i obszarach sąsiednich. Przytoczona literatura przedmiotu obejmuje jedynie nowsze prace.

Szczegółowy polski tekst powyższego artykułu ukaże się w jednym z następnych zeszytów „Przeglądu Geograficznego”.

РАЙМУНД ГАЛОН

НОВЫЕ ФАКТЫ И ВОПРОСЫ ПО ГЕНЕЗИСУ ПРАДОЛИНЫ НОТЕЦИ — ВАРТЫ И СВЯЗАННЫХ С НЕЙ ДОЛИН

Новые соображения относительно генезиса прадолины Нотеци—Варты в свете совместных польско-германских исследований. Попытка единой классификации террас этой прадолины, а также связанных с ней долин. Описание главных фаз эволюции прадолины, во взаимосвязи с фазами деглациации. Анализ хода процессов эрозии и речной аккумуляции в пределах рассматриваемой долинной системы во взаимосвязи с фазами развития Балтийского моря. Перспективы дальнейших исследований по развитию прадолины Нотеци — Варты и соседних долин.

Пер. Б. Миховского

WOJCIECH WALCZAK
Wrocław

O genezie tzw. „moren otmuchowsko—nyskich“ na przedpolu Sudetów Wschodnich

*On the origin of the so-called „Otmuchów-Nysa moraines”
in the foreland of the Eastern Sudetes*

Zarys treści. Łudząco podobne do moren końcowych wzgórza otmuchowsko—nyskie na przedpolu Sudetów Wschodnich nie mają nic wspólnego ani z morenami końcowymi zlodowacenia środkowopolskiego, ani z denudacyjnymi resztkami moreny dennej tego zlodowacenia. Są one stożkami sandrowymi podpartymi od strony wewnętrznej łobami topniejącego śniegowca, po których pozostały otoczone pagórkami sandrowymi półkoliste kotliny wytopiskowe.

Na północnym brzegu równoleżnikowej pradoliny Nysy ciągnie się wzdłuż niej, pomiędzy Kamieńcem Żąbkowickim a miastem Nysą, strefa pagórów o urozmaiconej rzeźbie, żywo przypominającej moreny końcowe. Najbardziej morenowy charakter mają wzgórza pomiędzy wsiami Ligotą Wielką a Goświnowicami, 260—282 m n.p.m. (fot. 1). Wyrastają one dosyć stromymi grzbietami i kopulastymi kulminacjami ok. 60 m ponad lekko-falistą wysoczyzną na południu, podciętą erozyjną, 20 m wysoką krawędzią pradoliny. Ku pradolinie opadają one długimi, łagodnymi skłonami o spadkach 5—10°, natomiast ich stoki północne, przeważnie wklęsłe, są znacznie stromsze, dochodzą do 20° i opadają ku dobrze zarysowanym, płaskodennym kotlinowatym obniżeniami podzielanym poprzecznymi południkowymi grzbietami (rys. 1). Dna tych obniżeń, włączone w drenaż wodny, leżą w poziomie 220—240 m n.p.m., wysłane są gliną zwałową, podczas gdy wzgórza i wysoczyzna zbudowane są z warstwowanych piasków sandrowych. Jedynie na wierzchołkach grzbietów i kopulastych kulminacji oraz na ich skłonach ku kotlinowatym obniżeniom na północnym zapleczu wzgórz leżą pokrywy grubych żwirów i otoczków eratycznych oraz gliny lodowcowej niezbyt dużej miąższości (ryc. 2).

Na genezę wzgórz otmuchowsko—nyskich istnieją w dotychczasowej literaturze naukowej krańcowo różne poglądy. Badacze niemieccy, jak Anders (1), Behr (2, 3, 4), Keilhack (5), Schwarzbach (8) a przede wszystkim Woldstedt (12), uważali je za moreny końcowe znaczące najdalszy południowy zasięg starszej fazy zlodowacenia Solawy (środkowopolskiego). M. Klimaszewski w 1952 r. spopularyzował ten pogląd w polskiej literaturze geologicznej (6), a za nim koncepcję taką przyjęli także w swych starszych opracowaniach syntetycznych Kondracki, Różycki, Passendorfer i inni (10).



Ryc. 1. Wzgórza otmuchowsko-nyskie: 1 — pagóry sandrowe z liniami grzbietowymi, 2 — kotliny wytopiskowe (ablacyjne) pozostałe po lobach lodowca, 3 — lekko falista wysoczyzna sandrowa podcięta krawędzią pradoliny, 4 — dno pradoliny i płaskodennych dolin

The Otmuchów-Nysa Heights: 1 — outwash hillocks with distinct crest lines; 2 — ice-melt kettles (due to ablation) left by the ice lobes; 3 — slightly undulating outwash plateau undercut by pradolina scarp; 4 — floors of pradolina and of flat-bottom valleys

Autor niniejszego opracowania na marginesie pracy z 1954 r. (9) wypowiedział twierdzenie, że wzgórza te są tylko końcowymi morenami stadialnymi z okresu regresji lodowca zlodowacenia środkowopolskiego.

W 1958 r. L. Rembocha (7) opisał je jako „erozyjne szczątki moreny dennej w postaci gliniasto-piaszczystej pokrywy z pojedynczymi otoczkami o miąższości 1,5 m złożone na piaskach fluwioglacjalnych, które z kolei leżą na piaskach fluwialnych, wypełniających trzeciorzędowy taras abrazyjny” (?). Podobny pogląd wysuwa ostatnio A. Szporar (informacja ustna), opracowujący obecnie problem moren końcowych na Dolnym Śląsku. Uważa on mianowicie, że wzgórza otmuchowsko-nyskie są resztkami denudacyjnymi moreny dennej zlodowacenia środkowopolskiego z okresu jego transgresji, osadzonej na sandrach fazy anaglacjalnej. Pokrywa ta, leżąca na serii starszych piasków fluwioglacjalnych została następnie rozcięta pradoliną Nysy.

Na podstawie nowszych studiów, przeprowadzonych w latach 1963—64 na obszarze wzgórz otmuchowsko-nyskich, wysunąłem w 1966 r. twierdzenie, że formy te, przypominające morfologicznie moreny końcowe, są w istocie stożkami sandrowymi osadzonymi w bezpośrednim kontakcie z krawędziami lobów topniejącego lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego (sandry marginalne) podczas jego recesyjnego postępu na linii pradoliny Nysy. Są więc z nią jednowiekowe. Wskazują na to m.in. kotliny wytopiskowe na zapleczu wzniesień oraz występowanie tam pokrywy moreny ablacyjnej (11).

Obecnie pogląd ten pragnę szczegółowiej uzasadnić. Zacznę od dowodów przeczących morenowej genezie wzgórz otmuchowsko-nyskich. Otóż w profilach licznych piaskowni odsłaniających budowę zewnętrz-



Fot. 1. Spokojna sedimentacja fluwioglacjalna drobnych piasków, przykrytych resztką pokrywy ablacyjnej. Zupełny brak zaburzeń z wyjątkiem śladów osiadania ściany odkrywki

Gradual fluvioglacial sedimentation of fine-grained sands, mantled by remnants of the ablation cover. No signs of disturbances are visible, apart from traces of settling of excavation wall

nych skłonów pagórów nie stwierdzono śladów zaburzeń glacitektonicznych, które występowałyby niewątpliwie w przypadku pokrycia piaszczystych osadów fluwioglacjalnych przez transgredujący lądolód, jak również w razie parcia od północy jego krawędzi w przypadku moreny końcowej. We wszystkich natomiast piaskowniach widoczne są kilkunastometrowej miąższości poziomo, faliście lub przekątnie warstwowane piaski o zmiennej grubości z wkładkami i przewarstwieniami grubych żwirów eratycznych. Niekiedy występują wśród piasków warstwy gliny brunatnej silnie piaszczystej z wkładkami popielatego iłu, podścielone jednak nie zaburzonymi piaskami warstwowanymi. W kilku przypadkach w stropie pokładów piasków widoczne są erozyjne kieszeniowate rozcięcia wypełnione żwirami i piaskami grubszej frakcji. W piaskowni między Goświnowicami a Jędrzychowem wypełnienie takie zostało



Ryc. 2. Powstawanie otmuchowsko-nyskich sandrów marginalnych: A — akumulacja stożków sandrowych podpartych od strony wewnętrznej krawędziami lobu topniejącego lodowca. Pod piaskami sandrowymi resztki moreny dennej i ilów warwowych zlodowacenia środkowopolskiego na górnomiocenijskich ilach. Podczas ablacji lodowców na kulminacjach stożków osadził gliniaste i żwirowe pokrywy ablacyjne, B — po stopieniu lobu pozostała ablacyjna kotlina wytopiskowa półkolistie obrzeżona pagórkami i grzbieciami sandrowymi, chronionymi przed denudacją pokrywami ablacyjnymi

Formation of the Otmuchów-Nysa marginal outwashes: A — accumulation of outwash cones leaning against scarps of a decaying glacier lobe. The outwash sands are underlain by remnants of a ground moraine and by varved clays of the Middle-Polish Glaciation lying upon Upper Miocene clays. During the glacier ablation, outwash covers of clayey material and gravels were deposited on the cone crests; B — after the ice had melted there remained a meltwater depression, bordered in a semi-cycle by outwash hillocks and crests which were protected by the ablation covers against denudation



Fot. 2. Duża kotlina wytopiskowa na zapleczu pagórów na południe od Grądów

Fot. autor

Wide meltwater kettle in background of hillocks, south of Grądów

z kolei rozcięte współczesną dolinką. Wierzchołki pagórów, ich grzbiety i stoki opadające ku kotlinowatym obniżeniom na północnym zapleczu zaścielają przeciętnie 60—160 cm grube pokrywy żwirów i otczaków eratycznych do 15 cm średnicy, tkwiących w piaszczystej żelazistej glinie. Największą miąższość pokrywy gliniaste osiągają w partiach szczytowych i na północnych stokach pagórów ok. 282 m n.p.m. pomiędzy Ulanowicami i Suszką. Czapy gliny zwałowej łącznie z podścielającymi niewarstwowanymi piaskami gliniastymi mają tam 6—9 m miąższości i przykrywają przeważnie niezaburzone, przekątnie warstwowane piaski fluwioglacjalne, których upad ku południowi wynoszący 8—10° jest zgodny z nachyleniem skłonów wzniesień ku pradolinie Nysy. W kilku miejscach jedynie występują pod czapami morenowymi po stronie północnej niezbyt intensywne zaburzenia glacitektoniczne w stropie piasków fluwioglacjalnych.

Natomiast w dnach kotlinowatych obniżeń na północnym zapleczu wzgórz, półkolisto ujętych odnogami wzniesień, występują pokrywy gliny morenowej z głazami eratycznymi do 120 cm średnicy w spągu. Pokrywy te, kilkumetrowej miąższości, eksploatowane są przez cegielnie. Na glinie zwałowej leżą tam niekiedy cienkie pokrywy piasków fluwioglacjalnych, a pod nią występują ility warwowe, drobnofrakcyjne piaski wstęgowane i ciemnosiwymi górnomiocieńskimi ility. Powyższe fakty oraz morfologiczne cechy owych kotlinowatych obniżeń wskazują na ich genezę. Są to mianowicie ablacyjne, wytopiskowe obniżenia końcowe zanikających lobów lodowca, na obwodzie których wody roztopowe osadzały nakładające się na siebie i wzajemnie się przenikające stożki sandrowe, przykrywane w sąsiedztwie krawędzi lobów gliniastą lub żwirową pokrywą moreny ablastycznej.

Stratygraficzną pozycję sandrowych piasków fluwioglacjalnych określają profile piaskowni w pagórach ciągnących się na północ od miasta Nysy, między nią a Złotogłowicami, oraz w wysokim północnym brzegu pradoliny na wschód od Nysy. W pierwszym profilu pod kilkunastometrowymi piaskami fluwioglacjalnymi, przykrytymi czapą żwirowo-piaszczystą, występuje pod piaskami zwałowymi rdzawa glina zwałowa podścielona mułkami popielatymi. W urwistym brzegu pradoliny pod 10-metrowym pokładem piasków fluwioglacjalnych zalegają ility warwowe i piaszczyste mułki wstęgowane miąższości 9 m, glacitektonicznie zaburzone w stropie i o zerodowanej powierzchni. Podściela je 10-metrowy pokład warstwowanych piasków rzecznych stanowiących strop akumulacyjnego zasypania doliny w anaglacjalnej fazie zlodowacenia środkowopolskiego.

Jak wynika z powyższych profili stożki sandrowe typu marginalnego osadzone zostały na powierzchni częściowo zdenudowanej moreny dennej, podścielonej ility warwowymi. Nie są to więc w żadnym razie denudacyjne resztki moreny dennej zlodowacenia środkowopolskiego, lecz nałożone na nią, a więc młodsze stożki sandrowe podparte od strony wewnętrznej krawędziami lobów topniejącego lodowca. W fazie ostatecznego zaniku osadził on na ich powierzchni gliniaste i żwirowe pokrywy ablastyczne. One to właśnie, przeciwdziałając późniejszej nadmiernej denudacji stożków sandrowych, zakonserwowały w głównych zarysach pierwotną ich morfologię, której cechami są półkoliste układy pagórów i grzbietów obrzeżających obniżenia wytopiskowych kotlin na północnym zapleczu (rys. 2).

PIŚMIENICTWO

- (1) Anders G. *Zur Morphologie der Ostsudeten*. „Veröff. schles. Ges. f. Erdkunde”, 31, Breslau 1939.
- (2) Behr J. *Das Staubecken von Ottmachau*. „O.-S. Sitzungsberichte der Preuss. Geol. L.”, 5. Berlin 1936.
- (3) Behr J., Meister E., Görz G., Ihnen K. *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen*. Lieferung 273 — Bl. Camenz in Schlesien, Berlin 1931.
- (4) Behr J. u. von zur Mühlen L. *Zur Gliederung und Alterstellung des oberschlesischen Randdiluviums*. „Jb. Preuss. Geol. L.-A.” 53. Berlin 1932.
- (5) Keilhack K. *Endmoränen in Niederschlesien*. „Jb. Preuss. Geol. L.-A.” 39. Berlin 1918.
- (6) Klimaszewski M. *Zagadnienia plejstocenu południowej Polski. Z badań czwartorzędu w Polsce*. „Biul., PIG” nr 65. Warszawa 1952.
- (7) Rembocha L. *Czwartorzęd przedpola sudeckiego w okolicach Paczkowa*. „Przegląd Geol.”, R. VI, nr 8, 9. Warszawa 1958.
- (8) Schwarzbach M. *Das Diluvium Schlesiens*. „Neues Jahrbuch f. Mineralogie” etc., 86. Berlin 1942.
- (9) Walczak W. *Pradolina Nysy i plejtoceńskie zmiany hydrograficzne na przedpolu Sudetów Wschodnich*. „Prace Geograficzne IG PAN”, nr 2. Warszawa 1954.
- (10) Walczak W. *Problem zasięgu starszych zlodowaceń w Sudetach*. „Czasopismo Geograficzne”, XXXVII, 3. Wrocław 1966.
- (11) Walczak W. *Sudety Kłodzkie i Przedgórze Sudeckie. Przewodnik wycieczkowy IX Ogólnopolskiego Zjazdu Polskiego Tow. Geograficznego*, Wrocław 1966.
- (12) Woldstedt P. *Über Endmoränen und Oser der Saale (Riss)-Vereisung in Schlesien*. Z. deutsch. Geol. Ges., 84. Berlin 1932.

ВОЙТЕХ ВАЛЬЧАК

О ГЕНЕЗИСЕ Т.Н. „ОТМУХОВСКО-НИССКИХ МОРЕН” НА ПРЕДПОЛЬЕ ВОСТОЧНЫХ СУДЕТ

Поразительно похожие на конечные морены отмуховско-нисские холмы на предполье Восточных Судет не имеют ничего общего ни с конечными моренами среднепольского оледенения, ни с денудационными остатками донной морены этого оледенения. Они являются зандровыми конусами выноса, подпертыми с внешней стороны лопастями тающего ледника, после которых остались окруженные зандровыми холмами, полукруглые котловины.

Пер. Б. Миховского

WOJCIECH WALCZAK

ON THE ORIGIN OF THE SO-CALLED „OTMUCHÓW—NYSZA MORAINES” IN THE FORELAND OF THE EASTERN SUDETES

In contrast with opinions held so far, the Otmuchów—Nysza moraines extending in the foreland of the Eastern Sudetes along the Nysa pradolina of Pleistocene age are neither terminal moraines nor denuded remnants of a ground moraine

of the Middle-Polish (Riss) Glaciation. They rather are outwash cones of marginal type, deposited on the surface of a partly denuded ground moraine of Riss age, underlain by varved clay strata resting on Upper Miocene clays. These cones have been accumulated in direct contact with lobes of the decaying glacier during its phase of recession. While ultimately vanishing, this glacier spread ablation covers built of gravel and clayey material over the surfaces of the cones. Afterwards these covers shielded the outwash cones against excessive denudation and thus contributed to their maintaining the general outlines of their original morphology. The principal features of the discussed cones are hillocks and crests of a semi-circular pattern which surround the depressions left in the northern hinterland of the glacier lobes in the form of ice-melt kettles (Figs. 1 and 2).

Translated by *Karol Jurasz*

STEFAN ZBIGNIEW RÓŻYCKI
Warszawa

Zmiany zasięgów pojezierzy w Polsce w czasie interglacjalów

Changes in range of glacial lake districts during interglacial periods

Zarys treści. Wyróżnienie obniżeń pochodzenia glacialnego, w których w czasie interglacjalów istniały zbiorniki wodne, pozwala wyznaczyć południowe granice pojezierzy w tych okresach. W ostatnim interglacjale na północnym obrzeżeniu Wyżyny Małopolskiej granica ta zbliżała się na 30—50 km do linii zasięgu zlodowacenia środkowopolskiego. Natomiast w interglacjale wielkim znajdowała się ona 170—200 km od skraju zlodowacenia krakowskiego. Wskazuje to, jeszcze raz, że w przedostatnim interglacjale rozwój procesów denudacyjnych był znacznie bardziej zaawansowany niż w ostatnim okresie międzylodowcowym.

Klasyfikacja zbiorników interglacjalnych według typów geomorfologicznych zagłębień, w których gromadziły się osady organogeniczne z tych okresów (S. Z. Różycki 1961), daje interesujące wskazówki dla charakterystyki odbywających się wówczas zmian rzeźby, między innymi informujące nas o zmianach granic pojezierzy poglacialnych w czasie interglacjalów.

Problemem istnienia pojezierzy w ostatnim interglacjale zajmowali się B. Halicki (1953) i A. Kalniet (1955), a dla starszego interglacjalu poruszył to zagadnienie A. Śröder (1957). Ten ostatni autor ograniczył się jednak tylko do stwierdzenia, że „obszar Polski po zaniku lądolodu krakowskiego był najprawdopodobniej jednym wielkim pojezierzem przypominającym dzisiejsze Pojezierze Mazurskie” i że istnienia „znacznej ilości jezior... dowodzą... stosunkowo często znajdowane kopalne osady organogeniczne z tego okresu” (str. 39).

Bezpośrednio po każdej deglacjacji pojezierza towarzyszące strefom akumulacji morenowej niewątpliwie sięgały do granic zasięgów poprzedzających zlodowaceń. Dla wszystkich jezior, które mięściły się w misach pochodzenia glacialnego, jest rzeczą charakterystyczną, że prawie w żadnym znanym w Polsce wypadku nie przetrwały one dłużej niż przez okres jednego interglacjalu. Do ich wypełniania przyczyniała się głównie akumulacja osadów organogenicznych oraz w mniejszym stopniu zmywy z pobliskiego otoczenia. Procesy peryglacialne, jak wynika z przestudiowania wielu przekrojów zbiorników interglacjalnych, odgrywały przy tym mniejszą rolę niż ta, która jest im często przypisywana. Przeważnie kończą one jedynie już bardzo zaawansowany proces wypełniania zagłębień po misach jeziornych. Miąższość tego rodzaju osadów jest z reguły niewielka i rzadko przekracza parę metrów, wobec kilku, kilkunastu, a nawet paru dziesiątków metrów przypadających na wcześniejszą akumulację w okresie cieplejszym.

Równolegle z wypełnianiem mis jeziornych odbywa się stopniowe cofanie się ich południowej granicy pod wpływem postępu procesów erozji i rekonstrukcji sieci odpływu powierzchniowego, które walnie przyczyniają się do likwidacji poglądalnych zbiorników jeziornych, a nawet do pełnego usunięcia wszelkich śladów po nich. Stąd też wynika, że odległość, na którą cofnęła się południowa granica pojezierzy od linii zasięgu zlodowacenia poprzedzającego ich istnienie, jest pewnego rodzaju wykładnikiem czasu trwania i intensywności przebiegu procesów denudacyjnych w czasie danego interglacjału.

Ilość znanych stanowisk interglacialnych osadów organogenicznych nie jest na tyle duża, aby pozwalała na w pełni prawidłową ocenę statystyczną. Jednak już przy liczbach, którymi możemy rozporządzać obecnie, układają się one interesująco. O ile dla ostatniego interglacjału (JIII/IV) na 25 wziętych pod uwagę stanowisk z sektora między 19—24°E, w około 90% znanych przypadków osady organogeniczne z tego czasu mieszczą się w zagłębieniach glacialnych, a tylko w 10% w dolinach rzecznych, to dla starszego interglacjału (JII/III) stosunek ten układa się odwrotnie. Na 20 znanych stanowisk starszego interglacjału ok. 75% przypada na osady nagromadzone wśród serii aluwialnych lub w później zatopionych dolinach, 5% w obniżeniach krasowych i tylko dla ok. 20% możemy przypuszczać, że wypełniały one zagłębienia w powierzchni morenowej.

Z ostatniego interglacjału (JIII/IV) wiadomości o zbiornikach wodnych są dosyć ubogie dla pierwszej części tego okresu, obfite dla okresu postępującego ochłodzenia. Dla przedostatniego interglacjału (JII/III) niemal zupełnie brak danych dla jego starszej części, niewiele wiadomo o głównym optimum, natomiast dosyć dobrze reprezentowany jest okres późniejszy. Zatem w obu przypadkach reprezentacja zbiorników jeziornych lub pozostałych po nich torfowisk sięga do okresów pooptimalnych (anaglacialnych), w których już maleje intensywność linearnych procesów erozyjnych, a wzrasta się denudacja płaszczynowa sprzyjająca wypełnianiu mis obniżen, ale w małym stopniu przyczyniającą się do całkowitego zniszczenia śladów po nich. Dzięki temu nasze informacje o zasięgu pojezierzy interglacialnych odnoszą się do czasu, w którym południowe granice pojezierzy były przesunięte najdalej ku północy, notując postęp procesu ich likwidacji w ciągu całych tych okresów. Oparta na tych danych analiza będzie się więc odnosić do momentów maksymalnego cofnięcia się linii granicznych pojezierzy.

Dzisiejsza południowa granica pojezierzy połodowcowych tylko nieznacznie odbiega od linii wyznaczającej granicę występowania rynien glacialnych i maksymalny zasięg zlodowacenia bałtyckiego (S. Majdanowski 1950 i inni). Jeśli do istniejących obecnie jezior dodać jeszcze dotychczas widoczne w rzeźbie terenu ślady mis pojeziornych, to zgodność ta będzie niemal zupełna, a rozbieżności ograniczą się do niewielkich lokalnych odchyłeń.

W szerokiej strefie pokrytej przez osady morenowe różnych glacialstadiów zlodowacenia środkowopolskiego dziś nie ma jezior, a nawet zagłębienia bezodpływowe należą do rzadkości. Jednak jest tam bardzo wiele dobrze zachowanych śladów ich poprzedniego istnienia w postaci płaskich mis, mniej lub bardziej zabagnionych, pod którymi w głębi kryją się całe serie interglacialnych osadów organogenicznych, świadczących, że poprzednio znajdowały się tam jeziora lub torfowiska. Zbieżność ta jest tak częsta, że zachęciła B. Halickiego (1953) do sformuło-

wania opartej na niej geomorfologicznej metody wykrywania organogenicznych osadów z ostatniego zlodowacenia, a A. Kalniet (1955) do opracowania map rozmieszczenia domniemanych jezior z tego okresu. Niewątpliwie były one najliczniejsze na północ od linii zasięgu glaciostadiału Warty. Nie należą jednak do rzadkości również na terenie glaciostadiału Radomki i pojawiają się nie tylko w północnym lubelskim i na Dolnym Śląsku (jak sugeruje to mapa A. Kalniet 1955), ale występują również nierzadko wzdłuż północnego obrzeżenia Wyżyny Małopolskiej. Najpiękniejszym, dobrze zbadanym ich przykładem jest jezioro interglacjalne koło Sławna (E. Rühle 1961, S. Tołpa 1961). Ale na terenie radomszczyzny autorowi jest znane jeszcze kilka punktów, gdzie również występują osady jeziorne i torfowe tegoż wieku, mieszczące się w obniżeniach powierzchni morenowej ze zlodowacenia środkowopolskiego. Między innymi jedną z takich zagłębień odkryte zostało w 1937 r. przy budowie jednej z nowych fabryk w Radomiu, gdzie w torfach leżących ponad marglami jeziornymi znalezione zostały liczne szczątki dwóch mamutów (*Elephas primigenius*). Podobnie w rejonie konecko-opoczyńskim, poza opracowanym palynologicznie Bedlnem, jest parę dalszych punktów występowania osadów organogenicznych z ostatniego interglacjału, w niektórych wypadkach wyraźnie związanych z formami dawnych i to dość znacznych jezior. Teren leżący na zachód od doliny środkowej Pilicy jest słabo rozpoznany pod interesującym nas kątem widzenia, ale i tu są pełne szanse znalezienia podobnych stanowisk.

Podsumowując możemy ustalić, że południowa granica pojezierzy w okresie pooptymalnym ostatniego interglacjału przebiegała w przybliżeniu wzdłuż linii biegnącej od Sławatycz nad Bugiem (20 km na N od Włodawy) w kierunku doliny dolnego Wieprza, stąd wyginając się na południe od Radomia, omijając od północy Góry Świętokrzyskie łukiem przechodzącym mniej więcej przez Przytyk, Odrzywół i na zachód od Białaczowa do Skotnik nad Pilicą (10 km na N od Przedborza), a dalej obejmując okolice Radomska i Działoszyna kierowała się zgodnie z mapą A. Kalniet na Dolny Śląsk okrążając od południa Wrocław i idąc dalej na zachód w kierunku Legnicy.

Porównując przebieg granicy pojezierza z ostatniego interglacjału z linią maksymalnego zasięgu zlodowacenia środkowopolskiego, widzimy, że dzieli je strefa pozbawiona jezior, mająca przeważnie ok. 30—50 km szerokości. Tylko na terenie wysuwających się bardziej na południe łobów lądolodu odległość ta jest nieco większa, a jedynie w obrębie łobu śląskiego dochodzi do ok. 100 km.

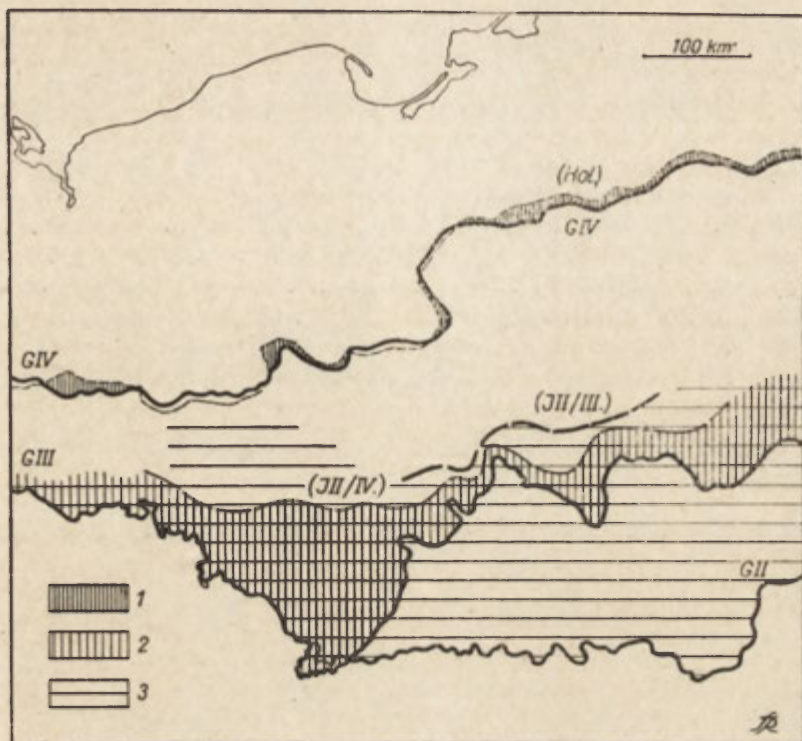
Wskazana wyżej południowa granica pojezierzy z ostatniego interglacjału prawie ściśle odpowiada granicy ciągłej powłoki morenowej zlodowacenia środkowopolskiego. Na południe od niej pokrywa morenowa tego wieku rozdzielona jest na szereg oddzielonych od siebie płatów, na których w szeregu miejsc jeszcze bywają zachowane pokaźne ostańce większych form akumulacji glacialnej. Natomiast obniżenia między nimi są rozcięte przez doliny rzeczek i cały system linii spływu powierzchniowego, który w pełni zlikwidował ślady zagłębień w dawnej powierzchni morenowej. Znajdujemy się tu zatem już niewątpliwie poza granicami pojezierza. Stwierdzone w tej strefie stanowiska interglacjalne z osadami organicznymi reprezentują typ aluwialny, związany najczęściej ze starorzeczami w dolinach większych rzek (np. w dolinie Wisły, koło Zawichosta; W. P o z a r y s k i, 1952, M. G o ł ą b o w a, 1955).

Dla starszego interglacjału (JII/III) ściślejsze wyznaczenie granic pojezierzy jest trudne, gdyż ilość rozporządzalnych danych jest nieporównywalnie skromniejsza. Tym niemniej i w tym wypadku wyraźnie zaznacza się podział Polski na dwa rejony, zdecydowanie różniące się typem zbiorników interglacjalnych i stanem zachowania pokrywy morenowej zlodowacenia krakowskiego (GII).

Na południe od równoleżnika $51^{\circ}30'$ wszystkie stanowiska wielkiego interglacjału, z których posiadamy profile polynologiczne, są związane z dawnymi dolinami rzecznyymi (starorzecza i zbiorniki w zatopionych dolinach), a w jednym wypadku z zagłębieniem krasowym (Nowiny Żukowskie). Ani jednego z nich nie można zaliczyć do grupy jezior wypełniających zagłębienia glacialne. Natomiast na północ od wymienionego równoleżnika, a ściślej od linii przebiegającej przez Olszewice i Wylezin, właśnie ten ostatni typ zbiorników staje się dominujący i sięga aż do Północnego Mazowsza (Maków Mazowiecki). Linia ta wyznacza więc przybliżone położenie południowej granicy pojezierza w schyłkowej części przedostatniego interglacjału.

Jednak pojezierze z tego czasu ma inny charakter niż Pojezierze Mazurskie i to, które istniało w środkowej Polsce w ciągu ostatniego interglacjału. Zbiorniki wodne ze starszego interglacjału są mniej liczne, przeważnie niewielkie i płytkie. Żadnego z nich nie można zaliczyć do typu jeziora rynnowego, tak jak to nierzadko ma miejsce w późniejszym okresie międzylodowcowym. Odnosi się wrażenie, że zachowana część pojezierza z wielkiego interglacjału składała się z rzadko rozrzuconych małych jezior w otoczeniu łagodnie sfalowanej powierzchni zbudowanej z glin zwałowych. Właściwe pojezierze związane ze strefą marginalną zlodowacenia krakowskiego istniało zapewne bardziej na południu, w pasie ok. 180 km szerokości, który dzieli zanotowaną wyżej granicę jezior mieszczących się w misach glacialnych od linii maksymalnego zasięgu tego zlodowacenia. Pierwotna powierzchnia akumulacji lodowcowej w tej strefie już dawno przestała istnieć. Ślady po pokrywie morenowej zachowały się tam jedynie w formie rezydualnej lub uległy pełnemu zniszczeniu, a razem z nią zniknęły osady poprzednio istniejących jezior.

Daleko zaawansowany postęp usuwania pokrywy morenowej zlodowacenia krakowskiego z terenu, który na południu Polski znalazł się poza zasięgiem zlodowacenia środkowopolskiego, najczęściej jest przypisywany długiemu trwaniu nieprzerwanego niszczenia przez dwa okresy interglacjalne i dwa okresy zlodowaceń. Trzeba jednak zwrócić uwagę, że wspomniana powierzchnia silnego zniszczenia osadów zlodowacenia krakowskiego na Wyżynie Małopolskiej leży pod przykryciem serii lessowej, a więc z całą pewnością jest starsza od okresu ostatniej wielkiej fali chłodnej (GIV). Badania w zachodniej Radomszczyźnie, w Opoczyńskim i Koneckim oraz w północnej części Jury Polskiej, pozwalają ponadto stwierdzić z całą pewnością, że bardzo zbliżone cechy niszczenia nosiła już również powierzchnia interglacjalna przykryta przez osady morenowe zlodowacenia środkowopolskiego. Stąd możemy wnosić, że główny okres intensywnego niszczenia rzeźby glacialnej pozostawionej przez zlodowacenie krakowskie, na południu Polski, przypada przede wszystkim na przedostatni interglacjal (JII/III) i objął znacznie szerszą strefę niż w późniejszym interglacjale eemskim (JIII/IV, ryc. 1).



Ryc. 1. Zasięgi stref pojezierzy glacygenicznych zniszczonych przez erozję w czasie interglacjałów. 3 — po zlodowaczeniu krakowskim (G II) w czasie przedostatniego interglacjału („wielkiego” J II/III), 2 — po zlodowaczeniu środkowopolskim (G III), w czasie ostatniego interglacjału (eemskiego J III/IV), 1 — po zlodowaczeniu bałtyckim (G IV) w okresie ostatniej deglacjacji i w czasie holocenu (Hol.). Grube linie od południa oznaczają zasięgi poszczególnych zlodowaceń, a od północy granicę cofnięcia się pojezierzy pod koniec okresów interglacjałnych

U w a g a: na rysunku zamiast J II/IV powinno być J III/IV.

Ranges of zones of glacygenic lake districts destroyed during the Interglacials by erosion. 3 — after the Cracovian Glaciation (G II) during the penultimate „Great” Interglacial (J II/III), 2 — after the Middle-Polish Glaciation (G III) during the last (Eemian) Interglacial (J III/IV), 1 — after the Baltic Glaciation (G IV) during ultimate deglaciation and during the Holocene (Hol.).

Heavy lines indicate the southward ranges of the successive Glaciations and, in the north, the boundaries how far the lake districts retreated towards the end of each Interglacial

Wyżej zrobiony przegląd rozmieszczenia typów geomorfologicznych zbiorników wodnych w dwóch ostatnich okresach interglacjałnych pozwala stwierdzić, że w każdym z nich istniała prawie do końca okresu strefa pojezierzy poglacialnych, granice których stopniowo odsuwały się od linii zasięgu poprzedzających je zlodowaceń. W miarę cofania się na północ granicy pojezierzy, poza linię zasięgu zlodowaceń wkraczała erozja formując regularną sieć odpływu powierzchniowego i niszcząc wszelkie ślady po poprzednio istniejących tam przegłębieniach w powierzchni morenowej oraz usuwając wypełniające je osady. Organogeniczne osady

interglacjalne w strefie już objętej siecią spływu powierzchniowego mogły się gromadzić tylko w dolinach większych rzek, osadzając się głównie w starorzeczach lub zbiornikach, które powstawały w wyniku zabarykadowania dolin, a w rzadkich wypadkach również w zagłębieniach krasowych.

Granica pojezierzy cofała się przede wszystkim w czasie starszych części interglacjałów, a w okresach pooptimalnych następowała stabilizacja ich położenia. Pod koniec okresu międzylodowcowego strefa opanowana przez erozję osiągała pokaźną szerokość: w ostatnim interglacjale (JIII/IV) przeciętnie rzędu 25—50 km, a w starszym (JII/III) nawet do 180—200 km. To co najmniej czterokrotnie większe cofnięcie się granicy pojezierzy w przedostatnim interglacjale (JII/III) jest jeszcze jednym dowodem, że był to okres wzmożonej denudacji, który nie tylko ze względu na czas jego trwania, ale i na efekty, które po sobie pozostawił w rzeźbie, może zasługiwać na miano „wielkiego interglacjału”.

SPIS LITERATURY

- (1) Gołąbowa M., 1955. *Stratygrafia aluwiiów okolic Zawichosta na podstawie florystycznej*. Inst. Geol. Prace, Warszawa.
- (2) Halicki B., 1953. *O geomorfologicznej metodzie wykrywania organogenicznych osadów interglacjalnych i jej konsekwencjach*. „Acta Geologica Polonica” vol. III, nr 1, Warszawa.
- (3) Kalniet A., 1955. *Międzylodowcowe jeziora kopalne w południowej części Niżu Polskiego*. „Acta Geologica Polonica” vol. V, nr 3, Warszawa.
- (4) Majdanowski S., 1950. *Zagadnienie rynien jeziornych na Niżu Europejskim*. „Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią” nr 2. Poznań.
- (5) Pożaryski W., 1952. *Z geologii czwartorzędu doliny Wisły pod Zawichostem*. PIG, „Biuletyn” nr 65. Warszawa.
- (6) Różycki S. Z., 1961. *Sub-stages of the Great Interglacial stage*. „Prace o plejstocenie Polski Środkowej” t. I, Warszawa.
- (7) Rühle E., 1961. *Przekrój geologiczny osadów czwartorzędowych w Sławnie koło Radomia*. IG, „Biuletyn” nr 169. Warszawa.
- (8) Srodoń A., 1957. *Flora interglacjalna z Gościęcina koło Koźła*. IG, „Biuletyn” nr 118. Warszawa.
- (9) Tołpa S., 1961. *Flora interglacjalna ze Sławna koło Radomia*. IG, „Biuletyn” nr 169. Warszawa.

СТЕФАН ЗБИГНЕВ РУЖИЦКИ

ИЗМЕНЕНИЯ В РАСПРОСТРАНЕНИИ ОЗЕРНЫХ ЗОН В ПОЛЬШЕ ВО ВРЕМЯ МЕЖЛЕДНИКОВИЙ

Выделение понижений ледникового происхождения, в которых в межледниковые периоды существовали водоемы, дает возможность установить южные границы озерных зон в те периоды. В последнем интергляциале, на северном крае Малопольской возвышенности эта граница приближалась на 30—50 км к линии распространения центральнопольского оледенения. Но во время большого интергляциала она находилась в 170—200 км от края краковского оледенения.

Это еще раз обращает наше внимание на то, что в период предпоследнего межледниковья денудационные процессы получили значительно большее развитие, чем во время последнего межледникового периода.

Пер. Б. Миховского

STEFAN ZBIGNIEW RÓŻYCKI

CHANGES IN RANGE OF GLACIGENIC LAKE DISTRICTS DURING INTERGLACIAL PERIODS

After each glaciation numerous lakes existed in its marginal zones, forming lake districts — analogous with today's Masurian and the Western Pomeranian Lake Districts. The southern boundary of these lake districts much resembles the line attained by the maximum extent of the Last glaciation which ended a comparatively short time ago. During the interglacials which lasted many times longer, erosive processes and the evolution of a drainage system caused the gradual northward shifting of southern boundary of the lake districts to gradually recede northwards, moving increasing their distances from the lines which preceding glaciations had reached. We can classify geomorphologically the depressions which during each interglacial period had contained water basins, later filled with organogenic deposits (S. Z. Różycki 1961) from which their age can be determined: in this way it became possible to distinguish, separately, for each interglacial period a group of water basins developed in glacial depressions, and to set them against a second group of basins which originated from fluvial valleys (oxbow lakes, flooded areas of ice-dammed valleys) and from processes developing in areas where morainic covers have been destroyed (water basins in karst depressions). For the last (R/W) interglacial the former group accounts for 90% of the interglacial sites known in Poland, the latter for only 10%. The reverse conditions apply to the penultimate (M/R) interglacial where a bare 20% of the known depressions are of glacial origin, while 75% are former valley forms and 5% are of karst origin. We can draw the southern boundaries of the respective lake districts for the decline periods of each of the successive interglacials. On the average, the last (R/W) interglacial caused this boundary line to recede from the line marking the maximum extent of the Middle-Polish (R) glaciation some 25 to 50 km northwards (only in the area of the farther extent of the Silesian lobe this distance is nearly 100 km). For the preceding (M/R) interglacial the recession of the southern boundary of the zone containing water basins in glacial depressions from the extreme extent of the Cracovian (M) glaciation is as much as 180 to 200 km. The area of denudation of the older (M/R) interglacial characterised by destruction of the older water basins concerned is partly buried under the cover of the Middle-Polish (R) glaciation; thus the above-mentioned far-reaching recession of the southern boundary of this lake district took place still during the M/R interglacial. This once more confirms the conclusions gained by other means that the denudation processes of the older (M/R) interglacial were very much more intensive than those of the Eemian interglacial.

Translated by *Karol Jurasz*

JERZY CEGŁA, KAZIMIERZ KLIMEK
Kraków

Osady kopalnych zagłębień bezodpływowych jako wskaźnik degradacji moreny dennej w obszarach starszych zlodowaceń

Deposits of fossil closed depressions as indicators of ground moraine degradation in areas of older glaciations

Zarys treści. Autorzy analizują profil osadów wypełniających kopalne zagłębienie w morenie dennej zlodowacenia środkowopolskiego na południowym obrzeżeniu Wyżyny Śląskiej, dochodząc do wniosku, że współczesna rzeźba starszych obszarów moreny dennej jest rezultatem długotrwałego wyrównywania pierwotnie pagórkowatej powierzchni.

W krajobrazie Polski Południowej, szczególnie w obszarach objętych zlodowaceniem środkowopolskim, duże powierzchnie zajmują płaskie lub faliste równiny moreny dennej, zbudowane z glin zwałowych. Nie widać tu wyraźnych zagłębień bezodpływowych przy równocześnie dobrze rozwiniętej sieci rzecznej. Bardzo często moreny te znajdują się pod przykryciem młodszych osadów pyłowo-gliniastych, wyrównujących ich powierzchnie. Jest to rezultatem długotrwałych i zróżnicowanych procesów denudacyjnych, w wyniku których pierwotna rzeźba glacialna tego obszaru uzyskała cechy rzeźby erozyjno-denudacyjnej (2).

W obrębie starszych równin morenowych przetrwały tylko nieliczne zagłębienia wytopiskowe (4). Stwierdza się natomiast istnienie kopalnych zagłębień bezodpływowych, wypełnionych osadami pochodzącymi ze zniszczenia otaczających je obszarów (2, 3, 5, 7). Wszechstronna analiza tych osadów stanowi klucz do rekonstrukcji procesów denudacyjnych wyrównujących morenę denną.

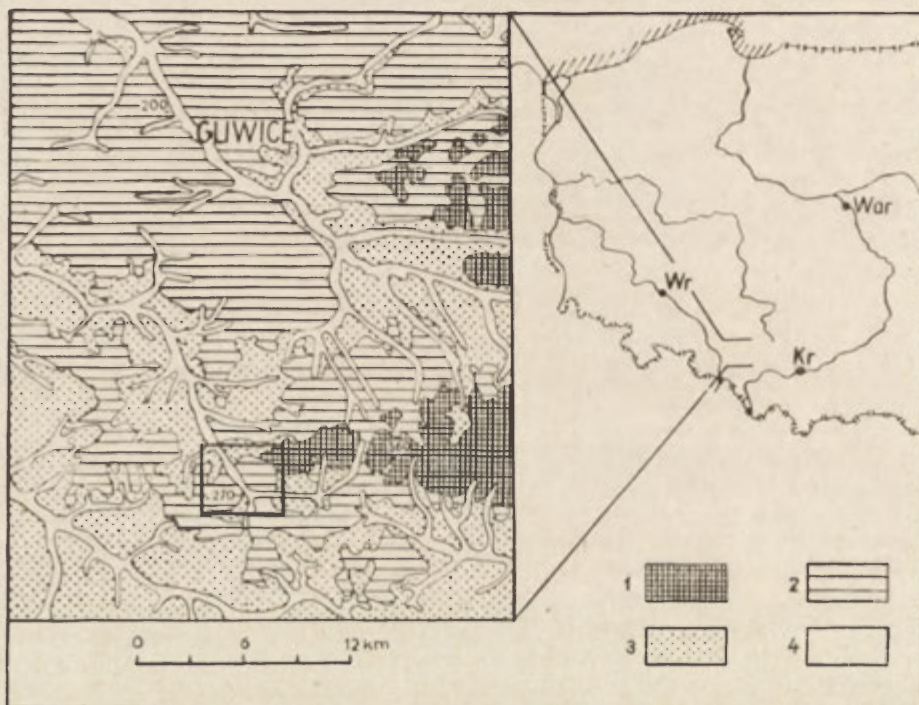
Przedstawiana notatka zawiera wstępne wyniki badań osadów wypełniających jedno z takich zagłębień w falistej morenie dennej, leżącej na południowym obrzeżeniu Wyżyny Śląskiej (ryc. 1).

Budowa geologiczna i rzeźba

Południowa część Wyżyny Śląskiej, charakteryzująca się występowaniem odizolowanych garbów i płaskowyżów zrębowych, przechodzi ku południowi w Kotlinę Oświęcimską (od SE) i Nieckę Kozielską (od SW).

Badany obszar leży na południowy zachód od Płaskowyżu Mikołowskiego (380 m. n.p.m.), w strefie wododziału Wisły i Odry (ryc. 2). Piaszkowce i łupki karbońskie budujące zachodnią część Płaskowyżu Mikołowskiego, wznoszącego się w tej części do 322 m n.p.m. (Góra Ramza),

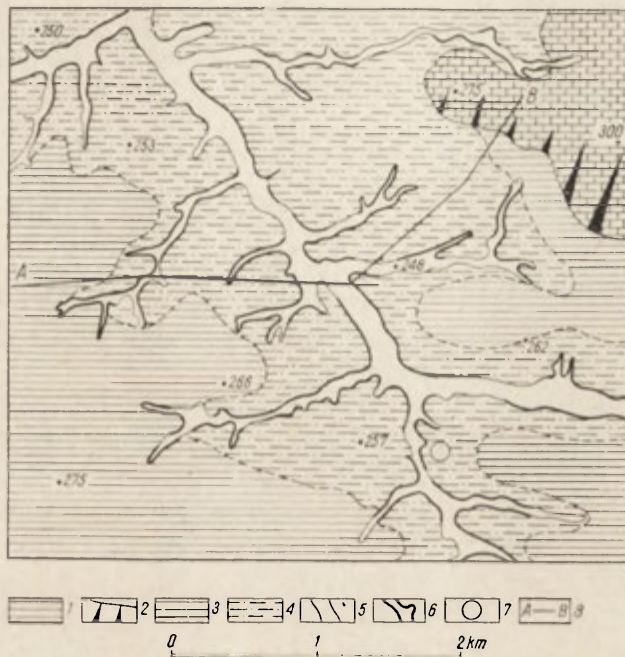
opadają stromą krawędzią uskokową ku południowi i południowemu zachodowi, gdzie przykryte są łałami i gipsami miocenijskimi (1). Strop utworów miocenu, stanowiący zarazem podłoże czwartorzędu, leży w obrębie badanego obszaru w wysokości 250 m n.p.m. (w części S) i obniża się do 160—180 m n.p.m. w okolicy Czerwionki, gdzie rozcięty jest głęboką doliną przedczwartorzędową o przebiegu wschód—zachód (8).



Ryc. 1. Szkic geologiczny południowo-zachodniego obrzeżenia Wyżyny Śląskiej. 1 — skały podłoża czwartorzędu wychodzące na powierzchnię, 2 — gliny zwałowe (złodowacenia środkowopolskiego), miejscami pod przykryciem piasków i mułków, 3 — piaski i żwiry glaciofluwialne (złodowacenia środkowopolskiego), 4 — piaski, mułki i mady rzeczne (złodowacenie bałtyckie)

Sketch to show geologic structure of the south-western periphery of the Silesian Upland. 1 — outcrops of bedrock, 2 — boulder clay (Middle-Polish Glaciation), locally covered by sand and silt, 3 — glacio-fluvial sand and gravel (Middle-Polish Glaciation), 4 — sand, silt and fluvial muds (Baltic Glaciation)

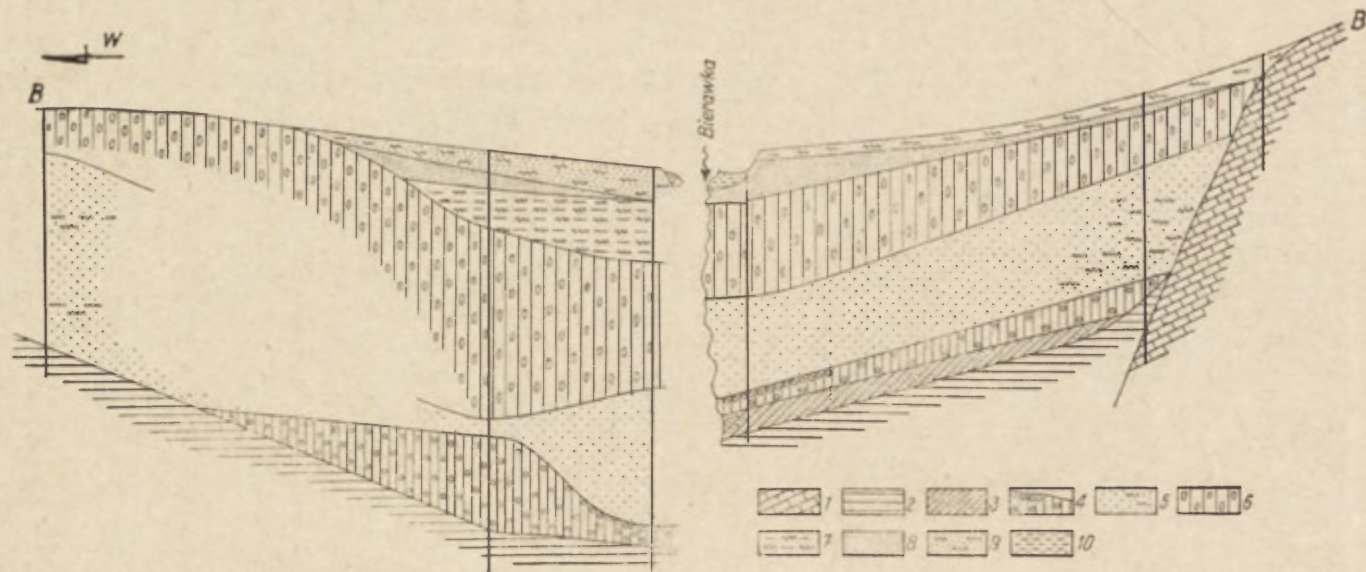
Utwory czwartorzędowe, występujące w tym obszarze, mają zróżnicowaną miąższość, od 40—60 m w części południowej do 90 m w części północnej (ryc. 3). Bezpośrednio na łałach i gipsach miocenijskich lub na piaskach czwartorzędowych kilkumetrowej miąższości zalega 2—5-metrowy kompleks gliny zwałowej lub żwirowisk wapiennych i krystalicznych (bruk). Tylko w jednym miejscu stwierdzono większą miąższość tej gliny, wynoszącą 30 m. Gлина ta lub bruk pochodzący z jej rozmycia jest pozostałością najstarszego złodowacenia tego obszaru. Na utworach tych



Ryc. 2. Szkic geologiczno-morfologiczny okolic Czerwionki-Stanowic. 1 — wychodnie piaskowców i łupków karbońskich — zachodnia część Płaskowyżu Mikołowskiego, 2 — krawędź Płaskowyżu o założeniu tektonicznym, 3 — gliny zwałowe (złodowacenie środkowopolskie), 4 — gliny zwałowe (złodowacenie środkowopolskie) pod pokrywą młodszych osadów proluwialnych i limnicznych, 5 — piaski i mady rzeczne (holoceńskie), 6 — krawędzie podcięć erozyjnych, 7 — położenie odkrywki w Stanowicach, 8 — linia przekroju A—B

Sketch to show geology and morphology of the Czerwionka-Stanowice region. 1 — outcrop of Carboniferous sandstones and shales—western part of the Mikołów Plateau, 2 — tectonic scarp of the Plateau, 3 — boulder clay (Middle-Polish Glaciation), 4 — boulder clay (Middle-Polish Glaciation) under cover of younger pro-luvial or limnic deposits, 5 — fluvial sand and loam (Holocene), 6 — river cliffs, 7 — excavation at Stanowice, 8 — line of Section A—B

spoczywa seria piasków drobnoziarnistych i mułków o łącznej miąższości 10—45 m, a na nich zalega drugi poziom gliny zwałowej o miąższości 15—25 m. Górna glina zwałowa związana jest z powtórnyim złodowaczeniem tego obszaru. Podścielające ją piaski lub mułki ilaste osadzone zostały w okresie nasuwania się lądolodu. Wyraźna, erozyjna powierzchnia dolnej gliny zwałowej wskazuje na długotrwałą fazę niszczenia, panującą po jej osadzeniu, którą można wiązać z okresem interstadialnym lub nawet interglacjalnym. Zagadnienie stratygraficznej przynależności tych dwu glin zwałowych jest otwarte. Można je wiązać ze złodowaczeniem krakowskim i środkowopolskim, ale znane już od dawna występowanie kilku poziomów glin morenowych w tym obszarze (6, 9) nakazuje daleko idącą ostrożność. Strop górnej gliny morenowej jest nierówny.



Ryc. 3. Przekrój przez strefę doliny Bierawki. 1 — piaskowce karbońskie, 2 — ropy i gipsy miocenne, 3 — piaski podmorenowe — faza anaglacjalna starszego zlodowacenia, 4 — glina zwałowa lub bruk starszego zlodowacenia („krakowskiego”), 5 — piaski i mułki międzmorenowe — anaglacjalna faza młodszego zlodowacenia (środkowopolskiego), 6 — glina zwałowa młodszego zlodowacenia (środkowopolskiego), 7 — ropy i mułki wypełniające kopalne zagłębienia bezodpływowe, 8 — piaski, 9 — gliny i piaski soliflukcyjno-proluwialne, 10 — piaski i mady rzeczne

Section across the Bierawka valley zone. 1 — Carboniferous sandstones, 2 — Miocene clays and gypsum, 3 — submorainic sands from the anaglacial phase of the older glaciation, 4 — boulder clay or residua of the older (Cracovian) glaciation, 5 — intermorainic sand and silt from the anaglacial phase of the younger (Middle-Polish) glaciation, 6 — boulder clay of the younger (Middle-Polish) glaciation, 7 — clays and silts filling in a fossil closed depression, 8 — sand, 9 — solifluxional — pro-luvial clay and sand, 10 — fluvial sand and loam

W południowo-zachodniej części badanego obszaru tworzy ona kopulaste nabrzemia (270 m n.p.m.), a w północnej jest przykryta przez ilasto-gliniaste utwory młodsze o miąższości 7—12 m. Nie tworzą one pokrywy ciągłej, lecz występują płatami, wypełniając obniżenia w powierzchni moreny.

Wyrównana powierzchnia moreny dennej rozcięta jest doliną Bierawki i dolinami jej dopływów. Dolina Bierawki o szerokości 100—250 m wcięta jest 6—8 m, uchodzące do niej dolinki boczne mają często charakter parowów o stromych zboczach i płaskim, podmokłym dnie.

Materiał i wyniki badań

Górna część osadów wypełniających zagłębienie w morenie dennej odsłonięta jest w gliniance cegielni Stanowice, przy szosie Katowice — Rybnik. Ściana gliniarki o długości 45 m rozcina prawie zbocze doliny Bierawki, prostopadle do koryta rzeki. Strop odsłaniających się tu utworów leży w wysokości 251 m n.p.m. i 9—10 m nad dno doliny, a ich widoczna miąższość wynosi 8 m. W najbliższym sąsiedztwie na E i NE w nieco wyższym położeniu występują gliny morenowe.

W profilu ściany cegielni widoczne są następujące serie osadów: strop budują soliflukcyjne gliny piaszczyste (I) o miąższości do 1 m. Pod nimi występuje czterometrowa seria mułków i mułków piaszczystych, rytmicznie warstwowanych (II). Na głębokości 4—4,5 m pojawia się seria mułków z przewarstwieniami zaburzonych piasków (III). Spągową partię profilu budują mułki i ily humusowe, w których występują silnie sprasowane torfy (IV). Na podstawie wierceń stwierdzono, że w ścianie gliniarki widoczna jest tylko stropowa część tej serii, a jej ogólna miąższość wynosi 5 m.

W środkowej części ściany eksploatacyjnej wykonano szurf, w którym odsłonięto następujące osady (ryc. 4):

0,00—0,10 m — gleba piaszczysta

a. 0,10—0,70 m — piaski gliniaste żółto-popielate z drobnymi gładzikami i z ciemniejszymi smugami o nachyleniu powierzchni topograficznej 2°

0,70—4,50 m — mułki i mułki piaszczyste rdzawo-brązowe lub popielate. Zaznacza się w nich wyraźne rytmiczne warstwowanie, występują na przemian warstewki mułków o miąższości 0,5—2,0 cm i drobnoziarnistych pelitycznych piasków o miąższości 0,5—1,5 cm.

b. Ze stropu warstw mułkowych wchodzi w warstewki piaszczyste drobne intruzje w formie słupków o wysokości do 8 mm. Struktury te wygięte są w kierunku zachodnim (w kierunku doliny Bierawki). W wielu warstewkach piaszczystych widoczne jest przekątne warstwowanie.

c. 4,50—4,58 m — warstwa piasków rdzawych o przebiegu falistym. W jej stropie występuje nagromadzenie związków żelaza.

- 4,58—6,20 m — mułki o barwie od stalowo-szarej do brunatnej (d) z licznymi gniazdami i soczewkami jasnoszarych piasków. W dolnej części tej serii piaski te tworzą ciągłą, silnie zdeformowaną warstwę o miąższości 10—30 cm (e). Deformacje te są strukturami obciążeniowymi, a część z nich to diapirowe wciśnięcia piasków w mułki. W dolnej części omawianej serii występuje falista warstwa mułków piaszczystych, w spągu której zaznacza się domieszka materiału organicznego (f).
- 6,20—8,00 m — szare mułki piaszczyste z bardzo dużą domieszką detrytusu roślinnego (g). W spągu przechodzą one stopniowo w sprasowane torfy przewarstwione piaszczystymi mułkami. Występują w nich liczne makroszczałki roślinne.

Leżąca w spągu profilu seria mułków i torfów (IV) osadzona została w środowisku wodnym. Było to prawdopodobnie zarastające zagłębienie bezodpływowe, lub z bardzo ograniczonym przepływem. Według wstępnej analizy paleobotanicznej tych torfów, wykonanej przez dr M. Sobolewską z Instytutu Botaniki PAN w Krakowie, występują tu zespoły florystyczne z okresu ciepłego*. Drobnofrakcyjny materiał mineralny (przewaga frakcji 0,02—0,05 oraz 0,05—0,002 mm) występujący razem z torfami wyklucza silniejszą degradację obszaru przyległego do zbiornika, prawdopodobnie pokrytego roślinnością.

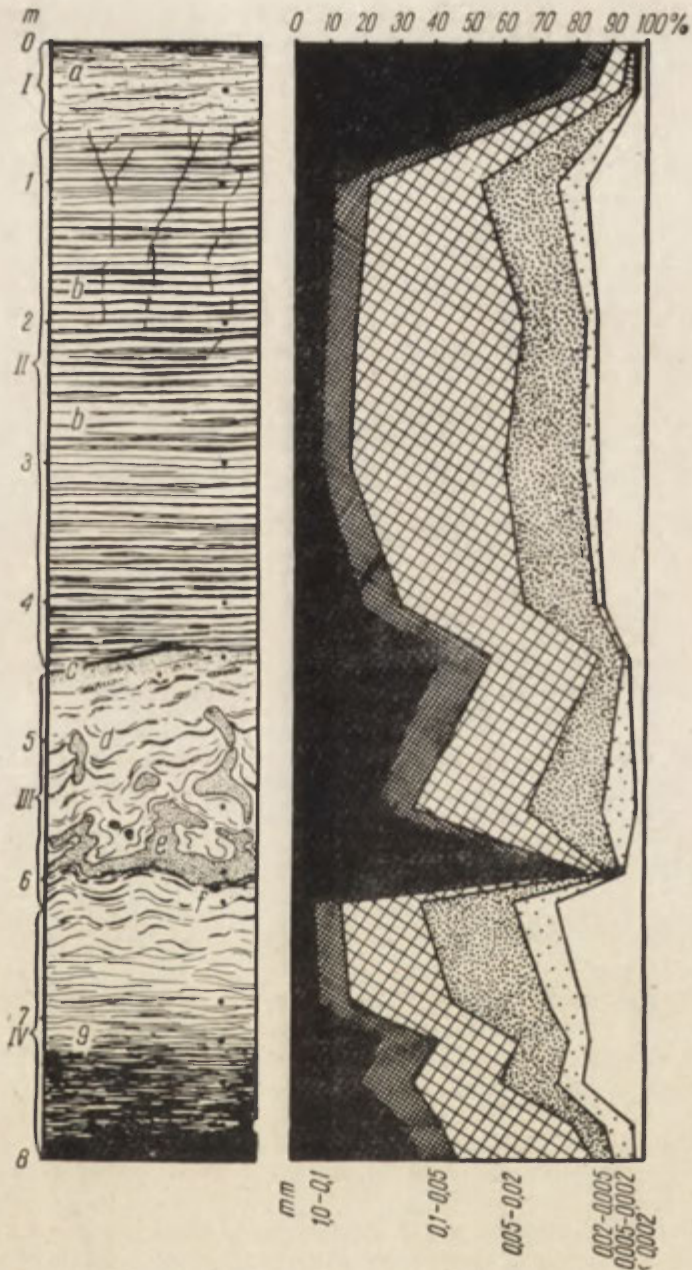
W nadległej serii III zanika udział materii organicznej. Osadzany był mułek bardziej piaszczysty, w którym ponadto występują warstwy i soczewki piasku. Piaski te reprezentują fazę wzmożonej dostawy materiału wiążącej się prawdopodobnie z silniejszą degradacją otoczenia.

Leżące wyżej mułki i mułki piaszczyste osadzone zostały w wodzie o rytmicznie zmieniającej się sile transportu. Warstewki piasku przekątnie warstwowane (fot. 1) wskazują na przepływ wody, natomiast przedzielające je mułki na częściowe lub całkowite jego zahamowanie. Ogólnie stwierdzając, w serii tej materiał jest dobrze wysortowany, zaznacza się dominacja frakcji 0,02—0,05 mm. Rytmika sedymentu wiąże się z sezonowością zmian hydrodynamicznych w tym miejscu. Można przypuszczać, że rytmika ta związana jest również z okresowym przemywaniem glin morenowych przyległego obszaru.

Stropową część profilu budują utwory piaszczysto-gliniaste, które zostały przemieszczone soliflukcyjnie w zimnym klimacie ostatniego zlodowacenia, kiedy brak pokrywy roślinnej stwarzał sprzyjające warunki do tego typu transportu. Po zakończeniu sedymentacji nastąpiło rozcięcie kompleksu osadów przez Bierawkę, które sięgnęło poniżej ich podstawy.

W omawianym profilu zanotowane są procesy od okresu bardzo ciepłego (torfy) do zimnego (soliflukcja w stropie). Na podstawie dotychczas wykonanych wierceń oraz analizy morfologicznej obszaru można przypuszczać, że pod torfami leży miąższa seria osadów złożonych

* Pełne opracowanie profilu zarówno geologiczne jak i paleobotaniczne pozwoli bliżej określić pozycję stratygraficzną tych osadów.



Ryc. 4. Profil osadów w Stanowicach. I — gliny soliflukcyjne, II — mułki piaszczyste warstwowane rytmicznie, III — mułki piaszczyste i piaski z zaburzeniami obciążeniowymi, IV — mułki humusowe przechodzące ku dołowi w torfy, a—g — objaśnione w tekście. Kropka oznacza miejsce pobrania próbki

Vertical profile of deposits at Stanowice. I — solifluxional clay, II — sandy silt rhythmically stratified, III — sandy silt and sand showing load disturbances, IV — silt with humus downwards passing into peat, a—g — for explanation see text. Dot indicates places from which samples were taken



Fot. 1. Struktura stropowej części mułków rytmicznie warstwowanych
Structure of part of rhythmically stratified silts

w okresie od ustąpienia lądolodu do okresu ciepłego. Był to równocześnie okres wypełniania zagłębienia w pierwotnie bardzo nierównej powierzchni moreny dennej. Prawdopodobnie nie istniało jeszcze wtedy zorganizowane odwodnienie tego obszaru a zagłębienia w morenie dennej stanowiły izolowane zbiorniki sedymentacyjne. Przepływ wody rozpoczął się dopiero po osadzeniu torfów. Organizowanie nowej sieci hydrograficznej polegało na włączaniu w system Bierawki kolejnych, zarastających zagłębień. Sprzyjało temu niskie położenie (170 m n.p.m.) ujściowego odcinka Bierawki do Odry, odległego zaledwie 35 km od badanego obszaru.

Dotychczas zebrane materiały nie dają podstaw do określenia wielkości, zasięgu oraz ilości zagłębień, występujących na powierzchni moreny dennej w tym obszarze. Pomiędzy Stanowicami a Czerwionką stwierdzono wierceniami podobne kompleksy osadów mułkowo-piaszczystych o miąższości do 20 m, których strop leży w różnych wysokościach. Stosunkowo niewielka ilość wierceń nie pozwala jednak na dokładną rekonstrukcję tych obniżeń. Można natomiast stwierdzić, że pierwotne deniwelacje powierzchni moreny dennej wynosiły w tym obszarze 30—40 m.

Natężenie i rodzaj procesów degradacji, które doprowadziły do wyrównania powierzchni morenowej były silnie zróżnicowane. Na wyniosłościach i ich stokach zachodziły zmywy powierzchniowe i soliflukcja, w obniżeniach natomiast akumulacja organogeniczna, sedymentacja zawiesiny w środowisku wód stojących oraz sedymentacja w wodzie płynącej.

*

Współczesna rzeźba obszarów moreny dennej na południowym obrzeżeniu Wyżyny Śląskiej jest zatem rezultatem wyrównywania pagórkowatej pierwotnie powierzchni. Był to proces długotrwały, rozpoczął się po ustąpieniu lądolodu a zakończył w ostatnim zimnym okresie (złodowacenie bałtyckie).

LITERATURA

- (1) Alexandrowicz S. *Przejawy tektoniki miocenińskiej w Zagłębiu Górnośląskim*. „Acta Geol. Pol.” vol. 14, 1964, s. 175—321.
- (2) Dylik J. *O peryglacialnym charakterze rzeźby środkowej Polski*. „Acta Geogr. Lodz.” vol. 4, 1953, 109 s.
- (3) Dylik J. *Analyse sedimentologique des formations de versant remplissant les depressions formees au environs de Łódź*. „Biul. Peryglacial.” 10, 1961, s. 57—74.
- (4) Kalniet A. *Zagadnienie genezy i wieku tzw. oczek lodowcowych*. „Wiad. Muz. Ziemi” vol. 6, 1952, s. 339—355.
- (5) Klajnert Z. *Budowa geologiczna i geneza zagłębień bezodpływowych w Józefowie*. „Przeł. Geogr.” t. XXXVII, 1965, s. 143—162.
- (6) Klimaszewski M. *Zagadnienie Plejstocenu Południowej Polski*. PIG Biul. 65, 1952, s. 137—268.
- (7) Klimek K. *Deglacjacja północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej w okresie złodowacenia środkowopolskiego*. „Prace Geograficzne IG PAN” nr 53, 1966, 133 s.
- (8) Kotlicka G. *Zarys ukształtowania powierzchni podczwartorzędowej Górnego Śląska*. „Przeł. Geol.” 8, 1964, s. 304—308.
- (9) Michael R. *Zur Kenntnis des oberschlesischen Diluviums*. „Jb. preuss. geol. L. A.” 34, 1913, s. 383—407.
- (10) Dżułyński S. i inni. *New Interpretation of „Periglacial structures”*. „Folia Quaternaria” v. 17, 1964, 23s.

ЕЖИ ЦЕГЛА, КАЗИМЕЖ КЛИМЭК

ОТЛОЖЕНИЯ ИСКОПАЕМЫХ БЕССТОЧНЫХ УГЛУБЛЕНИЙ
В КАЧЕСТВЕ ПОКАЗАТЕЛЯ ДЕГРАДАЦИИ ДОННОЙ МОРЕНЫ
НА ТЕРРИТОРИЯХ ДРЕВНИХ ОЛЕДЕНЕНИЙ

Авторы анализируют профиль отложений, заполняющих ископаемое углубление в донной морене среднепольского оледенения на южной окраине Силезской возвышенности. В результате они приходят к выводу, что современный рельеф древних областей донной морены является результатом продолжительного выравнивания прежней холмистой поверхности.

Пер. Б. Миховского

JERZY CEGŁA, KAZIMIERZ KLIMEK

DEPOSITS OF FOSSIL CLOSED DEPRESSIONS AS INDICATORS OF GROUND MORaine DEGRADATION IN AREAS OF OLDER GLACIATIONS

The southern periphery of the Silesian Upland shows flat or slightly rolling surfaces of a degraded ground moraine that dates from the older phase of the Middle-Polish (Saale, Dniepr) Glaciation. In moraines of this type there occur numerous closed depressions filled with younger deposits. A preliminary sedimentologic analysis of these deposits has been made at Stanowice near Rybnik.

In an exposure of 80 m depth the authors identified four basic series of deposits (Fig. 4): a top layer consisting of a 1 m loam bed displaced by soil-fluxion (I), this was underlain by a 4 to 4.5 m series of rhythmically stratified sand and silt (II) and silt with intercalations of sand (III). At 8 m depth there occurred humus-like silts with a layer of compressed peat (IV). A preliminary paleobotanical examination revealed the latter to belong to a warm period, probably of interstadial or interglacial nature. The peat was laid down in closed depression that afterwards become overgrown. The overlying silts as well as silt with sand represent transitional deposits that have been laid down when the closed depressions became part of a river network. Deposits found in depressions within the ground moraine indicate that the processes leading to its planation were varied and long-lasting.

Translated by *Karol Jurasz*

JANINA OSZAST, ANDRZEJ ŚRODOŃ
Kraków

Wyniki badań palynologicznych nad iłami zastoiskowymi z Wadowic

Results of palynological examinations of ice-dammed clays from Wadowice

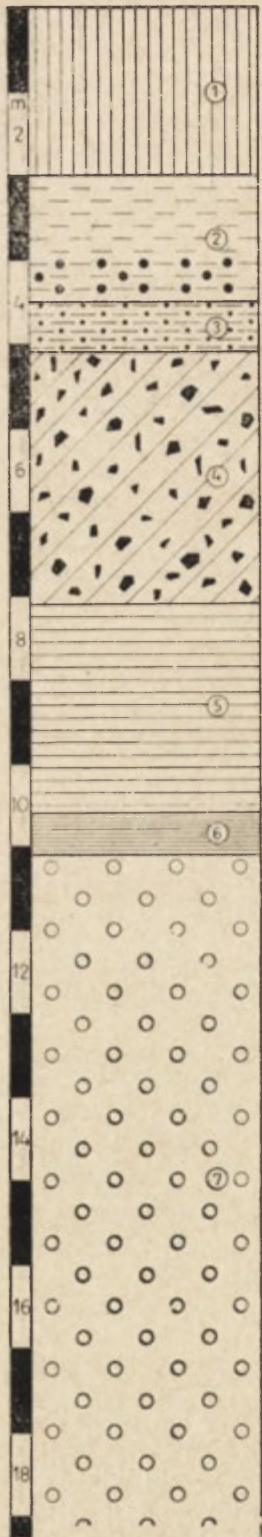
Zarys treści. Spektra pyłkowe iłów zastoiskowych z Wadowic zawierają znaczne ilości sporomorf redeponowanych z osadów neogeńskich oraz mniej liczne ziarna pyłku roślin, które rosły w otoczeniu jeziora zastoiskowego. Skład tych ostatnich pozwala na przypuszczenie, że w czasie zlodowacenia krakowskiego na brzegu karpackim występowała roślinność o cechach stepo-tundry z panującym rodzajem *Artemisia*, przy udziale *Gramineae*, *Ericaceae* i *Chenopodiaceae*.

W granicach zasięgu zlodowacenia środkowopolskiego ily zastoiskowe, rytmicznie warstwowane, należą do utworów stosunkowo częstych, natomiast na przedpolu Karpat stanowią one rzadko spotykaną osobliwość. Ily tego rodzaju odkrył Klimaszewski (1936) w cegielni nr 2 w Wadowicach (293 m n.p.m.) położonej przy drodze do Frydrychowic. Nie były one dotychczas badane bardziej szczegółowo, jakkolwiek reprezentują ważny w tych stronach element stratygrafii czwartorzędu. Pod względem paleobotanicznym ily z Wadowic zasługują na uwagę, ponieważ zawierają dobrze zachowane sporomorfy. Nasuwa się tym samym pytanie, czy nie będą one mogły dostarczyć informacji o nieznanym nam zupełnie składzie roślinności, która w czasie maksymalnego rozprzestrzenienia lądolodu okrywała Pogórze Karpackie.

Uwagi o profilu geologicznym

Klimaszewski (1948) interpretuje profil geologiczny z Wadowic następująco (por. ryc. 1): na żwirach spągowych zawierających wyłącznie materiał z Karpat spoczywają częściowo zaburzone ily zastoiskowe powstałe w warunkach postoju lądolodu, wyżej morena denna zlodowacenia krakowskiego „...przykryta osadami, pochodzącymi z rozmycia i zmieszania części utworów lodowcowych z osadami rzecznyymi Skawy i Choczewki”.

Seria zastoiskowa składa się nie tylko ze spągowej warstwy żółtorzawej, lecz obejmuje także nadległy ił warstwowany o kolorze stalowym. Żółtorzawa barwa obficie zapiaszczonej warstwy dolnej wiąże się zapewne z podsiąkaniem wody z poziomu żwirów żelazistych. Proces ten o charakterze redukcyjnym miał — jak się okazało — istotny wpływ



Ryc. 1. Profil osadów występujących w cegielni nr 2 w Wadowicach (według Klimaszewskiego 1948)

1 — glina żółta, lessowata (2,00 m), 2 — il zielonawo-szary, warstwowany, oraz muł z otoczkami erratycznymi (1,5 m), 3 — muł cienko warstwowany (0,60 m), 4 — glina piaszczysta z głazami erratycznymi (morena) (3,00 m), 5 — il ciemny, warstwowany (2,50 m), 6 — glina żółta, plastyczna, bardzo cienko warstwowana na przemian z mułkiem piaszczystym o upadzie 10° ku NW (ily warwowe) (0,50 m), 7 — żwiry żelaziste, słoczone, o średnicy do 15 cm, dobrze warstwowane o nierównej, jakby wygniezionej powierzchni (8,00 m).

Profile of deposits exposed in brickyard No. 2 at Wadowice (after Klimaszewski 1948)

1 — yellow loess-like loam (2.00 m), 2 — greenish-grey clay, stratified, and silt with erratic pebbles (1.50 m), 3 — thin-banded silt (0.60 m), 4 — sandy loam with erratic boulders (moraine) (3.00 m), 5 — dark stratified clay (2.50), 6 — yellow plastic loam, with very fine stratification alternating with a sandy silt, with 10° dip towards NW (varved clays) (0.50 m), 7 — ferruginous compressed gravels of up to 15 cm diameter, well stratified with uneven, seemingly squeezed, surface (8.00 m).

na zachowanie się sporomorf w osadzie. Ich udział minimalny w warstwie żółtordzawej (próby 1—9), wyraźnie wzrasta w próbach nadległych, pochodzących spoza strefy intensywnego utleniania (por. tab. 1).



Fot. 1. Spągowy odcinek ilów zastoiskowych z Wadowic. Odstępy podziałki co 0,5 cm

Fot. S. Łuczko

Bottom section of ice-dammed clays at Wadowice.
Scale of intervals some 0.5 cm

Warstwowanie osadu jest regularne i wyraźnie podwójne, co zaznacza się szczególnie dobrze w części spągowej (fot. 1). Warstewki ciemne, o szerokości nie przekraczającej 5 mm, zbudowane są z materiału ilastego. Pomiedzy nimi występuje delikatna laminacja materiału drobnopiaszczystego. Szczegóły te pozostają w zgodzie z budową utworów warwowych powstających w jeziorach położonych w bezpośrednim sąsiedztwie lądolodu (Flint, 1957, s. 294). Widoczne w osadzie zaburzenia w przebiegu warstw są zapewne wynikiem nacisku pionowego (morena w stropie!) na osad pokrywający nierówną powierzchnię żwirów. Podobne osady rytmicznie warstwowane, spoczywające na żwirach żelazistych opisał Šibrava (1965) ze Średniogórza Czeskiego, a więc spoza maksymalnego zasięgu zlodowaceń plejstocenijskich. Ich wiek ocenia Šibrava (l.c.) na wczesny i średni plejstocen.

Z profilu ilów o miąższości 27 cm, obejmującym całą żółtordzawą warstwę spągową i część nadległych ilów koloru stalowego, pobrano 19 prób do analizy palynologicznej w odstępach około 1,5 cm. Pochodzą

<http://rcin.org.pl>

Tabela 1

Bezwzględne ilości ziarn pyłku i zarodników w 19 próbach profilu z Wadowic. Próba nr 1 jest pierwszą próbą spagową

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Sphagnum	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	4	2	3	—	3	1	1	4	9
Lycopodium	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	1	—
Osmunda	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
Gleicheniaceae	9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	1	6	—	—
Polypodiaceae	9	—	—	—	—	—	—	—	—	18	17	26	18	6	20	10	32	19	40
Abies	1	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	1	6	6	3	4	4	9	7
Tsuga	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	2	6	2	—	3	7	9	18
Picea	7	1	2	—	—	—	—	—	—	9	5	—	8	8	1	6	16	12	25
Pinus typ diploxylon	132	13	46	9	1	4	—	4	4	103	70	67	91	95	43	58	106	125	207
Pinus typ haploxylon	11	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	3	1	5	1	7	7	19	38
Taxodiaceae-Cupressaceae	1	—	—	—	—	—	—	—	—	26	16	17	15	30	14	32	50	54	76
Juniperus	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3
Sciadopitys	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	2	1	2	4	2	1	10	7	11
Ephedra	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
Salix	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	—	—	—	—	—	—	—	—	3
Myrica	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	3	3	—	1	4	3	5	3	6
Betula	—	—	—	—	1	—	—	—	—	27	35	30	27	15	24	15	48	29	105
Alnus	—	—	1	—	1	—	—	—	—	39	32	38	35	34	43	20	64	47	136
Carpinus	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1	2	2	—	—	—	3	12	6
Corylus	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8	8	8	12	17	23	16	14	34
Castanea-Castanopsis	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	3	3	1	2	3	3	1	—	—
Fagus	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7	8	7	8	9	5	6	25	14	28
Quercus	2	—	—	—	—	—	—	—	—	4	1	4	5	1	1	6	7	17	9
Carya	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	5	7	2	7	6	—	26
Platycarya	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	9
Pterocarya	1	—	—	—	—	—	—	—	—	14	5	6	4	7	4	1	23	12	23
Engelhardtia	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	5	4	3	9	2	5	5	2	1
Ulmus-Zelkova	1	—	—	—	—	—	—	—	—	13	3	4	3	2	4	11	15	15	43
Celtis	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	1
Polygonum cf. amphibium	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
Chenopodiaceae	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	1	—	2	2	—	2	1	2
Caryophyllaceae	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
Euphorbiaceae	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
Liquidambar	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	2	—	2	5	9	9
Eucommia	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—
Corylopsis	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—	1	—	3	—	1

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Ranunculaceae	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	1
Thalictrum	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—
Cruciferae	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	4
Stewartia	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—
Rosaceae	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	1	1	—	—	18
Rubus	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	5	—	—	—	—	4	1
Potentilla	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	—	4	1	—	8	2	—	—	3
Sorbus	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	3	—	—	—	—	1	3
Leguminosae	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	—	—	—	—	—
Nyssa	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	2	5	1	9	2	5	13	12	21
Tilia	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	1	1	1
Rutaceae	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	2	1	—	—	2	8	1
Acer	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1	2	2	7	4	4	8	7	4
Pistacia	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—
Rhus	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	1	2	1	1	5	—	—
Ilex	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	4	2	1	—	—	2	3	7	4
Cyrilla	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	2	1	4	5	11
Araliaceae-Cornaceae	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5	1	3	7	—	10	17	—
Cornus	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	2	1	21
Umbelliferae	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	—	—	2	—	—	—	1
Ericaceae	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	—	3	6	1	2	5	11	9	18
Rhododendron	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	2
Symplocos	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
Labiatae	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	1	1	—	—
Plantago	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—
Fraxinus	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2
Rubiaceae	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	1	1	—	1	2	3	—	—	3
Viburnum	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—
Artemisia	—	1	—	—	—	—	—	—	—	23	25	17	6	11	10	10	5	4	9
Compositae	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	1
Potamogeton	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	—	—	—	2	—	—	6	—	8
Iridaceae	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	2
Cyperaceae	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—	4
Gramineae	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5	8	4	1	2	3	1	4	9
Typha-Sparganium	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1	1	2	4	3	2	2
Sporomorphae indeterminatae	—	—	—	—	—	—	—	—	—	9	6	9	8	16	9	8	23	19	53
Pediastrum	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	5	1	6	2	—	—	2	4	23
Hystrichospheridae	1	—	—	—	—	—	—	—	—	5	2	—	—	1	1	2	—	7	21

one zarówno z warstewek ciemnych, jak i jasnych. Wbrew oczekiwaniom (por. *W e l t e n*, 1944; *T e r a s m a e*, 1963) ich spektra nie różnią się w sposób istotny składem oznaczonych sporomorf.

Spektra palynologiczne i ich interpretacja

Wyniki badań palynologicznych nie spełniły niestety pokładanych nadziei na uzyskanie obrazu roślinności, jaka towarzyszyła powstawaniu omawianych tu iłów zastoiskowych. W długiej liście oznaczonych sporomorf (tab. 1), decydującą rolę odgrywają formy neogeńskie oraz formy znane zarówno z neogenu, jak i z czwartorzędu.

Źródłem sporomorf redeponowanych są najprawdopodobniej utwory dolnego i środkowego miocenu (osady ilaste i żwirowo-piaszczyste), które według *K s i ą ż k i e w i c z a* (1951) zajmują tereny położone w odległości zaledwie paru kilometrów na północ od Wadowic, a więc w kierunku, skąd nasuwał się łądolód w stronę brzegu karpackiego. Analiza palynologiczna próby pochodzącej z gliny morenowej, przykrywającej w profilu ily zastoiskowe, wykazała również dominowanie sporomorf redeponowanych z osadów trzeciorzędowych (*K o p e r o w a*, *Ś r o d o ń*, 1965, s. 15). Gлина ta zawiera również lignity wieku neogeńskiego. O zanieczyszczeniu na tak ogromną skalę osadów plejstocenijskich w Wadowicach zadecydowało więc bliskie sąsiedztwo utworów miocenijskich.

W czasie gdy w Wadowicach istniało jezioro zastoiskowe, panowały niewątpliwie warunki klimatyczne surowe o cechach arktycznych. Występująca tu wówczas roślinność tundry była zapewne skąpa, a tym samym produkowała niewielkie stosunkowo ilości pyłku. Nie więc dziwnego, że jego udział w osadzie zawierającym tak duże ilości pyłku redeponowanego nie mógł się wyrazić w sposób bardziej zdecydowany.

Pewne znaczenie w próbie odczytania składu roślinności autochtonicznej mogą mieć wykazane ilości pyłku niektórych roślin. W grę wchodzi przede wszystkim rośliny zielne, a spośród nich na uwagę zasługują *Artemisia*, *Potentilla*, *Gramineae*, *Ericaceae* i *Chenopodiaceae*. We florach neogeńskich rośliny te nie odgrywają na ogół poważniejszej roli (*S t u c h l i k*, 1964). Do listy tej można by zaliczyć i inne jeszcze formy, ale nie upoważnia do tego ich sporadyczne tylko występowanie.

O tym, że w spektrach z Wadowic reprezentowana jest flora autochtoniczna, decyduje przede wszystkim znaczny udział rodzaju *Artemisia*, przewodniego dla chłodnych okresów plejstocenu. Wysokość udziału *Artemisia* jest uderzająca w porównaniu z niewielkimi ilościami pyłku innych roślin zielnych. Jest przeto prawdopodobne, że w czasie zlodowacenia krakowskiego na brzegu karpackim występowała roślinność o cechach stepo-tundry z panującymi bylicami (*Artemisia*) oraz przedstawicielami rodzin: *Gramineae*, *Ericaceae* i *Chenopodiaceae* (por. v. der *H a m m e n*, *W i j m s t r a* i v. der *M o l e n*, 1965).

Zbadanie iłów zastoiskowych z Wadowic metodą autofluorescencji (*G i j z e l*, 1963), która pozwala na zróżnicowanie sporomorf kopalnych w zależności od ich wieku, może doprowadzić do rozdzielenia sporomorf redeponowanych od reprezentujących roślinność z otoczenia jeziora

zastoiskowego. Będzie wówczas można wydzielić również sporomorfy pochodzące z dalekiego transportu, które zazwyczaj odgrywają dużą rolę w spektrach pyłkowych, ilustrujących roślinność okresów bezleśnych.

*Instytut Botaniki PAN
Zakład Paleobotaniki*

LITERATURA

- Flint R. F. (1957) — *Glacial and Pleistocene Geology*. New York.
- Gijzel P. (1963) — *Notes on autofluorescence of some Cenozoic pollen and spores from the Netherlands*. „Meded. Geol. Stichting, N.S.” 16: 25—31.
- Hammen T. van der, Wijmstra T. A., Molen W. H. van der (1965) — *Palynological study of a very thick peat section in Greece, and the Würm-glacial vegetation in the Mediterranean Region*. Geol. en Mijnb. 44: 37—39.
- Klimaszewski M. (1936) — *Zur Stratigraphie der Diluvialablagerungen in den Westkarpaten und ihrem Vorland*. „Starunia”, 13: 1—11.
- Klimaszewski M. (1948) — *Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym*. Wrocław. Tow. Nauk. Prace, ser. B, nr 7: 1—233.
- Koperowa W., Śröder A. (1965) — *Pleniglacial deposits of the Last Glaciation at Zator (West of Kraków)*. „Acta Palaeob.” 6(1): 3—31.
- Książkiewicz M. (1951) — *Objaśnienia do mapy geologicznej ark. Wadowice*. Państw. Inst. Geol.
- Sibrava V. (1955) — *The pleistocene lacustrine sediments of the Česke středohori Mts.* „Sbor. Geol. Ved, rada Antropozoikum” 3: 101—122.
- Stuchlik L. (1964) — *Pollen analysis of the Miocene deposits at Rypin*. „Acta Palaeob.” 5(2): 1—111.
- Terasmae J. (1963) — *Notes on palynological studies of varved sediments*. „Journ. of Sediment. Petrology”, 33: 314—319.
- Welten M. (1944) — *Pollenanalytische, stratigraphische und geochronologische Untersuchungen aus dem Faulenseemoos bei Spiez*. „Veröff. Geobot. Inst. Rübel” 21.

ЯНИНА ОШАСТ. АНДЖЕЙ СЪРОДОНЬ

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ГЛИН ПЛОТИННЫХ ОЗЕР В ВАДОВИЦАХ

Спектры пыльцы в глинах плотинных озер в Вадовицах (открытых до войны в долине Скавы профессором Климашевским) содержат значительное количество спороморфов, переотложенных в неогеновых осадках и менее многочисленные зерна пыльцы растений, которые произрастают в окружении плотинного озера. Их состав позволяет предполагать, что во время краковского оледенения на карпатском берегу произрастала растительность с признаками степотундры с господствующим родом *Artemisia* с участием *Gramineae*, *Eri-caceae*, *Chenopodiaceae*.

Пер. Б. Миховского

JANINA OSZAST, ANDRZEJ SRODON

RESULTS OF PALYNOLOGICAL EXAMINATIONS OF ICE-DAMMED CLAYS
FROM WADOWICE

In the geological profile of the beds exploited in brickyard No. 2 at Wadowice (SW of Krakow), Klimaszewski (1936) uncovered typical ice-dammed clays covered by a moraine of the Cracovian Glaciation (Fig. 1 and 2). Palynological analyses made of 19 samples collected at average intervals of 1.5 m from the bottom strata of these clays revealed the presence of a predominating quantity of Neogene sporomorphs (Table 1). Their probable source are sediments of the Lower and Middle Miocene which occur at the distance of barely a few kilometers north of Wadowice.

Apart from these redeposited sporomorphs the spectra show grains of pollen of herbaceous plants which must have formed part of a tundra vegetation adjoining an ice-dammed lake. The production of pollen of plants constituting part of this tundra was relatively small. No wonder, therefore, that in a deposit containing such enormous quantities of redeposited pollen the spectra did not reveal a greater share of pollen of tundra-grown plants. All the same, worthy of attention is the fairly large share of pollen of *Artemisia*, *Potentilla*, *Gramineae*, *Ericaceae* and *Chenopodiaceae*. It therefore seems probable, that on the Carpathian slopes the Cracovian Glaciation met with a vegetation of steppe-tundra character, with a predominance of *Artemisia* and of representatives of the *Gramineae*, *Ericaceae* and *Chenopodiaceae* families.

Translated by *Karol Jurasz*

HEINZ KLIEWE

Jena

Periglazialphanomene im Spätglazialgebiet der Weichselvereisung

Zjawiska peryglacjalne na obszarach zlodowacenia bałtyckiego

Einführung

Die Periglazialforschung hat in den letzten Jahrzehnten an Aussagekraft und Bedeutung gewonnen. Die fossilen periglaziären Deckschichten der Gebirge und Flachländer finden gegenwärtig in ihrer vom Ausgangssubstrat abhängigen unterschiedlichen Prägung und in ihren pedo- und hydrologisch verschiedenartigen Eigenschaften verstärkte Beachtung für praktische Belange. Auf eine besonders gute Tradition darf sich der polnische Anteil an der Periglazialforschung berufen. (Dylik, 1956). Im Karpatenraum hat vor allem Klimaszewski (1948) in seinen geomorphologischen Arbeiten auf das periglaziäre Milieu aufmerksam gemacht und sich darüber hinaus zu Periglazialstudien in Mitteleuropa anregend und kritisch geäußert (1959). Das veranlaßt dazu, dem verehrten Jubilar die nachfolgende Studie über ausgewählte Periglazialphanomene in Verbundenheit zuzueignen.

Problematik

Die gegenwärtige Problematik lenkt die Periglazialstudien in unserem Raum auf drei Spezialaufgaben. In den Mittelgebirgen zieht vor allem die gewöhnlich dreigliederige Serie von periglaziären Hangschuttdecken in ihrer Substrat- und Klimaabhängigkeit die Aufmerksamkeit an sich. Sie ist ein sachlich vielseitig ausbauwertes und regional erweiterungsfähiges Untersuchungsobjekt, basierend insbesondere auf den dafür grundlegenden Arbeiten von Schilling und Wiefel (1962). Als Überleitung zu den Studien im Flachland wird eine genaue Erfassung der faziellen Verzahnung und räumlichen Verbindung dieser Gebirgsschuttdecken mit gleichalterigen Sedimenten der Gebirgsvorländer und Beckenlandschaften Mitteleuropas wichtig.

Im angrenzenden Flachland steht nach wie vor die Problematik der Genese des „Geschiebedecksandes“ an erster Stelle, worunter — wie anderenorts bereits ausgeführt wurde (Kliewe, 1965) — zur Zeit noch verschiedene fazielle Varianten der Ausbildung dieser periglaziären Deckserie, in deren horizontalem Wandel und vertikaler Gliederung zusammengefasst werden. Die weiträumig allgemeine Verbreitung der

Deckschichten im Flachland nach Norden bis zum Hochglazialgebiet der Weichselvereisung wurde durch zahlreiche Beobachtungen nachgewiesen und durch Spezialuntersuchungen zur Genese unterbaut (Lembke, 1954, Schulz, 1956, Liedtke, 1957/58, Mania, 1968 u.a.).

Der dritte Untersuchungsschwerpunkt stützt sich auf neue Beobachtungen von Periglazialphänomenen auch noch im Spätglazialgebiet der Weichselvereisung. Sie standen im Widerspruch zu einigen theoretischen Vorstellungen über den Klimaablauf des letzten Glazials und lösten deshalb zunächst heftige Diskussionen aus. Die Fundpunkte von spätglazialen Periglazialphänomenen und -formen im Raum vom Pommerschen Stadium bis zu den Ostseeinseln Rügen und Usedom häuften sich jedoch inzwischen ganz erheblich (Kliewe, 1957, 1959, 1966; Bramer, 1964, Schultz, 1965 u. a.). Sie schliessen an der Nordflanke des baltischen Gletscherstromes auch den südschwedischen Raum ein (Johnsson, 1963, Svensson, 1963 u. a.). Demgemäss sind periglaziäre Überprägungen im Spätglazialgebiet der letzten Vereisung weit verbreitet, wenn auch ihr Intensitätsgrad geringer ist. Dem Nachteil weniger scharfer Ausprägung der Formen infolge kürzerer und schwächerer Bildungsbedingungen steht die vorteilhafte Möglichkeit ihrer genaueren zeitlichen Fixierung gegenüber. Da nämlich eine geochronologische Einstufung der durch Gletschervorstösse geschaffenen Staffeln von küstennahen Stauchendmoränen in die dryaszeitlichen Kälterückfälle des Spätglazials gegeben und hinreichend gesichert ist, ergibt sich die einzigartige Möglichkeit, die periglaziäre Wirkungssphäre bestimmten Teilabschnitten der Spätglazialzeit direkt zuzuordnen.

Beispiele

Von den Fundorten spätweichselglazialer Periglazialphänomene können hier lediglich zwei stellvertretend für eine Reihe weiterer Vorkommen in Bereich des nordostmecklenburgischen Festland- und Inselraumes herausgegriffen werden. Der Rahmen dieser Mitteilung setzt auch der Wiedergabe von Ergebnissen zur vollzogenen speziellen Materialanalyse Grenzen. Beide zu erläuternden Periglazialabfolgen sind in der Nähe der Stadt Wolgast anzutreffen (Abb. 1). Glaziärigenetisch werden damit — im Bereich der Odermündungsinseln besonders dicht geschart (Kliewe, 1966) — die Stauchendmoränen der Velgaster Staffel G und der Nordostrügener Staffel H berührt, wobei H der Älteren Tundrenzeit und G wahrscheinlich der Ältesten Tundrenzeit gleichzusetzen ist. Marginalzone f ist eine Stagnationsphase mit Aufschüttungscharakter auf der Grundmoräne der Rosenthaler Staffel F, Marginalzone g eine entsprechende Randbildung auf der Grundmoräne der Velgaster Staffel G.

Der erste der zu besprechenden Aufschlüsse — etwa 5 km südwestlich von Wolgast — liegt auf der erwähnten Staffel f mit Aufschüttungscharakter, die sich geomorphologisch als ein um 1—2° schwach nach Süden zum Sanderstreifen abfallendes Gelände offenbart. Ihre der nachfolgenden periglaziären Überprägung unterworfenen glazitektonisch nicht gestörten Sedimente sind geschichtete glazifluviale Sande und Kiese (Abb. 2). Sie werden etwa 1 m unter der Oberfläche von einer wenige Zentimeter mächtigen Band geschiebearmen Mergels; von einem geringfügigen Eisrandoszillation stammend, unterbrochen. Diese glazifluvialglazigene Sedimentfolge hat von etwa 2 m unter der heutigen Ober-



Abbildung 1. Lageskizze der Fundpunkte von Tropfenphänomenen
 Położenie miejsc występowania struktur iniekcyjnych. 1 — strefa marginalna o charakterze moren spiętrzonych, 2 — strefa marginalna o charakterze akumulacyjnym, 3 — równiny piasków morskich, 4 — struktury iniekcyjne, 5 — granica państwa

fläche ab aufwärts eine nachträgliche zyklische periglaziäre Überprägung erfahren, für die nur dryaszeitliche Kälterückfälle während der Vorstoßstapfen G und H und eventuell jüngere als Ursachen angesehen werden können. Da ähnliche Vertikalabfolgen von Periglazialphänomenen der Küsteninseln Rügen und Usedom auffällig häufig auf der Stillstandsstaffel g — also zeitlich erst nach dem Velgaster Vorstoß G — anzutreffen sind, liegt der Rückschluss auf die besondere periglaziäre Wirksamkeit der Altern Tundrenzeit (= Staffel H) nahe. Die ihr entsprechenden Stauchendmoränen stellen nach Reliefenergie und weiterer Aufgliederung in fünf selbständige Teilstapfen (K l i e w e, 1966) geomorphologisch ebenfalls das bei weitem auffälligste Formenelement im küstennahen Raum dar.

Zuunterst und am Beginn der periglaziären Formenfolge steht hier und anderenorts das Phänomen der Tropfen, gebildet nach der geläufigen Auffassung über die Genese von „Tropfenböden“ bei feuchtkühlem Klima über Dauerfrostboden, der hier aufwärts bis ungefähr 2 m Tiefe gereicht haben muss. In jener feuchtkühlen Anfangsphase der Kälteschwankung waren die porösen Sedimente der sommerlichen Auftauschicht über der Dauerfrostfront sehr stark durchfeuchtet. Diese Bedingungen gestatteten bis zur Untergrenze der Auftauzone eine gravitative Austauschbewegung zwischen dem dichten, schweren Mergelband mit hohem Tonanteil einerseits und dem wassererfüllten, leichteren Glazifluvium andererseits. Tabelle 1 macht die Materialunterschiede zwischen den Mittelsandlagen und dem Mergelband bzw. Mergeltropfen nach Korngröße (mm) und Kalkgehalt (%) deutlich. Offensichtlich hat der Tropfvorgang einerseits zu den unteren Partien zunehmend auch den Kalktransport vollzogen, andererseits aber auch mittelsandige bis kiesige Körner verstärkt in die Abwärtsbewegung einbezogen. Die auf Abbildung 2 zunächst nur im Vertikalschnitt erfassten Tropfen präsentieren

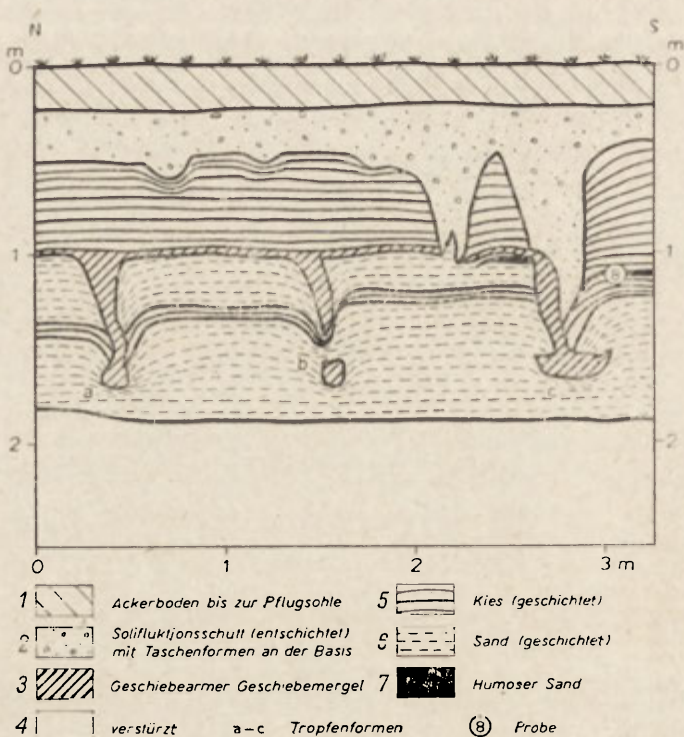


Abbildung 2. Schematische Darstellung von spätglazialen Tropfenphänomenen und Keilspalten bei Wolgast (nach Aufmessungen am 1.X.1964). Ostteil B

Schematyczny szkic późnoglacialnych struktur iniekcyjnych i szczelin typu klinów koło Wolgast (wg pomiarów z 1.X.1964 r.). 1 — gleba uprawna (strefa orna), 2 — gruz soliflukcyjny z kieszeniowatymi formami w spągu, 3 — ubogi w rumosz margiel morenowy, 4 — usypisko, 5 — żwir (warstwowany), 6 — piasek (warstwowany), 7 — piasek z humusem, a-c — formy iniekcyjne, 8 — próby

sich je nach der Lage ihres Anschnittes in unterschiedlichen Formen (Abb. 3). Sie liessen sich durch horizontales Angraben senkrecht zum Profil auch in ihrer räumlichen Anordnung gut verfolgen. Regelmässig erscheint unter einem schmalen Hals ein breiterer Tropfkörper von Keulen- bis Pilzform. Bei Erreichen der Gefronnisfront erhält der Tropfen — wie bei dem linken Exemplar der Abbildung 3 — eine breite, abgeplattete Unterfläche. Der abwärts gerichtete Tropfvorgang des schweren Mergelmaterials hat nicht nur die aufgetauten Liegendsedimente herabgedrückt, sondern auch die flankierenden Sand- und Kies-schichten stark umgebogen und erheblich mit herabgeschleppt. Dass dabei gleichzeitig als Platzaustausch das leichtere Material zwischen den Tropfen aufgetrieben und aufwärts verlagert wurde, wird nicht ausgeschlossen. Anzeichen für dem Tropfprozess synchrone oder vorausgegangene wellenförmige Verbiegungen des Mergelbandes können als Initialstadium angesehen werden. Eine Probe der humosen Sandlage (8 auf Abb. 2), durch Tropfen c mit herabgeschleppt befindet sich im C¹⁴-Labor und wird einem terminus post quem für die Vertropfung liefern.



Abbildung 3. Periglaziäre Mergeltropfen in glazifluvialen Sanden und Kiesen der Stillstandsstaffel f bei Wolgast (Aufn. d. Verf. 1964)
 Peryglacialne nacieki margliste w piaskach i żwirach glacyfluwialnych stadium f kolo Wolgast

Tabelle 1
 Sedimentanalyse (Auszug) vom Periglazialaufschluss südwestl. Wolgast

	Ton (%) 0,002	Schluff (%)			Sand (%)			Fein- kies (%) bis 6,3	CaCO ₃ (%)
		bis 0,0063	bis 0,03	bis 0,063	bis 0,2	bis 0,63	bis 2,0		
Glazifluv. Mittelsand				3,5	15,3	80,1	1,1		0,5
Mergelband	32,0	9,0	5,1	11,3	25,9	14,1	2,2	0,4	6,7
Tropfen (unten)	28,9	16,8	2,4	11,2	9,6	20,5	6,2	4,4	33,0
Sandlöß	15,2	2,3	12,9	13,7	29,9	22,2	3,8		12,2

Die mit der Tropfenbildung zunehmende Klimaverschlechterung hob anschliessend die untere Front des sommerlichen Auftaubodens aufwärts, konservierte dadurch die Tropfen im Dauerfrostboden und führte in der kälteren zweiten Phase infolge von Dehydratation (Schenk, 1955) zur Ausbildung von Keilspalten, die vorzugsweise den durch die Tropfen vorgegebenen Bahnen folgten. Diese auch trockenere Keilspal-

tenphase dokumentiert sich in benachbarten Aufschlüssen durch verstärkte äolische Prozesse, d. h. einerseits durch eingewehte Sandlösslinien (s. Tab. 1), andererseits durch Steinanreicherungszone mit Windkantern. Auch die dann im Dauerfrostboden konservierten Keilspalten der Abbildung 2 sind unten durch staubiges Material und erst in ihren oberen Partien mit Solifluktionsschutt gefüllt. Die Solifluktionsphase mit oft vorangehenden Kryoturbationen in Kesselformen schliesst drittens bei oberflächennaher Gefronnis und wieder feuchtkühlem Klima charakter den Periglazialzyklus ab. Ob noch jüngere Solifluktionsperioden des Spätglazials an der Gestaltung des oberen Teils der Deckserie mitgewirkt haben, ist in diesem Fall schwer zu entscheiden.

Ein zweiter Fundort von Tropfen in Verbindung mit anderen Periglazialphänomenen liegt knapp 1 km nordwestlich des Seebades Bansin und glaziärgenetisch im Zentrum des Oderlobus auf der jüngsten Teilstaffel von H aus der Älteren Tundrenzzeit (Abb. 1). In einer Senke zwischen zwei Geschiebemergelaufungen der dortigen Stauchendmoräne ist gemäss der Pollenanalyse (Hallik-Ludwig, 1959) und einem C^{14} -Datum ein allerödzeitliches Sumpftorflager (9—11) mit einer wenige Zentimeter dicken vorherigen feinsandig-tonigen Seemudde (12)

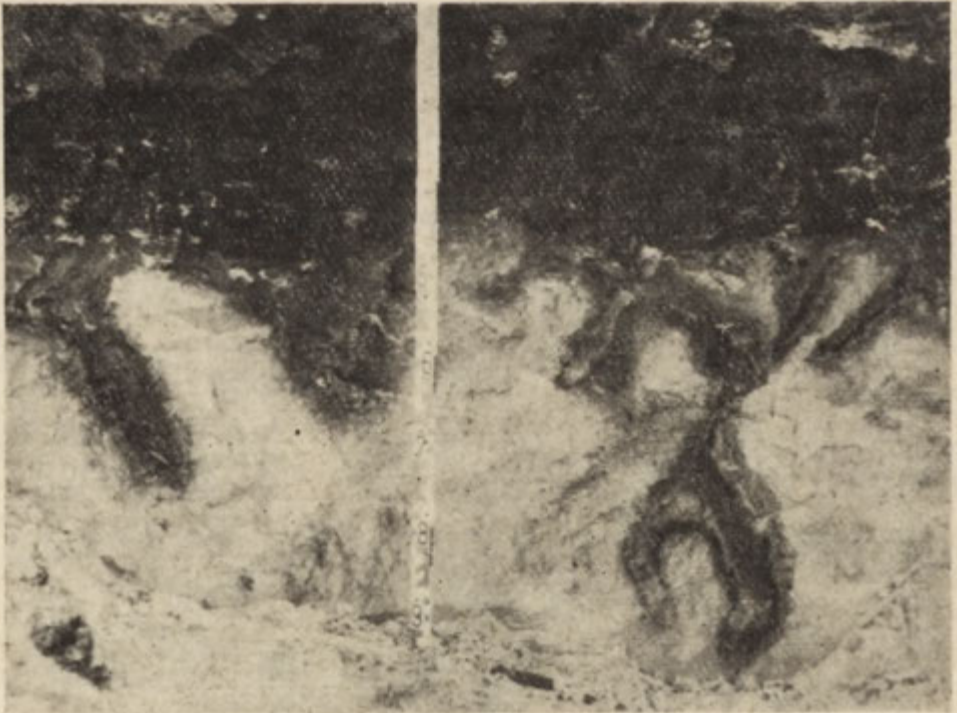


Abbildung 4. Jungdryaszeitlich vertropfte tonige bis feinsandige Alleröd-Mudde in glazifluvialen Sanden der Älteren Dryaszeit (Staffel H) bei Bansin. Leicht kryoturbat verformter Alleröd-Torf im Hangenden (Aufn. d. Verf. 1966).

Młododryasowe ilasto-piaszczyste nacieki z mady Allerödu w piaskach glazifluvialnych starszego dryasu (stadium H) koło Bansin. W stropie torf Allerödu jest słabo kriogenicznie zaburzony

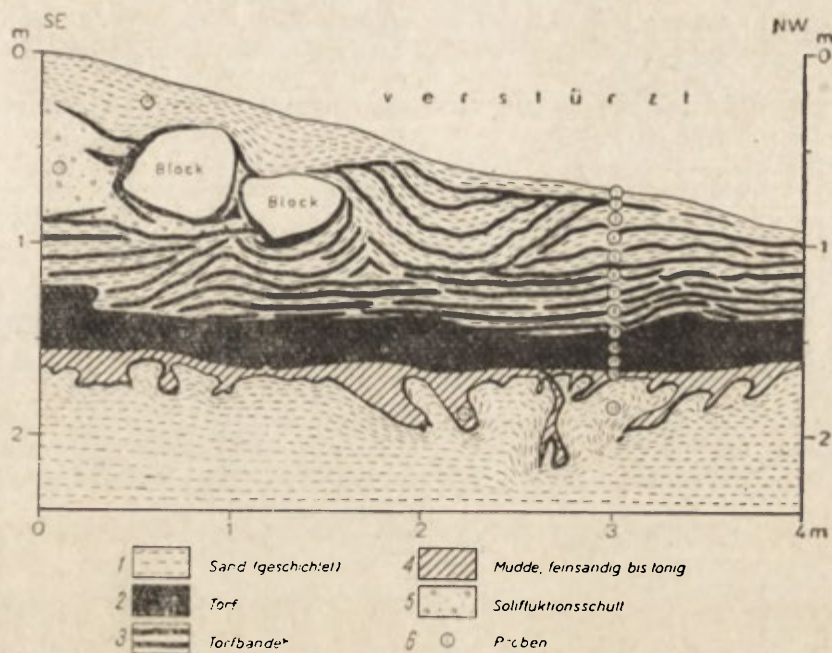


Abbildung 5. Schematische Darstellung von spätglazialen Periglazialphänomenen bei Bansin (Usedom) nach Aufmessungen am 28.VIII. und 8.X.1966

Schematyczny szkic późnoglacialnych zjawisk peryglacialnych koło Bansin na wyspie Uznam (wg pomiarów z 28.VIII i 8.X.1966). 1 — piasek (warstwowany), 2 — torf, 3 — smugi torfiaste, 4 — mulki piaszczyste i ilaste, 5 — gruz soliflukcyjny, 6 — próby

darunter im Aussenkliff aufgeschlossen (Abb. 5). Die dichte, schwere Muddeschicht unter der Torfbank ist mitsamt einer wenige Millimeter dicken Torflage als unterstem organischem Teilsediment während einer periglazialen feuchtkühlen Anfangsphase der Jüngerer Tundrenzeit durch Schwereausgleich in vielfältigen tropfen-, keulen- oder zahnwurzelnähnlichen Formen (Abb. 4) in die stark durchfeuchteten liegenden glazifluvialen Sande (13) der Älteren Tundrenzeit hineingetropt. Sie hat diese Sande über dem Dauerfrostboden bis in durchschnittlich 2 m sommerlicher Auftautiefe durch Ab- und Aufwärtspressungen erheblich verformt (Abb. 5). Die Tropfen selbst, auch hier an wellenartigen Abbiegungen der Torfunterfläche ansetzend, besitzen in diesem Fall auffällig runde bis zugespitzte Formen, dürften also in einem besonders frühen Stadium der Verptropfung die Untergrenze der sommerlichen Auftauzone noch nicht erreicht haben.

Im Hangenden des sehr kompakten Alleröd-Torfes (9—11) folgt eine Wechsellagerung von Torf und Flugsand (8—2). Es ist der sedimentologische Übergang vom Alleröd zur Jüngerer Tundrenzeit, wobei die Flugsandschichten zum Hangenden an Mächtigkeit zunehmen. Von der höheren Südostflanke (Geschiebemergelkern) des Aufschlusses hat sich nach dem Tropfprozess und während einer weiteren Periglazialphase bei inzwischen auch hier erheblich angestiegener sommerlicher Gefronnis-

front und damit verbundener Konservierung der Tropfen eine Solifluktionsschuttdecke (15) mit eingelagerten grossen Blöcken über die erläuterte Schichtenfolge hinweg — und in diese hineingeschoben. Dabei wurde die Sand-Torf-Wechselfolge verschleppt und erheblich verformt. Die Mitwirkung kryoturbater Prozesse ist dabei hier ebenfalls nicht auszuschliessen. Das stark verstürzte Hangende über dem Aufschluss bilden schliesslich mehrere Meter mächtige äolische Sedimente (1+17) von der Jüngeren Tundrenzeit bis zu den Klifftranddünen der Gegenwart. Die markanten Materialunterschiede der aufgeschlossenen Sedimente ergeben sich aus der Tabelle 2.

Tabelle 2

Sedimentanalyse vom Periglazialaufschluss bei Bansin

Proben-Nr	Ton (%) 0,002	Schluff (%)			Sand (%)			Kies (%)		Glühverlust (%)
		bis 0,0063	bis 0,02	bis 0,063	bis 0,2	bis 0,63	bis 2,0	bis 6,3	bis 20,0	
1				4,8	86,9	8,2	0,1			1,0
17				4,3	77,5	17,7	0,5			0,2
2				6,6	76,4	16,5	0,5			1,4
3				6,3	83,1	10,2	0,4			1,5
4				4,0	78,3	15,5	1,1	0,3		2,0
5				6,0	79,2	13,9	0,8	0,1		3,2
6				8,1	77,0	14,6	0,3			3,5
7				8,9	81,6	9,2	0,3			3,1
8				7,4	78,7	13,5	0,4			6,6
9										24,8
10										72,8
11										68,0
12	15,2	4,1	4,1	28,8	45,3	2,4	0,1			16,2
14	17,3	1,7	4,8	22,8	51,9	1,5				7,0
13				3,6	66,8	28,8	0,8			0,4
15				2,6	31,6	36,9	10,1	8,3	10,5	0,3

Sie zeigt nach Korngrösse (mm) und Glühverlust (%) sechs verschiedene Gruppen von Sedimenten: die äolischen Feinsande (1+17, 2—8) mit erhöhtem und abwärts deutlich zunehmendem Glühverlust in der Sand-Torf-Wechselfolge, den Alleröd-Torf (9—11), die vertropfte tonige bis feinsandige Seemudde (12+14), den liegenden glazifluvialen mittelkörnigen Feinsand (13) und den schwach sortierten, groben Solifluktionsschutt (15) mit Blöcken aus dem benachbarten Geschiebemergel. Genetisch liegt also auch hier eine mehrphasig angelegte Periglazialfolge von der Tropfen- bis zur Solifluktionsphase vor. Auslösender klimagenetischer Faktor war eindeutig der Kälterückschlag der Jüngeren Tundrenzeit (= Salpausselkä-Staffel). Dass bei ihrer Fernwirkung von Mittelschweden — Südfinnland auf den südbaltischen Küstenraum die Eiskeilphase schon nicht mehr als solche wirksam wurde, gewinnt an Wahrscheinlichkeit, bedarf jedoch noch weiterer Beweise.

Folgerungen

Die bekanntgegebenen jüngsten Beobachtungen und deren neuartige Deutung erfordern zukünftig zweifellos eine Vertiefung und Ausweitung in sachlicher und regionaler Sicht. Sie gestatten aber schon jetzt eine Zusammenfassung der bisherigen Erkenntnisse und die Fixierung einiger aus ihnen resultierender Folgerungen und Aufgaben:

1. Den verschiedenen dryaszeitlichen Kälteschwankungen des Weichselspätglazials lassen sich im südbaltischen Küsten- und Inselraum nicht nur ganz bestimmte Marginalzonen von Gletschervorstößen, sondern erstmals auch Deckserien als periglaziär geprägte Formenabfolgen zurechnen.

2. Auf diese Weise ergibt sich die Konzeption eines räumlichen und zeitlichen Systems von Periglazialphänomenen.

3. Als deren Hauptpräzezeiten müssen die Ältere und die Jüngere Tundrenzeit angesehen werden, die mit ihren Klimakleinzyklen von feucht-kühlen über weniger feuchte und kältere zu wieder feuchteren Verhältnissen auch zu einem periglaziären Formenwandel führten.

4. Als entscheidend für diesen Formenwandel innerhalb der periglaziären Deckserie erweist sich die klimatisch bedingte unterschiedliche Tiefe der sommerlichen Auftauschicht. Die Front des Dauerfrostbodens verlagerte sich im Verlauf jedes der Kälterückschläge zunehmend aufwärts.

5. In der auf diese Weise begründeten periglaziären Abfolge Tropfen — Keilspalten bzw. äolische Prozesse — Kryoturbation — Solifluktion wird der Klimakleinzklus — ähnlich wie in südlicheren Gebieten (Mania, 1968) — abgebildet. Tropfenphänomene als Dokumente der Anfangsphase innerhalb der Gesamtserie wurden im küstennahen Spätglazialgebiet erst- und mehrmals beobachtet.

6. Die Entstehung der auch generell erst reichlich zwei Jahrzehnte bekannten, sehr seltenen Tropfen ist bisher ziemlich einheitlich als Schwereausgleichsprozess in einem Sediment-Wasser-Gemisch wechselnder Körnung und damit Dichte über sommerlicher Dauerfrostfront in 2 m Tiefe und mehr erklärt worden. Von verschiedenen Forschern wird die Mitwirkung von Kryoturbationen (Steusloff, 1952, Johnsson, 1963, Brüning, 1965) oder von starken triebsandartigen Aufstiegsprozessen (Gripp, 1963) angenommen. Die hier beobachteten Ausprägungen der Tropfen aus Mergel und Mudde in Sanden und Kiesen lassen sich — in Übereinstimmung mit den Ergebnissen von v. Bülow (1964), Mania (1968) u.a. — durch einfachen Platzaustausch im Schwereausgleich des durchfeuchteten, tropffähigen Substrates zwanglos erklären.

7. Die Bildungsmöglichkeiten müssen in der Älteren und in der Jüngeren Tundrenzeit günstig, aber kurz gewesen sein; denn die Tropfen mit ihren überwiegend spitzen und runden, also zumeist unten noch nicht abgeplatteten Formen besitzen im Vergleich zu solchen in älteren Glazialräumen noch das Frühstadium ihrer Entwicklung.

8. In modernen Spezialuntersuchungen aus dem gegenwärtigen Periglazialgebiet Spitzbergens (Klimaszewski, 1960, Jahn, 1961, Czeppe, 1966, Herz-Andreas, 1966 u.a.) werden Tropfenphänomene nicht erwähnt, sondern vor allem Prozesse der Verwitterung, Frosthebung, Frostmuster- und Frostspaltenbildung und Solifluktion. Für nur bedingt mögliche Analogieschlüsse und Vergleiche der dortigen

rezenten Reliefgeneration mit der beschriebenen fossilen Generationsfolge des Weichselspätglazials kann für Spitzbergen abgesehen von Sonderstandorten — wohl ein periglazialer Kryoturbationstyp als Übergangstyp von der Spalten- zur Solifluktionsphase als Gegenwartsgeneration angenommen werden.

9. Die genaue Absteckung der u. E. begrenzten Reichweite spätglazialer Periglazialgürtel mit Dauerfrostboden bildet ein weiter zu verfolgendes Forschungsproblem (s. auch Kaiser, 1960). Dabei ist im Mittelgebirgsraum der klimatische Höheneffekt der Gebirge während der spätglazialen Kälteschwankungen mit zu berücksichtigen.

10. Eine vergleichende Gesamtbearbeitung sämtlicher Deckserienvorkommen mit allen zugehörigen Phänomenen von der Küste zum Mittelgebirge stellt sich als wichtige Forderung und Aufgabe an die Periglazialforschung.

Friedrich-Schiller-Universität Jena

LITERATUR IN AUSWAHL

- Bramer H. (1964). *Das Haffstausee-Gebiet. Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte im Spät- und Postglazial*. Habilitationsschrift Greifswald.
- Brüning H. (1965). *Zur Genese pleistozäner Tropfenböden*. „N. Jb. Geol. Paläont. Mh.” 1965, H. 1, S. 1—5, Stuttgart.
- v. Bülow W. (1964). *Ein Taschen- und Tropfenboden von Grebs (SW-Mecklenburg)*. „Geologie”, Jg. 13, H. 3, S. 353—360, Berlin.
- Czeppe Z. (1966). *De mutationibus morphogeneticis in Spitsbergeni terra observatis*. „Prace Instytutu Geograficznego” z. 35, Kraków.
- Dylik J. (1956). *Gegenwärtige Probleme der Periglazialforschung in Polen*. „Peterm. Geogr. Mitg.” Jg. 100, H. 1, S. 28—33, Gotha.
- Gripp K. (1963). *Zur Entstehung von Tropfenböden*. „Neues Jb. Geol. Paläont. Mh.” 9, S. 490—492, Stuttgart.
- Hallik R., Ludwig A. (1959). *Ein spätglaziales Torfprofil auf der Insel Usedom*. „Arch. Nat. Meckl.”, V, S. 20—35, Rostock.
- Herz K., Andreas G. (1966). *Untersuchungen zur Morphologie der periglazialen Auftauschicht im Kongsfjordgebiet (Westspitzbergen)*. „Peterm. Geogr. Mitg.”, Jg. 110, H. 3, S. 190—198, Gotha.
- Jahn A. (1961). *Polish I. G. Y. Spitsbergen Expeditions in 1957, 1958 and 1959. Quantitative Analysis of some Periglacial Processes in Spitsbergen*. Warszawa—Wrocław. PWN.
- Johnsson G. (1963). *Periglacial Phenomena in Southern Sweden*. „Lund Studies in Geography” Ser. A., Physical Geography, No 21. Lund.
- Kaiser K. (1960). *Klimazeugen des periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa*. „Eiszeitalter u. Gegenwart”, Bd. 11, S. 121—131, Öhringen.
- Kliewe H. (1957). *Die spät- und nacheiszeitliche Formenentwicklung der Insel Usedom*. Habilitationsschrift, Greifswald.
- Kliewe H. (1959). *Ergebnisse geomorphologischer Untersuchung im Odermündungsraum*. „Geogr. Ber.”, Jg. 4, H. 10/11, S. 10—26, Berlin.
- Kliewe H. (1965). *Arbeitstagung 1964 über Probleme des Geschiebedecksandes*. „Peterm. Geogr. Mitg.”, Jg. 109, H. 4, S. 286—287, Gotha.

- Kliewe H. (1966). *Quartärmorphologische Prinzipien und Probleme in Küstengebieten pleistozäner Vergletscherung in den Mittelbreiten. Beispiel: Vergleich Südschwedens mit Nordmecklenburg.* „Wiss. Veröff. d. Dt. Inst. f. Länderk.“, N. F., Bd. 23/24, S. 18—30, Leipzig.
- Klimaszewski M. (1948). *Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym.* „Prace Wrocławskiego Towarzystwa Naukowego“, ser. B., nr 7, Wrocław.
- Klimaszewski M. (1959). *Bemerkungen und Gedanken zu Studien über die Periglazial-Erscheinungen in Mitteleuropa.* „Z. f. Geomorph.“, N. F., Bd. 3, S. 47—62, Berlin.
- Klimaszewski M. (1960). *Geomorphological Studies of the Western Part of Spitsbergen between Kongsfjord and Eidembukta.* „Zesz. Nauk. Univ. Jagiell.“. „Prace Geograficzne“, Seria Nowa, z. 1, Kraków.
- Lembke H. (1954). *Die Periglazialerscheinungen im Jungmoränengebiet westlich des Oder-Bruchs bei Freienwalde.* „Göttinger Geogr. Abh.“, H. 16, Tl. III, S. 55—95. Göttingen.
- Liedtke H. (1957/58). *Frostbodenstrukturen aus dem norddeutschen Jungmoränengebiet.* „Wiss. Z. d. Univ. Berlin“. Jg. 7, Math.-nat. Reihe, Nr 3, S. 359—376. Berlin.
- Mania D. (1968). *Das Jungquartär aus dem ehemaligen Äscherslebener See im Nordharzvorland.* „Peterm. Geogr. Mitg.“ (im Druck). Gotha.
- Schenk E. (1955). *Die Mechanik der periglazialen Strukturböden.* „Abh. Hess. L. Amt Bodenforsch.“, H. 13. Wiesbaden.
- Schilling W., Wiefel H. (1962). *Jungpleistozäne Periglazialbildungen und ihre regionale Differenzierung in einigen Teilen Thüringens und des Harzes.* „Geologie“, Jg. 11, S. 428—460. Berlin.
- Schultz H. J. (1965). *Methodische und regionale Studien zur spätglazialen Formenentwicklung in Nordostmecklenburg.* Diss. Jena.
- Schultz H. (1956). *Der Geschiebedecksand als spätglaziale Wanderschuttdecke im Brandenburgischen Alt- und Jungmoränengebiet.* „Peterm. Geogr. Mitg.“, Jg. 100, H. 1, S. 16—28. Gotha.
- Steusloff U. (1952). *Periglazialer „Tropfen“ — und Taschenboden im südlichen Münsterland bei Haltern.* „Geol. Jb.“, Jg. 66, S. 305—312. Hannover.
- Svensson H. (1963). *Iskilspolygoner på Laholmsslätten.* „Svensk Geografisk Årsbok“, 39, p. 192—194. Lund.

HEINZ KLIEWE

ZJAWISKA PERYGLACJALNE NA OBSZARACH ZŁODOWACENIA BAŁTYCKIEGO

Autor omawia dwa wybrane profile utworów pokrywowych i struktur peryglacjalnych ze schyłku ostatniego zlodowacenia. Na podstawie ich stosunku do spiętrzonych moren czołowych, szczegółowej analizy pokryw oraz datowania zawartych w nich utworów organogenicznych metodą C_{14} autor wiąże te struktury ze starszym i młodszym dryasem, a ich zróżnicowanie z ówczesnymi drobnymi wahaniami klimatycznymi i różną głębokością letniego rozmarzania podłoża. Szczególną uwagę poświęca omówieniu peryglacjalnych nacieków marglistych i madowych (Tropfenphanomen) do tej pory uważanych za struktury pogrązowe.

ХАЙНЦ КЛИВЕ

ПЕРИГЛАЦИАЛЬНЫЕ ЯВЛЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИЯХ БАЛТИЙСКОГО
ОЛЕДЕНЕНИЯ

Автор рассматривает два избранных профиля покровных образований и периглациальных структур с конца последнего оледенения. На основании их отношения к напорным конечным моренам, детального анализа покровов, а также установления возраста, находящихся в них органогенических образований методом C_{14} , автор вяжет эти структуры со старшим и младшим дриасом, а их дифференциацию с незначительными климатическими колебаниями и различной глубиной летнего размерзания почвы. Особое внимание автор уделяет разбору периглациальных мергельных и мадовых (Torrepphanomen) натеков, которые считались до этого времени структурами образовавшимися в результате отложения мути.

Пер. Б. Миховского

JAROMIR DEMEK

Brno

Comparison of Cryoplanation Terraces in Siberia and Europe

Porównanie teras krioplanacyjnych Syberii i Europy

1. Introduction

The author studied the cryogene terraces in England, France, Belgium, Western Germany, Czechoslovakia, Hungary and Bulgaria during 1962—1966. In 1966 he had the opportunity to compare these forms with typical Siberian terraces on the Kular Ridge (cca 70° N latitude, 134° E longitude), in the surroundings of the town of Batagay (cca 67°40' N latitude, 134°40' E longitude), in the Aldanskoye Nagorye Mts. (57—59° N latitude, 125—127° E longitude) and in the Vostochnyy Sayan mountain range (cca 51°50' N latitude 103°50' E longitude). The comparison of typical Siberian cryogene terraces with European ones is very interesting and is the subject of this study.

By the term cryoplanation terrace the author understands in this study a denudation form incised in the solid rock and developed by the activity of a complex of cryogene processes in the subnival climamorphogenetic zone.

2. Comparison of the cryogene terraces in the regions investigated in Siberia and in Europe

2.1. Terrace form and situation.

2.1.1. *Siberia*. The terraces occur mostly in the middle and upper slope sections. They can be most often found on the spurs of the ranges and on the individual tops. They are either solitary or in groups. The author has not found any clear dependence on exposition to the cardinal points in their occurrence. In the S part of the mountain range, about 2 km of the Evota Pass in the Zapadnye Yangi Ridge on the triangular top (1300 m high) terraces were found on all slopes. The top displayed in this way the appearance of a pyramid. When more terraces occur on a slope they usually display a sickle-shaped ground plan. The terraces can be found in various heights above sea level. The height of the active or subactive terraces increases naturally from the N to the S. In the Kular Ridge they were studied in the height of 250—283 m, on the Billyakh Mt. about 25 km southwards Batagay they occur in the heights of 900—1100 m, in the Aldanskoye Nagorye they were studied in heights of 1100—1600 m. All the occurrences investigated of

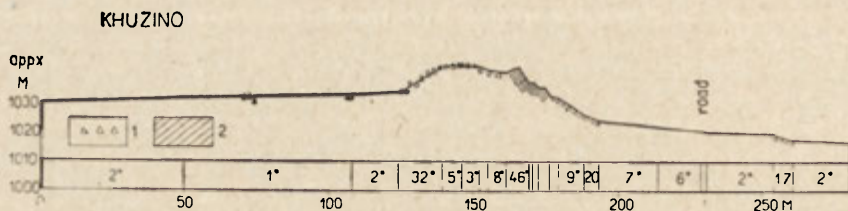


Fig. 1

the terraces as well as those described in literature can be mostly found even in mountain ranges with relatively smoothed surface forms and a moderate intensity of linear erosion.

2.12. *Europe*. The form of the terraces as well as their situation are quite similar. An example of an isolated hill with terraces can be the hill Cox Tor (435 m a.s.l.) near the town of Tavistock in Dartmoor. Numerous terraces are on the spurs and even on the main ridge in the Hruby Jeseník Mts. in the Bohemian Highlands. Inactive terraces can be found in various heights — e.g. in England from 130 m a.s.l., in Belgium about 370 m a.s.l., in Czechoslovakia from 200 m a.s.l., in Hungary from 165 m a.s.l. and in Bulgaria in heights of about 2000 m a.s.l. The terraces occur even in Europe in mountain ranges in which relatively extensive remnants of Tertiary and older surfaces of planation kept preserved before the start of the activity of cryogene processes.

2.2. Dimensions of the terraces.

2.21. *Siberia*. The dimensions of the terraces are considerably different. In places they are only narrow 1—2 m wide and up to 10 m long bands on slopes. On the contrary, in the Evota Massif in the Aldanskoye Nagorye terraces can be found displaying a width of 0,5 km and a length of 1 km.

2.22. *Europe*. The dimensions of the terraces fluctuate too. But on the whole they are smaller than those in Siberia. The largest terraces are known till now from SW England (length of 800 m, width of 90 m) and from Czechoslovakia (max. length of up to 1.5—2.0 km, max. width of up to 0.5 km), but they reach in average the length of 200—300 m and the width of about 100 m.

2.3. Inclination of the terraces

2.31. *Siberia*. The summit flats display a very small inclination, (of about 1—2°). The inclination of the inner part of the terrace flats ranges about 5—7°. In the middle and on the outer margin of the terrace flats the inclination also decreases to 1—2°. The steeper slope sections separating the individual terraces have generally an inclination of 20—35°. Only seldom and on small areas they have the shape of vertical rock walls. The height of the steeper sections is 5—50 m. Tors and castle coppies on the summit flats have usually vertical up to overhanging walls.

2.32. *Europe*. In SW England the terrace flats have usually an inclination of 3—8°. The steeper sections among them display then mostly an inclination of 15—22° at a height of 2—12 m. In Czechoslovakia the inclination of the summit flats is generally 1—3°. The inclination of the terrace flats ranges from 3 to 11° and amounts very

often to 7° . The steeper sections display an inclination of $16\text{--}24^\circ$, but they have rather often the shape of vertical up to overhanging walls. The height of the steeper sections fluctuates from 2.5 to 25 m.

2.4. Debris mantle

2.41. *Siberia*. Borings and exposures on active and subactive terraces showed that the thickness of the slope deposits on the terraces was small. The terraces are incised into the bedrock. On the terraces on Shapka Monomakha Hill in the Aldanskoye Nagorye thicknesses of 0.25—0.30 m were established. The thickness of the debris-mantle on the terraces in the Kular Ridge ranged from 0.5 to 1.0 m. The character of waste differed according to the lithological composition of the sub-

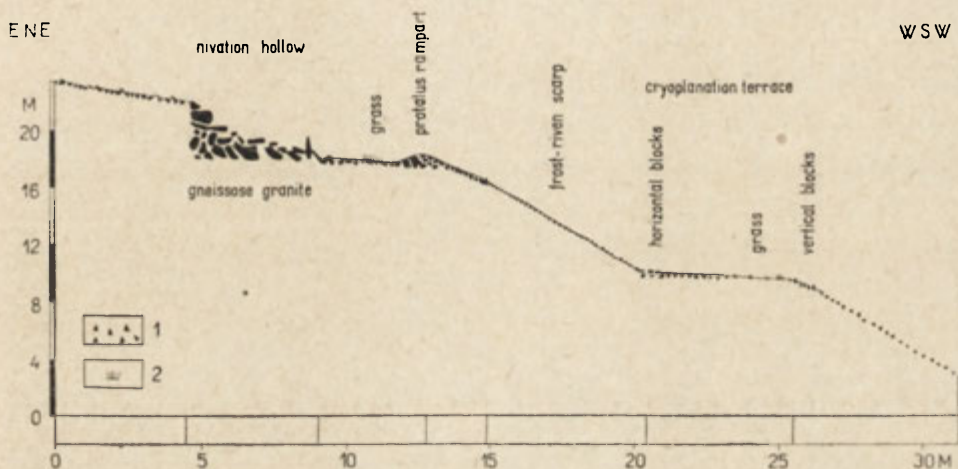


Fig. 2

adjacent rocks. In granites and quartzites the covering consisted of coarse debris, in shales of clayey loams and fragments of the parent rock. But it may be said on the whole that the thickness of the mantle of waste is small and the material is only transported on the surface of the flats. On the surface of the debris-mantles polygonal grounds and stone stripes are developed. On the terrace edge block streams and solifluction streams occur.

2.42. *Europe*. The thickness of the debris-mantle on the terraces in Europe is variable too but it is usually greater than that on the terraces in Siberia. In the Hruby Jesenik Mts. in Czechoslovakia terraces were found nearly without coverings (0.20 m of humus). In contradistinction to it, more than 3 m of loams with gneiss fragments were established on the terraces in the Bohemian-Moravian Highlands. On the outer terrace margin on Cox Tor Hill in Dartmoor the thickness of slope debris is of 0.75 m (abandoned quarry) and the thickness at the foot of frost-riven cliffs amounts to 2 m. At the foot of frost-riven scarps and cliffs coarser material usually occurs than on the terrace margin. On the surface of the terrace flats fossil (Pleistocene) polygonal grounds and recent (?) thufurs can be found. The greater thickness of the mantle on the terraces can be explained either by milder climatic conditions with a higher intensity of chemical weathering and due to

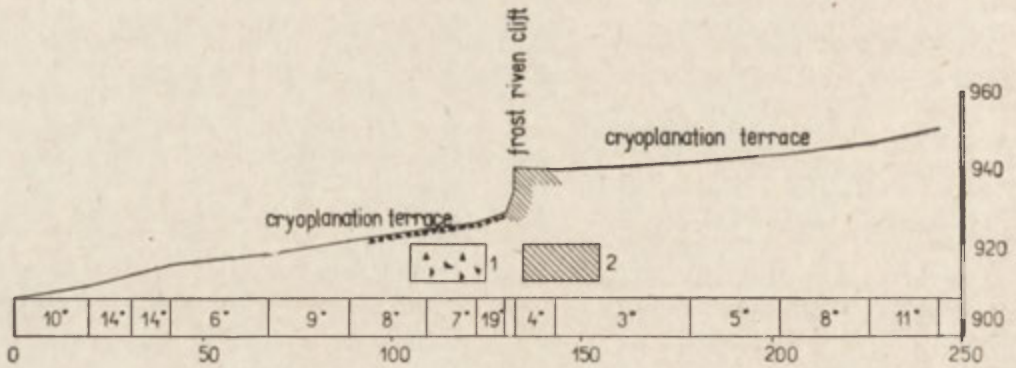


Fig. 3



Fig. 4

this fact also of solifluction or by weathering after interruption of the terrace development.

2.5. Structural relations

2.51. *Siberia.* The terraces are developed in various rocks in the areas investigated in Siberia. In the Aldanskoye Nagorye Mts. extensive terraces were found in granites, syenites, porphyries and quartzites. In



Fig. 5

the Kular Ridge they occur in Permian and Triassic shales and sandstones. In the Vostochnyy Sayan mountain range they are incised into strongly folded gneiss of Archeozoic age. The terraces level rocks of various resistance to exogenous morphogenetic processes. A certain lithological control consists in the fact that the terraces develop evidently more often on the contact of rocks of various resistance to cryogene processes. But the local lithological control decides upon the terrace development as the terraces are distinctly developed on one of the hills whereas on the other hill of the same appearance and geological structure they are less developed or even completely absent.

2.52. *Europe.* The terraces are developed in various rocks even in Europe. In England they occur in Devonian, Carboniferous, Jurassic and Cretaceous deposits and eruptive rocks. They were described from

shales and quartzite schists in Western Bretagne. In Vosges they are incised into sandstones and conglomerates. In Czechoslovakia they are developed in schists, granitoids and even in Paleogene shales and sandstones. The terraces occur in homogeneous rocks but mainly in places of the alternation of the rocks more or less resistant to macroglaciation (e.g. quartzites and phyllites). In the flysch zone of the Carpathians terraces were found with their surface parallel to the rock bedding. Elsewhere the terraces cut the distinctly bedded and tilted layers. Vertical fissures are evidently of great importance for the origin of the rock walls among the terraces.

3. Conclusion

The comparison of the typical cryoplanation terraces in Siberia with similar forms described in Europe has shown that there are differences only in the somewhat smaller average dimensions and in the somewhat greater thickness of the debris-mantles. But these differences are not substantial and therefore all these terraces can be called cryoplanation terraces.

The cryoplanation terraces are an important component of the complex of cryogene forms that can lead, under favourable conditions, to the formation of an extensive levelled cryoplanation surface (cryoplain). Their exact determination and investigation is, therefore, important for the understanding of the development of the relief of the Pleistocene zone of periglacial climate in the World.

EXPLANATIONS TO FIGURES

Fig. 1. Cryoplanation terrace in the Vostochnyy Sayan mountain range near the village of Khuszino. Levelled by J. Demek (September 1966). 1 — angular blocks, 2 — gneiss.

Fig. 2. Nivation hollow on the W slope of the height 1549 in the Evota Massif in the Aldanskoye Nagor'ye Mts. Levelled by J. Demek (August 1966). 1 — angular fragments, 2 — grass.

Fig. 3. Profile through the cryoplanation terraces below the height Javornik in the piedmont of the Sumava Mts. (Czechoslovakia). 1 — angular fragments, 2 — gneiss. Levelled by J. Vařeka (1965).

Fig. 4. General map of the more known occurrences of cryoplanation terraces in the USSR and Mongolia described in literature (state — end of 1966)

I. USSR

1. Kolskiy poluostrov — M. T. Kozlov, 1966
2. Novaya Zemlya — B. V. Miloradovich, 1936
3. Poluostrov Taymyr-Gory Byrranga — T. N. Kaplina, 1965
4. Novosibirskye ostrova-Bolshoy Ljakhovskiy Is. — Z. M. Byelorusova, 1963
5. Polyarnyy Ural — O. O. Baklund, 1911, D. G. Panov, 1937
6. Polyarnyy Ural-Massiv Ray-Iz — A. N. Zavarickiy, 1932
7. Polyarnyy Ural — G. P. Sofronov, 1945
8. Polyarnyy Ural — western slope of the Pechora River Basin — M. S. Kaleckaya- A. D. Miklukho-Maklay, 1958
9. Pripolyarnyy Ural — A. N. Aleschkov, 1936, E. L. Lyubimova, 1955, L. D. Dolgushin, 1961
10. Severnyy Ural-Upper Vishera River Basin — L. Duperc-F. Pearce, 1905
11. Severnyy Ural — A. N. Aleschkov, 1936, D. G. Panov, 1937



Photo 1. View of the Siberian goletz — isolated hills towering over the timber line. The Aldanskye goltsy about 40 km S of the town of Aldan



Photo 2. Nivation hollows in the Evota Massif in the Aldanskoye Nagorye Mts. Advanced initial stage of cryoplanation terraces



Photo 3. Typical cryoplanation terrace in the Kular Ridge (Soviet Arctic)



Photo 4. Cryoplanation summit flat in the Evota Massif in the Aldanskoye Nagorye Mts. On the flat surface there are well developed macropolygons.



Photo 5. Cryoplanation terrace on Cox Tor in Dartmoor (England). On the left a frost-riven scarp, thufurs in the background



Photo 6. Cryoplanation terrace on the NE slope of Bra Hill in the La Liénne River valley in the Ardennes (Belgium)



Photo 7. Cryoplanation terrace on the main ridge of the Hruby Jeseník Mts. (Czechoslovakia)



Photo 8. Tor on the cryoplanation summit flat on the main ridge of the Hruby Jeseník Mts. (Czechoslovakia)

12. Severnyy Ural — V. A. Varsanofjeva, 1932
13. Severnyy Ural — S. G. Boch-I. I. Krasnov, 1943, 1946, G. D. Tarnogradskiy, 1963
14. Severnyy Ural-Visherskiy Ural — O. V. Suzdalskiy, 1952
15. Severnyy Ural-khrebet Chistop — L. P. Gorchakovskiy, 1954
16. Severnyy Ural — G. Padalka, 1928, V. A. Varsanofjeva, 1929
17. Severnyy Ural-Denezhkin Kamen Mt. — M. V. Strigin, 1960, N. P. Matveen, 1961
18. Sredniy Ural — A. J. Aleksandrov, 1948
19. Yuzhniny Ural — N. V. Bachenina, 1948
20. Yuzhniy Ural-Iremel Mt. — L. O. Tyulina, 1931, A. A. Cvetaev, 1960
21. Yuzhniy Ural-Yaman Tau — L. P. Gorchakovskiy, 1954
22. Yakutiya-Kryazh Chekanovskogo — V. Sochava in S. V. Obruchev, 1937, G. J. Gakkelya — E. S. Korotkevich, 1962, Kryazh Prontchischeva, B. S. Rusanov, 1967
23. Yakutiya-Gory Kharaulakh — V. Sochava — A. Gusev in S. V. Obruchev, 1937
24. Yakutiya — J. J. Gakkelya — E. S. Korotkevich, 1962, Alazeyskoje Plaskogorye
25. Yakutiya-khrebet Kular, J. Demek, 1967, B. S. Rusanov, 1967
26. Yakutiya-khrebet Cherskogo — A. M. Kropachev — T. S. Kropacheva, 1956
27. Yakutiya-Verkhoyanskiy khrebet — N. Dorofeev, 1939, P. A. Lazarev, 1961, G. N. Yegorova, 1962
28. Yakutiya-Tuora-Sis — P. A. Lazareva, 1961
29. Yakutiya-Verkhoyanskiy khrebet — G. N. Yegoreva, 1962
30. Yakutiya-surroundings of the town of Batagay.
31. Nyerskoye ploskogorye — F. J. Chkurbayev, 1966
32. Yakutiya-Olekma-Vitim Region — V. Obruchev, 1931
33. Yakutiya-Olekma River Bassin — D. A. Timofeev, 1965
34. Yakutiya-Aldanskoye Nagorye — I. J. Dolgushin, 1961, T. A. Rabotnov, 1937, J. Demek, 1967
35. Yakutiya-Aldanskoye Nagorye — B. A. Kornilov, 1962
36. Arctic Ocean Coast — S. V. Obruchev, 1937, L. A. Zhigarev, T. N. Kaplina, 1960
37. Upper Anadyr River Bassin — L. Tyulina in S. V. Obruchev, 1937
38. Severnyy Anyuyskiy khrebet — S. V. Obruchev, 1937
39. Zoloty khrebet — S. V. Obruchev, 1937
40. Ust-Byelskiye Gory — T. N. Kaplina, 1965
41. Kolymskiy khrebet — V. Sochava in S. V. Obruchev, 1937, B. Sochava, 1930
42. Anabarskiy massiv — V. V. Yermolov, 1953
43. Gory Putorana, Anabarskiy massiv, Aldanskoye ploskogorye, Prilenskoye Plateau — I. I. Krasnov, 1966
44. Kuznetskiy Alatau — I. P. Tolmachev, 1903, P. S. Ilyin, 1934
45. Altay-Terectinskiy khrebet — B. Keller, 1910
46. Altay — J. Makerov, 1913, P. S. Ilyin, 1934
47. Sayanskoye-Dzidinskoye nagorye — V. V. Lamakini, 1930
48. Vostochnyy Sayan-Zapadnyy Sayan — S. L. Kuchev, 1957
49. Zapadnya Tuva — M. T. Kozlov, 1966
50. Olekma Region — V. Sukachev, 1910
51. Olekminskiy Stanovik, Cheromnagoviy khrebet, Mogochinskiy khrebet, Zapadnyy Dyundur, Tungirskiy khrebet, Nyukzinskiy khrebet — Y. Makerov, 1913, S. S. Korzuyev, 1959
52. Patomskoye nagorye — N. V. Bachenina, 1948
53. Barguzinskiy khrebet — N. V. Dumitrachko, 1948
54. Stanovoye nagorye-khrebet Udokan — S. V. Preobrazenskiy, 1959, 1962
55. Khrebet Udokan, khrebet Ulan-Burgasy, Ikatskiy khrebet, Cipinskiye gory — G. F. Gravis, 1964
56. Yablonovyy khrebet — Y. P. Dengin, 1930
57. Borshohovochnyy khrebet — B. V. Ryzov, 1961
58. Upper Amur River Bassin — T. N. Kaplina, 1965
59. Khentey, Yablonovyy khrebet, Borshchovochnyy khrebet, Badzhalskiy khrebet — V. V. Nikolskaya — V. P. Chichagov, 1962
60. Khenty-Borshchovochnyy khrebet — N. V. Bachenina, 1948, V. V. Nikolskaya — D. A. Timofeev — V. P. Chichagov, 1964
61. Lower Amur Bassin-gora Praul — G. S. Geneschin, 1949
62. Khrebet Dzhugdzhur — T. N. Kaplina, 1965
63. Tukuringra-Dzagdy — V. V. Nikolskaya — I. I. Cherbakov, 1956
64. Sikhote Alin — V. V. Solovyev, 1961
65. Sikhote Alin — A. F. Pryaluchina, 1958

II. Mongolia

66. Khangui — H. Richter, 1963

Fig. 5. General map of the occurrences of cryoplanation terraces in Europe described till this time in literature (state — end of 1966)

1. SW England, Northern Coast — A. Guilcher, 1950
2. SW England-Dartmoor — M. T. Te Punga, 1956, R. S. Waters, 1962
3. SW England-Mendip Hills — R. S. Waters, 1962
4. England-NE Yorkshire — K. J. Gregory, 1966
5. France-Bretagne — A. Guilcher, 1950
6. France-Vosges — H. Vogt
7. W-Germany-Harz — J. Hovermann, 1953
8. W-Germany-Schwarzwald — F. Fezer, 1957
9. W-Germany-Odenwald
10. Belgique-Ardenne Montagneuse — E. Gullentops, W. Mullenders, L. Schaillee, E. Gilot, Y. Bastin-Servais, 1966
11. Poland-Karkonosze Mts. — A. Jahn, 1961, 1965, Czechoslovakia-Krkonoše — J. Sekyra, 1964
12. Czechoslovakia-Rychlebske hory Mts. — V. Panos, 1960, A. Ivan, 1965
13. Czechoslovakia-Hruby Jeseník Mts. — T. Czudek — J. Demek, 1961, T. Czudek 1964, J. Demek, 1964
14. Czechoslovakia-Českomoravská vrchovina Highland — J. Demek, 1964
15. Czechoslovakia-Novohradské hory Mts. — J. Demek, 1964
16. Czechoslovakia-Český les Mts. — B. Balatka in J. Demek et cons. 1965
17. Czechoslovakia-Slavkovský les Mts., Tepelská vrchovina Highland — T. Czudek in J. Demek et cons., 1965
18. Czechoslovakia-Krusné hory Mts. — T. Czudek in J. Demek et cons., 1965, G. D. R. — H. Richter, 1965
19. Czechoslovakia-Nizký Jeseník Mts. — T. Czudek in J. Demek et cons., 1965
20. Czechoslovakia-Bobravská vrchovina Highland, J. Demek et cons., 1965
21. Czechoslovakia-Chřibý Mts. — T. Czudek — J. Demek — O. Stehlik, 1961
22. Czechoslovakia-Hostýnské vrchy Mts. — T. Czudek — J. Demek — O. Stehlik, 1961
23. Czechoslovakia-Moravskoslezské Beskydy Mts. — O. Stehlik, 1960
24. Hungary — M. Pecsí, 1963, 1964, 1965
25. Bulgaria-Vitosha Mts. — H. Maruszczak, 1961, J. Demek — J. Smarda, 1964
26. Bulgaria-Rila Mts. — J. Demek — J. Smarda, 1964
27. Faeroe Islands — C. A. Lewis, 1966
28. W-Germany-Niedersächsisches Bergland — J. Sponemann, 1966

JAROMIR DEMEK

PORÓWNANIE TERAS KRIOPLANACYJNYCH SYBERII I EUROPY

Szczegółowe badania teras skalnych występujących w Anglii (Dartmoor), Francji, Belgii, zachodnich Niemczech, Czechosłowacji, Bułgarii i na Węgrzech, a także teras gólcowych w Ałdańskim Nagorju i we wschodnim Sajanie wykazały, że są one podobnego pochodzenia. Są to formy denudacyjne utworzone przez procesy kriogeniczne w strefie klimatu subniwального. W wyniku zrastania się spłaszczeń kriogenicznych powstają powierzchnie krioplanacyjne (kryoplain).

ЯРОМИР ДЕМЕК

СРАВНЕНИЕ КРИОПЛАНАЦИОННЫХ ТЕРРАС СИБИРИ И ЕВРОПЫ

Детальные исследования криопланационных террас, выступающих в Англии, (Дертмур). Франции, Бельгии, Западной Германии, Чехословакии, Болгарии и Венгрии также гольцовых террас в Якутии и Забайкалье — Восточном Саяне, показали, что у них одинаковое происхождение. Эти денудационные формы рельефа, которые образовались под воздействием криогенных процессов в зоне субнивального климата. В результате сливания криогенных поверхностей образуются криопланационные поверхности.

Пер. Б. Миховского

SANDOR LANG
Budapeszt

Problèmes discutés de la genèse du loess en Hongrie

Dyskusyjne zagadnienia pochodzenia lessu na Węgrzech

La classification comparative la plus moderne de loess du Bassin Carpathique, région riche en couches épaisses de loess et en coupes a de nombreuses couches loessiques, fut fondée par M. Pécsi (1965) sur les niveaux de paléosol intercalés dans le loess, sur les phénomènes de sol gelé périglaciaire et sur les propriétés microstratigraphiques des couches de loess. Pécsi a établi un rapport entre la division lithostratigraphique et les conditions d'origine et situation paléomorphologique des diverses couches, en distinguant des variétés éolienne, déluviale, alluviale, éluviale et proluviale du loess, variétés qui constituent des cycles dans les coupes loessiques et qui furent produites par des processus déluviaux, fluviaux, fluvioglaciaux etc. dont les actions s'encroisent dans l'espace et dans le temps, en plus des processus éoliens (déluviaux) notés déjà par R i c h t h o f e n. En partant de la présence de plusieurs cycles de tels dépôts loessiques ou loessoïdes, Pécsi conclut sur l'existence dans le passé du bassin Carpathique de plusieurs épisodes climatiques, au cours du Würm même, épisodes qui ont mené au développement d'une certaine zonation concentrique due à l'isolement climatique du bassin. Cette zonation consiste en de diverses combinaisons de phénomènes de déluvion, solifluxion, pluvionivation, qui modelaient le relief avec une force qui, selon Pécsi (1961, 1962, 1963, 1964) dépasse de beaucoup ce qu'on eut l'habitude de leur attribuer.

En ce qui concerne les types fondamentaux génétiques du loess, d'après la synthèse la plus récente de Pécsi, les couches épaisses de loess qui renferment plusieurs niveaux de paléosol se rencontrent pour la plupart sur les versants secs des monts et collines, sur les terrasses et les flancs des vallées et sur les hauteurs interfluviales, tandis que sur les cônes de déjection composés surtout de graviers, l'épaisseur totale des couches loessoïdes ne dépasse guère 2 m., s'il y en a du tout.

1. Parmi les types principaux du loess, celui des plaines alluviales domine de 1 ou 2 mètres le niveau des plus hautes crues et des bas-fonds des plaines d'inondation. Toutefois, la structure limoneuse, poreuse, loessique de ce type de dépôt est restreinte sur les deux mètres supérieurs de la coupe. Pour Pécsi (l. c.), ce loess est d'origine fluviale, étant identique au loess marécageux de H. H o r u s i t z k y, au loess mouillé de C h o l n o k y. P. T r e i t z, E. S c h e r f, J. S u m e g h y, I. M i h á l t z, A. R ó n a i, M. E r d é l y i et d'autres ont donné des interprétations pareilles de ce type de loess.

Toutefois, des couches pareilles de loess se rencontrent dans plusieurs niveaux et en épaisseurs variées dans la série sédimentaire recouvrant la Grande Plaine Hongroise; elles renferment des faunes tantôt fluviales, tantôt terrestres; pour ce qui est de la genèse de ces dépôts, leur formation directe à partir des limons fluviaux n'est pas prouvée. L'auteur de ces lignes est d'opinion que des dépôts poreux, peu compacts, ressemblant au loess ne peuvent se former directement de tels limons, surtout puisque dans l'eau ou dans la proximité immédiate de celle-ci des animaux purement terrestres tels que les gastéropodes en question n'auraient pu subsister.

2. Dans les régions de sable mouvant, sur les cônes sablonneux de déjection, légèrement au-dessus du niveau des crues, au-dessous de sols steppiques, il y a suivant plusieurs auteurs (L. K á d á r, 1960, M. P é c s i, 1962, 1965, Z. B o r s y, 1961, I. P. G u e r a s s i m o v, 1964) une couche de loess de 3 ou 4 m. d'épaisseur dont la granulométrie, de plus en plus grossière de haut en bas, devient franchement sablonneuse près du mur.

Selon des hypothèses bien connues, ce type de loess est le produit d'une pédogenèse éluviale agissant sur un relief sablonneux. Toutefois, les recherches par le présent auteur font douter d'une continuité micro-minéralogique parfaite entre la base sablonneuse et la couche mince sous-jacente de loess. La manque d'une telle continuité n'exclut pas en elle-même de la dérivation du loess des dépôts sablonneux. Mais le rapport d'âge entre loess et sable n'est pas éclairci de façon satisfaisante. En somme, toute l'hypothèse d'origine éluviale n'est pas prouvée de façon impeccable. Nous ne pouvons pas trop croire à la voie éluviale de pédogenèse non plus. A savoir, le loess dont nous venons de parler est recouvert d'une couche mince de sol de steppe, ce qui fait que la formation du loess par altération purement inorganique (si l'altération était partiellement organique, il faudrait qu'il y ait des particules de paléosol dans le loess), nous paraît fort peu probable.

3. Dans plusieurs coupes de loess sur les versants des piémonts et des collines, les loess et les dépôts loessoïdes appartiennent — selon les examinations microstratigraphiques en trois dimensions, introduites par Pécsi (1962, 1963, 1964, 1965) — au groupe des loess de versants, des loess déluviaux, dont la déposition fut effectuée par des phénomènes de solifluxion ou de pluvionivation. De plus, pour Pécsi, les pluies et les eaux de fonte produisent des dépôts pareils aux pieds des versants et en marge des plaines des vallées.

Une telle origine du loess déluvial et des dépôts loessoïdes peut en effet être prouvée. Il reste cependant le problème de l'origine du matériel poussiéreux dont s'est formé le loess. Ce que nous désirons ajouter aux idées qui viennent d'être esquissées, c'est, primo, que les déluvions devraient contenir aussi des produits de remaniement des dépôts interstadiaux ou interglaciaux, produits qui devraient manifester des traces de formation ou altération sous un climat plus tempéré, subtropical même. (A savoir, si même de nos jours il y a un certain remaniement déluvial sur les basses parties des versants, il faut forcément qu'il y en ait eu aussi au cours des périodes interstadiées du Pléistocène). Secundo, l'introduction de la pluvionivation parmi les facteurs qui doivent servir à interpréter et expliquer la formation des dépôts déluviaux des versants est un signe d'une complexité croissante, puisque Pécsi n'a parlé au début que de gélisolifluxion.

Selon l'auteur, le naturel soit loessique, soit peu loessique d'un dépôt déluvial, dépend en premier lieu de la proportion des poussières éoliennes dans le matériel manié ou remanié par les processus agissant sur les versants, puisque la formation de poussière par gel et dégel sous un climat froid, plus ou moins humide, glacial, à couverture de neige n'a pu avoir une trop grande importance.

4. La couverture mince, non stratifiée, loessique des plateaux peu accidentés s'appelle loess des plateaux. Ailleurs, par exemple sur les versants à pente douce, les coupes épaisses de loess montrent l'alternance de couches de loess stratifié, déluvial, et de loess non stratifié, éolien, ce qui indique — dans le contexte par exemple de la dernière période glaciaire — l'alternance répétée (Pécsi, 1965) du processus éolien (dans les épisodes périglaciaires relativement secs et froids) et du processus déluvial (dans les épisodes humides mais froids). Dans ces derniers épisodes, il y avait des toundras en pente ainsi que formation de loess des versants; les toundras ont toutefois produit aussi des dépôts de versants non-loessoïdes. Les épisodes périglaciaires, froids et secs, sont caractérisés par la formation de coins de glace en surface, remplis selon Pécsi par du loess ou du sable mouvant.

Puisque toute région où il y a la formation de loess reçoit une certaine quantité de précipitations, de pluie surtout, toute sorte de loess est, à notre avis, plus ou moins déluviale en principe, et ceci même dans le cas où le faciès est éolien de façon prépondérante: les grains de poussière ne se trouvent presque jamais exactement là où ils sont tombés originellement. Toutefois, le processus déluvial s'est fortement accéléré et intensifié au cours des épisodes glaciaires humides, comme l'a très correctement fait remarquer Pécsi. Toutefois, Pécsi et ses collaborateurs attribuent parfois un rôle un peu exagéré aux déluvions. Sur les versants à quelques degrés de pente, longs de quelques kilomètres et dépourvus de tout affleurement de roche-mère, il paraît que les couches classées par eux comme déluvions devraient être considérées plutôt comme des variétés altérées de dépôts de poussière éolienne essentiellement en place, faute de preuves convaincantes d'une origine déluviale. Il est très peu probable que les traces des couches sous-jacentes, pannoniennes ou tertiaires, ou des formations éruptives par endroits, soient retrouvées sous forme de débris ou de minéraux lourds ou légers dans toutes les couches qui sont maintenant classées comme déluviales. De même, il serait faux d'ignorer l'opinion de L. Ádám (1965) pour qui les loess déluviaux de versants ne constituent pas du tout une catégorie génétique à part.

5. Selon M. Pécsi (1962, 1965), les niveaux de sol fossile sont, vu leur nombre élevé dans certaines coupes de loess, des produits d'une genèse spéciale, en fonction du relief et du climat au temps de leur formation, puisque cette dernière a eu lieu au cours des épisodes climatiques qui ne mirent ni l'accumulation éolienne ni déluviale. Certains climats ont mené à la formation de sols forestiers, d'autres à des sols steppiques. C'est surtout dans les coupes plus ou moins complètes du Pléistocène supérieur, sur les pentes à exposition méridionale, que les chernozem, les sols bruns steppiques, les sols de steppe arboré et les semipédolites sont plus fréquents, tandis que sur les versants à exposition boréale ce sont les couches épaisses, non stratifiées, de loess qui dominant.

De plus, Pécsi (1965) a fait mention de l'alternance des périodes de dénudation et d'érosion, alternance qui a souvent pour conséquence l'inversion du relief dans les pays de collines composées de sédiments peu compacts. Ces événements, combinés avec des intercalations de paléosols et de semipédolites, compliquent encore l'image de l'évolution par leurs hiatus d'érosion. La formation de vallons en barceau a par endroits interrompu la formation des loess et des niveaux de paléosol, en produisant des loess de versants et la duplication des niveaux de paléosol. La sculpture des vallons en barceau fut souvent fort intense par suite des phénomènes périglaciaires tels que la solifluxion et le déplacement des masses par gravité. Pour l'auteur de ces lignes, ces vallons sont liés aux vallées formées au cours des périodes interstadiales et peut-être aussi aux mouvements épirogénétiques, tout autant qu'à l'inversion du relief.

En résumé, l'auteur est d'opinion que, parmi les types de loess qu'on vient d'énumérer, les loess déluviaux, fluviaux et éluviaux ne peuvent représenter que quelques pour-cent de la masse totale des loess de la Hongrie. Dans le monde entier, leur pourcentage ne peut être beaucoup plus élevé non plus, ni en volume, ni en étendue. Les explications génétiques données par Pécsi et les exemples cités en corroboration ne sont pas suffisamment prouvés. D'après l'auteur la genèse des types énumérés n'est pas encore éclaircie de façon satisfaisante. Par exemple, les rapports minéralogiques et pétrographiques entre loess éluvial, déluvions et roche-mère doivent être établis en plus de détail. Tant que le loess "éluvial" renferme des gastéropodes, ou de la faune en général, ou des outils préhistoriques, il n'est pas justifié de parler d'une formation éluviale proprement dite. Les dépôts de versants déluviaux exigent eux aussi des examinations microstratigraphiques plus détaillées, car les conditions d'origine de leur fraction poussiéreuse sont bien discutables: il n'est pas évident du tout que le gel et le dégel peuvent produire de telles quantités de poussière quartzeuse au-dessus de roches-mère non quartzes. Un autre facteur à soulever est la dureté variée des roches, précondition très peu favorable à l'altération et la pedogenèse éluviales: il devrait y avoir du débris, de comminution ou à moitié altéré, dans le loess, sauf si la fraction des fines fut éloignée par quelque mécanisme de la fraction grossières. Souvent, toutefois, il n'y a pas trace de tels événements: par exemple, pour un loess pur à faune de gastéropodes, gisant sur un granite, il est, faute de morceaux de granite dans le loess, très invraisemblable que l'origine en ait été soit éluviale, soit déluviale, soit fluviale.

De plus, il faudrait aspirer à des déterminations précises d'âge de C^{14} , par exemple couche par couche ou décimètre par décimètre, aussi pour les paléosols et semipédolites. La comparaison des résultats serait particulièrement intéressante pour les profils microstratigraphiques des coupes de loess déluvial. Si ces procédés spéciaux apportent la preuve indiscutable de l'origine éluviale, déluviale, ou fluviale de certains loess, nous ne manquerons pas à les féliciter; jusqu'à ce jour nous resteront cependant fidèles à l'hypothèse selon laquelle la grande majorité des loess est d'origine éolienne, le reste étant déluvial (c'est-à-dire, la poussière éolienne en fut remaniée par voie déluviale), sans rejeter l'origine éluviale, déluviale glaciaire ou périglaciaire de certaines menues fractions de la poussière.

Ce que nous venons de dire est confirmé entre autres aussi par le fait que même selon Pécsi (1965), les successions sédimentaires des cou-

pes individuelles de loess en Hongrie ne sont pas tout à fait identiques, et à cause de leurs lacunes et manques, nulle d'entre elles ne peut être acceptée comme coupe de base, bien que les cycles sédimentaires dans le cadre des coupes épaisses individuelles montrent des successions identiques, étant composées de sédiments à genèse pareille.

LITTÉRATURE

- Adam L. (1965). *A tolnai — dombság kialakulása és természetföldrajzi tájértékelése. (L'évolution de la superficie de Tolna...)*. Kandidátusi értekezés (Dissertation candidate de l'Académie Hongroise. Manuscrit. Sans résumé).
- Borsy Z. (1961). *A Nyírség természefi földrajza (Géogr. Phys. de la Nyírség)*. „Földr. Monogr.” V. (Résumé en allemand et en russe).
- Cholnoky J. (1910). *Az Alföld felszine (La superficie de l'Alföld)*. „Földrajzi Közl.” 413—436, XXXIX.
- Dylik J. (1963). *Magyarország periglaciális problémái. (Les problèmes périglaciaires de la Hongrie)*. „Földrajzi Ért.” XII. 4.
- Erdélyi M. (1960). *Geomorfológiai megfigyelések Dunaföldvár, Solt... környékén. (Observations géomorphologiques de l'environ Dunaföldvár...)*. „Földrajzi Közl.” LXXXIII. 257—276.
- Guerrassimov I. P. (1955). *Kína löszei és eredetük. (L'origine des loess de la Chine)*. Izveszt. Ser. Geogr.
- Hahn Gy. (1965). *Übersicht der ungarischen Löss-Literatur*. INQUA Sub-Commission for Loess-Stratigraphy. Conference in Budapest.
- Horowitzky H. (1903). *Über den diluvialen Sumpflöss*. „Földtani Közl.” XXIII. 267—274.
- Kádár L. (1956). *Die Abhängigkeit der Terrassen und Lössbildung von den quartären Klimaveränderungen in Ungarn*. „Biuletyn Peryglacjalny”, 371—404.
- Kádár L. (1960). *Climatical and other conditions of loess formation*. In: Miklós Gy. — *Studies in Hungarian geogr. sciences*. Budapest, 17—25.
- Miháلتz I. (1953). *La division des sédiments quaternaires de l'Alföld*. „Acta geol.” Budapest, 109—121.
- Pécsi M. (1961). *Die wichtigsten Ergebnisse geomorphologischer Forschungen des Quartärs in Ungarn*. Inst. Geol. Pr. 34. INQUA. Warszawa, 287.
- Pécsi M. (1962). *Die pleistozänen Hangsedimente Ungarns und ihre Entstehung*. „Földrajzi Ért.” XI. 1. 19—35.
- Pécsi M. (1963). *Die periglazialen Erscheinungen in Ungarn*. „Petermanns Geogr. Mitt.”, 161—182.
- Pécsi M. (1964). *Chronological problems of the patterned soils of Hungary*. „Biuletyn Peryglacjalny”, 279—293.
- Pécsi M. (1965). *Zur Frage der Typen der Löss und lössartigen Sedimente im Karpatenbecken... „Földrajzi Közl.” LXXXVI, 305—356.*
- Rónai A. (1962). *Angrenzung der Quartärformationen Transdanubiens und der Tiefebene bei Paks und Szekszárd*. „Földtani Int. Évi Jel.”, 19—30.
- Scherf E. (1938). *Versuch einer Einteilung des ungarischen Pleistozäns auf moderner polyglazialistischer Grundlage*. „Verhand. d. III. Internat. Quartär. Konferenz”. Wien.
- Süme gy J. (1953). *A magyarországi pleisztocén összefoglaló ismertetése. (La formation Pleistocene en Hongrie)*. „Magyar All. Földtani Int. Évi Jel.”, 395—404.
- Treitz P. (1913). *Talajgeográfia (Pédologie)*, „Földtani Közl.”, 225—277. (Sans résumé).

SANDOR LANG

DISKUSYJNE ZAGADNIENIA POCHODZENIA LESSU NA WĘGRZECH

Autor ustosunkowuje się krytycznie do dotychczasowych poglądów o pochodzeniu różnych typów lessów (aluwialnych, deluwialnych, wysoczyznowych) oraz gleb kopalnych i półpedolitów na obszarze Węgier. Uważa, że większość lessów jest pochodzenia eolicznego. Stwierdza potrzebę oparcia dotychczasowych rozważań na wynikach wszechstronnych, szczegółowych analiz lessów i utworów lessopodobnych.

ШАНДОР ЛЯНГ

ДИСКУССИОННЫЕ ВОПРОСЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ЛЕССА В ВЕНГРИИ

Автор критически относится к господствующим взглядам на происхождение разных типов лессов (наносных, делювиальных, выступающих на возвышенностях), а также ископаемых почв и полупедолитов на территории Венгрии. Автор считает, что преобладающая масса лессов золотого происхождения и констатирует, что все рассуждения необходимо проводить на основе обстоятельных анализов лессов и лессоподобных образований.

Пер. Б. Миховского

EDWARD RÜHLE
Warszawa

Metoda paleogeomorfologiczna w geologii

The paleogeomorphological method in geology

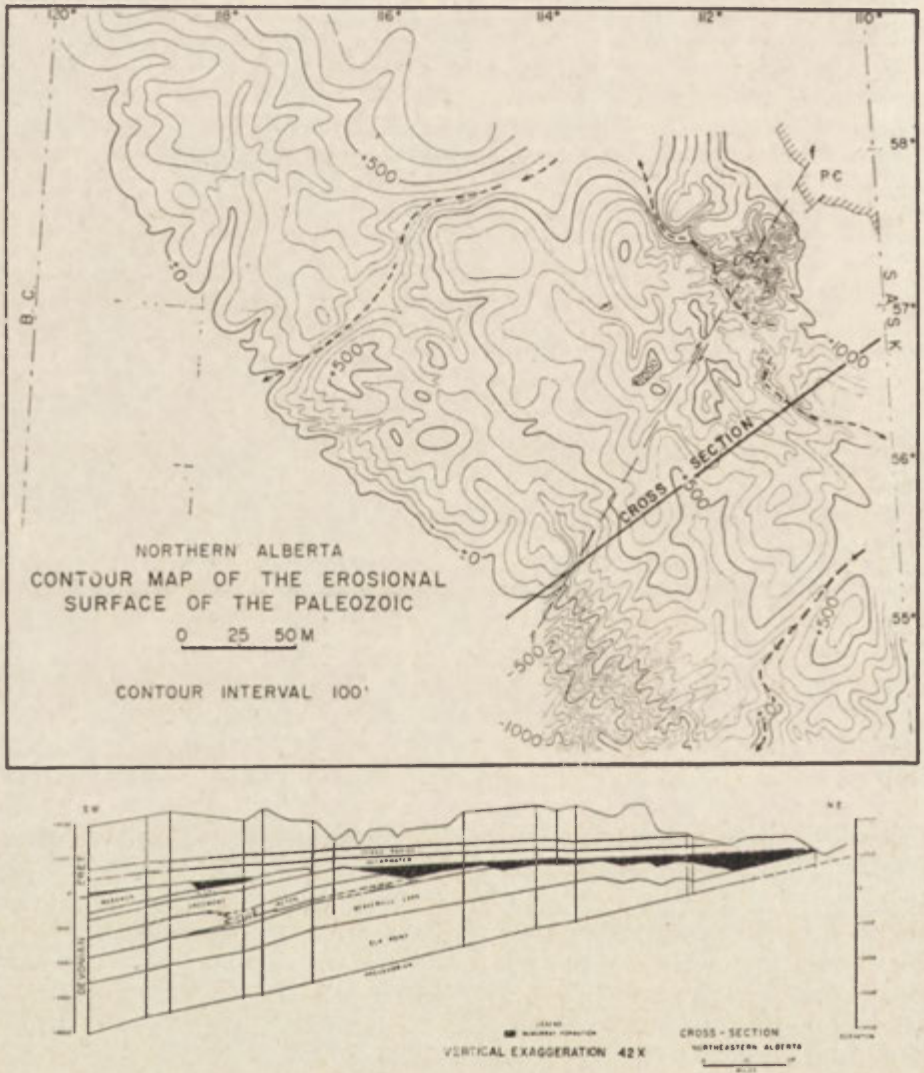
Zarys treści. Jedną z metod stosowanych w geologii jest paleogeomorfologia, w której zakres wchodzi badania elementów rzeźby kopalnej. Metoda ta znana od 20 lat, wykorzystywana jest w badaniach regionalnych, jednakże największe usługi oddaje w pracach poszukiwawczo-rozpoznawczych a przede wszystkim w poszukiwaniach złóż bituminów, rozsypanych złóż metali szlachetnych i kolorowych a także skupień pierwiastków rzadkich. Coraz szerzej metodę paleogeomorfologiczną stosuje się w badaniach geologiczno-inżynierskich i hydrogeologicznych.

Paleogeomorfologia jako metoda stosowana we współczesnych badaniach geologicznych ma zaledwie 20-letnią historię. Mimo to w literaturze amerykańskiej i radzieckiej istnieje już kilkadziesiąt publikacji o tej tematyce. Obejmują one prace z zakresu geologii regionalnej i poszukiwawczej oraz geologii inżynierskiej i hydrogeologii.

Pojęcia paleogeomorfologii używał już wielokrotnie M. Kay (3) w swej pracy dotyczącej rozwoju paleogeograficznego perspektywicznych serii roponośnych. Nowoczesną jednak definicję tego terminu podał po raz pierwszy W. D. Thornbury w 1954 r. w wielkim podręczniku geomorfologii. Zgodnie z tą definicją rozszerzoną następnie przez M. Klimaszewskiego (4), E. Martina (7, 8) i innych w zakres paleogeomorfologii wchodzi badania rzeźby pogrzebanej, w tym również form znajdujących się na dnie morza.

I. Paleogeomorfologia w poszukiwaniach złóż bituminów

Metoda paleogeomorfologiczna ma w ostatnich latach coraz szersze zastosowanie w poszukiwaniach ropy naftowej i gazu ziemnego. Poczynając od 1960 r. duża grupa geologów naftowych, wśród których należy wymienić Le Granda (5), Mc Kee'a E. M. (10), R. Martina i F. G. S. Jamina (8, 9), podkreśla znaczenie metody paleogeomorfologicznej w badaniach perspektywicznych obszarów roponośnych w Kanadzie i w Stanach Zjednoczonych. Na temat ogólnej klasyfikacji pogrzebanych form toczy się ożywiona dyskusja. A. I. Levorsen (6) w II wydaniu "Geology of Petroleum" interpretuje paleogeomorfologiczne pułapki ropy jako pułapki typu stratygraficznego. Elementy zaś paleogeomorfologiczne określa terminem paleotopografia.



Ryc. 1. Mapa powierzchni erozyjnej stropu paleozoiku północnej części prowincji Alberta w Kanadzie. Przekrój z SW na NE wskazuje na położenie pułapek ropy naftowej leżących niezgodnie między powierzchnią paleozoiczną a utworami kredy

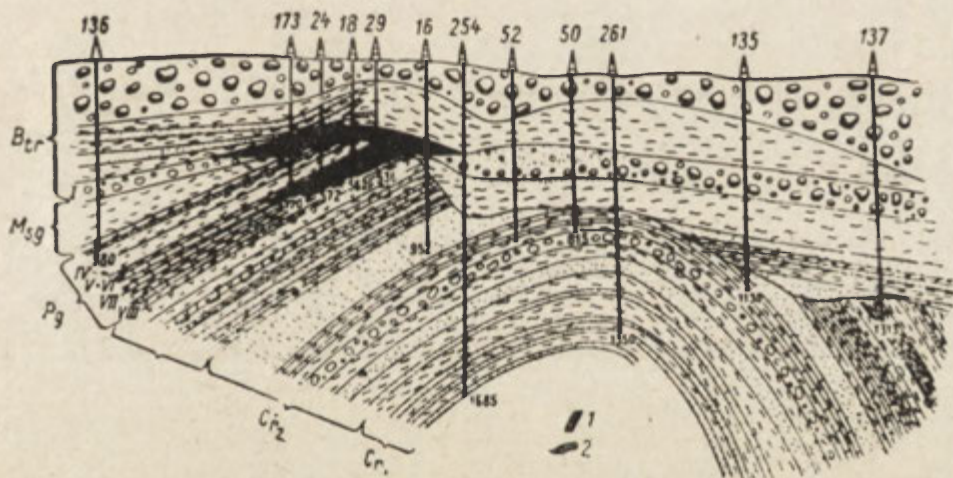
Map showing erosive surface of top of Paleozoic in the northern part of the Alberta province in Canada. A SW-NE section reveals the position of crude oil pockets resting discordantly between the Paleozoic surface and Cretaceous sediments

Inicjatorem i wielkim zwolennikiem stosowania metody paleogeomorfologicznej w poszukiwaniach ropy naftowej jest R. Martin (7, 8, 9). Zgodnie z jego poglądem pułapki węglowodorów dzieli się na trzy równorzędne typy: pułapki stratygraficzne, paleogeomorfologiczne i strukturalne oraz pułapki typu złożonego. Złoża węglowodorów mogą powstawać w wyniku „pośrednich” lub „bezpośrednich” procesów paleo-

geomorfologicznych. Na obszarze Kanady i w niektórych regionach Stanów Zjednoczonych stwierdzono, że najdogodniejsze miejsca dla koncentracji węglowodorów znajdują się w ściśle określonej sytuacji paleogeomorfologicznej.

W Związku Radzieckim metodę paleogeomorfologiczną jako metodę pomocniczą w poszukiwaniach złóż bituminów zaczyna się ostatnio stosować w coraz szerszym zakresie (11). Między innymi na obszarze platformy wschodnio-europejskiej G. I. Raskatow (12) proponuje, ażeby obok typowych opracowań opartych na interpretacji pomiarów geofizycznych i badań geologicznych, konstruować mapy powierzchni kopalnych od prekambriu do podłoża czwartorzędu, zaznaczając doliny rzeczne i analizując ich ewolucję w wyniku lokalnych i regionalnych zmian podstawy erozyjnej itd.

Wśród wielu przykładów można przytoczyć analizy form kopalnych w poszukiwaniach wtórnego złoża ropy naftowej w łałamskiej strukturze w Ferganie. A. M. Hutorow (2) stwierdził, że pierwotne złożo związane było z antyklina zbudowaną z osadów paleogeńskich i dolno-



Ryc. 2. Poprzeczny przekrój łałamskiej struktury w Ferganie, wg A. M. Hutorowa (1958). W osadach kredy (Cr_1 i Cr_2), paleogenu (Pg) i dolnego neogenu (Msg) — powstała kuesta — na niej leżą niezgodnie osady górnego miocenu. Pierwotne paleogeńskie złożo ropy naftowej (1), częściowo przeniknęło w górny neogen, tworząc złożo wtórne (2)

Transverse section of the Alamsy structure in Fergana, by A. M. Hutorow (1958). In sediments of the Cretaceous (Cr_1 and Cr_2), the Paleogene (Pg) and the Lower Neogene (Msg) a cuesta has developed, with Upper Miocene sediments deposited discordantly upon it. The primary Paleogene crude oil deposit (1) has partly penetrated the Upper Neogene forming a secondary deposit (2)

neogeńskich. W środkowym neogenie wskutek silnej erozji nastąpiło ścięcie struktury i powstała kuesta, odsłaniając wychodnie poziomów roponośnych. W górnym neogenie kuestę przykryły niezgodnie leżące osady lądowe, zlepieńce i piaskowce oraz izolujące ropę naftową ropy. Ta wnikliwa interpretacja paleogeomorfologiczna pozwoliła na odkrycie i okonturowanie interesującego złoża ropy naftowej.

Analiza pogrzebanych form terenu i interpretacje ich genezy oraz wieku stosowane były wielokrotnie również w badaniach złóż węgla kamiennego i brunatnego. Przykładów można znaleźć wiele, wystarczy wymienić prace K. Keilhacka (1927), na temat poszukiwań trzeciorzędowych złóż węgla brunatnych w Niemczech, A. W. Habakowa (1948), W. I. Tuszikowa (1966) dotyczące węgla wieku triasowego na Uralu itd.

II. Paleogeomorfologia w poszukiwaniach złóż rozsypowych

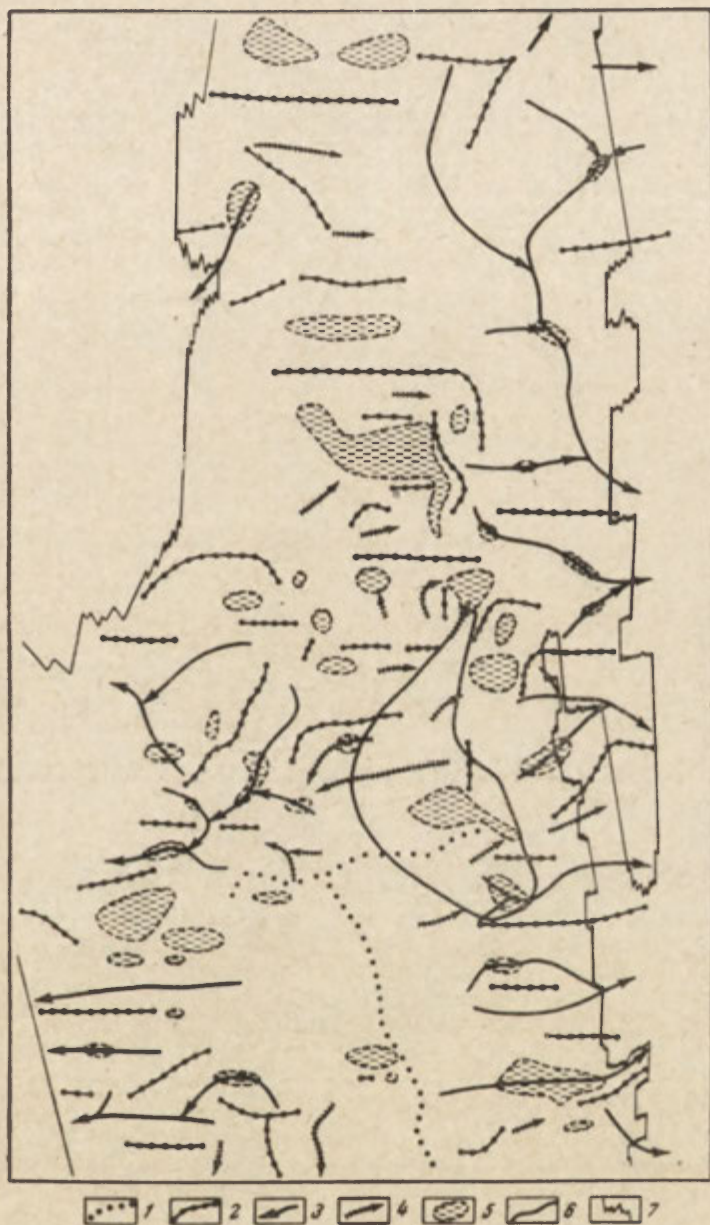
Na temat zastosowania metod paleogeomorfologicznych w poszukiwaniach złóż rozsypowych istnieje bardzo szeroka literatura w Związku Radzieckim. Już w czasie II narady dotyczącej badań geomorfologicznych w 1959 r. A. W. Sidorenko (14) zwrócił uwagę na ich znaczenie dla odkrycia złóż rozsypowych na obszarze północno-zachodniej europejskiej części ZSRR.

Złoża rozsypowe powstają w ściśle określonych miejscach. Analiza rzeźby przykrytej luźnym nakładem pozwala na wykrycie miejsca, gdzie zachodziły procesy denudacyjne i erozyjne, dogodne dla utworzenia się i zachowania rozsypów. Konieczne jest jednak przedtem ogólne poznanie budowy geologicznej i określenie miejsca pierwotnego występowania minerałów.

Zastosowanie metody paleogeomorfologicznej w badaniach złóż rozsypowych jest tematem referatów opublikowanych w „Geologii rozsypiej” (1), a wygłoszonych na II naradzie dotyczącej geologii złóż rozsypowych. Złoża tego typu dają przeważającą część wydobycia niektórych minerałów w Związku Radzieckim (w %: złota 67, platyny 100, cyny 26, tytanu 40, cyrkonu 85, diamentów 25 itd.). W badaniach geomorfologicznych i paleogeomorfologicznych mających na celu wykrycie złóż rozsypowych należy odtworzyć rzeźbę podłoża skał sypkich analizując przede wszystkim pogrzebane i współczesne doliny rzeczne, a więc przebieg koryt, podcięcia meandrowe, stoki, wyspy, tarasy erozyjno-akumulacyjne różnego wieku. Szczególną uwagę zwraca się na badania martwych dolin, zagłębień krasowych, stożków napływowych, stoków dolin oraz obszarów wododziałowych. Badania paleogeomorfologiczne obejmują również wały akumulacyjne i linię brzegową mórz, której odtworzenie ma duże znaczenie w poszukiwaniu koncentracji minerałów rzadkich.

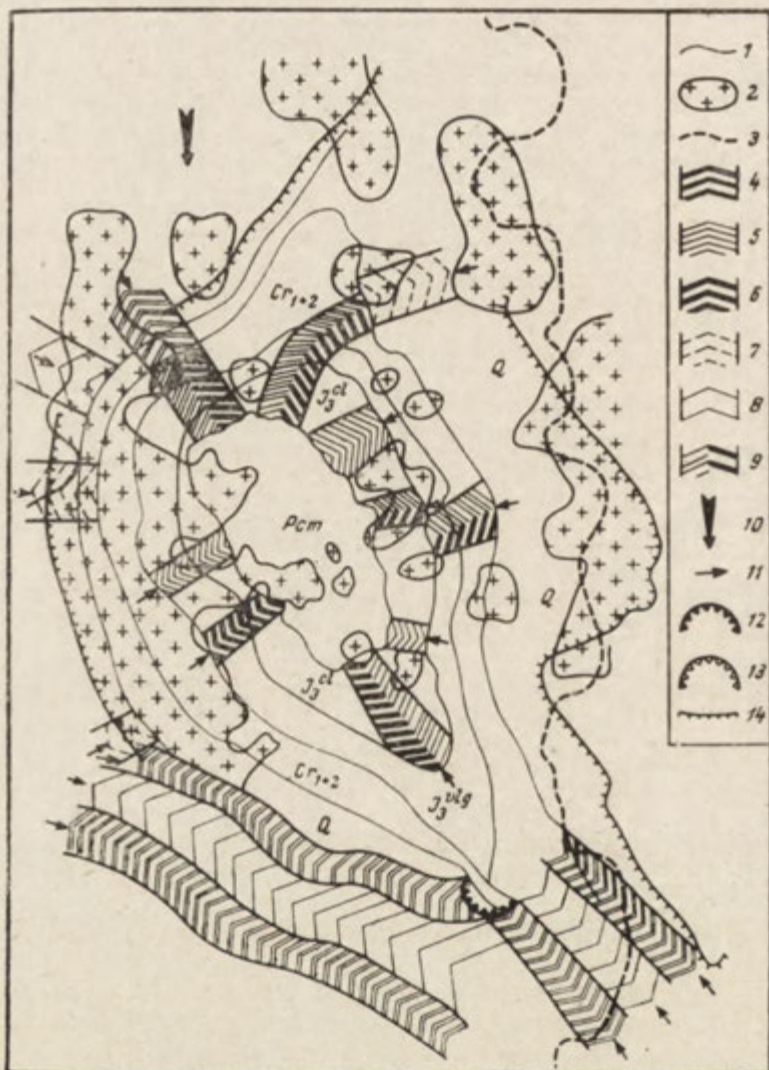
III. Paleogeomorfologia w geologii inżynierskiej i hydrogeologii

W górnictwie odkrywkowym poważnym problemem są zsuwy, spełnięcia, usypiska itp. tworzące się na stokach odkrywek i wykopów i powodujące liczne awarie a często i przerwy w eksploatacji. Ustalenie najbardziej dogodnego kąta upadu stoków kopalni ma więc wielkie znaczenie. Wśród różnych metod badawczych wprowadzono również i analizę paleogeomorfologicznych warunków obszaru kopalni i najbliższej okolicy. Poznanie kopalnego reliefu warstw wodoszczelnych pozwala najekonomiczniej i najszybciej prowadzić prace eksploatacyjne.



Ryc. 3. Schematyczne rozmieszczenie starych dolin i wododziałów na podłożu albu (kreda środkowa) w środkowej i północnej części złoża Michajłowskiego, wg W. T. Ternowskiej (1966). 1 — główny wododział, 2 — podrzędne wododziały, 3 — stare doliny, 4 — stare wąwozy, 5 — bezodpływowe zagłębienia, 6 — kontur odkrywki złoża, 7 — granica zasięgu kwarcytów żelazistych

Schematic distribution of ancient valleys and divides on Albian substratum (Middle Cretaceous) in the central and northern part of Michajłowski bed, by W. T. Ternowskaya (1966). 1 — main divide, 2 — secondary divides, 3 — ancient valleys, 4 — ancient ravines, 5 — drainageless depressions, 6 — contours of bed exposure, 7 — limit of extent of ferrous quartzites



Ryc. 4. Mapa inżyniersko-geologiczna odkrywki Michajłowskiego złoża, wg W. T. Ternowskiej (1966). 1 — granice geologiczne, 2 — odsłonięcia kwarcytów, 3 — granice wyklinowujących się osadów batonu. Genetyczne typy wód podziemnych, 4 — podziemne łóżysko stoku pierwszego typu, 5—9 — podziemne łóżysko stoku drugiego, trzeciego itd. typu, 10 — główne kierunki dopływu wód podziemnych, 11 — zbiorowy dopływ wód podziemnych, 12 — osuwisko, 13 — nisza osuwiskowa, 14 — kontur odkrywki

Engineering geologic map showing exposure of Michajłowski bed, by W. T. Ternowskaya (1966). 1 — geological boundaries, 2 — quartzite exposure, 3 — limits of outwedging Bathonian stratum. Genetic types of subterranean waters, 4 — underground channel of first-type slope, 5—9 — underground channels of second, third, etc. type slopes, 10 — main directions of inflow of subterranean waters, 11 — collective inflow of subterranean waters, 12 — land slide, 13 — slide niche, 14 — contours of exposure

Interesującym przykładem zastosowania metody paleogeomorfologicznej dla rozwiązania zagadnień geologiczno-inżynierskich i hydrogeologicznych są złoża Lebedzińskie i Michajłowskie na obszarze Kurskiej Anomalii Magnetycznej — KMA (15, 16). Ilustracją wagi badań nad stokami wyrobisk w wymienionych kopalniach był fakt, że zmiana nachylenia stoku odkrywki o 1° mogła spowodować wzrost urobku o 400 000—500 000 m³ na 1 km obwodu wykopu.

Zadania stojące przed geologami inżynierskimi były więc bardzo trudne, zważywszy, że odkrywki miały po 500 m głębokości. Skały prekambriu, w których występowały kwarcyty żelaziste podlegały długotrwałej erozji, w wyniku której powstały deniwelacje dochodzące do 250 m. W okresach późniejszych (np. środkowa jura i środkowa kreda) obszar KMA kilkakrotnie był wypiętrzany i stanowił łąd, na którym rozwijała się różnokierunkowa sieć rzeczna oraz odbywały się procesy wietrzenia i denudacji.

Badania prowadzone na wyrobiskach KMA wykazały, że wielkie znaczenie dla ustalenia kierunku dopływu wód do stoków odkrywek ma dobre poznanie rzeźby powierzchni skał osadowych na przestrzeni całej historii geologicznej tego obszaru. Analiza starych denudacyjnych powierzchni pozwala wyjaśnić i wskazać pogrzebane wzniesienia, zapadliska, doliny i stoki, co znacznie ułatwia ustalenie dróg przepływu wód podziemnych i tym samym ma poważne znaczenie dla rozwiązania zagadnień hydrogeologicznych przy budowie kopalni odkrywkowej. Problemy paleogeomorfologii w geologii inżynierskiej i hydrogeologii na obszarze Kurskiej Anomalii Magnetycznej zostały przedstawione w zbiorowym opracowaniu W. T. Ternowskiej, F. W. Artinikowej, W. N. Słania nowa (16).

*

W zakończeniu artykułu należy podkreślić coraz poważniejsze zastosowanie metody paleogeomorfologicznej w ogólnych badaniach geologicznych. Jest ona pomocna na przykład w rozwiązywaniu zagadnień stratygraficznych, a szczególnie czwartorzędu. Bardzo interesujące ujęcie zjawisk zachodzących w czwartorzędzie na obszarze Polski z licznymi szkicami paleogeomorfologicznymi daje S. Z. Różycki (13). Również w rozwiązaniach na temat tektoniki analiza form paleogeomorfologicznych może mieć duże znaczenie.

Instytut Geologiczny

WYBRANE PUBLIKACJE

- (1) Geologija rozsy piej (1965). AN SSSR — Otd. nauk o Zemle.
- (2) Hutorow A. M. (1958). O formirowanji wtorigznych zalezey niefti w Ferganskoj depresji. Geol. Nieft, Nr 7.
- (3) Kay M. (1945). *Paleogeographic and palinspastic maps*. Am. Assoc. Petroleum Geologists. Bull., v. 20 Nr 4 (Apr.).

- (4) Klimaszewski M. (1961). *Geomorfologia ogólna*. Warszawa, PWN.
- (5) Le Grand H. E. (1960). *Metaphor in geomorphic expression*. Jour. Geology, v. 60, Nr 5, (Sept.).
- (6) Levorsen A. I. (1966). *Geology of Petroleum*. Second Edition, W. H. Freeman and Company.
- (7) Martin R. (1960). *Principles of paleogeomorphology*. Can. Mining and Metall Bull., v. 53, nr 579 (July).
- (8) Martin R. (1966). *Paleogeomorphology and its application to exploration for oil and gas* (With examples from western Canada). Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 50, Nr 10, (October).
- (9) Martin R. and Jamin F. G. S. (1963). *Paleogeomorphology of the buried Devonian landscape in northeastern Alberta* in K. A. Clark Volume, a collection of papers on the Athabaska oil sands. Res. Council Alta., Information, ser. 45.
- (10) Mc Kee E. M. (1963). *Paleogeomorphology, a practical exploration technique*. Oil and Gas Jour., v. 61, Nr 42 (Oct. 21) 19.
- (11) Metodika poiskowo-razwiedocznych rabot na nieft i gaz. Niedra 1964.
- (12) Raskatow G. I. (1966). *O primienieniji geomorfologiczeskogo metoda dla poznania tektoniki kristaliczeskogo fundamenta platformy (Na primerie Woroneżskoj anteklizy)* Sow. Geol. Nr 7.
- (13) Różycki St. Zb. (1961). *Traits principaux de la stratigraphie et de la paleomorphologie de la Pologne pendant le Quaternaire*. Report of the VIth Intern. Congress on Quaternary.
- (14) Sidorenko A. W. (1959). *Geomorfologiczeskije predposylki poiskow rozsy-piej na siewierozapawoj Jednopejskoj czasti SSSR*. OGGH. AN SSSR, Mat. II geomorfoł. sowiesz.
- (15) Ternowskaja W. T. (1963). *Wlijanije pogrebiennych form reliefa na raz-witje deformacji otkosow karierow*. KMA. Biul. MOIP, ser. geol. Nr 3.
- (16) Ternowskaja W. T., Artinikow E. W., Sławianow W. N. (1966). *Paleogeomorfołogiczeskij metod prognoza deformacji gornych porod*. Izd. Nauka.
- (17) Thornbury W. D. (1954). *Principles of geomorphology*, New York, Wiley et Sons.

ЭДВАРД РЮЛЕ

ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ МЕТОД В ГЕОЛОГИИ

Палеогеоморфология — один из методов применяемых в геологии — задачей которого является исследование элементов ископаемого рельефа. Этот метод известный уже 20 лет, применяется при региональных исследованиях. Но наибольшие услуги он оказывает в поисковых работах, а главным образом в поисках нефти и газа, россыпных месторождений, а также скоплений редких элементов. Палеогеоморфологический метод находит все более широкое применение в инженерно-геологических и гидрогеологических исследованиях.

Пер Б. Миховского

EDWARD RÜHLE

THE PALEOGEOMORPHOLOGICAL METHOD IN GEOLOGY

One of the methods applied in geology is paleogeomorphology which embraces examinations of the elements of the fossil relief. In the search for bitumens studies of this kind are being made on a large scale in Canada and the United States as well as in the Soviet Union (2, 3, 5, 7, 9, 11). The paleogeomorphological method is also of great importance to the search for dispersed deposits of perfect and coloured metals and concentrations of rare minerals. A big progress can be observed in the Soviet Union in the research and search works carried out there (1, 14).

Last years in connection with the building of open-cast mines at 500 m depth in the Kursk Magnetic Anomaly there were applied paleogeomorphological researches for solving problems of engineering geology, and hydrogeology with positive results (15, 16).

The interesting results were also obtained by applying the paleogeomorphological method in the stratigraphical geology, especially as regards the Quaternary researches, for example investigations in the territory of Poland (13).

J. P. BAKKER, F. J. P. M. KWAAD, H. J. MÜLLER
Amsterdam

Einige vorläufige Bemerkungen über Salz- und Tonsprengung besonders in Hinblick auf Granit

*Kilka tymczasowych uwag o rozsadzaniu skał przez sole i ility
ze szczególnym uwzględnieniem granitu*

Bekanntlich war es Hans Mortensen, der 1933 seine Theorie der Salzsprengung in ihrer Bedeutung für die regionalklimatische Gliederung der Wüsten aufstellte. Diese Theorie ist auf die Tatsache gegründet, dass für die Bildung von entwässerten Salzen und Hydraten massgebende Übergangstemperaturen und Dampfspannungen, Volumenveränderungen, Druckkräfte und eine entsprechende Geschwindigkeit der bezüglichen Prozesse in Wüsten vorhanden sind.

Wir entnehmen hier aus Mortensens Publikation seine Betrachtung über die Umkristallisierung von Glaubersalz in Thenardit bei 32,4°C: aus Na_2SO_4 — Lösung kristallisiert unter 32,4° das Hydrat $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ (Dichte 1,49), Glaubersalz. Bei mehr als 32,4°C entsteht wasserfreies Na_2SO_4 (Dichte 2,70), Thenardit aus der Lösung. Durch Lösungsgenossen wird der Übergangspunkt erniedrigt; z. B. kann er nach Meyerhoffer und Saunders durch NaCl auf 17,9°, nach Massink durch NaNO_3 (Salpeter) auf 24,2°, nach Van't Hoff und Meyerhoffer durch $\text{MgSO}_4 + \text{K}_2\text{SO}_4$ auf 13,7° erniedrigt werden.

Über die zu den jeweiligen Temperaturen gehörenden Dampfspannungen gibt folgende Tabelle (nach Wuite) Auskunft.

Die Geschwindigkeit der Vorgänge ist erheblich. Nach Tschermak verliert Glaubersalz in Luft mit 0,64 mm Wasserdampfspannung in einem Tag seinem ganzen Wassergehalt und nimmt ihn in wasserdampfgesättigter Luft entsprechend schnell wieder auf. Nach Boulangier und Urbain wird Glaubersalz an freier Luft bei 39°C in 20 Minuten entwässert.

Die Volumenvergrößerung bei der Hydratation beträgt 308%. Bei dem Übergang bei 0° von Thenardit in Glaubersalz berechnet Mortensen einen Hydratationsdruck von 670¹ Atmosphären. In seiner Hydratationstheorie erhielt Mortensen für die Namib u.a.: $\text{Na}_2\text{SO}_4 + \text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2$ (240 at.) und $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ (300 at.).

Mortensen war sich, wie er Bakker freundlicherweise mitteilte, völlig darüber klar, dass seine Salzsprengungstheorie nicht alle Vergrusungs- und sonstigen "mechanischen" und "pseudomechanischen" Verwitterungsercheinungen in Wüsten zu erklären vermag. Besonders hinderte ihn dabei, dass der am meisten vorkommende Salztypus, NaCl , keinen Übergangspunkt (im Temperaturbereich zwischen etwa 80° und

¹ 670 at. Mortensen erwähnt 6700 at.

Tabelle 1

Tension p des Gemisches $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{SO}_4$ in mm Quecksilber bei $t^\circ\text{C}$

t	20	21,6	23,0	24,1	25,0	25,9	27,0	28,1	29,5	31,0	32,4
p	12,5	14,1	15,7	17,0	18,1	19,4	21,0	22,7	25,0	27,9	30,8
									(Übergangspunkt)		
PO*	17,5		21,1		23,8		26,7				33,7
	Damit berechnet sich die rel. Feuchtigkeit				über		Glaubersalz zu				
	71,5**		74,5		76		79				83 vH

* Tension des reinen Wassers

** Glaubersalz geht also z. B. bei 20° in Thenardit über, wenn die relative Feuchtigkeit der Luft unter 71,5% sinkt („Verwitterung“ des Glaubersalzes)

0°C) kennt. Ausserdem tritt Gesteinssprengung auch in völlig salzfreien Gebieten, wie im feuchttropischen Voltzberggebiet Surinams (jährliche Niederschlagsmenge etwa 2500—3000 mm) auf. Während seiner letzten Expedition in diesem Gebiet (September—Oktober 1956) hörte Bakker zweimal während der Nacht den Knall der Granitsprengung.

Auch vermag Mortensens Theorie keine Erklärung zu geben für die Tatsache, dass Vergrusung unter dem Einfluss von Salzen auch im Temperatur- und Feuchtigkeitsbereich, wo keine Übergangspunkte vorhanden sind, auftritt.² Solche Phänomene können mit Hilfe von Wachstumsdruck der Kristalle auf die Umgebung besser erklärt werden (Correns und Steinborn 1939; Correns 1949; Barth, Correns, Eskola 1960, S. 122—123; Wellman und Wilson 1965).

Aber nochmals: auch dort, wo überhaupt keine Salz- oder Frostspaltung vorhanden sein kann, tritt doch Vergrusung und Abschuppung von Massengesteinen auf.

Dana (1896) und Blackwelder (1925) haben schon vermutet, dass besonders bei etwas verwitterten Gesteinen, die komplexe Silikate wie Feldspate, Olivin und Augite enthalten, Quellungsdruck die wichtigste Ursache der Abschuppung sein muss.

Blackwelder (1925, S. 801) erwähnt sogar, dass Bentonit schnell Wasser aufnimmt, quillt und deswegen Felsen spalten kann. Gleichzeitig lehnt er aber den Gedanken, dass ein derartiger Faktor Abschuppung

² Bekanntlich experimentierten die französischen Untersucher Birot, Cailliere, Henin und Pedro mit Granitblöckchen, die man abwechselnd entweder in einer gesättigten Salzlösung untertauchen liess bzw. mit einer solchen Lösung befeuchtete und in einem Trockenofen erhitze. Kwaad führte mit Hilfe der Klimakabine unseres Labors eine variable relative Feuchtigkeit ein. Gleichzeitig arbeitete er mit einer schwachen Luftbewegung (0,1—0,5 m/sec.).

In Kwaads Experimenten mit einem grobkörnigen Zweiglimmergranit standen die Blöckchen ($7 \times 7 \times 7$ cm) zu $\frac{1}{3}$ in gesättigten Lösungen von NaCl, MgSO_4 und Na_2SO_4 . Für NaCl liess er während 14 Tage den Luftzustand alle 12 Stunden wechseln ($60^\circ\text{C} - 10\%$ r. F. und $10^\circ - 90\%$ r. F.). Bei den zwei anderen Lösungen wurde mit resp. $40^\circ\text{C} - 30$ r. F. und $20^\circ - 40\%$ 14 Tage hindurch experimentiert. In allen drei Fällen überzogen sich die Blöckchen oberhalb des Wasserspiegels allseitig mit einer Salzkruste. Die Gewichte des vergrusten Granitmaterials waren nach 14 Tagen resp. 1,83; 3,52 und 18,61 g (0,2; 0,4 und 2,1%).

Die mineralogische Zusammensetzung war der des Ausgangsgesteins gleich. Neubildung von Mineralien konnte nicht festgestellt werden. Das Ursprungsmaterial, der Granit, enthielt schon $\frac{1}{2}\%$ Montmorillonit.

verursachen könnte, ab: "It seems unlikely, however, that this factor is of any importance in connection with the exfoliation of sound igneous rocks since they do not appear to contain any appreciable amount of colloidal material" (S. 801).

In dieser Auffassung war Blackwelder nicht sehr konsequent. Er hebt hervor (S. 801), dass: "Leith and Mead calculate that the increase of volume in the chemical decomposition of a typical granite would amount to about 50 per cent if none of the products of weathering were removed". Auf S. 801 stellt er fest, dass: "In ordinary igneous rocks we have an (intermediate) condition, in which the hydration of the alumina and iron of the complex silicate minerals causes a greater increase in volume than is offset by the removal of the dissolved alkalis and alkaline earths, and hence the process generally results in a swelling of that part of the rock affected. This expansion is limited to the depths of the shell penetrated by the solutions"³.

An vielen Beispielen u.a. in Wüsten und Halbwüsten und durch Experimente zeigte Blackwelder, dass nicht die manchmal sehr bedeutenden Temperaturdifferenzen (im Experiment 15—210°C), sondern die Feuchtigkeit der Hauptfaktor für die Abschuppung von Massengesteinen sind. In seiner Erwähnung der ägyptischen Monumente bezeugt er, dass ihre Verwitterung, „which has progressed on the average to a depth of about 1 cm in 5000 years, is due to the influence of moisture, producing chemical decomposition" (man vergleiche Knetsch, 1960). Damit berührt Blackwelder dort, wo Frostspaltung ausgeschlossen ist, den Kern des Problems, bei dem die Frage gestellt werden muss: handelt es sich in solchen Fällen um Verwitterung von anfänglich völlig unverwittertem Gesteinsmaterial, oder war, selbst bei den ägyptischen Monumenten, das Ausgangsmaterial vom Anfang an schon mehr oder weniger verwittert? In unserem Labor gilt der Slogan: an oder nahe der Erdoberfläche gibt es keinen unverwitterten Granit. Und Blackwelders eigene Beispiele von "boulders of diabase" (seine Figuren 3 und 4) zeigen alles andere als "sound igneous rocks" (S. 801). In europäischen Mittelgebirgen und Hochgebirgen, wie in Karkonosze, (Jahn, 1962), Böhmen (Czudek, c.s. 1954), in der Tatra (Klimaszewski, 1966), im Harz, im Odenwald, im Morvan und seiner Umgebung, im französischen Zentralplateau, in Grossbritannien (Linton, 1955), findet man die deutlichen Anzeichen von miopliozänen und frühquartären Verwitterungstypen des Granits (Bakker, 1967). In solchen Fällen handelt es sich bei heutigen Abschuppungs-, Vergrusungs- und Spaltungserscheinungen an Klüften in erster Linie nicht um Neuverwitterung, sondern um eine sich der fortwährenden Umgestaltung der Kleinformen anpassende Nachverwitterung. Wir werden uns hier auf die hauptsächlich pliozäne und teilweise noch frühquartäre (interglaziale) sogenannte sandige Granitverwitterung beschränken. In Spanien und Portu-

³ Man vergleiche hier auch Blackwelders Bemerkung (S. 802—803): "The expansive force development is approximately equal to the compressive strength of the crystals of the secondary minerals developed. This force would be insufficient to break very strong rocks; but is probably more than adequate to pry them apart by tension, since the tensile strength of all rocks is much lower than their crushing loads." Für das Vorhandensein von smektitischen Tonmineralien bei Granitspaltung dürfte auch auf Bakker 1960 und die dort angeführten Schriften (u.a. Chapman und Greenfield 1949) hingewiesen werden.

gal (Pannekoek, 1966; Ascensio Amor) scheint der Verwitterungstypus teilweise rezent zu sein.

Es ist der Verwitterungstypus, in dem sich viele Altiplanationserscheinungen und die Bildung von Felsburgen (Kanzeln; Tors) abspielen (Jahn, 1962; Czudek, Demek et al., 1964; Linton, 1955; Bakker, 1967). Teilweise verhält sich dieser Verwitterungstypus noch als ziemlich fester Fels, aber an anderen Stellen kann er, wie in Hongkong und Spanien (wie es J. Bakker freundlicherweise von verst. Sir Dudley Stamp und von Herrn Professor Ascensio Amor mitgeteilt wurde) als Sand abgebaut werden. Im allgemeinen sind die Granitblöcke, die "sandig" verwittert sind, nur wenig widerstandsfähig. Das berechtigt zu der Vermutung, dass man bei weitem keine Quellungs- und (oder) Hydratations- und Umkristallisationsdrucke von etwa 100 at braucht, um einen solchen vorverwitterten Fels spalten und vergrusen zu lassen. Bekanntlich liegt der Tongehalt (einschliesslich der pedogenen Oxyder $\text{Al}_2\text{O}_3\text{nH}_2\text{O}$, $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{nH}_2\text{O}$ und $\text{SiO}_2\text{nH}_2\text{O}$ < 2 Mikron bei derartigen sandigen Granitverwitterungstypen zwischen etwa 2 und 10% (Bakker, 1967). So fand Spaargaren für die Umgebung von Le Creusot einen Mittelwert von 7% bei einem Maximalwert von etwa 10%. Aus der Untersuchung Nossins und Levelts, 1967 ergibt sich aber, dass auch in den Fraktionen zwischen 5 und 300 Mikron noch Ton vorkommen kann. Dieser Ton in den gröbereren Fraktionen bleibt anscheinend bei der üblichen Vorbehandlung der Proben an

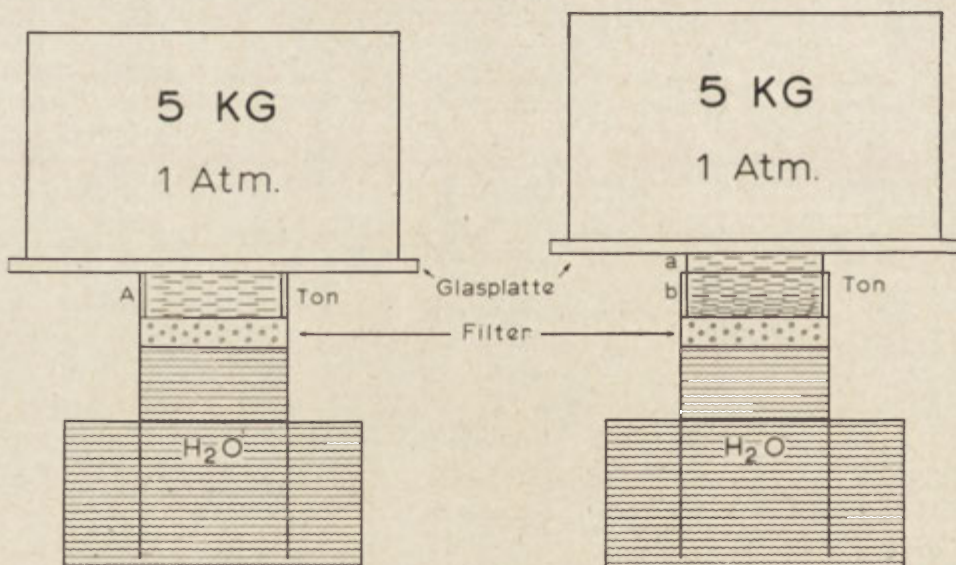


Fig. 1. Jena-Glasfiltertiegel mit Porendurchmesser von 3—15, 15—40, 40—90 und 90—150 Mikron. Raum A (links) ist völlig mit vorgetrockneten Ton gefüllt. Rechts: die durch den gequollenen Ton gehobene Glasplatte

Przyrząd ze szkła jenańskiego służący do pomiarów pęcznienia skał ilastych; rozmiary porów: 3—15, 15—40, 40—90, 90—150 mikronów. Lewa komora jest całkowicie wypełniona wysuszonym iłem, z prawej strony — płytką szklaną podniesioną przez pęczniący ił

MEASURED SWELLING PRESSURES OF THREE CLAYS
(Bolt, 1956)

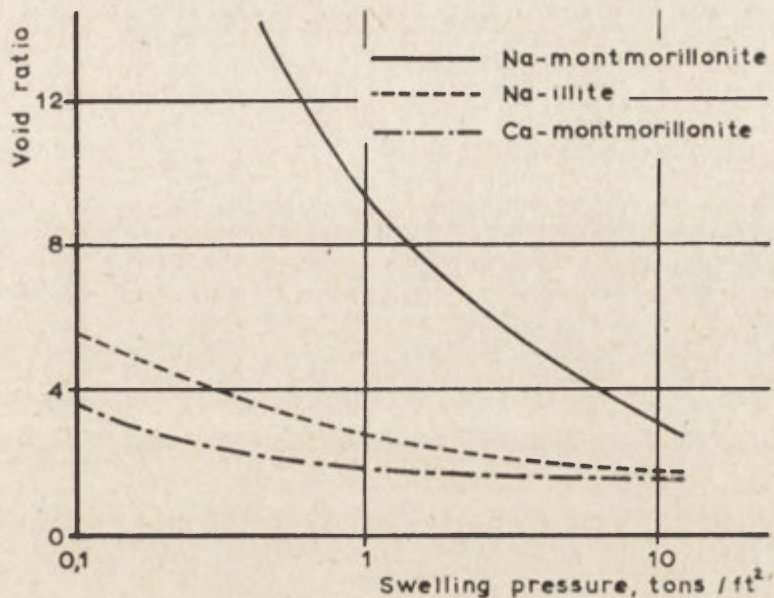


Fig. 2. Quellungsdruck von 3 Tontypen nach BOLT:

$$\text{Void-ratio} = \frac{\text{Porenvolumen}}{\text{Totalvolumen-Porenvolumen}}$$

Ciśnienie spowodowane pęcznieniem trzech skał ilastych (według Bolt a)
 $\frac{\text{objętość porów}}{\text{objętość ogólna} - \text{objętość porów}}$

den Grenzflächen der Kristalle kleben. Unser Mitarbeiter Dr. P. Riezebos fand solche Verwitterungskoronen, wie wir sie bezeichnen möchten, sehr schön unter dem Phasenkontrastmikroskop. An Glimmerpartikelchen bis etwa 150 Mikron konnten derartige Verwitterungskoronen festgestellt werden.

Man muss also damit rechnen, dass der Tongehalt etwas grösser ist, als die normale Korngrößenverteilung angibt. Es gibt Fälle, wie in den Zerfallprodukten von Kociołki in Karkonosze (Polen), wo nur amorpher Ton und ein smektitisches Tonmineral (Tongehalt 2%) zu erkennen war (Bakker, 1960). In der sandigen Granitverwitterung, die die Basis-horizonte einer viel tonreicheren Verwitterung (bis 30% < 2 Mikron) im Emmagebirge in Surinam darstellt, bestand der Ton (2,5%) nur aus Gibbsit und Boehmit (Wensink, 1968). Es handelt sich dort um einen proto-allitischen Horizont der Tiefenverwitterung des Granits (Bakker, 1967). Es liegt nahe, in solchen Fällen an eine Entstehungsweise bei hohem Abrasions-pH (8 — > 9) zu denken (Correns in Barth-Correns-Eskola, 1939 — S. 127—129). Wir ziehen hier den Namen Mineralgrenzflächen-pH (mg-pH) vor.

Nach den Untersuchungen Dejours (1959) und von unseren Mitarbeitern und Schülern Beukenkamp, de Graaff, Laroy'

Martens, Nieuwenhuis, Sevink, Spaargaren und De Waard in den französischen Granitgebirgen sind, von dem amorphen Ton abgesehen, bei der sandigen Verwitterung meistens Kaolinit und Illit dominant, während Smektit, trioktaedrische Minerale und 14° -Minerale spurenweise auftreten. Wie verhalten sich diese Minerale in hygroskopischer Hinsicht? Können sie auch Quellungsdruck hervorrufen?

In Hinblick auf die erste Frage müssen zwei Phänomene deutlich unterschieden werden: 1) Hygroskopizität der Tone unterhalb des Taupunkts; 2) Hygroskopizität der Tone, die in direktem Kontakt mit Wasser stehen. Raumangel zwingt uns, bei der Vielseitigkeit der Problematik, uns in dieser Publikation nur auf einige Punkte zu beschränken, und zwar auf einige vorläufige Bemerkungen über Hygroskopizität, Porendurchmesser und Quellungsdruck.

Ein fast unverwitterter Granit nimmt, wie man es mit Methylenblau feststellen kann, meistens kein Wasser auf. Das impliziert, dass die Zugangswege für Wasser und Wasserdampf erst gebahnt werden müssen bevor die Verwitterung in nicht unmittelbar an der Oberfläche liegenden Teilen des Massivs einen Anfang nehmen kann. Es wäre dabei u.a. an Klüftung und Rissbildung infolge Druckentlastung (Wilhelmy, 1958; Birot, 1960), als Initialimpulse zum Eintreten der chemischen Verwitterung zu denken.

Hygroskopizität, Porendurchmesser und Quellungsdruck

Sind Kapillare vorhanden, so erhebt sich die Frage, bis zu welchem Durchmesser dieser Röhren der gequollene Montmorillonit noch Quel-

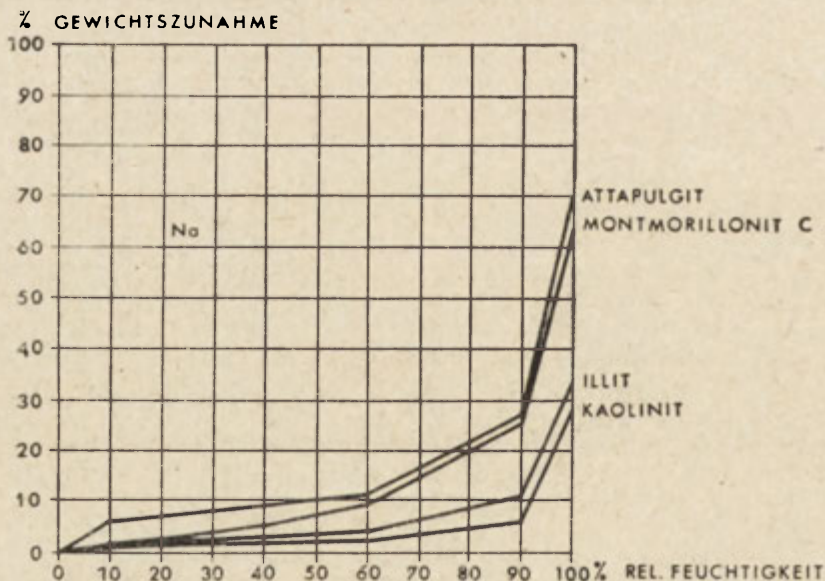


Fig. 3. Der Einfluss der Na — Sättigung auf den maximalen Hygroskopizitätsgrad der 4 Standardtone (1 mm mächtig; vorgetrocknet bei 105°C) in einem windstillen Milieu

Wpływ nasycenia Na na maksymalny stopień hygroskopijności 4 standardowych ilów (1 mm grubości; wysuszonych w temperaturze 105°C) w bezwietrznym środowisku

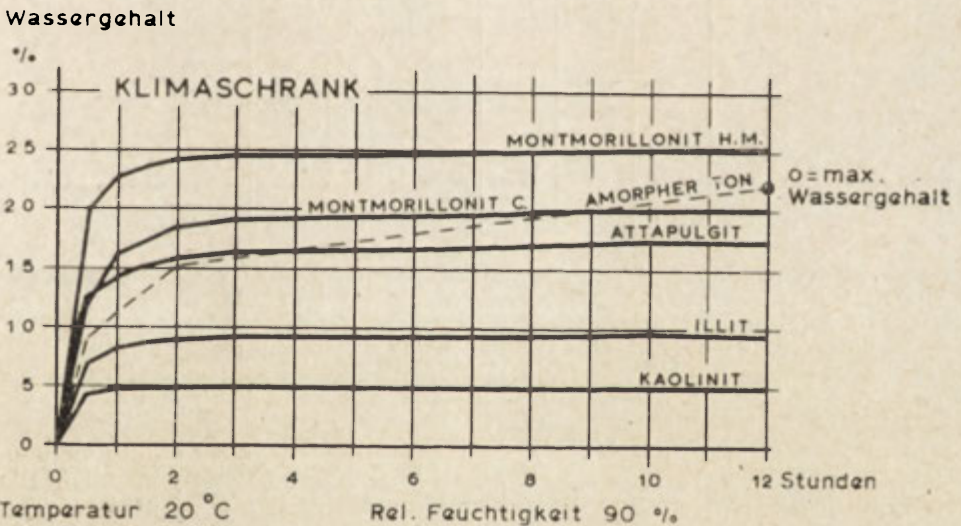
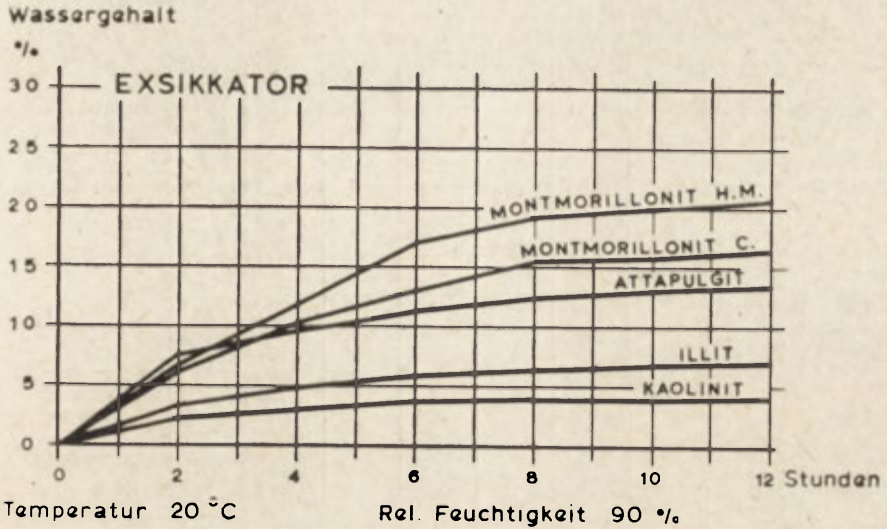


Fig. 4. Kurzfristiger Hygroskopizitätsgrad von Mg-Tonen (1 mm mächtig) in einem windstillen Milieu (oben) und bei einer Luftbewegung von 0,1—0,5 m/sek. (unten)
Krótkotrwały stopień hygroskopijności ilów Mg (1 mm grubości) w bezwietrznym środowisku (górze) i przy ruchu powietrza 0,1—0,5 m/sek. (dół)

lungsdruck ausüben kann. Dazu wurden die folgenden Experimente ausgeführt (Fig. 1): 4 Jena-Glasfiliertiegel mit Porendiametern von 3—15, 15—40, 40—90 und 90—150 Mikron wurden umgekehrt in Wasser gestellt. Der offene Raum A (Oberfläche 5 cm²) oberhalb des Filters wurde mit etwa 6 Gramm Ton gefüllt. Dieser Raum wurde durch eine nicht verkittete Glasplatte, auf der sich Gewichte von resp. 1 und 5 kg befinden, abgeschlossen. In allen 4 Fällen war die Glasplatte, auf der sich

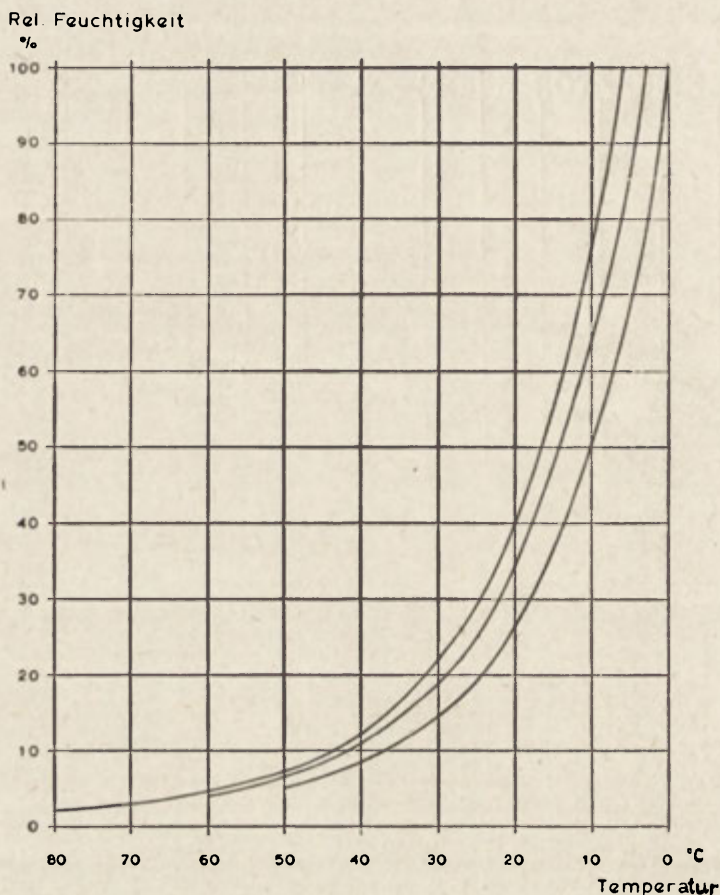


Fig. 5. Zunahme der rel. Feuchtigkeit bei abnehmender Temperatur
Przyrost wilgotności względnej wywołany spadkiem temperatury

1 kg befand (Überdruck 1/5 at), nach 2 Stunden schon etwas gehoben. Bei einem Überdruck von 1 at trat innerhalb 7 Stunden ebenfalls Hebung der Glasplatte auf. Bei einer hauptsächlich aus amorphem Ton bestehenden Mischung war bei einem Porendurchmesser von 90—150 Mikron ebenfalls noch einen Quellungsdruck von 1 at (nach 7 Stunden) zu verzeichnen.

Bekanntlich stellte Bolt (1956) bei Na-Montmorillonit, Na-Illit und Ca-Montmorillonit einem Quellungsdruck von ungefähr 10 at fest (Fig. 2). In diesem Zusammenhang soll darauf hingewiesen werden, dass H. J. Müller in unserem Labor feststellte, dass Na-Montmorillonit (bei einer relativen Feuchtigkeit von 100%) maximal ungefähr 65% seines Gewichts an Wasser aufnehmen kann. Für Ca-Montmorillonit ist dieser Wert 45—55% und für Na-Illit 33% (Fig. 3, vgl. Bakker, 1966, S. 58—64). Die Zeitdauer dieser in offenen Schalen in einem Exsikkator durchgeführten Experimente war eine Woche. Eine nicht unbedeutende schnelle kurzfristige Wasseraufnahme tritt bei 90% rel. F., besonders

bei Smektiten und amorphem Ton, auf, sobald Luftbewegung (0,1—0,5 m.p. Sekunde) in der Nähe der Schalen vorhanden ist. Bei Benutzung der vier obengenannten Filtertiegel nimmt Ca-Montmorillonit bei einer rel. F. von 61% in einem windstillen Raum nach 16 St. 7,5—8% und nach 24 St. 9—10% H_2O auf. In einer Schale kann dieser Betrag nach 16 Stunden etwa 15% sein. Für welche Verwitterungsverhältnisse bei Granit und anderen Muttergesteinen können die hier erwähnten Experimente einen gewissen Analogiewert haben? Zuerst dürfte daran erinnert werden, dass bei Staudammanlagen der Überdruck beim Einspritzen von Zement in den felsigen Untergrund 8 bis 12 at. nicht überschreiten darf, weil sonst die darüber liegenden Gebirgstteile gehoben

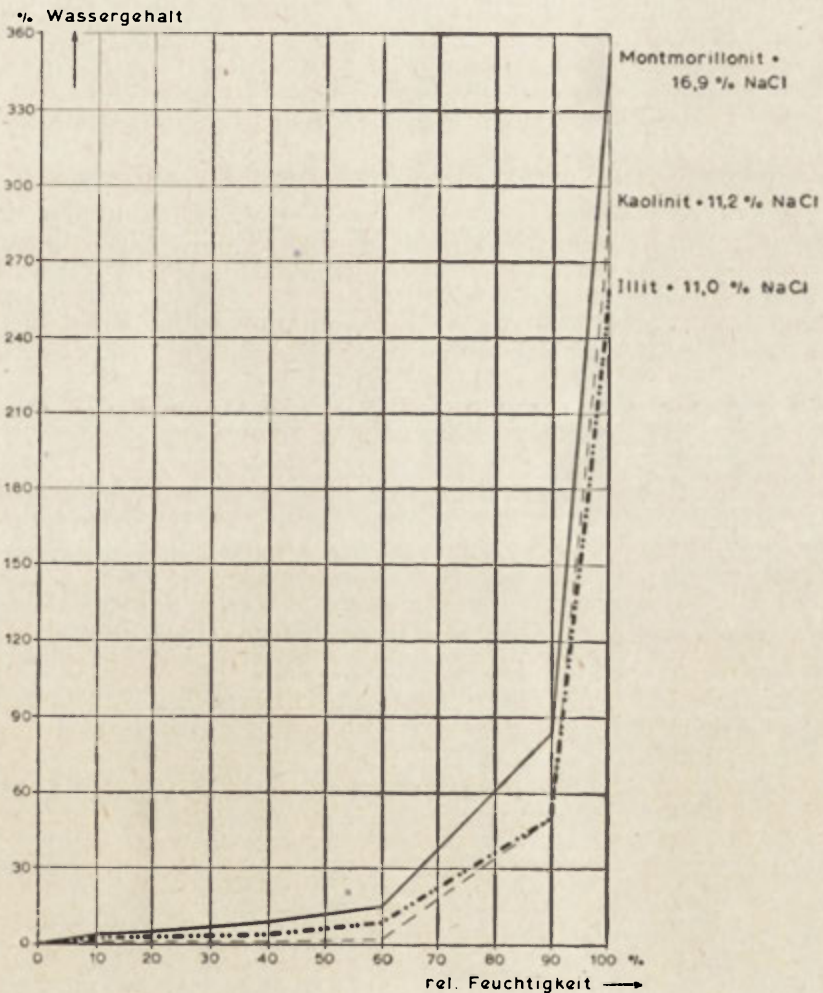


Fig. 6. Einfluss des NaCl auf den maximalen Hygroskopizitätsgrad von 3 Salz- und Tonmischungen (1 mm mächtig)

Wpływ NaCl na maksymalny stopień hygroskopijności trzech mieszanek solnych i ilastych (1 mm grubości)

werden. Überdruckwerte derselben Grössenordnung kann man aber auch bei Quellung von Tonen erhalten (Fig. 2).

Sobald ein Granit z. B. in der Nähe von Diaklasen eine hinreichende chemische Vorverwitterung zeigt und genügend H₂O in die quellfähigen tonigen Verwitterungskoronen eindringen kann, muss angenommen werden, dass in den kapillaren Grenzsituationen entstehen können, bei denen der Überdruck so gross ist, dass das Gestein spaltet bzw. vergrusst. Ein grösserer Überdruck als 8—12 at braucht dabei nicht vorhanden zu sein. Beim extrem sandigen Granitverwitterungstypus reicht wahrscheinlich schon ein Überdruck von etwa 1 at. Die Tatsache, dass Desquamationen in heissen trockenen, aber auch in warmfeuchten Gebieten vielfach am Ende der Nacht bzw. bei Sonnenaufgang auftreten (Fig. 5), scheint darauf hinzuweisen, dass solche Grenzsituationen ziemlich regelmässig unter verhältnismässig kurzfristigen Hygroskopizitätsveränderungen entstehen können. In europäischen Mittelgebirgen, wo Nebelbildung und Regenfall während längerer Zeit eine relative Feuchtigkeit von ungefähr 100% hervorrufen können, ist auch mit langfristiger Wasseraufnahme der Tone als Faktor zu rechnen. Dabei kann selbstverständlich auch Frostpaltung auftreten. Ähnliches gilt für Nebelwüsten.

Bei Zutritt von kochsalzhaltigem Wasser steigt nicht nur der Hygroskopizitätsgrad erheblich (Fig. 6), sondern kann auch der Wachstumsdruck der NaCl-Kristalle eine erhebliche Rolle spielen. Die Voraussetzung, dass bei der chemischen Vorverwitterung der Gesteine stark hygroskopisches toniges Material in einem kapillaren Milieu entsteht, bzw. freigemacht wird, bleibt aber immer eine *conditio sine qua non*.

ANGEFÜHRTE SCHRIFTEN

- (1) Bakker J. P. (1960). *Some observations in connection with Dutch investigations about granite weathering and slope development in different climates and climate changes*. „Z. f. Geomorph.“ Suppl. 1, pp. 69—92.
- (2) Bakker J. P. (1966). *Paläographische Betrachtungen auf Grund von fossilen Verwitterungserscheinungen und Sedimenten in Wüsten und Steppen im Bereich des Mittelmeergebiets*. „Nova Acta Leopoldina“ N. F. Bd. 31, Nr 176, pp. 45—67.
- (3) Bakker J. P. (1967). *Weathering on granites in different climates particularly in Europe*. „C. R. Ac. des Sciences (Symposium sur l'évolution des versants). Liège.
- (4) Barth T. F. W., Correns C. W., Eskola P. (1960). *Die Entstehung der Gesteine*. Belin.
- (5) Baver L. D. (1959). *Soil Physics*. London.
- (6) Birot P. (1947). *Résultat de quelques expériences sur la désagrégation des roches cristallines*. „C. R. Acad. Sci.“ 225, pp. 745—747.
- (7) Birot P. (1950). *Notes sur le problème de la désagrégation des roches cristallines*. „Revue de Géom. dynamique“, pp. 271—276.
- (8) Birot P. (1954). *Désagrégation des roches cristallines sous l'action des sels*. „C. R. Acad. Sci.“ 238, pp. 1145—1146. Paris.
- (9) Birot P., Henin S., Guillien Y., et Delvert J. *Contribution a l'étude de la désagrégation des roches*. Paris.
- (10) Blackwelder E. (1925). *Exfoliation as a phase of rock weathering*. „Journal of Geology“ XXXIII, pp. 793—806.

- (11) Bolt G. H. (1956). *Physico-chemical analysis of the compressibility of pure clays*. „Geotechnique”, vol. 6 p. 86.
- (12) Caillere S., Birot P., Henin S. (1955). *Essai d'altération artificielle de quelques roches*. „C. R. Acad. Sci.” 240, pp. 1441—1442. Paris.
- (13) Chapman R. W., Greenfield M. A. (1949). *Spheroidal weathering of igneous rocks*. „Am. Journal of Science”, 247, pp. 406—429.
- (14) Correns C. W. (1949). *Einführung in die Mineralogie (Kristallographie und Petrologie)*. Berlin.
- (15) Correns C. W., Steinborn W. (1939). *Über die Messung der sogenannten Kristallisationskraft*. „Fortschr. Min.” usw. Bd. 23, Heft 2.
- (16) Correns C. W., Steinborn W. (1939). *Experimente zur Messung und Erklärung der sogenannten Kristallisationskraft*. „Z. Kristallographie”, A. Bd. 101, S. 117.
- (17) Czudek T., Demek J., Marvan P., Panos V., Rauser J. (1964). *Verwitterungs- und Abtragungsformen des Granits in der Bömischen Masse*. „Pet. Geogr. Mitt.” 108, pp. 182—192.
- (18) Dana D. (1896). *Manual of Geology*.
- (19) Dejou J. (1959). *Etude comparative des phénomènes d'altération sur granite porphyroïde de Lormes et sur anatexites à cordiërite du Morvan-Nord, et les sols qui en dérivent*. „Annales de I. N. R. A., serie A, Annales Agronomiques.
- (20) Demek J. (1966). *Contribution to the problem of slope development of the Moravian Carpathians in the Pleistocene period*. „Geom. problems of Carpathians” II, pp. 149—172.
- (21) Demek J. (1964). *Slope development in granite areas of Bohemian Massif (Czechoslovakia)*. „Z. f. Geom.” Suppl. Band 5, pp. 82—106.
- (22) Jahn A. (1962). *Geneza skalek granitowych (summary: Origin of granite tors)*. „Czas. Geogr.”, 33, pp. 19—43.
- (23) Keller (1957). *Principles of chemical weathering*. Lucas Brothers Publishers, Columbia, Missouri.
- (24) Knetsch G. (1960). *Über aride Verwitterung unter besonderer Berücksichtigung natürlicher und künstlicher Wände in Aegypten*. „Zeitschr. f. Geom.” Suppl. Band 1, 1960.
- (25) Klimaszewski M. (1964). *On the effect of the preglacial relief on the course and the magnitude of glacial erosion in the Tatra Mountains*. *Geographica Polonia*, 2, pp. 11—21.
- (26) Linton D. L. (1955). *The problem of tors*, „Geogr. Journal”, 121, pp. 470—487.
- (27) Mihailescu V. (1966). *L'état actuel de nos connaissances sur le relief des Carpates Roumaines pendant le Quaternaire*. „Geom. Problems of Carpathians” II, pp. 9—37.
- (28) Mortensen H. (1933). *Die „Salzsprengung” und ihre Bedeutung für die regionalklimatische Gliederung der Wüsten*. „Pet. Geogr. Mitt.”, s. 130—135.
- (29) Nossin J. J., Levelt T. W. M. (1967). *Igneous rock weathering on Singapore Island*. „Z. f. Geomorph.”, N. F. Band 11, Heft 1, s. 14—35.
- (30) Pannekoek A. J. (1966). *The Ria problem*. „T. K. N. A. G.”, 83, pp. 289—297.
- (31) Pécsi M. (1966). *Problèmes quaternaires de la recherche géomorphologique des montagnes centrales intracarpatiques*. „Geom. Problems of Carpathians.” II, p. 115—148.
- (32) Pedro G. (1957). *Nouvelles recherches sur l'influence des sels dans la désagrégation des roches*. „C. R. Acad. Sci.” 244, pp. 2822—2824. Paris.
- (33) Pedro G. (1957). *Mécanisme de la désagrégation du granite et de la lave de Volvic, sous l'influence des sels de cristallisation*. „C. R. Acad. Sci.” 245, pp. 333—335. Paris.

- (34) Starkel L. (1966). *Evolution in the Quaternary (with the upper San basin as example)*. „Geom. Problems of Carpathians” II, pp. 89—114.
- (35) Wellman H. W., Wilson A. T. (1965). *Salt weathering, a neglected geological erosive agent in coastal and arid environments*. „Nature”, Vol. 205, pp. 1097—1098.
- (36) Wilhelmy H. (1958). *Klimamorphologie der Massengesteine*. Braunschweig.
- (37) Yong R., Taylor L. O., Warkentin B. P. (1963). *Swelling pressures of sodium montmorillonite at depressed temperatures*. „Proc. XIth national conf. on clays and clay minerals, pp 268—281.
- (38) Yong R. N., Warkentin B. P. (1966). *Introduction to soil behaviour*. New York, MacMillan Company.

J. P. BAKKER, F. J. P. M. KWAAD, H. J. MÜLLER

KILKA TYMCZASOWYCH UWAG O ROZSADZANIU SKAŁ PRZEZ SOLE I IŁY ZE SZCZEGÓLNYM UWZGLĘDNIENIEM GRANITU

W artykule omówiono wybrane zagadnienia hygroskopijności iłów (rozmiary porów przepuszczających wodę ale zatrzymujących m. in. pęczniejące minerały grupy montmorylonitu, ciśnienie wywołane pęcznieniem). To ciśnienie obserwuje się nawet w porach o średnicy dochodzącej do 150 mikronów, wskutek czego pęczniący montmorylonit nie przechodzi przez filtr (ryc. 1).

Przy ruchu powietrza zwiększa się szybkość pochłaniania H_2O atmosf. przez montmorylonit i amorficzne iły (ryc. 4). Obecność $NaCl$ przyspiesza ten proces (ryc. 6).

Bolt stwierdził, że różne typy pęczniących skał ilastych wywierają ciśnienie rzędu ok. 10 atmosfer. Pod tym samym ciśnieniem stosuje się iłowanie wałów przeciwpowodziowych (8—12 atm.). Zwiększenie ciśnienia powoduje wybrzuszenie podłoża.

Początki ziarnistego wietrzenia wielu granitów, budujących skalne ostańce i terasy altyplanacyjne, sięgają pliocenu. 5—10-procentowa zawartość iłów w takiej zwietrzelinie nie jest wyjątkiem. Zwietrzelina ilasta może zawierać znaczne ilości amorficznych iłów oraz montmorylonitu i illitu. Są to iły hygroskopijne, pęczniące, wywierające znaczne ciśnienie na otoczenie. Pęknięcie lub rozdrobnienie chemicznie zwietrzałego granitu może przypuszczalnie zachodzić bez wzrostu ciśnienia wywołanego pęcznieniem.

Na bardzo ważną rolę wody w procesie eksfoliacji skał wskazał Blackwelder. Wyniki badań laboratoryjnych autorów nad zdolnościami pochłaniania wody kapilarnej przez skały ilaste potwierdzają jego koncepcję. W warunkach naturalnych spotyka się zjawiska eksfoliacji skał najczęściej we wczesnych godzinach rannych, gdy otaczające powietrze posiada znaczną wilgotność względną (ryc. 5). Zjawisko to zachodzi nawet w obszarach o klimatach suchych.

Д. П. БАККЕР, Ф. Д. П. М. КВААД, Г. Д. МЮЛЛЕР

НЕСКОЛЬКО ВРЕМЕННЫХ ЗАМЕЧАНИЙ ПО РАЗРУШЕНИЮ ПОРОД СОЛЯМИ И ГЛИНАМИ (С ОСОБЫМ УЧЕТОМ ГРАНИТА)

В настоящей статье рассматриваются избранные вопросы по гидроскопичности глин (размеры пор, пропускающих воду, но задерживающих м. пр. разбухающие минералы монтморилонитной группы) и давление, вызванное разбуханием. Это давление наблюдается даже в порах диаметром доходящим до 150

микрон. вследствие чего разбухающий монтмориллонит не проходит через фильтр (рис. 1).

При движении воздуха увеличивается скорость поглощения H_2O атмосфер монтмориллонитом и аморфическими глинами (рис. 4). Наличие $NaCl$ ускоряет этот процесс (рис. 6). Болт установил, что различные типы разбухающих глинистых пород оказывают давление порядка ок. 10 атмосфер. При таком давлении применяется насыщение глиной охранных дамб (8—12 атм.). Повышение давления вызывает вспучивание основания.

Начало глянулярного выветривания многих гранитов, слагающих скальные останцы, относятся к плиоцену. 5—10% глин в таком продукте выветривания не является исключением. Глинистый продукт выветривания может содержать значительное количество аморфных глин, а также монтмориллонита и иллита. Это гидроскопические глины, разбухающие и оказывающие значительное давление на окружение. Растрескивание или размельчение гранита под воздействием химического выветривания, может, по всей вероятности, происходить без увеличения давления, вызванного разбуханием.

На очень важную роль воды в процессе эксфолиации пород обратил внимание Блэквилд. Результаты лабораторных исследований авторов способностей поглощения воды капиллярными глинистыми породами подтверждают его концепцию. В естественных условиях встречаются явления эксфолиации пород, чаще всего, когда в окружающем воздухе имеется значительная относительная влажность (рис. 5). Это явление происходит даже в областях с сухим климатом.

Пер. Б. Миховского

ANTONI GAWEŁ
Kraków

Przejawy mineralne wietrzenia pustynnego w Południowej Polsce

Mineral phenomena of weathering in dry climate in Southern Poland

Zarys treści. Mineralizacja krzemionkowa w postaci jaspisów, agatów i ametystów na permskich melafirach augitowych w okolicach Krzeszowic jest spowodowana klimatem gorącym i suchym, jaki panował w górnym tortonie. Wynika to z rozmieszczenia jej zgodnie z rzeźbą omawianych skał niezbyt naruszoną aż do czasów dzisiejszych oraz z budowy agatów poziomo warstwowanych, a więc wytworzonych po ustaniu ruchów tektonicznych. Przeprowadzono też analizę utworów hydrotermalnych powstałych ostatecznie przed górną kredą i nie wykazujących związku z mineralizacją krzemionkową. Przy omawianiu tortońskiej late-rytyzacji serpentynitów na Dolnym Śląsku zwrócono uwagę na procesy sylikfikacji związanych: 1) z genezą żył magnezytowych, 2) obejmującej serpentynity pod partią zlaterytyzowaną i 3) objawiającą się w postaci czerwonych żył jaspisowych w górnej części partii zlaterytyzowanej. Ten ostatni przypadek sylikfikacji przypisuje autor zmianie klimatu tropikalnego wilgotnego w klimat suchy, poprzedzający transgresję tortońskiego morza z pokładami węgla brunatnego.

Aby odpowiedzieć na pytanie, jakie są objawy mineralne wietrzenia pustynnego w ubiegłych epokach geologicznych na ziemiach polskich, trzeba było zaznajomić się z pracami E. Kalkowskiego, Passarge'a, E. Kaisera, W. Beetz a i A. E. Fersmana (8, 7, 1, 2), opisującymi i wyjaśniającymi zagadnienia współczesnego wietrzenia na pustyniach Namib i Kalahari w Afryce oraz na pustyni Karakumy w Azji. Według tych autorów typowym dla wietrzenia pustynnego procesem geochemicznym jest sylikfikacja, obejmująca swym zasięgiem zarówno skały magmowe i metamorficzne, jak i skały osadowe od piaskowców arkozowych, ilowców i kwarcytów począwszy, a skończywszy na dolomitach. Wilgoć skalna podnosząca się kapilarami ku powierzchni skały i tam ulegająca wyparowaniu, prowadzi do koncentracji soli i intensywnego pod ich wpływem wietrzenia mechanicznego i chemicznego w przypowierzchniowych partiach skał. Wydzielająca się wtedy krzemionka tworzy agatowe i chalcedonowe wykładziny szczelin, próżni i wgłębień, jako też impregnacje krzemionkowe w skałach. Nagromadzenia utworów krzemionkowych na terenach pustynnych Egiptu i Sudanu obserwował również Józef Russegger, dyrektor salin wielkich w latach 1846—1848.

W historii geologicznej południowej Polski istniały okresy lądowe, kiedy na pewnych terenach panowały warunki zbliżone do klimatu stepowego czy nawet pustynnego. W interglacjalach plejstocenu formacje lessu wskazują na klimat stepowy, zaś w północno-zachodnich

Niemczech H. Reitz (10) stwierdził powstawanie brunatnych pól pustynnych na blokach piaskowców i tworzenie się trójgrańców.

Mineralizacja krzemionkowa w Południowej Polsce jest związana z występowaniem krakowskich skał wylewnych i dlatego przypuszczano od dawna, że znajdowane w nich agaty, jaspisy i ametysty są produktami hydrotermalnych przeobrażeń tych skał. Niewątpliwie działanie termalnych wód powulkanicznych rozciąga się na kilka etapów, bez najmniejszych jednak cech mineralizacji krzemionkowej. Najwcześniejszym przejawem działalności hydrotermalnej jest adularyzacja porfirów i melafirów, opisana pod nazwą kalifikacji przez Z. Rozena (11). Towarzystwo jej przekształcenie wapieni roetu, przykrywających zadularyzowane w stropie porfiry Miękini (A. Gawel, 4). W sąsiedztwie melafirów Regulic i Siemoty występują też jako produkty hydrotermalne żyłki przedkredowe kalcytu barwy żółtawej, znajduwane w wapieniach jurajskich. Takie same kalcyty spotykałem w wapieniach jurajskich na Bielanych, w Przegorzałach, a zwłaszcza w Pychowicach, gdzie towarzyszą im znaczne wytrawienia wapieni i krzemieni. Kalcyty te zawierają do 0,69% FeO i 0,35% MgO i posiadają pokrój romboedru odwróconego $\{111\} = \{0221\}$. Różnią się więc składem chemicznym i pokrojem od późniejszych kalcytów spotykanych w szczelinach wapieni jurajskich i kredowych okolic Krakowa (A. Gawel, 5). Obecność tych kalcytów hydrotermalnych może posłużyć na umocnienie przypuszczeń S. Zaręcznego (13) na temat istnienia hipotetycznej pokrywy porfirowej w tych okolicach, powodującej zaburzenia kątowe podczas osadzania się na nich wapieni jurajskich. Z fazą powulkanicznych szczaw związane jest też powstanie martwicy karniowickiej.

Wiek natomiast tworzenia się różnych odmian jaspisów i agatów, zakończonego krystalizacją ametystów z wrostkami getytu da się określić przy pomocy analizy morfologicznej krajobrazu. Już bowiem F. Kreutz (9) zwrócił uwagę na fakt, że występowanie wymienionych utworów w krakowskich skałach wulkanicznych jest umiejscowione jedynie w ich partiach przypowierzchniowych, odpowiadających zarysom morfologicznym, nie odbiegającym od morfologii dzisiejszej. Zgodnie z tym spostrzeżeniem duże nieregularne geody ametystu podścielonego agatem znajdowano tylko podczas zakładania nowych kamieniołomów, gdy zdejmowano zwietrzelinę. Nie napotymano ich natomiast w głębi od dawna czynnych łomów. Najpiękniej wykształcone odmiany krzemionki występują w górnych partiach melafirów augitowych, łatwiej ulegających rozkładowi niż porfiry i ich tufy. Także i bańki pogazowe w górnych częściach wylewów melafirowych są wypełnione niejednokrotnie wtórnymi minerałami osadzonymi na ściankach pokrytych krzemionką. Są to kalcyty, pilolity i heulandyty. W jednej z takich próżni pogazowych zauważyłem oprócz cienkiej wykładziny agatowej na jej ściankach, iż jest ona do połowy wypełniona agatem prostolinijnie wstęgowanym. Horyzontalne ułożenie wstęgowania nasunęło wniosek, iż agat ten powstał już po ustaniu wszelkich ruchów górotwórczych w tej okolicy. Zestawienie tego wniosku ze spostrzeżeniami F. Kreutza pozwala na usytuowanie mineralizacji krzemionkowej w najmłodszym okresie geologicznym o klimacie stepowym lub pustynnym. Byłby to górny torton.

Istniały w tortonie dwa cyklotemy osadów chemicznych, postulujących panowanie klimatu suchego.

Ponadto przed transgresją dolno tortońską bezpośrednio na wapieniach jurajskich i marglach kredowych powstała dwumetrowej miąż-

szości wapienie słodkowodne, dla których części przyjmuje R. Gradziński (6) wyraźne cechy ewaporatów półpustynnych typu *caliche* (*caprock*). W dolnym tortonie powstały złoża soli kamiennej Barycza, Wieliczki, Łapczycy i Bochni, wypełniające wydłużone baseny sedymentacyjne rozmieszczone wzdłuż dzisiejszej północnej granicy nasunięcia fliszu karpackiego.

Krajobraz dolno tortoński przypomina w świetle geologii porównawczej (termin użyty przez K. Bohdanowicza) sytuację i warunki klimatyczne pustyni Karakumy z jej jeziorami słonymi, ale i z żyznymi oazami wzdłuż nikłych cieków wodnych spływających ze stoków gór Kopetdagu leżących na południu (A. E. Fersman, 2). Krótkotrwałe deszcze wiosenne budzą tam do życia szatę roślinną, zamieniając pustynię w zielony step, który w okresie letnim całkowicie wysycha. Deszcze jesienne znoszą do jezior szczątki roślinne zarówno ze stepu, jak i ze zboczy Kopetdagu.

Podobnie działo się i w dolnym tortonie, gdy z Karpat odległych co najmniej o 60 km na południe wody burzowe znosiły piaski i ły wraz ze szczątkami flory górskiej zmieszanej z florą stepową z obszarów przyległych do basenów sedymentacji chemicznej. Wobec intensywnych zaburzeń tektonicznych, jakim uległo złożo, nie sposób wytyczyć granic ówczesnego ładu, na którym można by śledzić objawy mineralizacji krzemionkowej uzależnionej od klimatu suchego. Być może, że krótkotrwały okres panowania tego klimatu nie wykształcił wyraźnych cech mineralizacji pustynnej. Trzeba też uwzględnić, że skały fliszowe Karpat oraz osadów dolno tortońskich jako złożone w wodzie morskiej, przeszły w zetknięciu z nią wszystkie stadia przeobrażeń chemicznych składających się na diagenezę i halmyrolizę (rozkład minerałów pod wpływem wody morskiej). Gdy więc skały te w okresie pustynnym na lądzie były poddane działaniu soli mineralnych nasycających podnoszącą się ku powierzchni wilgoć skalną, to przeobrażenia w materiale skalnym analogiczne do halmyrolizy były niewątpliwie minimalne ze względu na uprzednio ustaloną równowagę chemiczną w stosunku do wody morskiej. Gdyby nawet na powierzchniach skał osadowych powstał lakier pustynny lub inne formy mineralizacji, to byłyby one tak skąpe, że uległyby zniszczeniu w klimacie wilgotnym następnym okresie geologicznym.

Drugi cyklotem osadów chemicznych przypada na górny torton, transgredujący nad sfałdowanymi utworami dolnotortońskimi i nad brzeżnymi stokami nasuniętego od południa łańcucha karpackiego. Górny torton charakteryzuje się rozwojem margli siarkonośnych i gipsów osadzonych wśród iłów przechodzących ku górze w ły burowęgłowe, bogate w składniki humusowe. Zasięg tego morza, stosunkowo płytkiego, posiadał wyraźnie zaznaczone granice od strony południowej. Z powodu krótkotrwałego okresu z panującym klimatem suchym nie powstały lub nie zachowały się na skałach fliszowych ładu karpackiego żadne ślady mineralizacji krzemionkowej. Jedynie skały wylewne okręgu krakowskiego, wynurzone w tym czasie ponad poziom morza wykazują wyraźne, choć dość skromne, objawy przypowierzchniowej mineralizacji, typowej dla klimatu suchego pustynnego lub stepowego. Jej wyraźne wykształcenie na skałach ogniowych, zaś brak na skałach osadowych pochodzenia morskiego dostatecznie dadzą się wytłumaczyć wspomnianymi wyżej równowagami chemicznymi lub ich brakiem w stosunku do soli wody morskiej.

Przebieg i zasięg mineralizacji pustynnej

Pierwszym etapem tej mineralizacji były szczotki kalcytu o pokroju wyznaczonym przez skalenoedry {2131}, (J. Z e r n d t, 14). Następna fala roztworów podchodzących ku powierzchni skały przyniosła krzemionkę wytrącającą się w postaci agatu o słabo widocznym wstęgowaniu. Obserwuje się nieraz, jak agaty obrastały kryształami kalcytu, dokładnie odwzorowując wszystkie szczegóły morfologiczne ich ścian. Roztwory krzemionki o odczynie chemicznym kwaśnym (zgodnie z badaniami W. C o r r e n s a) zazwyczaj jednak atakowały kalcyt, którego kryształy rozpadały się na listwy i blaszki według płaszczyzn łupliwości, mniej lub więcej wyraźnie oddzielone wytrąconą krzemionką. Często po wylugowanym kalcyście pozostawały tylko puste odlewy. W miejscach, gdzie brak było kalcytu, falę krzemionkową wyprzedzała fala roztworów żelazistych, z których wytrącały się czarne i brunatnoczarne tlenki żelaza powlekające powierzchnię skały. Mineralizacja krzemionkowa wykształciła z kolei kryształami kwarcu na agatach z tym, że w partii oddzielającej je od agatu spotyka się sporadycznie drobne ziarna różowego lub kremowego barytu. Kryształami kwarcu przechodzą w próżniach w ametysty, przy czym ich zabarwienie pozostaje w ścisłym związku z uruchomionym pod koniec żelazem, którego uwodnione tlenki w formie getytu tkwią jako wrostki w ametystach (J. Z e r n d t, 14, A. G a w e ł, 3). Oprócz agatów, kwarców i ametystów spotyka się też w krakowskich skałach wulkanicznych powierzchnią sylikifikację zwietrzliny skalnej. Po wyparciu przez krzemionkę skaleni i augitów powstają ze zwietrzliny różnego rodzaju jaspisy czerwone od tlenków żelaza oraz zielone dzięki delessytowi chryzoprazy, urozmaicone nieraz plamkami czerwonego iddyngsytu. Mineralizacja krzemionkowa jest skupiona głównie na powierzchni melafirów. Rzadziej spotyka się ją na diabazie hiperstenowym, zaś w tufach porfirowych znajdują się nieduże nieregularne geody białego kwarcu przyprószone drobnymi luźnymi kryształkami barytu. Podobny zespół utworów krzemionkowych spotyka się na powierzchni skał wulkanicznych Dolnego Śląska (np. Różana na pn. zach. od Wojcieszowa).

Silnie uwodnione heulandyty i pilolity zawdzięczają swą genezę okresom poprzedzającym lub kończącym klimat suchy. Zazwyczaj są one osadzone na cienkiej wykładzinie agatowej w próżniach. Pilolity są znajdowane ponadto w szczelinach ciosowych skał, porfirowych, lecz wtedy wydaje się prawdopodobny ich związek z niżej leżącymi starszymi nieco melafirami, np. w Miękini.

Intensywne przejawy wietrzenia łatwo można obserwować na skałach ultrasasadowych Dolnego Śląska, choć kolejność tworzenia się minerałów wtórnych nie zawsze daje się przyporządkować określonym procesom hypergenicznym. W serpentynitach Dolnego Śląska, powstałych z perydotytów, dunitów i websterytów można śledzić jak wody termalne związane z intruzjami gabra zapełniły szczeliny żyłami magnezytu skupionymi w swity i wiązki sięgające do 200 m w głąb. Zewnątrz tych wiązek znajdują się cienkie żyłki opalu, jaspisu i chryzoprazu szlachetnego zabarwionego na zielono niklem (R e h b e r g, S c h l o s s m a c h e r, 12). Te utwory krzemionkowe są produktem oddziaływania wód termalnych na serpentynity podczas tworzenia się magnezytu. W okresie dolnotorciańskim natomiast serpentynity te pod wpływem klimatu gorą-

cego i wilgotnego uległy laterytyzacji do głębokości około 30 m, przy czym żyły magnezytu zostały wylugowane, zaś produkty laterytyzacji wzbogaciły się w nikiel. Laterytyzacji towarzyszyło również uruchomienie krzemionki, która wsiąkając w głąb spowodowała sylikację serpentynitów leżących tuż pod strefą zlaterytyzowaną. Ponadto krzemionka wytrącała się w postaci licznych żył czerwonego od tlenków żelaza jaspisu, spotykanych zwłaszcza w partiach stropowych laterytów. Żyły te odpowiadają mineralizacji w klimacie suchym panującym przed nawrotem klimatu wilgotnego w burowęglowym tortonie dolnym.

LITERATURA

- (1) Beetz W., 1923. *Über den Ursprung der Achatgerölle und der Gerolle anderer Quarzmineralien in den Diamantseifen S. W.-Afrikas*. N. Jb. f. Min. etc. Bd. 47. Stuttgart.
- (2) Fersman A. E., 1929. *Geochemische Migration der Elemente (Abt.: Wüste Karakumy)*. „Abhandl. zur prakt. Geologie u. Bergwirtschaftslehre” Bd. 18. Halle.
- (3) Gaweł A., 1948. *Geologiczne warunki występowania soli niebieskiej, ametystu i fioletowego fluorytu*. (Geological conditions of origin of blue salt, amethyst and violet fluorite). „Rocznik Pol. Tow. Geol.” t. 17. Kraków.
- (4) Piekarska E., Gaweł A., 1954. *Heulandyt z Rudna koło Krzeszowic*. (Heulandite from Rudno, Cracow district). „Rocznik Pol. Tow. Geol.” t. 22. Kraków.
- (5) Gaweł A., 1950. *Dolomitizacja w wapieniach jurajskich okolic Krakowa*. (Dolomitisation of the calcaires jurassiques des environs de Cracovie). „Rocznik Pol. Tow. Geol.” t. 18. Kraków.
- (6) Gradziński R., 1963. *Sedymentacja wapieni słodkowodnych w okolicach Krakowa*. „Sprawozdania z posiedzeń Komisji Geol. Oddz. Krak. PAN”. Kraków.
- (7) Kaiser E., 1923. *Kaolinisierung und Verkieselung als Verwitterungsvorgänge in der Namibwüste Südwestafrikas*. „Z. f. Krist.” Bd. 58. Leipzig.
- (8) Klakowsky E., 1901. *Die Verkieselung der Gesteine in der nördlichen Kalahari*. „Isis”. Dresden.
- (9) Kreutz F., 1869. *Skąły plutoniczne w okolicy Krzeszowic*. „Rocznik Tow. Nauk. Krak.” t. 37. Kraków. (Plutonische Gesteine in der Umgebung von Krzeszowice). „Verhandl. der k. k. Geol. Reichsanstalt”, Bd. 9. Wien.
- (10) Reitz H., 1921. *Spuren arider Wüsten im Diluvium Schleswig-Holsteins*. Cbl. f. Min. Stuttgart.
- (11) Rozen Z., 1909. *Dawne lawy W. Księstwa Krakowskiego*. Rozprawy Wydz. Mat.-Przyr. Akademii Umiej. t. 49. Kraków. (Die alten Laven im Gebiete von Kraków). „Bull. Acad. des Sci.” Cracoviae.
- (12) Rehberg C. H., Schlossmacher K., 1944. *Die Farbe des Chrysoprases*. „N. Jb. f. Min.” Heidelberg.
- (13) Zaręczny S., 1894. *Tekst do zeszytu III Atlasu Geologicznego Galicji*. Akad. Umiej. Kraków. (Geol. Atlas Galiciens. Heft III). Kraków.
- (14) Zerndt J., 1929. *Ametysty z Siemoty Krakowskiej oraz minerały im towarzyszące*. Księga Pam. XIII Zjazdu Przyrodników i Lekarzy Polskich w Wilnie. Wilno.

АНТОНИ ГАВЕЛ

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ВЫВЕТРИВАНИЯ
В ПУСТЫННОМ КЛИМАТЕ ЮЖНОЙ ПОЛЬШИ

Кремнеземистая минерализация в окрестностях Кшешовиц является обусловленной горячим и засушливым климатом, который господствовал в верхнетортонское время. Это является следствием ее распределения согласно рельефу мало нарушенному до настоящего времени, а также вытекает из слоистой горизонтальной структуры агатов, образовавшихся после окончания тектонических движений. Проводится также анализ гидротермальных образований, которые окончательно сформировались до верхнемелового времени и не обнаруживают связи с кремнеземистой минерализацией.

Обращается внимание на силификационные процессы в период латеризации серпентинитов в тортонское время на территории Нижней Силезии. Силификацию проявляющуюся в виде красных жил яшмы в верхней части латеризованного участка, автор считает результатом смены тропического, влажного климата на засушливый, который господствовал до трансгрессии тортонского моря с пластами бурого угля.

Пер. Б. Миховского

ANTONI GAWEL

MINERAL PHENOMENA OF WEATHERING IN A DRY CLIMATE IN SOUTHERN
POLAND

Silica mineralization in the form of jaspers, agates and amethysts, found in Permian augite melaphyres from the region of Krzeszowice, is the result of the hot and arid climate which ruled during the Upper Tortonian. This can be seen from the distribution of this mineralization in accordance with the relief of these rocks which up to today has not much been changed, and from the structure of the agates which appear in horizontal stratification and, therefore, must have developed after tectonic movements had ceased. Moreover the paper contains an analysis of the hydrothermal deposits which ultimately developed prior to the Upper Cretaceous and which are in no way connected with the silica mineralization. In discussing the Tortonian laterization of the serpentinites of Lower Silesia the author calls attention to processes of silification which: 1) are connected with the origin of magnesite veins, 2) take in the serpentinites underneath the laterized part of the rock, and 3) appear as red jasper veins in the upper part of the laterized parts. The author ascribes the last-named type of silification to the change of a tropical and humid climate into an arid climate which has preceded the Tortonian marine transgression and brought deposits of brown coal.

Translated by *Karol Jurasz*.

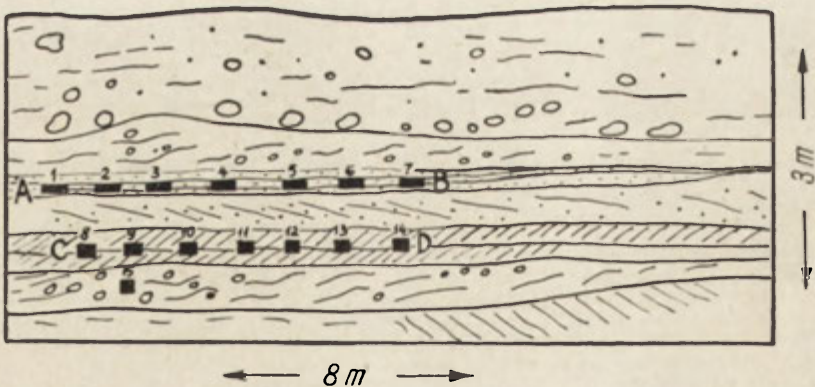
BOGUMIŁ KRYGOWSKI
Poznań

Kilka danych z graniformometrii mechanicznej o dynamice środowiska sandrowego

Some data from mechanical graniformametry on the dynamics of outwash environment

Zarys treści. Opierając się na 240 analizach obróbki ziarna kwarcowego piasków sandrowych, autor stwierdził dużą jednolitość dynamiczną tego środowiska sedimentacyjnego. Nie mniej pewną odrębność, wyrażoną w parametrach obróbki, wykazały warstwy laminacji płaskiej oraz wydymowej, co wskazywałoby, iż parametry obróbki mogą mieć zastosowanie do określania subtelnosci w dynamice środowisk sedimentacyjnych.

W niniejszym przypadku chodzi o dwie warstwy piasków sandrowych w Krzyżownikach pod Poznaniem (ryc. 1): A-B o laminacji płaskiej i C-D wydymowej. Struktura sedimentu zapisała więc dwa rodzaje warunków hydrodynamicznych. Niniejsze rozważania, opierające się na 240 analizach (przetoczeniach ziarna kwarcowego na graniformametrze) są próbą interpretacji kilku parametrów obróbki ziarna, przy czym celem



Ryc. 1. Schematyczny rysunek ścianki sandru w Krzyżownikach pod Poznaniem. Uwidoczniono warstwy: A-B, sedimentacji płaskiej i C-D, sedimentacji wydymowej. Szrafura w przybliżeniu oddaje struktury warstwowania. Bieg ścianki około 50°.

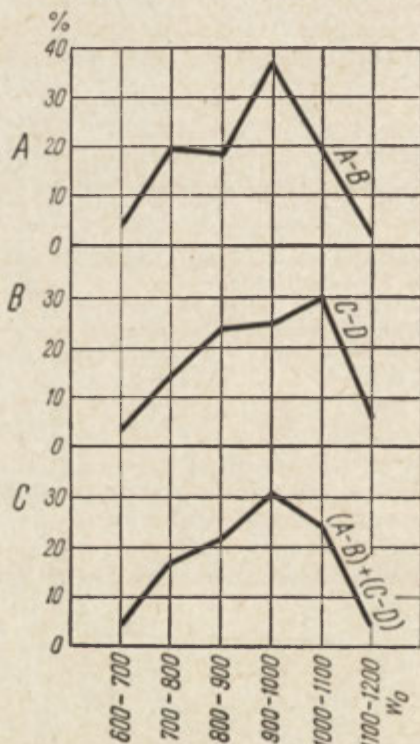
Czarne prostokąty i kwadraty — miejsca poboru prób.

Schema of the outwash wall at Krzyżowniki near Poznań. Layers: A-B — graded bedding, C-D — cross bedding. Black rectangles — points where sand samples were taken.

jest określenie: w jakim stopniu różne warunki hydrodynamiczne zostały wyrażone w parametrach obróbki ziarna.

Ujmują to załączone grafiki (ryc. 2, 3 i 4). Z grafiku 2 C, obejmującego obydwie warstwy, tj. A-B i C-D, wynika, że podstawową masą ziarnową piasków sandrowych jest ziarno o obróbce w granicach W_0 od 800 do 1100, a więc ziarno średnio obtoczone; przypada bowiem na nie około 75%.

Jeśli przyjrzeć się obróbce ziarna w grafikach 2 A i 2 B, przedstawiających obróbkę w poszczególnych warstwach, to łatwo dostrzec niewielką różnicę, wskazująca na swego rodzaju znaczną jednolitość



Ryc. 2. Częstotliwość wartości wskaźnika obróbki ziarna W_0 , według podanych przedziałów, dla warstw: A-B, C-D oraz (A-B) + (C-D). Wyższa tendencja do gromadzenia ziarna bardziej okrągłego w warstwie C-D niż w warstwie A-B jest widoczna.

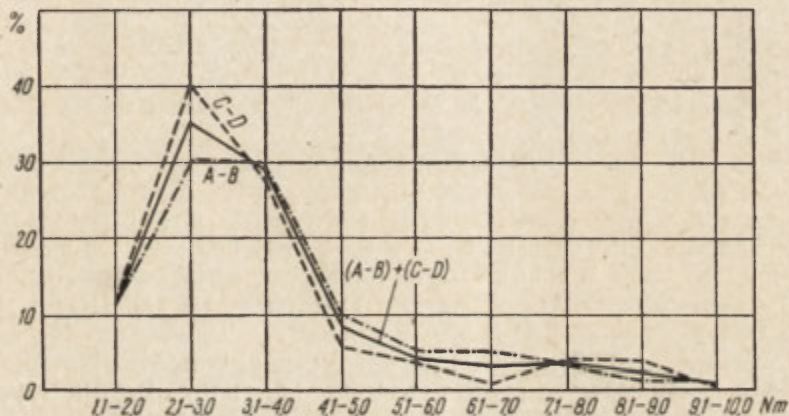
Frequency of the W_0 — values (index of the sand grain abrasion) according to divisions — for the layers: A-B, C-D and (A-B) + (C-D). A higher tendency to gather more rounded grains in the layer C-D, than in A-B we can see.

dynamiczną sandrowego środowiska sedymentacyjnego. Niemniej różnica ta występuje. Lekka tendencja do gromadzenia ziarna o większej obróbce, a do zaniku bardziej graniastego w warstwie C-D (ryc. 2 B) zaznacza się, jeśli odnieść warstwę tę do warstwy A-B. Wskazywałoby to na turbulencję strumienia sandrowego, która wybierała łatwiej „nośne” ziarno, a więc bardziej graniaste, i odprowadzała je dalej, pozostawiając na miejscu ziarno trudniej „nośne”, a zatem bardziej obtoczone. Stąd widoczny na ryc. 2 B lekki wzrost (w porównaniu z grafikami 2 A)

częstotliwości wyższych wartości W_0 (1000—1100) przy równoczesnym obniżeniu się częstotliwości niższych wartości W_0 (700—800).

W warstwie A-B (ryc. 2 A), związanej z warstwowo płynącym strumieniem, zaznacza się nieco odmienny proces. Tutaj występuje tendencja do zrzucania ziarna graniastego, transportowanego w zawieszeniu (w suspensji). Stąd lekki wzrost ziarna graniastego w porównaniu z warstwą C-D (ryc. 2 B).

Ta delikatna różnica między warstwami zaznacza się także we wskaźnikach niejednorodności obróbki N_m . Ogólnie w obydwu warstwach tendencje morfologicznej selekcji są dość znaczne, co przejawia się w fakcie, iż z górą 35% prób legitymuje się wskaźnikami N_m od 2—3 (przy skali 1—12), tj. wartościami świadczącymi o dobrej i dość dobrej selekcji.



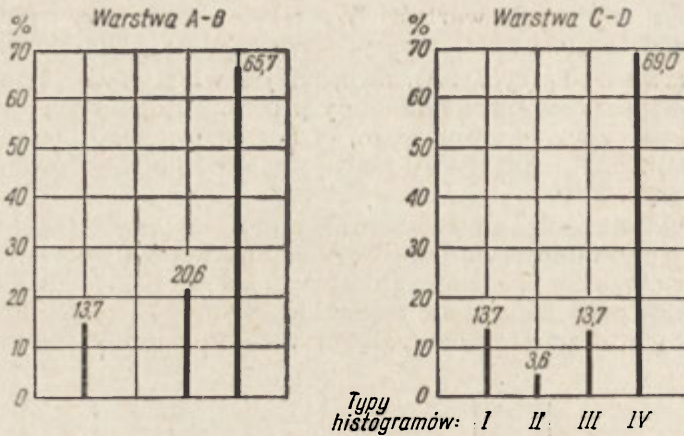
Ryc. 3. Częstotliwość wartości wskaźnika niejednorodności obróbki ziarna N_m według podanych przedziałów, dla warstw: A-B, C-D i (A-B) + (C-D). W porównaniu z warstwą A-B widoczny wyraźny wzrost częstotliwości N_m w przedziale 2,1—3,0 w warstwie C-D.

Frequency of the N_m — values (unhomogeneity of the grain abrasion) according to divisions — for the layers: A-B, C-D and (A-B) + (C-D). Comparing with the layer A-C we see a quite distinct growth of the N_m value in the division 2,1—3,0, in the layer C-D.

Dalej jednak posunięta jest selekcja w warstwie C-D (częstotliwość N_m 2—3 — 40%) niż w warstwie A-B (częstotliwość N_m 2-3 — 30%). Jest to jasne. W strumieniu turbulentnym na miejscu pozostawało, jak to już wyżej wzmiankowano, ziarno jednego rodzaju, tj. ziarno lepszej obróbki, a ziarno graniaste wynoszone, natomiast w przepływie warstwowym miało miejsce mieszanie się ziarna okrągłego, rolującego się po dnie, z ziarnem graniastym zrzucanym z zawieszenia.

Również w świetle typów histogramowych obróbki ziarna *, będących odzwierciedleniem warunków hydrodynamicznych, zaznacza się różnica między obu warstwami. W warstwie A-B przypada 20,6% histogramów typu III, tj. histogramów rozplaszczonych, ukazujących brak selekcji,

* Krygowska L., Krygowski B. *Application of histogrammic types of sand abrasion to define the dynamics of sedimentary environments*. „Geographia Polonica”, 1968.



Ryc. 4. Częstość typów histogramów obróbki ziarna w warstwach: A-B, C-D. Typy histogramów: I — wysmukłe — wyraz daleko posuniętej selekcji morfologicznej ziarna, II — mniej wysmukłe, III — rozplaszczone — wyraz braku selekcji, IV — histogramy typu kombinowanego, będące skrzyżowaniem histogramów I i III (zapis pulsowania między dwoma tendencjami hydrodynamicznymi)

Frequency of histogram types of the grain abrasion in layers: A-B, C-D. Types of histograms: I — high (high kurtosis value) — reflection of strong morphological grain selection. II — less high. III — flatted, smoothed — reflection of lack of selection. IV — combined histograms of I and III

gdy w warstwie drugiej, tj. C-D na ten typ histogramów przypada 13,7% przy ogólnej silnej w obu warstwach tendencji do selekcji, wyrażonej w typie histogramów IV, tj. histogramów, będących kombinacją histogramów rozplaszczonych oraz wysmukłych. Na ten typ histogramów (selekcji) przypada bez mała 70%. Jest to zapewne swego rodzaju zapis podstawowej cechy dynamiki środowiska sandrowego, jego pulsowania od pozycji warunków braku selekcji do pozycji warunków dobrej selekcji.

Jak z powyższych rozważań wynika, to warstwa sedymentacji płaskiej odchyła się w parametrach obróbki ziarna od warstwy sedymentacji wydymowej, aczkolwiek tylko w nieznacznym stopniu. Pochodzi to zapewne stąd, że sedymentacja wydymowa w środowisku sandrowym wybija się na czoło, gdy płaska odgrywa raczej podrzędną rolę. Okresy tej ostatniej były krótkotrwałe, o czym świadczą cieniutkie „serie” tego typu depozycji. Dlatego też zaczerpnięty materiał z podstawowej sandrowej masy piaszczystej o sedymentacji wydymowej mógł być przeselekcjonowany w warunkach krótkotrwałej sedymentacji płaskiej tylko w minimalnym stopniu.

БОГУМИЛ КРЫГОВСКИ

НЕСКОЛЬКО ДАННЫХ ИЗ МЕХАНИЧЕСКОЙ ГРАНИФОРМОМЕТРИИ ПО ДИНАМИКЕ ЗАНДРОВОЙ СРЕДЫ

На основе 200 анализов обработки кварцевых зернышек зандровых песков автор устанавливает большое динамическое единство этой седиментационной среды. Но некоторое отличие, выраженное параметрами обработки, наблюдается

в слоях с плоской ламинацией и дюнной ламинацией, что являлось бы указателем того, что параметры обработки могут применяться для определения тонкости в динамике седиментационной среды.

Пер. И. Гейштор

BOGUMIŁ KRYGOWSKI

SOME DATA FROM MECHANICAL GRANIFORMAMETRY ON THE DYNAMICS OF OUTWASH ENVIRONMENT

The subject of this report are abrasion parameters of sand grains (four fractions: 0.5—0.8, 0.8—1.0, 1.0—1.25, 1.25—1.6 mm) from the two layers (fig. 1): A-B and C-D of the outwash sands at Krzyżowniki near Poznań. The layer A-B represents the type connected with the laminar water flow and the C-D one with the turbulent flow.

The differences between these layers, expressed by sand abrasion parameters, seen in the adjoined graphs (fig. 2, 3, 4), are rather unremarkable in spite of different hydrodynamic conditions in which these separate layers were formed. That is because the laminar sedimentation, if it occurred in the outwash environment, was usually short and played a minimal role in comparison with cross bedding sedimentation, which dominated in this environment. There was simply too little time during the short laminar water flow phase to reselect the cross bedding sand.

JOHANNES F. GELLERT

Poczdami

Das Yangtsekiang-Delta und die Yangtsekiang-Mündung

Delta i ujście rzeki Jangcy

Wenn man, wie der Verfasser und der Jubilar, von Nanking [Nanjing]* nach Shanghai fliegt, so durchquert man jenseits der Nanking-Berge weithin ein amphibisches Land. Aus Tausenden von Kanälen, Teichen und Überflutungsfeldern blinkt der Wasserspiegel auf. Ihr Mosaik wird von den großen Seeflächen des Chaohu [Zhaohu], des Kehu [Gehu] und des Taihu [Taihu] unterbrochen. Sandige Uferbänke und ein System gewaltiger Deiche begrenzen dieses amphibische Land gegen das Stromland des Yangtsekiang [Changjiang] im N. An verschiedenen Stellen ragen Felsberge aus der Ebene auf. Sie weisen darauf hin, daß hier zwischen Nanking und Shanghai ein älteres Relief abgesenkt und von jüngeren Ablagerungen verschüttet worden ist (Gellert, 1963). Gegen Shanghai zu verliert das Land den geschilderten amphibischen Charakter; ausgedehnte Niederungsebenen, von nur wenigen Kanälen und Flüssen sowie Deichen durchzogen, bilden die Halbinsel um Shanghai. Über den geologischen Aufbau des beschriebenen Gebietes geben Bohrungen Aufschluß (Wissmann, 1940, Chen Chi-Yu, 1957). Sie erreichen bei Shanghai in nahezu 300 m Tiefe den Felsuntergrund und zeigen von oben nach unten folgende Schichtfolge:

- 5 m feine fluviale Tone des Yangtsekiang bzw. des Whangpo [Huangpu]
- 118 m marin-litoraler Sand und Kies mit feinen Tonlagen (besonders in 7,5 m und 10 m Tiefe) sowie Muschel- und Korallenfragmente (insbesondere in 60—70 m Tiefe)
- 16 m Ton und Sand mit feinen Muschelresten
- 4 m feinkörniger, brauner, lößartiger Lehm (nach Wissmann = Hsiashu [Xiashu]-Lehm = Nanking-Löß der letzten (Malan-) Kaltzeit; vgl. Gellert, 1963)
- 4 m Sand und Kies
- 74 m feinkörnige Deltasedimente mit 8 m Sand
- 59 m unverfestigte Materialien einer nahen und unregelmäßig gestalteten Küste

* Namensformen in englischer Transkription und [in Klammer] in chinesischer Lautschrift in lateinischen Lettern.

6 m schwach verfestigte Konglomerate mit weit transportierten Brandungsgeröllen bis zu 5 cm Durchmesser aus stark verwittertem Material.

Aus diesem, vorwiegend litorale Ablagerungen umfassenden Bohrprofil, dem in 139—143 m terrestrische Ablagerungen (letzt-kaltzeitlicher Löß) einlagert sind, ergibt sich, unter Annahme einer wärmekaltzeitlichen Meeresspiegelabsenkung von 90—100 m, eine tektonische Absenkung des Gebietes an der Yangtsekiang-Mündung seitdem um



Abb. 1. Geologisch-geomorphologische Kartenskizze des Yangtsekiang-Deltas (nach Wissman 1940 und Chen Jie-Yu 1959)

Szkic geologiczno-geomorfologiczny delty Jangcy (według Wissmanna 1940 i Chen Jie-Yu 1959).

Góry, pagóry, terasy
 osady rzeczne
 osady jeziorne i lagunowe utworzone w jeziorach deltowych
 stare piaszczyste plaże morskie
 starsze rzeczno-morskie osady deltowe
 młodsze rzeczno-morskie osady deltowe
 młode brzeżne osady morskie
 duże wały przybrzeżne
 ławice muszlowe
 ławica ostrygowa
 przebieg linii brzegowej do 7 wieku n.e.

mindestens 40—50 m; Basaltgerölle aus den Nanking-Bergen in den schwach verfestigten Strandkonglomeraten weisen auf Beziehungen zu den mittel- und altpleistozänen Flußterrassen bei Nanking hin und lassen seit der Bildung eine Absenkung von insgesamt fast 200 m unter den kaltzeitlichen Meeresspiegelstand vermuten (Gellert, 1963). Aus der

Auffüllung einer breiten, noch um 600 nach Beginn unserer Zeitrechnung abwärts von Yangchao [Yangzhou] und Chinkiang [Zhinjiang] bestehenden alten Trichtermündung des Yangtsekiang (vgl. Abb. 1) schließen Wissmann (1940) und andere auf einen Stillstand dieser tektonischen Absenkung seit dem 7. Jahrhundert. Aus Pegelbeobachtungen in Shanghai ergibt sich jedoch eine Landsenkung in den letzten 38 Jahren um insgesamt 52 cm (fast 1,4 cm/Jahr), die nicht allein auf einen rezenten eustatischen Anstieg des Meeresspiegels als Folge der Erwärmung der Atmosphäre in den vergangenen Jahrzehnten oder auf Bodensenkungen infolge der städtischen Bebauung des Marschlandes zurückgeführt werden kann (Chen Chi-Yu, 1957), sondern auf eine weitere tektonische Senkung im Küstenbereich hinweist. Diese anhaltende Senkung dürfte auch die Ursache dafür sein, daß das Delta des Yangtsekiang, zumindest in den letzten Jahrtausenden, nicht weiter seewärts gewachsen ist. Hierauf weist auch der generell ungestörte Verlauf der Isobathen abwärts 6 Faden (10,8 m) vor der Yangtsekiang-Mündung hin (Abb. 2).

Die in den ersten Jahrhunderten unserer Zeitrechnung bestehende Küstenlinie (Wissmann, 1940, Cheng Jie-Yu & Yun Cai-Xing, 1959), die abwärts der Nanking-Berge eine gegen See sich breit öffnende Trichtermündung erkennen läßt, erlaubt es, eine ältere und eine jüngere Phase der Deltabildung zu unterscheiden (Abb. 1). Der älteren Phase gehören die marinen Sandbänke an, die bei Taichou [Taizhou] und Changchou [Changzhou] den inneren Teil der alten Trichtermündung im N und S flankieren, sowie ältere fluvial-marine Deltaablagerungen, die sich an jene Sandbänke im N des Stromes nach E hin anschließen, und die westlich von Shanghai in einem großen Bogen nach S abbiegen und dadurch die Wirksamkeit der schon damals nach SSE setzenden Küstenströmung anzeigen. Hinter dieser Nehrung bildete sich ein lagunärer Stauraum, in dem fluvial-limnische und lagunäre Ablagerungen, insbesondere Tone, zum Absatz kamen. Die oben genannten Seen bilden die letzten Reste dieser Rückstauseen. Inwieweit das Auftreten analoger fluvial-mariner Ablagerungen und mächtiger Strandwälle, wie sie Cheng Jie-Yu & Yun Cai-Xing (1959) an der heutigen Außenküste südöstlich von Shanghai angeben, auf einen älteren, seewärtigen Küstenverlauf vom der Ausbildung der oben genannten Trichtermündung hinweist, muß offen bleiben. Daß auch damals Strombänke und Inseln im Stromtrichter des Yangtsekiang gelegen haben, läßt die fossile Insel östlich von Nantung [Nandong], erkennen, die später als Auffänger für die Schwemmassen diente, die durch die Küstenströmung aus dem Gebiet der historischen Huangho [Huanghe]- und Huaiho [Huaihe]-Mündungen nach S versetzt wurden. Innerhalb des genannten historischen Mündungstrichters des Yangtsekiang kamen jüngere fluvial-marine Deltaablagerungen zum Absatz. Mächtige Deichwerke sichern seit vielen Jahrhunderten dieses junge Marschland gegen die Sturmfluten. Lediglich innerhalb des heutigen Aestuars beherrschen sie gemeinsam mit den Gezeitenströmungen und dem Süßwasserstrom des Yangtsekiang das morphologische Geschehen.

Wie alle Strommündungen an Gezeitenküsten, so weist auch die Yangtsekiang-Mündung im Gezeitenbereich ein kompliziertes System von Untiefen und Stromrinnen auf (Abb. 2). Sie resultieren aus dem Widerspiel zwischen dem schwebstoffreichen Süßwasserstrom des Yangtsekiang, der nach SSE setzenden Küstenströmung und den innerhalb

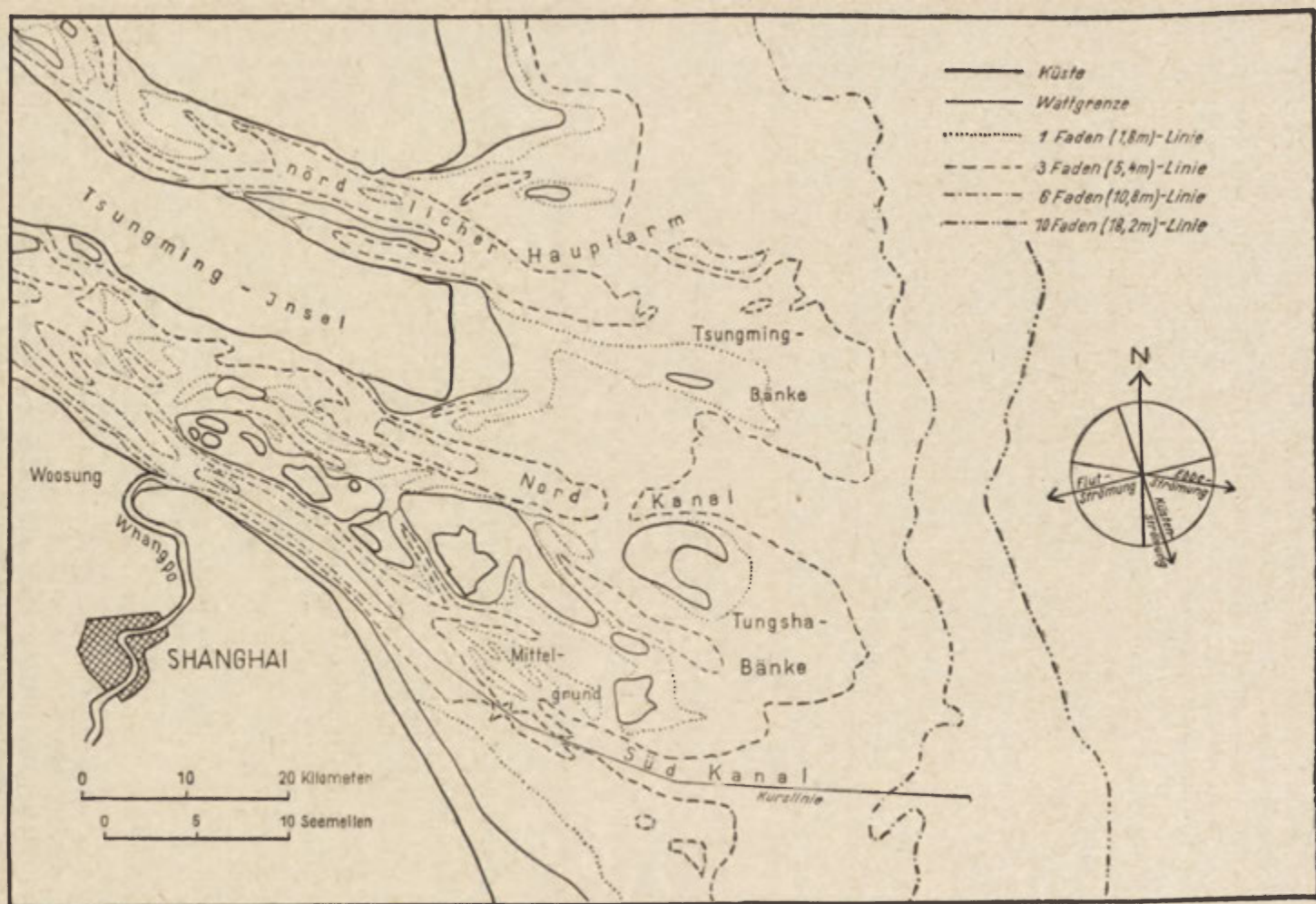


Abb. 2. Kartenskizze der Yangtsekiang-Mündung (nach der englischen Seekarte)
 Szkic ujścia rzeki Jangcy (według angielskiej mapy morskiej)

eines halbtägigen Rhythmus stromein und stromaus setzenden Gezeitenströmungen. Die Ablenkung der durch den Süßwasserstrom verstärkten Ebbeströmung durch die Küstenströmung nach S gegenüber der nach W setzenden Flutströmung bewirkt hierbei die Entstehung von Strömungen und Kolken in generell WSW- bis WNW-Richtung einerseits und in SE-Richtung andererseits, zwischen denen Untiefen und teilweise eingedeichte Watteninseln liegen. In ESE-bis SE-Richtung verlaufen auch die Hauptmündungsarme des Stromes, insbesondere der von der modernen Großschifffahrt benutzte Südkanal längs der Küste östlich von Shanghai. Sie sind durch die große Marscheninsel Tsungming [Chongmingdao] und seewärts vorgelagerte große Bänke, wie die Tsungming-Bänke im N und die Tungsha [Dongsha]-Bänke im S voneinander getrennt. Über sie verläuft in weitem Bogen von N nach S, quer durch die Hauptarme der Yangtsekiang-Mündung hindurch, eine Barre, über der bei Springniedrigwasser fast nirgends mehr als 3 Faden (5,4 m) Wasser steht; nur im Südkanal vermögen dann Schiffe bis zu 6 m Tiefgang im bezeichneten Fahrwasser zu passieren. Während die Barren des Nordarmes sowie des Nordkanals als Folge fortwährender Materialverlagerungen nur wenig gegliedert erscheinen, läßt die Aufgliederung der Barre des Südkanals, namentlich im Bereich des Mittelgrundes, in mehrere Bänke und Rinnen auf sehr aktive gesetzmäßige Strömungen und Materialwanderungen schließen. Sie haben eine fortwährende Veränderung der Tiefen und eine fortwährende Wanderung der Rinnen und Bänke quer über den Strom nach S zur Folge, die den Wanderungen der Rinnen und Bänke über die Außenweser und Außenelbe in der inneren Deutschen Bucht ähnelt (Gellert, 1937). Sie geben der Yangtsekiang-Mündung das charakteristische Gepräge und bedingen die Schwierigkeit der Navigation in ihrem Bereich.

LITERATUR

- (1) Admiralty London. „China-Sea-Pilot“. Vol. III. London 1954.
- (2) Chen Chi-yu. *Notes on the development of the Yangtze Estuary*. „Acta Geographica Sinica“ 1957, 241—253 (chines., engl. Res.).
- (3) Chen Jie-yu, Yun Cai-xing. *Razvitije reliefa delty R. Janczy*. „Acta Geographica Sinica“ 1959, 201—220 (chines., russ. Res.).
- (4) Chen Jie-yu, Yun Cai-xing. *Process izmenenija rusla R. Janczy ot Nankina do Usuna*. „Acta Geographica Sinica“ 1959, 221—239.
- (5) Gellert J. F. *Die Aussenelbe. Ein morphologisches Problem der inneren Deutschen Bucht*. „Geograph. Zeitschr.“ 1937, 175—186.
- (6) Gellert J. F. *Tektonisch- und klimatisch-morphologische Beobachtungen und Probleme im östlichen China*. „Peterm. Geogr. Mittg.“ 1963, 81—103.
- (7) Wissmann H. v. *Südwest-Kiangsu, der Wuhu-Taihu-Kanal und das Problem des Yangtse-Deltas*. „Wiss. Veröff. d. Dt. Mus. f. Länderkunde z. Leipzig“ N. F. 8, 1940, 63—106.

JOHANNES F. GELLERT

DELTA I UJŚCIE RZEKI JANGCY

Odosobnione skaliste wzniesienia sterzące z rozległej równiny deltowej rzeki Jangcy oraz 300-metrowy zespół osadów rzeczno-morskich, wśród których na głębokości 140 m występuje pokład lessu Malan (ostatnie zlodowacenie), wskazują

na młodoczwartorzędowe tektoniczne obniżenie pobraża o około 200 m. Ruchy obniżające trwają współcześnie (1,4 cm/rok), dlatego delta nie przyrasta od strony morza. W jej rozwoju zaznaczają się dwie fazy: starsza — trwała do pierwszych stuleci n.e. (mierzeje w Taiczou i Hangczou), druga — obejmuje współczesną akumulację rzeczno-morskich ilów deltowych w zalewach. Ukształtowanie delty zależy od prądów rzecznych oraz prądów morskich przybrzeżnych i pływowych, żłobiących ryny i utrudniających nawigację.

ИОГАНН Ф. ГЕЛЛЕРТ

ДЕЛЬТА И УСТЬЕ РЕКИ ЯНЦЫ

Обособленные скалистые возвышенности торчащие на обширной дельтовой равнине реки Янцзы, а также 300-метровой мощности речно-морские отложения, среди которых на глубине 140 м, обнаруживается слой лесса Малян (последнее оледенение) указывают на молодое четвертичное тектоническое погружение побережья на около 200 м. Погружающие движения происходят и в настоящее время (1,4 см в год), поэтому нет прироста дельты со стороны моря. В ее развитии наблюдаются две фазы: первая продолжалась до первых столетий нашей эры. (коса в Тайчоу и Ханьжоу), вторая охватывает современную аккумуляцию речно-морских дельтовых глин в лагунах. Формирование дельты зависит от речных течений, а также прибрежных и приливных морских течений, которые вырабатывают рытвины и затрудняют навигацию.

Пер. Б. Миховского

ALFRED JAHN
Wrocław

Selektywna erozja gleb i jej znaczenie w badaniach geomorfologicznych

Selective soil erosion and its significance in geomorphological research

Zarys treści. Na stokach, na których występuje wietrzelnina i gleby o bardzo zróżnicowanym składzie mechanicznym, woda opadowa wymywa przede wszystkim cząstki pyłowe i spławialne gleby. Autor nazywa ten proces selektywną erozją gleb. Ma on szczególne znaczenie w terenie upraw rolnych, gdzie równocześnie z erozyjną selekcją odbywa się stale spulchnianie i mieszanie gleby przez działanie pługa. Proces selektywnej erozji ma duże znaczenie geomorfologiczne.

Erozyjne i denudacyjne działanie wód na stokach powoduje nie tylko przesuwanie masy zwietrzelinowej w dół, ale też jej rozfrakcjonowanie. Stwierdza się powszechnie, że osadzone przez te wody u stóp stoków osady odznaczają się szczególną jednolitością; są one równoziarniste i dają się najczęściej zaliczyć do kategorii cienkich wysegregowanych piasków lub mułów. Znane są „muły antropogeniczne”, wyróżnione przez H. Menschinga (1951), a u nas m. in. opisane przez T. Klatkę (1958). Powstały one w okresie, gdy człowiek rozpoczął uprawę pól, ułatwiając tym samym erozję gleb. Muły owe zbliżają się składem granulometrycznym do lessu, a więc są utworem pylastym. Wynika z tego, że wody opadowe przepłukując glebę w szczególny sposób usuwały z niej szczątki pyłowe, osadzając je następnie u stóp stoków i na terasach rzecznych. Dodatkowym elementem segregacji były wody płynące rzek.

W ten sposób dochodzimy do pojęcia selektywnej erozji gleb. Nazwą tą obejmujemy działanie wód opadowych na stoku, dzięki któremu łatwiej wymywalne cząstki gleby zostają z niej usunięte i odprowadzone w dół. Jest to więc segregacja czyli mechaniczne sortowanie materiału glebowego. Znamy raczej ogólne skutki procesu, w postaci wspomnianych podstokowych pokryw pylastych, aniżeli szczegóły jego działania. Nazwy „erozja selektywna” dla tego typu procesu używa również L. Jung (1962), bez bliższej interpretacji selektywnego działania wód stokowych. Godne zacytowania jest studium E. Ślusarczyka (1965), który wpływem „mikroreliefu” zaoranej powierzchni pola próbuje wyjaśnić proces sortowania gleby. Każde zagłębienie, każda bruzda wypełniona wodą deszczową staje się basenem sedymentacyjnym, w którym odkładają się cząstki frakcji spławialnej (poniżej 0,02 mm). Niektórzy widzą szczególne znaczenie procesu segregacji przez wmywanie cząstek glebowych w dół, w pory i kanały gleby. Ten proces mechanicznej suf-fozji opisali m. in. A. Zołnierczyk (1956), H. Maruszczak

(1953) i Z. C z e p p e (1960). Istnieje powszechne mniemanie, że gleby lessowe szczególnie łatwo podlegają takiemu sortowaniu. Fakty te są znane m. in. z pracy B. D o b r z a ń s k i e g o i S. Z i e m n i c k i e g o (1951).

Selektywność działania wody na stoku dotyczy zarówno powierzchni naturalnych nienaruszonych, jak też, i to w szczególności, takich, które podlegają uprawie rolnej. W pierwszym wypadku istnieje przyczyna osłabiania i zahamowania procesu. Pozostający po wymyciu drobnych cząstek materiał grubszy, szkielet glebowy, gruz, bloki, stanowią ochronę głębszych części profilu przed dalszym działaniem erozji. Co innego w terenie rolniczym, gdzie nie powstają ochronne „bruki erozyjne”, gdyż przeciwdziała temu ustawiczne mieszanie gleby przez pług.

Nie znając szczegółów selektywnego przemywania gleby stwierdzamy jedynie efekt ogólny w postaci przesuwania się masy glebowej w dół i zmianę jej składu granulometrycznego, odpowiednio do działania czynników erozji.

Proces erozji gleb na stoku przebiega według znanego wzoru M u s g r a v e ' a (1947), który w formie uproszczonej podają Z i e m n i c k i i M a z u r (1956):

$$S = k L J$$

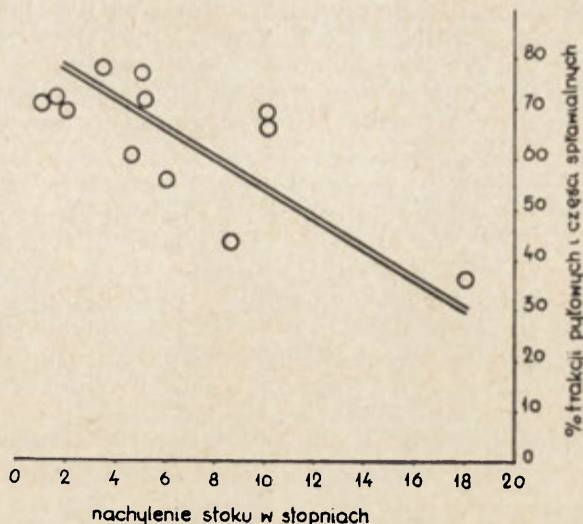
gdzie S oznacza siłę wynoszenia materiału (w kg/m^2), k — współczynnik, L — długość stoku, J — nachylenie stoku (tg kąta spadku).

Ilość wynoszonego materiału rośnie wraz z długością i nachyleniem powierzchni. Można rozszerzyć tę zasadę stwierdzając, że długość i nachylenie stoku decyduje również o wielkości erozji selektywnej.

Do postawienia tej tezy upoważniają wyniki badań przeprowadzonych w obszarze Wysoczyzny Głubczyckiej w województwie opolskim. Teren ten jest zbudowany z glin morenowych, piasków i żwirów — wszystko to przykryte lessem lub podobnymi do lessu utworami pylastymi. Stoki niezwykle regularnych, suchych, nieckowatych dolin mają kształt wklęsło-wypukły, o nachyleniu zmieniającym się od 3—18°. Pobierano próbki w profilach stokowych, w każdym wkopie z powierzchni gleby i z głębokości 30 cm (maksymalny zasięg pługa). W ten sposób określano średni skład granulometryczny warstwy ornej.

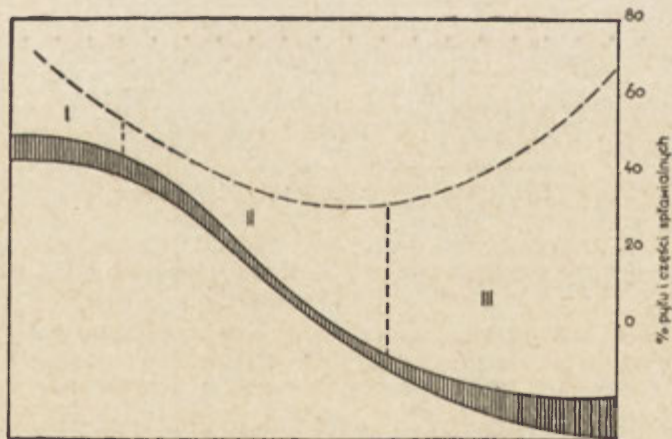
Zwrócono szczególną uwagę na frakcję pyłową (0,1—0,02 mm) oraz ił pyłowy czyli cząstki spławialne (0,2—0,006 mm). Badając sumaryczny procent obu tych frakcji na stokach o różnym nachyleniu stwierdzono niezwykle regularną zależność składu mechanicznego gleby od cech morfologii. Im większe jest nachylenie stoku, tym mniejszy jest w glebie procent tej sumarycznej frakcji pylastej (ryc. 1). Na stokach o nachyleniu 18° procent ten wynosi 36, na powierzchniach o spadku 3° — ponad 70. Przyjmując, że wyjściowa pokrywa zwietrzelinowa miała wszędzie podobny skład mechaniczny, należy wnioskować, że proces spłukiwania selektywnego dał tym większe efekty, im większe jest nachylenie stoku.

Stwierdzono również, że w dolinach nieckowatych (kilkusetmetrowej długości) odbywa się znamienny proces sortowania masy glebowej zależny od długości doliny. W górnej części takiej niecki procent frakcji pylastej w glebie maleje, w dół jednakże, bliżej ujścia, wzrasta on gwałtownie (ryc. 2). Fakt ten możemy wytłumaczyć jedynie nasilającym się w dół procesem erozji selektywnej, który u ujścia daje efekty akumulacyjne.



Ryc. 1. Zależność procentowa frakcji 0,1—0,006 mm w glebie od kąta nachylenia stoku

Per-cent dependence of content of 0.1—0.006 mm fraction in the soil on slope inclination

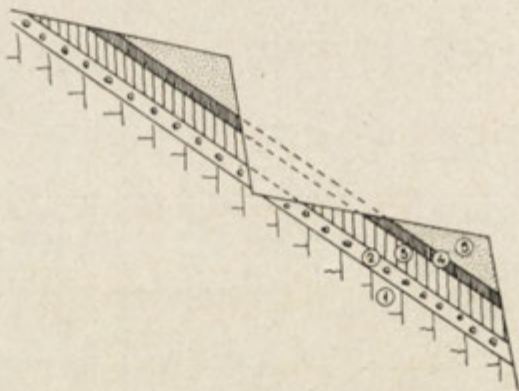


Ryc. 2. Schematyczny wykres, zestawiony na podstawie pomiarów przeprowadzonych na Wysoczyźnie Głubczyckiej, ilustrujący udział frakcji 0,1—0,006 mm w glebie poszczególnych odcinków stoku. I — powierzchnia grzbietowa (wierzchowina), II — stok erozyjny, III — powierzchnia akumulacyjna

Diagrammatical chart, founded on measurements made on the Głubczyce Plateau, illustrating the share of the 0.1—0.006 mm fraction which was determined in the soil cover of successive slope sections: I — plateau surface, II — erosive slope, III — accumulation surface

Erozja selektywna gleby jest bardzo czuła na wszelkie drugorzędne formy stoku, a więc wklęsłe i wypukłe załomy. Dotyczy to zwłaszcza teras polnych czyli tzw. wysokich miedz. Każdy więc odcinek stoku musi być oddzielnie analizowany, gdyż w działaniu procesu przemiany gleby przez wody opadowe reprezentuje on odrębną całość.

Erozja selektywna jest szczególnie skuteczna w obszarze upraw rolnych, a więc tam gdzie równocześnie z procesem erozji działa pług. To narzędzie rolnicze nie tylko spulchnia i miesza glebę, przede wszystkim ją przesuwa — i to w sposób znacznie szybszy, aniżeli czynnik naturalny. Jak stwierdza Prof. S. Ziemiński (informacja ustna) niektóre skarpy teras polnych okolic Lublina powiększają swoją wysokość wskutek orki do 10 cm w ciągu roku. Działania zmywne jedynie w czasie katastrofalnych deszczów mogą osiągnąć takie rezultaty, i to u stóp odpowiednio długich stoków. Należy zwrócić uwagę, że wskutek orki, przy terasowym systemie pól, może zmieniać się skład granulometryczny gleby w dół stoku, bez jakiegokolwiek związku z działaniem spłukiwania. Praca pługa doprowadza bowiem do ścięcia profilu glebowego, odsłaniając u stóp skarpgłębsze, gruboziarniste horyzonty gleby, bądź też nawet gruzową część skały macierzystej (ryc. 3).



Ryc. 3. Przekrój przez terasy polne. 1 — skała lita, 2 — gruz, 3 — podglebie, 4 — poziom próchniczny gleby, 5 — gleba namyta

Section across tilled terraces: 1 — parent rock, 2 — decayed rock, 3 — subsoil, 4 — humus-rich soil, 5 — alluvial top soil

Sformułowanie pojęcia selektywnej erozji gleb ma na celu bliższe poznanie procesu w jego związku ze skałą podłoża (jak to np. czynił L. Jung 1962), lub w jego związku z cechami morfologii stoku. Ta druga zależność może być badana w odniesieniu do poszczególnych odcinków stoku, bądź też do całości stoku. Badania takie mają nie tylko ważne znaczenie rolnicze — dla poznania zmieniającej się w poszczególnych odcinkach żyzności gleb — lecz również sens genetyczno-morfologiczny. Wędrowka masy glebowej (zwietrzelinowej) świadczy o aktualnym etapie rozwoju stoku. Wysortowany przez wody stokowe materiał

jest osadem korelatnym a więc ilościowym odpowiednikiem morfologicznych zmian stoku. Przeliczenia ilościowe powinny jednakże uwzględniać fakt segregacji mechanicznej — co słusznie m. in. zastosował w swojej pracy T. Gerlach (1966).

Wreszcie ostatni problem, który wymaga szczegółowych obserwacji, a nawet szukania nowych metod i techniki pomiaru, to rozpoznanie przebiegu selektywnej erozji gleby. Jedną z prób podjął, jak wspomniano, E. Ślusarczyk (1965). Autor ten jednakże ograniczył się tylko do studium krótkookresowych sedymentacyjnych przeobrażeń gleby. Nie uwzględnił on faktu, że działanie pługa w dużym stopniu niweczy owe efekty sedymentacyjnego sortowania. B. K a z o i L. G r u b e r (1962) badali przesuwanie się masy glebowej przy pomocy izotopów, co również w szerszym zastosowaniu może dać materiał do poznania istoty wędrówki masy glebowej na stoku.

Formułując postulaty badawcze należy przede wszystkim zwrócić uwagę na konieczność badania mikroreliefu powierzchni stokowej — naturalnej czy antropogenicznej. W tym może być wdzięczna rola geografów-geomorfologów, jeśli włączą się oni do tych prac z pełnym zastosowaniem geomorfologicznej i sedymentologicznej metody badań.

LITERATURA

- (1) C z e p p e Z., 1960. *Zjawiska sufozyjne w glinach zboczowych górnej części dorzecza Sanu*. Inst. Geol. Biul. 150, Warszawa.
- (2) D o b r z a ń s k i B., Z i e m n i c k i S., 1951. *Projekt układu pól na erodowanych czarnoziemach w Werbkowicach*. „Annales UMCS”. Sec. E.
- (3) G e r l a c h T., 1966. *Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Grajcarcka*. „Prace Geogr. IG PAN” nr 52.
- (4) J u n g L., 1962. *Soil particle size distribution on eroded slopes*. Union géod. et geoph. intern., Comm. de l'erosion contin., Colloque de Bari.
- (5) K a z o B., G r u b e r L., 1962. *The investigation of microsolfiuction with the aid of tagged isotopes*. Union géod. et géoph. intern., Comm. de l'erosion Contin., Colloque de Bari.
- (6) K ł a t k a T., 1958. *Muły antropogeniczne doliny Świśliny i ich dynamiczna interpretacja*. „Acta Geogr. Univ. Lodziensis” nr 8.
- (7) M a r u s z c z a k H., 1953. *Werteby obszarów lessowych Wyżyny Lubelskiej*. „Annales UMCS”. Sec. B.
- (8) M e n s c h i n g H., 1951. *Une accumulation postglaciaire provoquée par des défrichements*. „Rev. Géomorph. Dyn.” No 4.
- (9) M u s g r a v e G. W., 1947. *The quantitative evaluation of factors in water erosion*. „Journ. of soil and water conserv.”
- (10) Ś l u s a r c z y k E., 1965. *O drobnych przemieszczeniach materiału glebowego, uwarunkowanych przez mikrorelief kształtowany w toku uprawy*. „Pamiętnik Puławski” — Prace IUNG z. 18.
- (11) Z i e m n i c k i S., M a z u r Z., 1956. *Przekrój zbocza jako odzwierciedlenie erozji gleb*. „Annales UMCS”. Sec. E, v. 10.
- (12) Ż o ł n i e r c z y k A., 1956. *Zjawiska suffozji w gruntach*. „Gosp. Wodna” t. XVI, z. 12.

АЛЬФРЕД ЯН

СЕЛЕКТИВНАЯ ЭРОЗИЯ ПОЧВ И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ
В ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

На тех склонах, на которых выступают продукты выветривания и почвы очень дифференцированного механического состава, осадочная вода вымывает в первую очередь пылевые частицы и легко вымываемые почвы. Этот процесс автор называет селективной эрозией почв. Особенное значение этот процесс имеет на территории сельскохозяйственных культур, где одновременно с эрозией селекцией происходит постоянное разрыхление и перемешивание почв под воздействием плуга.

Процесс селективной эрозии имеет важное геоморфологическое значение.

Пер. Б. Миховского

ALFRED JAHN

SELECTIVE SOIL EROSION AND ITS SIGNIFICANCE
IN GEOMORPHOLOGICAL RESEARCH

Commonly encountered on valley floors is fine-grained material, mostly of a silt fraction, which has been washed down by rain water and deposited at the slope bases. This fact indicates that on slopes some sort of mechanical selection is taking place caused by the erosive action of flowing water. The present author calls this process "selective soil erosion".

This erosion is subject to the same laws that rule soil erosion on slopes in general, and therefore depends on slope inclination and slope length. The steeper a slope, the more numerous are the silty particles washed out from the soil. Down the slope this quantity decreases, abruptly increasing again at the slope base.

These rules referring to selective slope erosion have been verified by examinations made on the Głubczyce Plateau in Opole Voivodeship, a region built of loesses and silty loess-like deposits. Samples were collected from the arable soil layer along profiles of slopes and of basin-like valleys, and the results of these tests confirmed that a gradual selective downslope movement of the soil is taking place.

The author points out, that so far we know only the general effect of selective soil erosion, not the details how this erosion proceeds; and that additionally special quantitative tests are in order that would throw light on this problem.

Translated by *Karol Jurasz*

MARIA DRZAŁ, BOLESŁAW SMYK
Kraków

Rola czynnika mikrobiologicznego w kształtowaniu struktur i form podłoża skalnego

*The role of the microbiological element in the formation of structures
and forms of a rocky substratum*

Zarys treści. Autorzy przedstawiają na podstawie własnych prac terenowych i laboratoryjnych wyniki badań nad rolą czynnika mikrobiologicznego w kształtowaniu struktur i form podłoża skalnego. Stwierdzają oni obecność w podłożach skalnych określonych mikroorganizmów, ich różnokierunkową i aktywną działalność biochemiczną oraz określają jej znaczenie w przebiegu procesów strukturalnych i geomorfologicznych.

Na podłoża skalne oddziałują zespół różnorodnych czynników. Są to czynniki fizyczne, chemiczne i biologiczne. W grupie czynników biologicznych rośliny i drobnoustroje działają na drodze mechanicznej i biochemicznej. Drobnoustroje biorą aktywny udział przede wszystkim w przekształcaniu podłoża na drodze biochemicznej. W celu poznania roli czynnika mikrobiologicznego w przekształcaniu podłoża skalnego, szczególnie zbudowanego ze skał węglanowych, zostały przeprowadzone przez nas w latach 1960—1966 studia litobiologiczne na wybranych terenach Polski (Góry Świętokrzyskie, Roztocze, Wyżyna Krakowsko-Częstochowska, Pasma Skalicowe i Tatry), Czechosłowacji (Liptowskie Hale, Tatry Bielskie i Niżne Tatry), Bułgarii (Bałkan Zachodni i Środkowy oraz Ludogorie), Jugosławii (Dalmacja i Istria), Szwajcarii (Sottoceneri — Monte San Salvatore, Glattalp, Bernina Pass i Vallée de Joux) oraz Wschodniej Afryki Równikowej (Chyulu Mountains).

Rola czynnika mikrobiologicznego jest związana z jednej strony z zespołem określonych warunków i czynników zewnętrznych, z drugiej — ze specyfiką charakteru świata drobnoustrojów bytujących w obrębie danego podłoża skalnego.

Drobnoustroje charakteryzują się szczególnymi zdolnościami przystosowawczymi do wszelkich niekorzystnych dlań zmian środowiska. Kompensując skrajnie małe wymiary (0,5 μ — 2,0 — 5,0 μ) szybkością rozmnażania i niezwykłą aktywnością biochemiczną, drobnoustroje — a szczególnie bakterie odgrywają podstawową rolę w równowadze procesów życiowych na powierzchni Ziemi. Te właściwości mikroorganizmów mają duże znaczenie dla rozwoju i tempa przemian geobiochemicznych zachodzących w obrębie różnych podłoży skalnych. Cechy te warunkują właśnie, w przypadkach trwale lub czasowo „negatywnych” podłoży, możliwość nie tylko przetrwania i zachowania sił żywotnych drobnoustrojów.

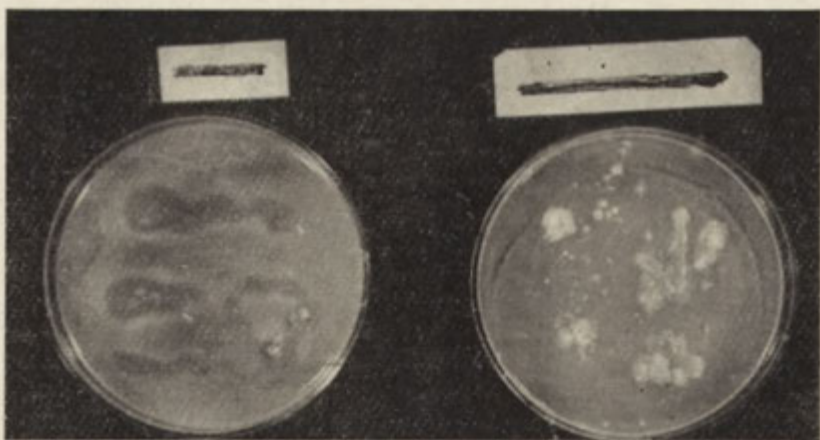
ustrojów, ale także poprzez ich liczebność i dynamikę przemian metabolicznych w mniejszym lub większym stopniu pozwalają im zaznaczać swoją czynną obecność w obrazie strukturalnym podłoża.

Otwarte pozostaje nadal zagadnienie powiązań pomiędzy czynnikami zewnętrznymi: wysokością bezwzględną, ekspozycją, klimatem (a szczególnie takimi jego elementami, jak wilgotność i temperatura) oraz roślinnością a stanem jakościowym i ilościowym drobnoustrojów w danym podłożu skalnym oraz dynamiką procesów związanych z ich działalnością. Nasze spostrzeżenia w tym zakresie, poczynione w związku z badaniami nad rolą mikroflory na obszarach krasowych, zgodne są z sugestiami wysuwanymi przez niektórych badaczy obszarów położonych w strefie klimatów tropikalnych, a opartymi na studiach terenowych. Wskazują one na pewne fakty, które przemawiają za istnieniem tych korelacji. Hipotezy te czekają jednakże na pełne potwierdzenie przede wszystkim na drodze doświadczalnej — eksperymentalnej.

Cechy litologiczne podłoża skalnego oraz charakter mikrotektoniki mają duże znaczenie w kształtowaniu roli czynnika mikrobiologicznego. Podłoże skalne jako baza życiowa, a jednocześnie pole działania drobnoustrojów, swoim charakterem chemiczno-petrograficznym określa rozwój określonych grup fizjologicznych drobnoustrojów oraz kierunek ich biochemicznej i chemicznej działalności.

Tak więc np. na podłożu skał węglanowych wyodrębniono liczne bakterie samożywne — autotroficzne (chemo- i fotosyntezujące), cudzożywne — heterotroficzne (bakterie, promieniowce i grzyby) o różnych uzdolnieniach geobiochemicznych, jak: utlenianie minerałów, rozpuszczanie węglanów i fosforanów wapnia, rozpuszczanie krzemianów i glinokrzemianów, wytwarzanie kwasów nieorganicznych (np. H_2CO_3 , HNO_3 , H_2SO_4) i organicznych (np. kwas 2-ketoglukonowy i inne) oraz CO_2 , H_2S itd. z wiązaniem azotu atmosferycznego włącznie.

W badaniach *in vitro* stwierdzono, że część z badanych mikroorganizmów ma wyraźne uzdolnienia biochemiczne do rozpuszczania nastę-



Fot. 1. Rozpuszczanie kalcytu przez szczepy bakterii z rodzaju *Arthrobacter*, wyodrębnione z terenów wapiennych

Dissolution of the calcite by bacterial strains of the genus *Arthrobacter* isolated from calcareous territories

pujących skał i minerałów: a) węglany (wapienie, dolomity, apatyty i inne); b) krzemiany (wollastonit, uranophan, oliwin, datolit); c) glino-krzemiany (glaukonit, muskowit, biotyt, ortoklaz, chabazyt, andaluzyt, sylimanit, montmorillonit i inne).

Wyodrębnione mikroorganizmy chemo- i fotosyntezujące (bakterie nitryfikacyjne, bakterie siarkowe itd.) odznaczają się dużą aktywnością biochemiczną w przekształcaniu podłoża. Również produkty metabolizmu tych mikroorganizmów biorą aktywny udział w procesach biochemicznych przebiegających w masie skalnej.

Gęstość sieci spękań i głębokość tych spękań uzależniają większe lub mniejsze przenikanie wilgoci — i to w każdej postaci — w głąb masy skalnej oraz warunkują jakość natlenienia podłoża. Od kształtowania się obu tych warunków zależy w pewnym stopniu rodzaj fizjologicznych grup mikroorganizmów, ich ilość i przestrzenne rozmieszczenie w podłożu. Uzyskane przez nas dane wskazują, że powierzchniowe warstwy podłoża skalnego (do 5—10 cm) podlegają intensywniejszej działalności geobiochemicznej mikroflory, zarówno autotroficznej, jak i heterotroficznej (mikroorganizmy tlenowe — jak np. nitryfikatory i inne) w porównaniu z warstwami głębszymi, gdzie ekspansja życiowa bakterii jest wyraźnie zahamowana.

Te mikrotektoniczne własności podłoża nie pozostają również bez wpływu na intensywność, tempo i stopień zaawansowania biochemicznych przemian w strukturze skały. Geobiochemiczna działalność drobnoustrojów w obrębie podłoża skalnego jest zróżnicowana. Dotyczy ona wzbogacenia podłoża w węglowodany (bakterie fotosyntezujące) i białko (asymilacja N_2 przez bakterie z rodzaju *Arthrobacter*), procesów nitryfikacji, utleniania i redukcji połączeń siarkowych, rozkładu krzemianów i glinokrzemianów, rozpuszczania fosforanów i węglanów wapnia oraz wytwarzania kwasów organicznych i mineralnych.

Szczególnie interesujące są pod tym względem pewne grupy bakterii, a przede wszystkim bakterie siarkowe i krzemianowe oraz bakterie z rodzaju *Arthrobacter*. Pewną rolę w procesach transformacji podłoża skalnego odgrywają także glony (*Algae*).

Badania nasze stwierdziły różnokierunkowy charakter działalności biochemicznej drobnoustrojów i ponadto pozwoliły — przynajmniej w przypadku podłoża wapiennego — stwierdzić znaczny, a niekiedy wybitny, stopień aktywności w zakresie tej działalności. Jest on różny dla różnych grup fizjologicznych drobnoustrojów.

Działalność biochemiczna mikroorganizmów ma także znaczenie w modelowaniu rzeźby, a szczególnie jej mikroreliefu. W problematyce kształtowania mikroform powierzchni skalnej — ze współdziałaniem czynnika mikrobiologicznego — wyróżnia się dwa generalne zagadnienia. Jest to istnienie procesów niszczących i w ich następstwie tworzenie się form wklęsłych oraz zjawisko akumulacji produktów rozkładu podłoża i powstawanie form pozytywnych. Hipotetyczne przypuszczenia o korozyjnej działalności drobnoustrojów znalazły potwierdzenie w naszych badaniach eksperymentalnych. Między innymi przy zastosowaniu podłoża węglanowego stwierdzono nie tylko istnienie niszczącej działalności mikroflory, lecz również uzyskano wyniki określające gradację intensywności tego rozkładającego działania w odniesieniu do poszczególnych rodzajów drobnoustrojów, a to: bakterii, promieniowców i grzybów.

Szczególnie znamienna jest rola bakterii zarówno w kształtowaniu procesów korozyjnych, jak akumulacyjnych.

To niszczenie z jednej strony, a z drugiej — współdziałanie w tworzeniu się mikroform jest geomorfologicznym wyrazem jednego wielkiego procesu biochemicznego przemian odbywających się w obrębie skalnego podłoża i będących nierozzerwalną częścią ogólnego zjawiska krążenia pierwiastków — materii w przyrodzie.

Dotychczasowe studia przyniosły nie tylko pewne rezultaty teoretyczne, lecz i wskazały na kryjące się w problematyce litobiologicznej aspekty praktyczne, przede wszystkim w rekultywacji wyrobisk górnictwa węglowego, w budownictwie lądowym i wodnym, w różnych przemysłach surowców mineralnych, w kopalnictwie naftowym, w przemyśle ceramicznym, w rolnictwie itp. Mimo to stoimy nadal przed wieloma nierozwiązanymi problemami.

Główne trudności wiążą się z zagadnieniami metodologicznymi i wynikają przede wszystkim z konieczności poszukiwań badawczych w strefie kontaktu świata przyrody nieożywionej i ożywionej, a więc materii rządzących się odmiennym zespołem praw naturalnych. Wymaga to pełnego zrozumienia i ścisłej współpracy specjalistów wielu dyscyplin stosujących różne metody pracy. Stwarza to także konieczność operowania niemalym i w pełni nowoczesnym zapleczem techniczno-laboratoryjnym.

Przy spełnieniu tych warunków można będzie w przyszłości realizować nadal rozwiązywanie wielu jeszcze pasjonujących zagadnień litobiologicznych, powiększając tym samym w tej dziedzinie dorobek nauki polskiej.

Zakład Ochrony Przyrody PAN, Kraków
Katedra Mikrobiologii Rolnej WSR, Kraków

PIŚMIENNICTWO

- (1) Drzał M. *Morfologia dorzecza Prądnika*. „Ochrona Przyrody”, R. 22. Kraków 1954.
- (2) Drzał M. *Kras w kredzie w Mielniku nad Bugiem*. „Z badań czwartorzędu w Polsce” T. X., Inst. Geologiczny, Biul. nr 169. Warszawa 1961.
- (3) Drzał M. *The Pieniny Mountains and the Dunajec River Gorge*. Rozdz. w *Along the Dunajec River*. Polish Academy of Sciences, Hydrobiological Committee XVI Limnologorum Conventus in Polonia. Cracow MCMLXV.
- (4) Drzał M. *Kras kopalny na obszarze między Pilicą a Nidą*. „Ann. Univ. M. Curie-Skłodowskiej”, Sectio B. Vol., XIX, 3. Lublin 1966.
- (5) Gromow B. W. *Mikroflora skalnych porod i prymitywnych poczw niekatorych siewiernych rajonow SSSR*. „Mikrobiologia”, XXVI, 1, 1957.
- (6) Silverman M. P. and Ehrlich H. L. *Microbial formation and degradation of minerals*. „Advanc. Appl. Microb.”, 6, 153—206, 1964.
- (7) Smyk B., Drzał M. *Badania nad występowaniem i rolą mikroflory na krasowych terenach wapiennych Polski Południowej*. Cz. 1. „Acta Agraria et Silvestria”, II, 71—100, 1962.
- (8) Smyk B., Drzał M. *Research on the distribution and role of the microflora occurring on limestone in karst territories of Poland, Czechoslovakia and Switzerland*. „Sbornik Praci III. Konference Pudnich Mikrobiologu”; 5—7, II, 1962. Československá Akademie Věd. Praha 1962.

- (9) Smyk B., Ettliger L. *Recherches sur quelques espèces d'Arthrobacter fixatrices d'azote isolées des roches karstiques alpines.* „Ann. Inst. Pasteur”, 105, 341—348, 1963.
- (10) Smyk B., Drzał M. *Litobiologia — nowa dziedzina nauk przyrodniczych.* „Przegl. Geogr.” XXXV, 4, 1963.
- (11) Smyk B., Drzał M. *Research on the influence of microorganisms on the development of karst phenomena.* „Geographia Polonica”, 2, 56—60, 1964.
- (12) Smyk B., Drzał M. *Untersuchungen über den Einfluss von Mikroorganismen auf das Phänomen der Karstbildung.* „Erdkunde”, XVIII, 2, 102—113, 1964.
- (13) Smyk B. *Fixation of atmospheric nitrogen by the strains of Arthrobacter*, IX Intern. Congress for Microbiology, Moscow, July 24—30, 1966. „Abstr. of Papers to be Presented at Focal Topic Sessions, C2/29, 280—282”. Moscow 1966.

МАРИЯ ДЖАЛ, БОЛЕСЛАВ СМЫК

РОЛЬ МИКРОБИОЛОГИЧЕСКОГО ФАКТОРА В ФОРМИРОВАНИИ СТРУКТУР И ФОРМ РЕЛЬЕФА СКАЛЬНОГО ОСНОВАНИЯ

Авторы представляют, на основе собственных полевых и лабораторных работ, результаты исследований роли микробиологического фактора в формировании структур и форм рельефа скального основания. Они устанавливают в скальных основаниях наличие определенных микроорганизмов, их активную биохимическую деятельность в различных направлениях а также определяют ее значение в ходе структурных и геоморфологических процессов.

Пер. И. Гейштор

MARIA DRZAŁ, BOLESŁAW SMYK

THE ROLE OF THE MICROBIOLOGICAL ELEMENT IN THE FORMATION OF STRUCTURES AND FORMS OF A ROCKY SUBSTRATUM

In the years 1960—1966 the authors carried out lithobiological studies in certain chosen territories of Poland (the Świętokrzyskie Mts., Roztocze, the Kraków — Częstochowa Upland, Pasma Skalicowe, and the Tatra Mts.), Czechoslovakia (the Liptovské Hole, Belanské and the Nižne Tatras), Bulgaria (the Western and Central Balkans and Ludogorie), Yugoslavia (Dalmacija and Istra), Switzerland (Sottoceneri—San Salvatore, Glattalp, Bernina Pass, and Vallée de Joux), and in Eastern Equatorial Africa (Chyulu Mts.).

It results from these investigations that the role of the microbiological element is pronouncedly marked in the transformation of the structures and forms of the rocky substratum. It undergoes changes and depends on several exterior elements and conditions. It also is connected with the specific character of microorganisms.

The lithological characters of the substratum (its chemopetrographic character) and the kind of the microtectonics (especially the density of the network of fissures and their depth) determine the kind, number and areal distribution of microorganisms and appoint the direction of their biochemical activity.

In their investigations the authors distinguished numerous autotrophic (chemo- and photosynthetic) and heterotrophic Bacteria, Actinomycetes and Fungi with

various geobiochemical abilities, e.g. oxidation of minerals, dissolution of calcium carbonates and phosphates, solubilization of Ca and Al silicates, production of inorganic (e.g. H_2CO_3 , HNO_3 , H_2SO_4) and organic acids (e.g. 2-ketogluconic acid and others), CO_2 , H_2S , etc., together with the fixation of the atmospheric N_2 .

It has been established in the studies in vitro that a part of the microorganisms investigated possess a pronounced biochemical ability to dissolve the rocks and minerals as follows: a) carbonates (limestones, dolomites, apatites, and others), b) silicates (wollastonite, urophane, olivine, datolite), c) alumino-silicates (glaucosite, muscovite, biotite, orthoclase, chabazite, andaluzite, sillimanite, montmorillonite, and others).

The properties of the rocky substratum also exercise an influence on the intensity and rate of the biochemical changes occurring in the substratum. These changes result from the multidirectional activity of the microorganisms and products of their metabolism. This refers to the Bacteria, Actinomycetes and Fungi. The share and geobiochemical activity of the bacteria (especially those of sulphur and silicates, and the bacteria of the genus *Arthrobacter*) are most interesting.

The biochemical activity of the microorganisms is of importance in the sculpturing of the earth surface and especially in microrelief. The investigations have shown that there occurs the destruction of the rocky substratum by microflora, and determined the grades of intensity of that action, especially as the carbonate rocks are concerned. Moreover, there are well-grounded indications that the microbiological element contributes to the accumulation of the products of decomposition of the substratum and the origin of positive forms. The role of the microorganisms in the origin and development of the sculptural forms has been established. Its scope is considerable, especially under favourable climatic conditions.

Translated by *Jadwiga Targoszowa*

LUDWIK KASZOWSKI, ADAM KOTARBA
Kraków

Rozmiary przeobrażeń koryta Kobyłanki podczas wezbrania z dnia 27.VI.1965 r. (bilans procesów)

*Extent of transformation of Kobyłanka channel, suffered by flood
of June 27, 1965 (balance of processes)*

Zarys treści. Autorzy przedstawiają bilans procesów fluwialnych w korycie małego ciek w obrębie południowej części Wyżyny Krakowskiej. Na podstawie szczegółowych pomiarów objętości wszystkich form utworzonych podczas krótkotrwałego, katastrofalnego wezbrania w czerwcu 1965 r. odtworzono przebieg procesów w profilu podłużnym koryta wielkiej wody oraz określono wzajemne relacje między erozją wgłębną, boczną i akumulacją.

Wstęp

W dniu 27.VI.1965 r. w obszarze południowej części Wyżyny Krakowskiej wystąpiła burza szkwałowa, która trwała od godziny 18.28 do 19.15, a największe nasilenie trwało przez około 30 minut. Centrum burzy znajdowało się na północny wschód od Doliny Kobyłańskiej. Opad dobowy osiągnął wartość 60 mm (3) i spowodował gwałtowne i krótkotrwałe wezbranie Potoku Kobyłańskiego. Maksymalna objętość przepływów obliczona według wzoru Manninga (2) osiągnęła wartość około 4 m³/sek w dolnej części, co w stosunku do przepływu pełnokorytowego (*bankfull discharge*, 2), wynoszącego około 50 l/sek, daje współczynnik nieregularności przepływu równy 80. Średnia prędkość wody wynosiła ponad 1 m/sek. Bezpośrednio po wezbraniu autorzy wykonali szczegółowe zdjęcie geomorfologiczne oraz profile poprzeczne i podłużne koryta wielkiej wody. Posłużyły one do rekonstrukcji wezbrania oraz przebiegu procesów erozji, transportu i sedymentacji (1). Niniejsze opracowanie ma na celu wykonanie bilansu procesów fluwialnych oraz określenia roli wezbrania w modelowaniu koryta potoku wyżynnego.

Dolina Kobyłańska leży w południowej części Wyżyny Krakowskiej w dorzeczu Rudawy (ryc. 1) i ma charakter jaru wyciętego w wapieniach górno-jurajskich, o płaskim sterasowanym dnie, w obrębie którego wycięte jest koryto. W profilu podłużnym zaznacza się kilka stopni erozyjnych uwarunkowanych lokalną erozją wsteczną. Koryto wielkiej wody było ograniczone krawędziami terasy aluwialnej o wysokości 1,5—3,0 m. Badany odcinek koryta o długości 1,735 km położony jest w dolnej części doliny. Odcinkowi temu odpowiada część zlewni o powierzchni 2,0 km². W górnej swej części zaczyna się rozcięciem erozyjnym, które



Ryc. 1. Położenie zlewni Kobyłanki
Situation of Kobyłanka drainage basin

po około 200 m przechodzi w formę płaskodenną o szerokości 8—10 m. Cała zlewnia jest na ogół bezleśna, co umożliwiło intensywną degradację pokrywy lessowej, odkrywającej wierzchoinę.

Charakterystyka morfodynamiczna koryta

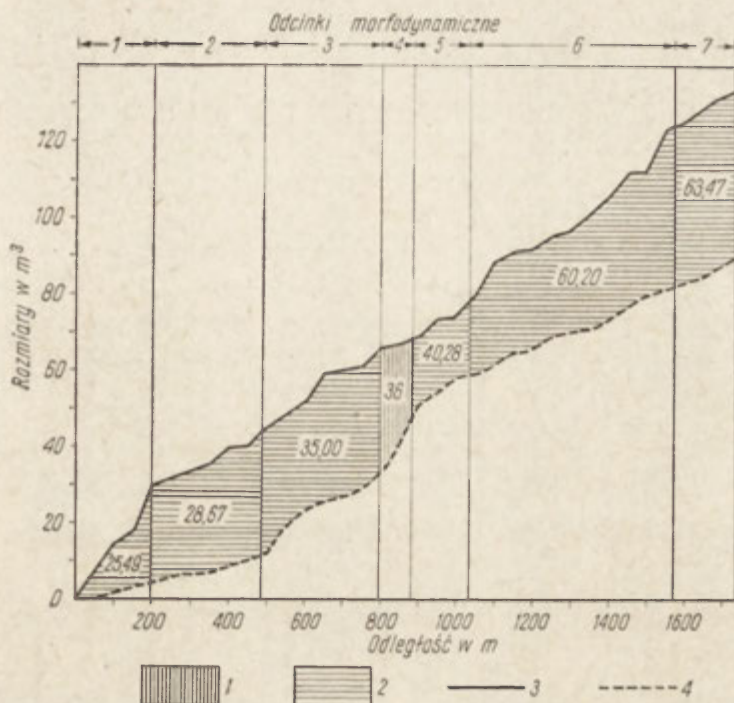
W wyniku wezbrania w korycie Kobyłanki wyciętych zostało 81 kotłów i rynien erozyjnych, powstały 102 podcięcia brzegów oraz 169 ławic rumowiskowych. Formy te zostały pomierzone i obliczono ich kubaturę. Na podstawie rozmiarów przeobrażeń oraz związków między erozją wgłębną, boczną i akumulacją wyróżniono 7 odcinków morfodynamicznych (ryc. 2, 1), dla których obliczono bilans, wychodząc z założenia, że $D = A + T$, gdzie D — dostawa rumowiska, A — akumulacja, T — transport. Ponieważ $D_n = EW_n + EB_n + T_{n-1} + D_{dn} + D_{zn}$, gdzie EW_n — erozja wgłębna na odcinku n , EB_n — erozja boczna na odcinku n , T_{n-1} — ilość materiału transportowanego z odcinka położonego powyżej, D_{dn} — dostawa rumowiska z dolin bocznych na odcinku n , D_{zn} — dostawa rumowiska ze zboczy na odcinku n , więc:

$$EW_n + EB_n + T_{n-1} + D_{dn} + D_{zn} = A_n + T_n.$$

Ponieważ określenie dostawy materiału grubego ze zboczy było niemożliwe, a obserwacje skutków ulewy na zboczach i u ich podnóży wskazywały na znikomą, w porównaniu z erozją w korycie, dostawę, parametr D_{zn} pominięto. Wobec tego: $EW_n + EB_n + T_{n-1} + D_{dn} = A_n + T_n$, stąd: $T_n = EW_n + EB_n + T_{n-1} + D_{dn} - A_n$.

Tabela 1 przedstawia charakterystykę odcinków morfodynamicznych oraz obliczone dla nich równania bilansowe. Wszystkie składniki równań wyrażone zostały w m^3 rumowiska.

Na całej długości odcinka 1 zdecydowanie przeważa erozja (EB i $EW > A$), przy czym stosunkowo małemu wzrostowi erozji wgłębnej i akumulacji odpowiada gwałtowny wzrost erozji bocznej. 86% materiału dostarczonego przez erozję jest odprowadzone do odcinka położo-



Ryc. 2. Rozmiary przeobrażeń koryta Kobyłanki. 1 — bilans dodatni, 2 — bilans ujemny, (liczba oznacza rozmiary transportu rumowiska w m³), 3 — krzywa kumulatywna erozji całkowitej, 4 — krzywa kumulatywna akumulacji

Extent of transformation of Kobyłanka channel. 1 — positive balance, 2 — negative balance (the figure indicates the amount of rubble transport, in cu.m), 3 — cumulative curve of sum of erosion, 4 — cumulative curve of sum of accumulation

nego niżej, co świadczy o wielkiej zdolności transportowej wody. Ponieważ natężenie erozji jest bardzo duże (1,49 m³/10 m), a więc duża jest dostawa rumowiska, należy sądzić, że zdolność transportowa w stosunku do obciążenia jest niewspółmiernie wielka.

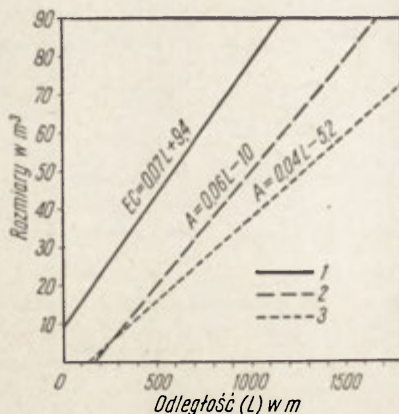
W odcinku 2 zaznacza się nieznaczna przewaga erozji całkowitej nad akumulacją (1,4 : 1), przy czym zdecydowanie przeważa erozja wgłębna ($EW_2 : EB_2 = 7,2 : 1$). Zmniejszenie natężenia erozji przy wzroście obciążenia świadczy o zmniejszaniu się zdolności transportowej.

W odcinku 3 następuje wzrost dostawy wskutek erozji, pomimo że stosunek erozji całkowitej do akumulacji nieco się zmniejsza (1,3 : 1). Dominuje erozja wgłębna ($EW_3 : EB_3 = 8,5 : 1$). Zdolność transportowa lokalnie wzrasta, o czym świadczy wyższe wartości natężenia erozji wgłębnej (0,76 m³/10 m). Równocześnie ze wzrostem siły erozyjnej zaznacza się zmniejszenie stosunku EW do A, co uwarunkowane jest większym rozwinięciem koryta.

W odcinku 4 przeważa akumulacja ($E_{\text{całk. 4}} : A_4 = 1 : 19$). W związku z dużą dostawą rumowiska z doliny bocznej (co najmniej 18,82 m³) musiało nastąpić nagle przeciążenie, które doprowadziło do złożenia u jej wylotu części transportowanego materiału.

Tabela 1

Nr odcinka	Położenie (m)	Średni przepływ maksymalny (m ³ /sek)	Stosunek szerokości do głębokości koryta w.w	Przebieg koryta w.w	Bilans procesów $EW_n + EB_n + T_{n-1} + D_{an} = A_n + T_n$
1	0—200	2,0	7	lekko kręty lub prostolinijny	$11,83 + 17,86 + 0,00 + 0,00 = 4,20 + 25,49$
2	200—490		10	lekko kręty	$9,10 + 1,26 + 25,49 + (?) = 7,18 + 28,67$
3	490—800		8	meandrowy	$23,37 + 2,76 + 28,67 + 0,00 = 19,80 + 35,00$
4	800—885		8	lekko kręty	$0,77 + 0,00 + 35,00 + 18,82 = 18,82 + 35,77$
5	885—1035		7,5	lekko kręty	$10,94 + 1,64 + 35,77 + 0,00 = 8,07 + 40,28$
6	1035—1575		8	prostolinijny i meandrowy	$27,98 + 15,70 + 40,28 + 0,00 = 23,76 + 60,20$
7	1575—1735	6,5	10	kręty	$1,30 + 9,07 + 60,20 + 0,00 = 7,10 + 63,47$
Bilans ogólny koryta					$85,29 + 48,29 + 18,82 = 88,93 + 63,47$



Ryc. 3. Rozmiary erozji całkowitej i akumulacji z biegiem cieku. 1 — wykres kumulatywny erozji całkowitej, 2 — wykres kumulatywny akumulacji całkowitej, 3 — wykres kumulatywny akumulacji pomniejszonej o dostawę z doliny bocznej
 Extent of sum of erosion and accumulation along investigated creek length.
 1 — cumulative line of sum of erosion, 2 — cumulative line of sum of accumulation, 3 — cumulative line of accumulation less accretion from lateral valley

Odcinek 5 charakteryzuje przewaga erozji nad akumulacją ($E_{\text{calk. 5}} : A_5 = 1,6 : 1$), oraz erozji wglębnej nad boczną ($6,7 : 1$), przy czym zaznacza się zmniejszenie dysproporcji między obydwoma rodzajami erozji, a także między erozją boczną i akumulacją.

W obrębie odcinka 6 stosunek erozji całkowitej do akumulacji wynosi $1,84 : 1$. Zaznacza się jednak wyraźny wzrost udziału erozji bocznej. Przejawia się to w zmniejszeniu dysproporcji między erozją boczną a erozją wglębną i akumulacją. Jednak w dalszym ciągu erozja wglębna przeważa nad boczną. Obciążenie wzrasta bardzo znacznie.

W końcowym odcinku 7 erozja całkowita ulega zmniejszeniu ($E_{\text{calk. 7}} : A_7 = 1,5 : 1$). Procesem dominującym jest erozja boczna ($EW_7 : EB_7 = 1 : 7$). Równocześnie zaznacza się względna równowaga między erozją boczną i akumulacją ($1,3 : 1$). Obciążenie wzrasta wskutek dostawy z podcięć erozyjnych. Ponieważ masa wody nie zwiększyła się, spadek zmniejszył się, zaś erozja boczna dostarczyła materiału, musiało więc nastąpić zmniejszenie zdolności transportowej. Potok jednak nie osiągnął obciążenia granicznego.

Z przedstawionych równań bilansowych wynika, że dla wszystkich odcinków Kobyłanki prawdziwy jest warunek: $A < T < D$, co świadczy o zdecydowanej tendencji do erozji na całej długości cieku. Warunek ten nie jest w pełni słuszny w odniesieniu do sumarycznych wartości erozji, transportu i akumulacji w całym korycie Kobyłanki, gdyż $T < D$, lecz $T < A$, a co najwyżej $T = A$ (uwzględniając szacunkowo dostawę ze zboczy). O ogólnym bilansie decyduje stosunek erozji całkowitej do akumulacji w poszczególnych odcinkach, co jest uwarunkowane relacją między obciążeniem i zdolnością transportową. Ponieważ transport z kolejnych odcinków kumuluje się z biegiem cieku, dlatego o bilansie dodatnim czy ujemnym na danym odcinku decyduje różnica akumulacji

i erozji całkowitej. We wszystkich odcinkach, z wyjątkiem 4, erozja całkowita jest większa od akumulacji, czyli że posiadają one bilans ujemny. Z biegiem ciekłu wzrasta więc obciążenie. Jego wzrost uwarunkowany jest przebiegiem erozji całkowitej i akumulacji, co obrazuje ryc. 3.

Wnioski końcowe

Podczas katastrofального wezbrania w korycie Kobylanki na całej długości zaznaczyła się wyraźna tendencja do niszczenia jego formy. Rozmiary erozji całkowitej i akumulacji wzrastają z biegiem ciekłu równomiernie, przy czym tempo przyrostu akumulacji jest wolniejsze. Świadczy to o wzroście obciążenia i o dużym wynoszeniu materiału poza zlewnię oraz o ujemnym bilansie procesów fluwialnych w korycie Kobylanki. Obserwuje się dużą zmienność proporcji między przebiegiem procesów erozji wgłębnej i bocznej oraz akumulacji z biegiem ciekłu. Najczęściej zachodzi wzajemne zastępowanie się procesów erozji wgłębnej i bocznej, erozji bocznej i akumulacji oraz związek prostej proporcjonalności między erozją wgłębną i akumulacją. W większości odcinków dużym przyrostom erozji wgłębnej odpowiadają stosunkowo małe przyrosty erozji bocznej, co świadczy, że rola katastrofального wezbrania polegała przede wszystkim na pogłębieniu koryta.

LITERATURA

- (1) Kaszowski L., Kotarba A. *Wpływ katastrofalnych wezbrań na przebieg procesów fluwialnych (na przykładzie potoku Kobylanka na Wyżynie Krakowskiej)*. W przygotowaniu.
- (2) Leopold L. B., Wolman M. G., Miller J. P. *Fluvial Processes in Geomorphology*. San Francisco and London 1964.
- (3) Nowak A. *Mezoklimat Rowu Krzeszowickiego*. Maszynopis w Katedrze Geografii Fizycznej UJ, 1966.

ЛЮДВИК КАШОВСКИ, АДАМ КОТАРБА

РАЗМЕРЫ ПРЕОБРАЖЕНИЙ РУСЛА КОВЫЛЯНКА ВО ВРЕМЯ ПОЛОВОДЬЯ 27.VI.1965 Г. (БАЛАНС ПРОЦЕССОВ)

В настоящей статье представлен баланс флювиальных процессов в русле малой речки, расположенной в пределах южной части Краковской возвышенности. На основании обстоятельных измерений всех форм рельефа образовавшихся во время кратковременного, катастрофического половодья в июне 1965 г., был реконструирован ход процессов в продольном профиле русла во время половодья, а также были установлены взаимоотношения между глубинной и боковой эрозией, а также аккумуляцией.

Пер. Б. Миховского

LUDWIK KASZOWSKI, ADAM KOTARBA

EXTENT OF TRANSFORMATION OF KOBYŁANKA CHANNEL, SUFFERED
BY FLOOD OF JUNE 27, 1965 (BALANCE OF PROCESSES)

In terms of a balance sheet (i.e. quantitatively) the authors present the morphological consequences of a catastrophic flood in the channel of this small upland creek. They investigated in detail a channel section of 1735 m length with a mean 8–10 m width of the high-water channel — corresponding to a 2 sq.km part of the Kobyłanka drainage basin. By differentiating the forms of erosion and accumulation observed in the high-water profile, and the extent of the transformation suffered (volumetric measurements of the respective forms), the authors distinguished successively a number of morphodynamical channel sections for which they calculated the resulting balance by means of the formula: $EW_n + EB_n + T_{n-1} + D_{dn} = A_n + T_n$ (cf Plate 1), where: EW_n = vertical erosion in section n , EB = lateral erosion in section n , T_{n-1} — material transport from nearest upstream section, D_{dn} = material accretion from lateral inflow in section n , A_n = accumulation in section n , T_n — transport in section n .

In this way the authors determined, that valid for all channel sections is the proportion $A < T < D$, — proof of a definite erosive tendency all along the creek length. On the other hand a comparison of the respective sums for erosion, transport and accumulation revealed for the whole channel length the following interdependences $T < D$ and $T < A$.

In downstream direction of the creek the increase in both total erosion and accumulation is uniform, with a somewhat lower rate for the increase in accumulation. This is evidence of an increase in the load carried by the water and of a high degree of material removal from the investigated area; it also indicates a negative balance of fluvial processes taking place under flood conditions.

Translated by *Karol Jurasz*

MÁRTON PÉCSI
Budapeszt

Interpretation and nomenclature of the more important concepts of geomorphology

Interpretacja i nomenklatura ważniejszych pojęć geomorfologicznych

The frequently used terms concerning exogenetic processes of geology and geomorphology tend to acquire, almost from the moment of their introduction, more or less changed interpretations by different authors (B a u l i g, 1956, D a v i s, 1909, N i k o l a e v, 1958, S c h a e f f e r, 1959, S t a m p, 1962).

In our age, differences varying in degree from fine nuances to quite fundamental ones in the usage of the most fundamental terminological concepts are ever more frequent in the almost frustratingly copious literature of our branch of science. Although there are quite a number of technical dictionaries to provide help in their correct interpretation (for the more important ones, see the annexed list of references), even the definitions given in these may be substantially at variance. The differences do not only occur between language areas but also between schools of thought and may further vary also in time. Moreover, one and the same term may carry slightly different shades of meaning even in different works of the same author.

Recent interest in this problem is based on the rapid increase in the last years of the number of international symposia, of abstracts written in one or the other of the principal languages, of translations and compendia of abstracts. Furthermore, the Geomorphological Commission of the International Geographical Union has resolved to work out a unified set of geomorphological symbols. The broadening scope of the media of mutual information is counteracted by the fact that no common standpoint has so far been arrived at in the interpretation of just the most commonly used terms. Consequently, the translated texts have a tendency of not reflecting correctly the original meaning by the author, indeed, resulting in misunderstandings.

In view of this state of affairs the present paper's aim is to give the outline of an idea of the fundamental and more subtle differences in the interpretation of the most important geomorphological terms such as denudation, erosion, corrasion, etc., as well as to set forth what seems to the author the most expedient way of interpreting these same terms.

Denudation

Almost since it was first coined by Lyell, this term was employed in a broader and in a narrower sense. However, the use of the term is not uniform in either one of these senses.

11) According to the dictionaries and textbooks, the broader sense of the term includes destruction by any and all exogenetic forces. More specifically, it includes weathering, comminution, transport and all manner of wear during transport. In this sense, the antonym of denudation is sedimentation (Bulla, 1954, Leopold — Wolman — Miller, 1964, Moore, 1962, Scheidegger, 1961).

12) There are several interpretations as to the meaning of the term in the narrower sense, but most of them can be incorporated under two headings.

121) In one interpretation, denudation includes weathering and comminution as well as mass wasting. As a result, the bedrock is exposed, denuded, stripped. An even narrower interpretation reduces the term to mean the action of slopewash and its results.

122) In another interpretation, denudation further means the truncation of the relief in the mountains and in their forelands, their general wearing away, and the formation of the so called surfaces of denudation. In this sense, the term is synonymous with planation.

Of course, the above comprehensive, generalized interpretation of the term denudation is not used quite consistently by the different authors and different language groups, quite apart of having undergone also changes in time. The assertion encountered in some dictionaries that the narrower or broader interpretation of the term is consequentially used within one or the other language area does not stand up to scrutiny. It is perhaps the French literature that employs the term denudation almost invariably in the narrower sense or not at all. In Anglo-Saxon and Russian literature it occurs on the other hand both in the narrow and broad sense (Nikolaev, 1958, Grigoriev, 1960—1966, Panov, 1966, Stamp, 1962, Thurnbury, 1954).

In the Polish literature (M. Klimaszewski) the term denudation occurs in two narrower senses and one broader sense: the two former include mass wasting due to gravity on the one hand and the processes resulting in denudation valleys, dry, broad, flat valley forms, on the other; in the broad sense, the term is employed in the same way as planation, for the degradation of interfluvial ridges in the mountains. Of course, the latter process is due to a combination of exogenetic forces rather than to mass wasting alone.

According to Pencik (1924), denudation is dominant in the upper sections of the slopes, followed downslope first by corrasion and then by erosion which both act in the zones of transition together with denudation, but finally, in the lower slope sections, erosion becomes dominant. This is, as a matter of fact, an interpretation of denudation which restricts the process to certain altitude zones and considers it to result in a smoothing of the relief, as contrary to corrasion and erosion which produce linear, incised furrows.

Interpretation of the term denudation is not unequivocal in the German dictionaries, either (Neef, 1962, Murawski-Beringer, 1961, Schaeffer, 1959). The term is meant in most of these to cover the entire span of the processes of mass wasting.

In most of geomorphological literature, the concept of denudation is meant to cover the above-outlined broader scale of ideas (cf S t a m p, 1962), including the wearing-down of the relief by all exogenous agents, in the sense of the *allgemeine Abtragung*. As antinomous term, sedimentation with the synonyms deposition and accumulation may be mentioned.

In keeping with what has been expounded above, the present writer feels the use of the term denudation in the broad sense to be most expedient, including the various processes of comminution and weathering, destruction (wearing-down) by water (slopewash, linear-fluvial erosion, destruction by the sea), wear and transport by wind and ice and mass wasting due to gravity on the slopes.

The term denudation in the narrower sense, meant to cover comminution, weathering and mass wasting only, should, in the present writer's opinion, and in order to avoid further misunderstandings, be replaced by the term *derasion* (P e c s i, 1964, 1966).

For the other, narrower meaning of denudation, including the lowering of the relief, i.e. of the interfluvial ridges of the mountains, by a number of interacting processes, the term *deplanation* is suggested, because this process results in the diminution of slope angles and in the formation of truncated reliefs, of surfaces of planation (levels of denudation in the earlier nomenclature).

The smoothing of the relief by deplanation is opposed to that by deposition, or accumulation, of sediments, for which the term *applanation* is proposed. Of course, deplanation may be subdivided, either according to climatic zonality or exogenous agent involved, into several classes such as cryoplanation, peneplanation, pediplanation, pedimentation, thallassoplanation etc.

Degradation — aggradation

According to Thurnbury (1954) citing Chamberlin and Salisbury (1904), the sum total of the activities of the exogenetic forces, which tend to reduce the relief to an even surface, is termed gradation, including degradation for processes of down-wearing (destruction) and aggradation for processes of filling up. Logically, this classification is correct, but the use of the terms *degradation* and *aggradation* in the broad sense just outlined is far from general: on the contrary, the terms are usually given narrower and different interpretations.

21) *Degradation* is most frequently used in Anglo-Saxon literature, its meaning being in the broader sense more or less synonymous with that of denudation or erosion in the broad sense. According to Davis's (1909) broad interpretation, the principal agent of lowering the interfluvial ridges in the early stages of the erosion cycle is degradation, whereas the process of slope smoothing dominant in the late stages of the cycle of erosion is denudation.

In the narrower sense of the term, Davis interprets degradation as the incision of the river bed into the valley bottom. The same interpretation is encountered in Cotton 1942, L. B. Leopold, M. G. Wolman, J. P. Miller, 1964. Today it is most often used in this narrow sense (S t a m p, 1962).

A review of literature shows that degradation is far from being generally used in the broadest sense attributed to it by Thurnbury, including the destructive action of all exogenetic agencies. Moreover, in the European usage it quite frequently is considerably narrowed down, e.g. to mean soil degradation or permafrost degradation (Dylik, 1964).

22) The general interpretation of the term *aggradation* in Anglo-Saxon literature is, in Chamberlin's formulation (1905), the deposition of waste in the sea or on land. Davis (1909) largely meant the deposition in river valleys by aggradation. The term is used similarly by Cotton (1945) and Rice (1941), but with a special slant concerning the filling-up activity of rivers in the semi-arid climatic zones, and locally also the formation of aggraded valley plains. It was for this latter process that Wooldridge and Morgan (1937) coined the term of *alluviation*.

As it is apparent from the above selection, the meanings of the term aggradation are also highly varied. In the narrower sense, the term means deposition in the river bed or on the valley floor. In the broader sense, it means the deposition of waste in the basins or areas of large of accumulation (Thurnbury). In this latter sense, it would be a synonym of sedimentation, accumulation and deposition. The latter broader interpretation is, however, misleading as the usage of deposition and sedimentation in literature is much more unequivocal for the processes of deposition or accumulation of waste transported by exogenetic forces.

Erosion

In the broad sense it covers the dissection, the carving up of the relief by rivers, wind, snow, glaciers and sea waves. In an even broader interpretation, some authors add to the above processes weathering, comminution and mass wasting (Howell, 1957, and Schieferdecker, 1959, e.g. G. and H. Termier, 1963), and indeed, also the deposition of waste (Derruau).

In the narrow sense, erosion is used to mean linear, fluvial activity (fluvial erosion) as opposed to areal destruction, "denudation" (W. Penck, 1924, B. Bulla, 1954, I. Schaeffer, 1959, W. Panzer, 1963, and others). Some dictionaries suggest the broad interpretation to occur largely in English and French literature, and the narrow one in German literature (Murawski, 1963, Schaeffer, 1959, Schieferdecker, 1959). Although not unfounded, this distinction is not at all generally valid, as both senses are encountered in the literatures of both language areas.

It is true that in English and French literature the term erosion is interpreted in a sense so broad as to make it almost or wholly synonymous with denudation in the broader sense (Davis and Snyder, 1898, Cotton, 1944, G. and H. Termier, 1963, Derruau, 1962 and others). On the other hand, in the opinion of several authors, erosion is only one of a number of processes of denudation or even narrower in meaning (Wooldridge, Morgan, 1937, Holmes, 1944, Scheidegger, 1961, L. B. Leopold, 1964).

German literature reflects a tendency to restrict the meaning of the term erosion to linear-fluvial erosion (Machatschek, 1952, Mu-

rawski, 1963, Panzer, 1965, Schaeffer, 1959) as opposed to sloopewash (*Abspülung*) and mass wasting.

All in all, even the broadest interpretation of erosion is narrower than the sum total of all exogenetic processes, although it may be meant that way in an inaccurate use or interpretation of the term. In the present author's opinion, erosion is most widely and also most expediently reserved for the processes of nature which dissect and destroy the relief selectively, being bound to certain trajectories, as opposed to the areal processes of mass wasting and sloopewash. The latter are, as proposed in the foregoing chapter, to be discussed under the heading of derasion.

Corrasion, abrasion

41) In a broad sense, *corrasion* means mechanical wear of the substrate by waste transported in a moving medium. It is in this sense that fluvial, eolian, glacial, marine and massmovement by gravity corrasion are distinguished (Baulig, Dylík, Holmes, Machatschek, Stamp, Strahler, Thurnbury etc.).

In the narrower sense, the term is restricted to wind corrasion, the mechanical polishing action of sand grains flying in the wind (Derruau, Schaeffer etc.). Some other authors (W. Panzer) intend it to mean wear by cavitation of a current of water in a river. The destruction wrought by waste and detritus moved downslope by gravity is also termed corrasion by several authors (Neef, 1962, Scheidegger, 1961, Bulla, 1954, Penck, 1924, etc.).

In W. Penck's work the broad interpretation of corrasion also occurs (1924). Also in his opinion, corrasion is the mechanical wear occurring in conjunction with all processes of erosion. However, corrasion can take place only where there is moving waste, as opposed to denudation. Corrasion, similarly to erosion, is restricted to depressions of the relief, incised furrows or flat vales.

42) *Abrasion* is employed in most of German and part of French literature — alternatively also in the English speaking world — to mean mechanical wear by waste moved by wave action and currents on the seashores (Baulig, Neef).

Some others consider corrasion and abrasion to be almost synonymal, meaning wear by waste transported by the sea, rivers, wind and ice (Thurnbury, Stamp, Scheidegger, Cotton). Flint (1947) is even more general: "abrasion is wear of rock by rock".

Hence, in the broad sense of the term, abrasion is one of the aspects of all processes of erosion, its mechanical aspect, just like corrasion. Although in some processes of erosion such as mass wasting or marine erosion, corrasion (or abrasion) may undoubtedly be the dominant effect, the other aspects, gravity action, corrosion and hydraulic action will notwithstanding also be present.

The use of the terms fluvial or eolian corrasion, marine abrasion is, consequently, appropriate and unequivocal only if they are considered as aspects of the respective processes of erosion. It would be incorrect to extend fluvial corrasion to mean all aspects of fluvial erosion, or marine abrasion to cover in full marine erosion and to employ these as interchangeable expressions.

Levelling of the relief*

I. Denudation

1. Eluviation (physical and chemical weathering)
2. Derasion (massmovement, slopewash etc.)
3. Erosion (fluvial, marine)
4. Excavation (organogenic, anthropogenic, me-teoritic)

II. Sedimentation

1. Detrition (waste production)
2. Accumulation (by rivers, sea, wind, glacier)
3. Deposition (organogenic, anthropogenic)

LITERATURE

- Baulig H.: *Vocabulaire franco-anglo-allemand de géomorphologie*. Paris. 1956.
- Bulla B.: *Általános természeti földrajz. (General Physical Geography.)* II. köt. Tankönyvkiadó. Budapest 1954.
- Büdel J. *Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet*. Klimaheft der Geologischen Rundschau. 1944. Bd. 34. Heft 7/8.
- Cotton C. A. *Geomorphology. An introduction to the study of landforms*. London 1952.
- Davis W. M. *Geographical Essays*. Harvard 1955.
- Derruau M. *Précis de géomorphologie*. Paris 1955.
- Dylik J. *The Essentials of the Meaning of the Term of „Periglacial”*. Łódź 1964.
- Flint R. F. *Glacial geology and the Pleistocene epoch*. New York 1947.
- Holmes A. *Principles of physical Geology*. London 1944.
- Howell I. V. *Glossary of Geology and Related Sciences*. Amer. Geol. Institute. 1957.
- Jaks G. V. *Multilingual vocabulary of Soil Science*. Roma 1954.
- Klimaszewski M. *Geomorfologia ogólna*. Warszawa 1963.
- Leopold L. B., Wolman M. G., Miller J. P. *Fluvial Processes in Geomorphology*. San Francisco — London 1964.
- Machatschek F. *Geomorphologie*. Leipzig 1952.
- Moore W. G. *A Dictionary of Geography*. Penguin Books. 1962.
- Murawski-Beringer. *Geologisches Wörterbuch*. London 1963.
- Panzer W. *Geomorphologie*. Braunschweig 1965. G. Westermann Verlag.
- Penck W. *Die morphologische Analyse. Ein Kapitel der physikalischen Geologie*. Stuttgart 1924.
- Pécsi M. *Ten Years of Physicogeographic Research in Hungary*. Budapest 1964.
- Pécsi M. *Problèmes quaternaires de la recherche géomorphologique des montagnes centrales intracarpathiques*. „Geographia Polonica”. Warszawa 1966.
- Schaeffer I. *Allgemeine Geographie*. Frankfurt a.M. 1959. Fischer Lexikon.
- Scheidegger A. E. *Theoretical Geomorphology*. Berlin—Göttingen—Heidelberg 1961.
- Schieferdecker A. A. G. *Geological Nomenclature*. Gorinchem 1959.
- Stamp L. D. *A Glossary of Geographical Terms*. London 1962.
- Strahler A. N. *Physical Geography*. New York—London 1963.
- Termier G., Termier H. *Erosion and Sedimentation*. London 1963.
- Thurnbury W. D. *Principles of Geomorphology*. New York—London 1954.
- Tricart J. *Géomorphologie des régions froides*. Paris 1963.
- Vadász E. *Elemző földtan. (Analytical Geology.)* Budapest 1953.
- Vendl A. *Geologia*. I—II. Budapest 1951—52.

* For details see Pécsi: *Földrajzi Közlemények*, 1967.

MARTON PÉCSI

INTERPRETACJA I NOMENKLATURA WAŻNIEJSZYCH POJĘĆ
GEOMORFOLOGICZNYCH

Powszechnie stosowanie najczęściej używanych terminów geomorfologicznych wymaga wyjaśnienia hierarchii pojęć wyrażanych przez te terminy. Zdaniem autora, mianem *denudacji* powinno się ogólnie określać geomorfologiczne skutki niszczącej działalności wszystkich czynników egrogenicznych. *Erozja* jest częścią składową denudacji, zespołem działalności rzek, morza, wiatru i lodowca. Procesy wietrzenia i spłukiwania mieszczą się w pojęciu *derazja*. *Abrazja*, *korazja* i *ścieranie*, będące wynikiem mechanicznego przemieszczania zwietrzliny, są tylko aspektami poszczególnych procesów erozji i derazji. Drugim aspektem jest energia kinetyczna poruszającego się czynnika (woda, lód, powietrze itp.). Powinno się ją nazywać *fluwioparcją*, *deflacją*, *detrakcją*. Dla określenia akumulującej działalności wszystkich egzogenicznych czynników autor proponuje termin *sedymencacja*.

МАРТОН ПЕЧИ

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ И НОМЕНКЛАТУРА БОЛЕЕ ВАЖНЫХ,
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ПОНЯТИЙ

Употребление в более широком и более узком смысле часто употребляемых геоморфологических терминов вызывает необходимость выяснить сочиненное и подчиненное отношение между ними. Автор предлагает употреблять термин „денудация” в общем смысле для рельефопонижающих деятельностей всех экзогенных сил. „Эрозия” является как-то частью первой, совокупностью речных, морских, ветровых и ледниковых процессов. Процессы движения масс по склонам и поверхностного смыва автор суммирует под термином „деразия”. *Абразия*, *корразия* и *аттриция* как механистическое истирающее воздействие передвигаемых масс наносов являются лишь одной стороной отдельных эрозионных и деразийных процессов, другую их сторону составляет кинетическая энергия (флювиорапция, дефляция, детракция) самой находящейся в движении материи (воды, льда, воздуха). Для выражения аккумулятивной деятельности экзогенных сил предлагается последовательно употреблять термин „седиментация”.

JERZY POKORNY
Nigeria

Podział geomorfologiczny regionu ibadańskiego

Main geomorphological units in the Ibadan area

Zarys treści. Autor wyróżnia w rzeźbie regionu ibadańskiego (zachodnia Nigeria) następujące jednostki: 1) falistą Równinę Ibadańską, będącą fragmentem powierzchni zrównania i stanowiącą jednostkę nadrzędną; 2) wznoszące się z niej twardestwowe pasma garbów i pagórów oraz 3) systemy dolin rzecznych, rozwiniętych głównie wzdłuż wychodni skał mniej odpornych oraz wzdłuż spękań, a rozciągających zarówno pasma, jak i równinę.

Obszar Ibadanu i okolicy, objęty arkuszem 261 N. E. mapy topograficznej Nigerii 1:50 000 (6), jest ograniczony południkami $3^{\circ}45'E$ i $4^{\circ}00'E$ oraz równoleżnikami $7^{\circ}15'N$ i $7^{\circ}30'N$. Leży on w zachodniej Nigerii, w południowo-zachodniej części Zachodnich Równin i Pasm ("Western Plains and Ranges", K. M. Buchanan i J. C. Pugh, 3). Zgodnie z nazwą tej nadrzędnej jednostki w rzeźbie omawianego obszaru wyróżnia się rozległa równina, z której wznoszą się pasma garbów i pagórów.

Odsłaniają się tutaj skały Tarczy Afrykańskiej, które w okresie staropaleozoicznym uległy metamorfozie, sfałdowaniu i potrzaskaniu — głównie gnejsy, kwarcyty i łupki krystaliczne. W tym okresie miały tu również miejsce intruzje granitów i utworzenie się granitognejsów. W rezultacie tych procesów powstał kompleks skał, układających się przeważnie w długie pasy, biegnące równolegle z NNW na SSE. Podobny kierunek mają osie antyklin i synklin, główne uskoki (mapa I), płaszczysty złupkowacenia metamorficznego i foliacji oraz znaczna część spękań. Inne spękania mają przeważnie kierunek prostopadły do wyżej opisanego (H. A. Jones i R. D. Hockey, 7, K. C. A. Burke, M. O. Oyawoye i N. K. Grant, 4). Z kwarcytów i łupków kwarcowych zbudowane są pasma, natomiast podłoże równiny utworzone jest z różnych skał, na których leżą utwory wietrzenia chemicznego in situ, o miąższości przekraczającej miejscami 10 m (A. J. Smyth i R. F. Montgomery, 3). Są to piaszczyste, czerwono-żółte gliny z zachowaną teksturą gnejsów, poprzecinane żyłami kwarcowymi o niezaburzonym przebiegu. Pokrywa je rumosz, przeważnie kwarcytowy i cementowany limonitem, a na nim leży warstwa piaszczystej gliny, wyniesionej ze zwietrzliny in situ i złożonej tu przez termity (K. C. A. Burke, 4, III). Dna dolin wyścielają gliny koluwalne i aluwialne, ale w wielu odcinkach koryt rzecznych odsłania się skalne podłoże.

Obszar Ibadański leży w strefie klimatu tropikalnego wilgotnego z wyraźnie zaznaczającymi się porami suchą i deszczową. Średnia roczna suma



Mapa 1. Podział geomorfologiczny regionu ibadańskiego. 1. Równina Ibadkańska, 2. garby i pagóry kwarcytowe, 3. pagóry zbudowane z innych skał, 4. pasmo Olodo, 5. pasmo Okebadan-Podo, 6. pasmo Oke Aremo, 7. doliny rzeczne, 8. system dolinny dopływów rzeki Ogun, 9. system dolinny rzeki Zachodniej Omi i jej dopływów, 10. system dolinny rzeki Ona i jej dopływów, 11. system dolinny rzeki Wschodniej Omi i jej dopływów, 12. obszary zbudowane z kwarcytów, 13. główny uskoki, 14. oś antykliny, 15. oś synkliny, 16. wysokość w m n.p.m., 17. granice miasta Ibadan

Main geomorphological units in the Ibadan area. 1. Ibadan Plain, 2. quartzite ridges and hills, 3. non-quartzite hills, 4. Olodo Ridge, 5. Okebadan-Podo Ridge, 6. Oke Aremo Ridge, 7. river valleys, 8. Ogun River Valley System, 9. West Omi River Valley System, 10. Ona River Valley System, 11. East Omi River System, 12. quartzite areas, 13. main fault, 14. axis of anticline, 15. axis of syncline, 16. height in m a.s.l., 17. Ibadan city boundaries

opadów wynosi 1 230 mm a średnia temperatura roczna 26°C (3). Rośnie tu las tropikalny, zachowany głównie na stokach pasm i w dolinach rzecznych. Obszar odwadniany jest przez dopływy rzeki Ogun oraz przez rzeki: Zachodnią Omi, Ona i Wschodnią Omi wraz z ich dopływami.

Rzeźba obszaru Ibadńskiego składa się z następujących głównych elementów (mapa 1):

1. Równina Ibadńska, będąca jednostką nadrzędną, wykraczającą poza omawiany obszar. Ścina ona skały o różnej odporności, zarówno mniej odporne gnejsy i granitognejsy, jak i bardzo odporne kwarcyty i łupki kwarcowe u podnóży wzniesień. Jest to więc fragment powierzchni zrównania. Równina jest falista (różnice wysokości do 25 m) i obniża się w obszarze objętym opracowaniem od ok. 270 do 180 m n.p.m. z północy na południe. Miejscami wznoszą się z niej skaliste tarczowe nabrzemia, podobne do „ruwares” Południowej Rodezji (L. King, 8) i „granietplaats” Surinamu (J. P. Bakker i Th. W. M. Levelt, 2). W centralnej części równiny rozbudował się Ibadan, największe miasto w Afryce Zachodniej;

2. z równiny wznoszą się pasma garbów i pagórów o przebiegu NNW-SSE, mające wysokość względną do 120 m, zbudowane z kwarcytów i łupków kwarcowych. Układ ich jest rusztowy. Mają one stoki strome (nachylenie do 40°), wypukło-wklęsłe, pokryte cienką warstwą zwietrzliny o dużej zawartości okruchów skalnych. Garby są wąskie i ostre a pagóry zaokrąglone. Wyróżniają się 3 główne pasma:

A. pasmo Olodo, którego trzon stanowi długi i zwarty grzbiet o maksymalnej wysokości 303 m n.p.m. Od zachodu towarzyszy mu krótkie i niskie pasmo Amoje-Bukola;

B. pasmo Okebadan (254 m n.p.m.)-Podo (232 m n.p.m.), będące łańcuchem pagórów, podzielonym przez dolinę rzeki Ona na 2 części, wyższą północną i niższą, południową;

C. pasmo Oke Aremo, które nazywam od głównego garbu (285 m n.p.m.), wznoszącego się w centrum Ibadanu. Pasma to, podobnie jak poprzednie, przepełnia dolina rzeki Ona, ale tutaj wyższą i mniej rozczłonkowaną jest część południowa.

Oprócz pagórów uszeregowanych w pasma znajduje się w omawianym obszarze kilka pagórów odosobnionych. Na wschodzie wznosi się kwarcytowy Oke Kalu (282 m n.p.m.), mający strome, wypukło-wklęsłe stoki. We wschodniej części Ibadanu dominuje wzgórze Agodi (280 m n.p.m.), zbudowane z granitognejsów i mające stoki łagodniej nachylone (do 30°). Na północ od niego znajduje się gnejsowy pagór Oke Ikeiye („góra ptasia” w języku Joruba) o wysokości 305 m n.p.m., mający wiele cech góry wyspowej (wypukłe i strome, w wielu miejscach skaliste stoki, spękania eksfoliacyjne, kociołki i rynny).

Jak widać z powyższego przeglądu, wierzchołki garbów i bardziej masywnych pagórów leżą w podobnej wysokości (280—305 m n.p.m.), jak gdyby wyznaczając starszą powierzchnię zrównania, wyższą od Ibadąskiej o co najmniej kilkadziesiąt metrów;

4. Równina Ibadńska oraz pasma są rozczłonkowane przez 4 systemy dolin rzecznych: a) dopływów rzeki Ogun, b) rzeki Zachodniej Omi, c) rzeki Ona i d) rzeki Wschodniej Omi oraz ich dopływów. Sieć dolinna ma przeważnie układ kratowy. Odcinki podłużne dolin będą wzdłuż wychodni skał mniej odpornych i uskoków a odcinki poprzeczne, będące wzdłuż spękań, mają w wielu miejscach charakter przełomów. Odcinki dolin o przebiegu NE-SW uważa K. C. A. Burke (4)

za odziedziczone z okresu przykrycia regionu ibadańskiego przez utwory kredowe. Obecnie granica zasięgu skał wieku kredowego przebiega około 60 km na południe od Ibadanu.

Doliny rzeczne są szerokie, zbocza mają łagodnie nachylone (średnio 15°), przechodzące na ogół bez załomu w stoki. W dnach dolin zaznaczają się miejscami 2 terasy, zbudowane z gliny piaszczystej. Niższa, zalewowa, ma do 1 m wysokości a wyższa, rzadko tylko zalewana, 2,5 do 4 m. W wielu odcinkach koryt rzecznych ukazują się progi skalne (sula, J. P. B a k k e r, 1). Przebieg koryt jest przeważnie meandrowy, co może być wynikiem małego spadku den dolinnych, występowania progów skalnych w korytach, a także, szczególnie w wypadku małych dolin, lokalnych przeszkód, jak np. drzewa rosnące tuż nad potokami.

Z form antropogenicznych należy wymienić liczne glinianki, kamieniołomy i wcięcia drogowe. Wśród form pochodzenia zwierzęcego na uwagę zasługują kopce termitów o wysokości do 2,5 m.

Rozwojem rzeźby regionu ibadańskiego zajmowało się kilku badaczy. R. C. W i l s o n (15) oraz H. A. J o n e s i R. D. H o c k e y (7) uważali, że główne jej rysy ukształtowało wietrzenie podpowierzchniowe. L. K i n g (9) włączył go w obręb neogeńskiej powierzchni zrównania, powstałej w wyniku pedyplanacji. Podobny pogląd wyraził ostatnio K. C. A. B u r k e (4), uważając obecność rumoszu kwarcytowego w pokrywach za dowód pedyplanacji, w wyniku której została utworzona równina, a stoki wzgórz uległy cofnięciu. Pedymenty i wzgórza (te ostatnie uważa Burke za góry wyspowe — „inselbergs”) wiąże on z dawniejszym okresem suchszego klimatu, jaki tu panował prawdopodobnie w plejstocenie, natomiast podpokrywowe wietrzenie chemiczne i pogłębianie dolin nastąpiło, jego zdaniem, później, w bardziej wilgotnych warunkach klimatycznych. Byłoby to więc zjawisko nakładania się na siebie różnych zespołów form, podobne do stwierdzonego przez M. K l i m a s z e w s k i e g o (12) w południowych Chinach w pobliżu granicy strefy tropikalnej, a mianowicie poligenetyczny i policykliczny rozwój rzeźby, związane z rytmicznymi zmianami klimatu.

Przyjmowanie pedyplanacji jako głównego procesu rzeźbiącego Równinę Ibadąską i pasma wydaje mi się słuszniejsze niż tłumaczenie ich powstania wietrzeniem podpokrywowym i następnie ekshumacją, w nawiązaniu do poglądu B ü d e l a (5). Przemawia za tym, obok obecności ostrokrawędzistego rumoszu kwarcytowego w pokrywach także i duża wysokość względna pasm (do 120 m) oraz znaczne cofnięcie ich stoków w stosunku do zasięgu kwarcytów (mapa 1). Nie zgadzam się natomiast z nazwaniem przez Burke'a wzniesień regionu ibadańskiego „górami wyspowymi”, z wyjątkiem może tylko pagórka Oke Ikeiye. Przeczy temu zarówno ich kształt (zwłaszcza odnosi się to do ostrych garbów kwarcytowych), jak i brak skorup i spękań eksfoliacyjnych, będących typową cechą gór wyspowych (L. K i n g, 8, M. F. T h o m a s, 14). Wzniesienia w tym obszarze uważam więc za zwykle twardzielce, podczas gdy góry wyspowe są szczególną odmianą takich form.

Rzeźba obszaru ibadańskiego uległa inwersji, o czym świadczy występowanie pagórów (285 i 305 m n.p.m.) w osi synkliny oraz istnienie podłużnego obniżenia pomiędzy pasmami Olodo i Okebadan-Podo w osi antykliny. Rusztowy układ twardzielcowych pasm wraz z podłużnymi obniżeniami i rozczłonkowującymi pasma dolinami poprzecznymi przy-

pomina w ogólnych zarysach rzeźbę Gór Świętokrzyskich, której główne rysy ukształtowały się w okresie trzeciorzędowym, w warunkach klimatu ciepłego i wilgotnego, a okresami suchego (M. Klimaszewski, 11).

Katedra Geografii Uniwersytetu Ife, Nigeria

LITERATURA

- (1) Bakker J. P. *Some observations in connection with recent Dutch investigations about granite weathering and slope development in different climates and climate changes.* „Ztschr. f. Geomorphologie”, Supplementband I, 1960, s. 69—92.
- (2) Bakker J. P., Levelt Th. W. M. *An inquiry into the probability of a polyclimatic development of peneplains and pediments (etchplains) in Europe during the middle senonian and tertiary period,* „Publ. v. h. Fys.-Geogr. Lab. v. h. Univ. v. Amsterdam”, 4, 1964, s. 27—76.
- (3) Buchanan K. M., Pugh J. C. *Land and People in Nigeria,* London 1964, s. 252.
- (4) Burke K. C. A., Oyawoye M. O., Grant N. K. *The Geology of the Ibadan Area, Part I: The Structure of the Metamorphic and Igneous Rocks, Part. II: The Petrology of the Metamorphic and Igneous Rocks, Part. III: The Superficial Deposits.* Referaty wygłoszone na zjeździe Nigeryjskiego Towarzystwa Geologicznego (maszynopis), Ibadan 1966.
- (5) Büdel J. *Die doppelten Einebnungsflächen in den feuchten Tropen.* „Ztschr. f. Geomorphologie”, N. F., I, s. 201—228, 1954.
- (6) Federal Surveys, Nigeria. *Map of Nigeria 1/50,000, Sheet 261 N. E.*
- (7) Jones H. A., Hockey R. D. *The Geology of Part of South-Western Nigeria* (z mapą 1 : 250 000). Geol. Survey of Nigeria, Bull. 31, 1964, s. 101.
- (8) King L. *A Theory of Bornhardts.* „Geogr. Journ.”, CXII, 1—3, 1949, s. 83—87.
- (9) King L. *The Geomorphology of the Earth.* Edinburgh & London 1962, s. 699.
- (10) Klimaszewski M. *Geomorfologia ogólna.* Warszawa 1961, s. 522, PWN.
- (11) Klimaszewski M. *Rozwój geomorfologiczny terytorium Polski w okresie przedczwartorzędowym.* „Przegląd Geogr.” t. XXX, 1, 1958, s. 3—43.
- (12) Klimaszewski M. *The Karst Relief of the Kueilin Area (South China).* „Geographia Polonica”, 1, 1964, s. 187—212.
- (13) Smyth A. J., Montgomery R. F. *Soils and Land Use in Central Western Nigeria.* Ibadan 1962, s. 265 (z mapą gleb 1 : 500 000).
- (14) Thomas M. F. *On the Approach to Landform Studies in Nigeria.* „Nigerian Geogr. Journ.”, 5, 2, 1962, s. 87—101.
- (15) Wilson R. C. *The Geology of the Western Railway.* Section I, Bull. 2, Geol. Survey of Nigeria, 1922, s. 76.

ЕЖИ ПОКОРНЫ

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ИБАДАНСКОЙ ОБЛАСТИ

Автор выделяет в рельефе ибаданской области (западная Нигерия) следующие единицы:

1. Холмистую ибаданскую равнину, являющуюся участком поверхности выравнивания и единицей высшего разряда;

2. поднимающиеся из этой низины отпрепарированные элементы цепей хребтов и холмов;

3. системы речных долин, развившихся преимущественно вдоль выхода горных пород менее устойчивых, а также вдоль разломов, расчленяющих и гряды и равнину.

Пер. Б. Миховского

JERZY POKORNY

MAIN GEOMORPHOLOGICAL UNITS IN THE IBADAN AREA

The Ibadan area, depicted on Sheet 261 N.E. of the 1/50,000 Map of Nigeria, extends from 7°15'N. to 7°30'N. and from 3°45'E. to 4°00'E. It lies in the south-west part of the Western Plains and Ranges, in the humid tropical zone with well pronounced wet and dry seasons. It is composed of folded, faulted and jointed Basement Complex rocks, consisting mainly of gneisses, quartzites, schists and granites which form part of the African shield. The general structural trend is N.N.W. to S.S.E.

The author distinguishes the following geomorphological units within this area (Map I):

1. The undulating Ibadan Plain (Plate 1) which extends across rocks of different resistance, forming part of an erosion surface of a greater extent. It is the main geomorphological unit within the Ibadan area.

2. Ranges of steep-sided ridges and hills, composed principally of quartzite and quartz-schists (the Olodo, Okebadan-Podo and Oke Aremo Ranges).

3. The predominantly trellised Valley Systems of the Ogun, West Omi, Ona and East Omi rivers, controlled by geological structure.

The Ibadan Plain is the result of a long period of degradation, in which pediplanation likely played an important part, leaving residual ridges and hills composed of rocks of the greatest resistance.

Translated by *the author*

ANTONI WRZOSEK

Kraków

Charakterystyka głównego działu wodnego w Karpatach Zachodnich

Characteristics of the main watershed in the Western Carpathians

Zarys treści. Autor pomierzył szczegółowo różnice spadków po obu stronach głównego działu wodnego w Karpatach od Przełęczy Jabłonkowskiej po Przełęcz Beskidek (długość 406 km), wyróżniając odcinki o przewadze spadków na stokach północnych i południowych. Decyduje o tym wzniesienie nizin otaczających Karpaty od północy i południa, a w głębi gór wzniesienie zapadliskowych kotlin.

Elementem rzeźby Karpat Zachodnich, zasługującym wśród wielu innych na uwagę, jest przebieg i tendencje ewolucyjne działów wodnych na ich obszarze. Umiejscowienie działu wodnego w górach jest, jak wiadomo, wypadkową działających na ich obszarze sił wewnętrznych w postaci przede wszystkim ruchów wypiętrzających lub obniżających oraz procesów działających na powierzchni w postaci erozji rzecznej, splukiwania powierzchniowego, osuwisk i innych ruchów masowych. Dział wodny nie jest więc elementem stałym, lecz ulega powolnemu przesuwaniu w zależności od tego, po której stronie procesy niszczące działają intensywniej. To zaś jest z kolei uzależnione przede wszystkim od położenia podstawy erozyjnej, a więc od różnic wzniesień pomiędzy linią wododziału a dnem dolin po obu stronach w jego najbliższym sąsiedztwie. Oczywiście zależy to także od ilości i gwałtowności opadów po obu stronach działu, od materiału skalnego i jego uławicenia, a w wielkim stopniu także od sposobu użytkowania powierzchni stoków przez człowieka. Ostatnie badania krakowskiej szkoły geomorfologicznej dowiodły bezspornie, że stoki zajęte przez grunty orne są degradowane wielokrotnie szybciej niż stoki, na których istnieje stale zwarta pokrywa roślinna (Gerlach, 1966). Ta okoliczność skłoniła także do postawienia tezy, że w ciągu ostatnich 2000 lat, a więc w czasie istnienia uprawy roli, powierzchnia Karpat obniżyła się co najmniej tyle samo, co w okresie poprzedzających ten odcinek czasu 8000 lat (Starkel, 1960).

W niniejszym artykule pragnę na przykładzie głównego karpackiego działu wodnego zwrócić uwagę tylko na pierwszy z elementów wpływających na ewolucję działu wodnego, mianowicie wysokości względne i położenie den dolin sąsiadujących z obu stron z linią europejskiego działu wodnego. W tym celu przeprowadziłem na mapach topograficznych w skali 1 : 50 000 i 1 : 100 000 wielką ilość pomiarów (w sumie około 1200). Z każdego charakterystycznego punktu linii działu wodnego, w tym przede wszystkim ze wszystkich jego wybitniejszych obniżen, ale także ze wszystkich wzniesień oznaczonych na mapach topograficznych

punktami wysokościowymi (kotami), pomierzono wzniesienie dna dolin, w stronę których opada stok po obu stronach działu wodnego w odległości 2 km w linii prostej od danego punktu wododziału. W ciekawszych i wątpliwych miejscach dokonano nadto pomiarów kontrolnych wzniesienia den dolinnych w innych odległościach: 5 km, 1 km, a niekiedy także $\frac{1}{2}$ km od linii wododziału.

Odległość 2 km przyjęto jako podstawowy element pomiarów, wychodząc z założenia, że w tej odległości od linii grzbietowej działu wodnego w Karpatach Zachodnich wszędzie już mamy do czynienia z dnem najbliższej doliny, którym płynie jakaś stała struga wodna i które można traktować jako lokalną bazę erozyjną dla procesów kształtujących stok działu wodnego. Mniejsza odległość odcięłaby w niektórych wypadkach dolną część stoku i nie sięgnęłaby do dna doliny, zaś większa odległość zatarłaby znów w niektórych wypadkach wybitną asymetrię stoków po obu stronach działu wodnego, występującą z reguły najwyraźniej w strefie bezpośrednio sąsiadującej z działem wodnym.

Następnie z każdego pomiaru obliczono różnicę średniego spadku terenu po obu stronach działu wodnego, wyrażając ją w promillach. Ta różnica średniego spadku została przyjęta jako zasadniczy miernik stopnia asymetrii działu wodnego oraz uprzywilejowania morfologicznego procesów denudacyjnych po jednej stronie działu wodnego w stosunku do strony przeciwnej. Pomiarów wykonywane w innych odległościach traktowano tylko jako element uzupełniający, który miał ułatwić charakterystykę poszczególnych odcinków działu wodnego.

Pomiary te nie mogą odznaczać się zbyt wielką dokładnością: błąd pojedynczego pomiaru może wahać się w granicach 2—15 m, jednak zgodnie z prawem wielkich liczb błędy poszczególnych pomiarów wyrównują się częściowo, toteż sędzę, że do zamierzonego celu, tj. do ogólnego określenia tendencji przemian poszczególnych odcinków działu wodnego dokładność jest wystarczająca. Pomiaru ułatwiła znajomość przeważającej części linii wododzielnej oparta na autopsji i nabyta w ciągu wieloletnich wędrówek po Karpatach, podczas których sporządzano zawsze różne notatki.

Badaniu poddano część głównego europejskiego działu wodnego od Przełęczy Jabłonkowskiej na zachodzie po Przełęcz Beskidek koło wsi Koniecznej w pow. gorlickim na wschodzie, zarówno w jego przebiegu na terytorium Polski, jak i na terenie Czechosłowacji. Badaną część wododziału podzielono na szereg odcinków zgodnie z przynależnością hydrograficzną obszarów przyległych do linii wododziału do dorzeczy poszczególnych pierwszorzędnych lub drugorzędnych dopływów Odry i Wisły od północy, Dunaju od południa.

Ogólna długość zbadanej linii wododziału wynosi około 406 km według pomiarów krzywomierzem na mapach w skali 1:100 000. W rzeczywistości więc linia ta jest nieco dłuższa.

Przystąpmy teraz do zwięzłej charakterystyki poszczególnych odcinków działu wodnego, zaczynając od zachodu.

1. *Odcinek między Olzą i Kisucą.* Zbadana część tego odcinka ciągnie się od siodła Przełęczy Jabłonkowskiej (550 m n.p.m.) po szczyt Ochodzitej (894 m) nad Koniakowem na długości 19 km. Ogólnie zaznaczają się tutaj nieco silniejsze spadki terenu na północ, w stronę doliny Olzy. Średnia wszystkich pomiarów odcinka wykazała przeciętny spadek ku Olzie wyższy o 7‰ od spadku w stronę dorzecza Kisucy. Zjawisko to jest regułą w zachodniej części odcinka od Przełęczy Jabłonkowskiej

poprzez cały grzbiet Girowej (839 m) aż do Wawraczowego Gronia (688 m) we wsi Jaworzynce. Część wschodnia tego odcinka wykazuje nieznaczne wahania przewagi spadków to na północną, to znów na południową stronę. Ogólnie można określić cały ten odcinek działu wodnego jako nie wykazujący wybitniejszych tendencji do przesuwania się. W części zachodniej dział wodny jest lepiej ustabilizowany dzięki przeważającemu pokryciu stoków przez lasy i trwałe użytki zielone, natomiast od Wawraczowego Gronia na wschód do Ochodzitej charakterystyczną cechą jest wyjątkowy w Karpatach fakt, że linia działu wodnego jest główną osią osadnictwa. Większość domostw dużych wsi Jaworzynki i Koniakowa leży na samym wododzielnym grzbiecie, którym bieżą też dość ważne drogi. Wobec tego sąsiednie stoki są pokryte w znacznej części polami uprawnymi, co zwiększa nasilenie procesów degradacyjnych.

2. *Odcinek między Sołą i Kisucą.* Długość tego odcinka, ciągnącego się od Ochodzitej przez okolice Zwardonia i Wielką Raczę (1236 m) aż do szczytu Bukowina (1085 m) na południe od wsi Ujsoły, wynosi około 35 km. Na całej prawie przestrzeni zaznacza się przewaga nachylenia stoków w kierunku dorzecza Kisucy, wynosząca przeciętnie dla całego odcinka 21,5‰. Przewaga ta jest mniejsza na północy (między Ochodzitą i Zwardoniem wynosi średnio 16‰), kulminuje zaś w sąsiedztwie masywu Wielkiej Raczy, gdzie głęboko wcinający się potok Oszczadnica powoduje asymetrię dochodzącą nawet do 50‰. Jedynie końcowa, najdalej na wschód wysunięta, część odcinka między szczytem Majów 1135 m a Bukowiną wykazuje już częściowo przewagę nachylenia ku dorzeczu Soły, dochodzącą aż do 25‰, zaś w okolicy przełęczy Przysłop 940 m między Rycerzową a Bukowiną grzbiet wododzielny wykazuje równowagę nachyleń w obu kierunkach.

Dział wód między Sołą a Kisucą biegnie typowym terenem średnio-górskim, niższym w części północnej, wyższym w części południowej, gdzie wzniesienie przekracza na znacznych przestrzeniach 1000 m n.p.m. Grzbiet wododzielny i jego sąsiedztwo są tu w znacznej przewadze pokryte lasem, jedynie w okolicach Zwardonia występują większe płaty użytków zielonych i gruntów ornych. Osiedla trzymają się na ogół z daleka z wyjątkiem okolicy Zwardonia i południowego stoku Ochodzitej. Mimo asymetrii nachyleń obu stoków nie ma na tym odcinku działu wodnego punktów szczególnie interesujących z punktu widzenia obserwacji zjawisk walki o dorzecze.

3. *Odcinek między Sołą i Orawą.* Ten odcinek europejskiego działu wodnego przebiega głównym grzbieciem Beskidu Wysokiego na długości 48 km od szczytu Bukowiny aż po masyw Mędralowej (1170 m), kończąc się około 500 m na wschód od jej najwyższego wzniesienia. Na całej przestrzeni bez wyjątku występuje tu znaczna przewaga spadków w kierunku północnym, ku dorzeczu Soły. Jest to uwarunkowane faktem, że dolina Soły wraz z dopływami rozcina głęboko Beskid, zaś kotlina górnej Orawy, ku której spływają potoki z południowego stoku działu wodnego, należy do najwyższej położonych kotlin śródgórskich w Karpatach Zachodnich. Wskutek tego na północy już w odległości 10 km od działu wodnego istnieją tak nisko położone miejsca, jakie na południu występują dopiero w odległości 50 km, przy ujściu Orawy do Wagu. Dla całego odcinka średnia przewaga spadku na stronę północną wynosi w strefie dwukilometrowej 63‰, wahając się w poszczególnych miejscach od 37‰ do 90‰. Najmniejszym zróżnicowaniem spad-

ków odznacza się sąsiedztwo przełęczy Glinka między Ujsołami i Nowocią, największe zaś notuje się na przestrzeni między Magurką 1216 m a Pilskiem 1557 m, ponieważ tutaj opadająca ku północy dolina Wielkiej Sopotni jest szczególnie głęboko wcięta w stosunku do źródłowych potoków Mutnianki, odwadniających południowy stok działu wodnego. Najenergiczniejsza walka o dział wodny toczy się wzdłuż dopływu Orawy-Półgórzanki, która w swym górnym biegu płynie na przestrzeni 5 km równolegle do działu wodnego w minimalnej od niego odległości. Punktem, gdzie najłatwiej mogłoby dojść do kaptazu jest dawny przysiołek Przyborowa-Głuchaczki. Dział wodny wznosi się tu tylko 20 m powyżej przepływającej w odległości 130 m od niego Półgórzanki. Drugi, nieco słabiej zagrożony punkt znajduje się w odległości ponad 3 km na południowy zachód od powyższego, gdzie Półgórzanka płynie też blisko działu wodnego na poziomie tylko o 40 m niższym. Degradacja postępuje silniej od strony północnej także i dlatego, że tu użytki rolne dochodzą w wielu miejscach do samej linii działu wodnego, podczas gdy stoki południowe pokryte są lasem.

4. *Odcinek między Skawą i Orawą.* Długość tego odcinka wynosi 42 km. Można go podzielić na dwie odmienne części: zachodnia biegnie grzbietami Beskidu Wysokiego od Mędralowej przez przełęcz Jałowiecką, cały masyw Babiej Góry i przełęcz Krowiarki aż do szczytu Policy 1367 m, z którego schodzi ku południowi przez Czarniec 1318 m na górny kraniec wsi Zubrzyca Górna. Tu zaczyna się część wschodnia charakterystyczna znacznie mniejszymi wzniesieniami działu wodnego, który przeważnie utrzymuje się na wzniesieniu poniżej 800 m n.p.m. Krajobraz nabiera tu charakteru raczej pogórskiego, grzbiety są szerokie i łagodne, formy zaokrąglone, dominuje materiał skalny mało odporny. Są to tak zwane Działy Orawskie, kraina opanowana silnie przez gospodarkę człowieka, gdzie osiedla podchodzą w wielu punktach pod linię działu wodnego, a grunty orne, łąki i pastwiska zajmują znaczną część obustronnych stoków. Ten odcinek działu wodnego wykazuje również na całym przebiegu zdecydowaną przewagę pochyleń w kierunku północnym, ku Skawie. Średnio przewaga ta wynosi 66‰, osiągając najwyższą wartość w sąsiedztwie przełęczy Brona między Małą Babią i Babią Górą (110‰ przewagi spadku na północ), najmniejszą zaś jest w rejonie szczytu Czarniec, gdzie wszystkie otaczające góry, zarówno opadające ku Skawie, jak i ku Orawie kierują się ku południowi. Różnica spadku między Psią Doliną a źródłowymi strugami potoku Zubrzyca wynosi tylko 10‰ na korzyść pierwszej. Procesy degradacyjne — mimo względnie odpornego materiału — przybierają szczególne nasilenie na północnych stokach, szczególnie na bardzo stromych stokach Babiej Góry, modelowanych silnie przez osuwiska, oberwiska skalne, procesy spełznięcia i zmywania. Duże natężenie procesów denudacyjnych można także obserwować po północnej stronie działu wodnego w rejonie Małej Sidziny.

5. *Odcinek między Rabą i Orawą.* Dorzecze Raby styka się z głównym europejskim działem wodnym tylko na małym odcinku o długości 2,6 km między wsiami Raba Wyżna i Bielanka w dorzeczu Raby, a wsią Harkabuz nad źródłową strugą Czarnej Orawy. Przewaga spadków w stronę dorzecza Raby jest tu jeszcze silniejsza niż między Orawą a Sołą i Skawą, wynosząc średnio 80‰, przy czym stosunki morfologiczno-hydrograficzne są bardzo osobliwe. Czarna Orawa płynie bowiem

w bardzo płytkim wcięciu równoległe do linii działu wodnego i w minimalnej od niego odległości (50—300 m), zaś głębokie lejki źródłowe dopływów Raby atakują energicznie wododzielny grzbiecik. Najjaskrawiej zaznacza się to w leju źródłowym potoku Żeleznica, który kończy już właściwie dokonywać dzieła niewielkiego kaptażu. Dno doliny Orawy leży tutaj w odległości 50 m od linii wododziału tylko o 7 m niżej od niej, a na przestrzeni następnych 700 m obniża swój poziom tylko o 20 m. podczas gdy potok Żeleznica na tej samej odległości płynie już o 110 m głębiej. Podobne stosunki z nieco mniejszą wyrazistością powtarzają się w odniesieniu do innych sąsiednich dopływów Raby i dotyczą także wschodniego krańca działu wodnego między Skawą i Orawą, ponieważ Czarna Orawa aż do wsi Podwilk płynie równoległe do linii działu wodnego, chociaż stopniowo wcina się głębiej.

6. *Odcinek między Dunajcem i Orawą.* Ten odcinek europejskiego działu wodnego jest wybitnie niejednorodny. Długość jego wynosi 44 km. Kierunek przebiegu jest ściśle południkowy, a więc poprzeczny do rozciągłości zachodniokarpackich pasm górskich. Dział wodny opuszcza tutaj zewnętrzne Karpaty fliszowe, schodząc z Działów Orawskich na południe na dno rozległej Kotliny Nowotarsko-Orawskiej i przecina ją w poprzek w miejscu najbardziej płaskim, wręcz równinnym, stając się miejscami zupełnie niedostrzegalnym. Ponieważ dno kotliny jest bagniste i zatorfione, bardzo trudno jest określić w szczegółach kierunek spływu wód, a co za tym idzie linię wododzielną. Kilka generacji rozległych stożków fluwioglacjalnych tatrzańskich potoków maskuje tutaj przebieg pienińskiego pasma skalicowego, a dział wodny staje się wyraźnym dopiero w miejscu, gdzie na powierzchni pojawia się materiał fliszu podhalańskiego. Obłymi grzbietami tego fliszu dział wód wznosi się stopniowo ku południowi aż do szczytu Magury Witowskiej 1233 m. Z niej schodzi dość stromo na południe przecinając linię Rowu Podtatrzańskiego na polanie Molkówce, a następnie na Siwiańskich Turniach wchodzi na jeden z bocznych północnych grzbietów tatrzańskich, którym przez szczyty Furkaski, Bobrowca, Grzesia i Rakonia dochodzi do głównego grzbietu Tatr na szczycie Wołowca 2064 m.

Obliczenia obustronnego spadku dają dla całego odcinka średnią przewagę około 5‰ na korzyść Orawy, w rzeczywistości jednak można w nim odróżnić cztery bardzo odmienne części. Skraj północny leżący w obrębie Działów Orawskich między wsiami Bukowina-Podszkle oraz Odrowąż i Załuczne wykazuje jeszcze znaczną przewagę spadków w kierunku Dunajca (około 50‰). Między Załucznem a Leligdoniówką obustronne spadki się wyrównują, a na całym odcinku dna kotliny Nowotarsko-Orawskiej, od Piekielnika aż po linię drogi Chochołów-Sucha Góra, można już stwierdzić lekką przewagę spadków w kierunku Orawy, obliczoną na 3,5‰. W obrębie fliszu podhalańskiego oraz osadowych serii tatrzańskich aż do Grzesia przewaga spadków ku dorzeczu Orawy zwiększa się, wynosząc w części fliszowej od 7—20‰, zaś w części tatrzańskiej nawet 20—37‰. Jest to uwarunkowane faktem, że doliny Orawicy oraz jej źródłowych potoków są wcięte głębiej niż dolina Czarnej Orawy. Najwyraźniej zaznacza się to na Przełęczy Bobrowieckiej, atakowanej silnie przez lejek źródłowy doliny Bobrowieckiej. Wreszcie ostatnia część odcinka, począwszy od szczytu Grzesia do Wołowca, wykazuje znów wyraźną (około 21‰) przewagę spadków w kierunku dorzecza Dunajca. Tu z kolei przynależne do dorzecza Orawy doliny Łatana i Zurberecka wcięte są nieco słabiej od doliny Jarzabczej.

7. *Odcinek między Dunajcem i Wagiem.* W odróżnieniu od poprzedniego, ten odcinek ma charakter morfologicznie jednorodny, ponieważ biegnie w całości głównym grzbietem Tatr na długości około 31 km. Ogólny kierunek jest równoleżnikowy. Wysokogórski typ urzeźbienia warunkuje bardzo silne spadki, toteż tutaj lokalne różnice głębokości wcięcia poszczególnych dolin, pozostające w związku z intensywnością ich zlodowacenia, powodują częste zmiany stosunku spadków po obu stronach. Średnia wszystkich obliczeń całego odcinka wykazuje 9,7‰ przewagi pochyłości w stronę dorzecza Wagu.

Ze względu na występowanie kotłów polodowcowych na różnych wysokościach i związane z tym istnienie odwrotnych spadków w dnach dolin odcinek ten, ciągnący się od Wołowca po Cubrynę, nie nadaje się do ogólnych studiów ewolucji działu wodnego, lecz wymagałby odrębnego, bardzo szczegółowego zbadania. Nie podaję więc danych liczbowych dotyczących poszczególnych drobnych jego odcinków.

8. *Odcinek między Popradem i Wagiem.* Na szczycie Cubryny dział wód opuszcza granice Polski, by odtąd na przestrzeni ponad 130 km bieć w obrębie Czechosłowacji. Zaczyna się tu odcinek o długości 30 km oddzielający dorzecze Wagu od Popradu. Wykazuje on pewne podobieństwo z odcinkiem między Orawą i Dunajcem. Kierunek jest bowiem znów południkowy, przy czym dział wód przecina różne jednostki morfologiczno-strukturalne Karpat. Naprzód bocznym grzbietem schodzi przez szczyty Koprowy, Hrubby, Furkot i grań Soliska na południowy brzeg masywu tatrzańskiego, następnie przechodzi przez rozległy obszar morenowy u wylotu dolin Młynicy i Miękusowieckiej. Dalej przecina w poprzek dno głębokich kotlin otaczających od południa Tatry, by wreszcie wejść na północne przedgórze Niżnych Tatr. W odróżnieniu od sytuacji w Kotlinie Nowotarsko-Orawskiej tutaj dział wodny na dnie kotlin jest wyraźnie widoczny, a łagodne garby, którymi przebiega, przyjęto uważać za granicę Kotliny Liptowskiej w obrębie dorzecza Wagu oraz Popradzkiej (nazywanej w Polsce również Kotliną Spiską) w obrębie dorzecza Popradu. Niejasny jest za to przebieg działu wodnego w obszarze morenowym u krawędzi Tatr, gdzie ogromne nagromadzenia głazów i żwirów tworzą chaotyczną rzeźbę z licznymi pozornie bezodpływowymi zakleszczeniami. W jednej z nich leży też Jezioro Szczyrbskie. Spadki po obu stronach działu wodnego są na tym odcinku słabo zróżnicowane z wyjątkiem wysokogórskiej partii w Tatrach. Średnia pomiarów poza Tatrami i morenowym odcinkiem u ich podnóża daje słabą przewagę spadków 2,6‰ na korzyść dorzecza Popradu, natomiast w Tatrach wyraźna przewaga 48‰ występuje po stronie dorzecza Wagu, gdzie doliny Niewcyrka, Hlińska i inne są głębsze od Młynicy i górnej części doliny Miękusowieckiej.

9. *Odcinek między Popradem i Hornadem (wraz z Torysą).* Jest to najdłuższy odcinek rozpatrywanej części działu wodnego, znajduje się w całości na terytorium Czechosłowacji. Mierzy 92,5 km, z czego 54 km przypada na sam Hornad, pozostałe 38,5 km to dział wód Popradu z Torysą. Biegnie początkowo równoleżnikowym grzbietem przedgórze Niżnych Tatr do szczytu Križova 943 m. Z niego schodzi na północ na płaskie dno Kotliny Popradzkiej, dalej zwraca się łukiem na wschód, przecinając koło koty 716 m szosę z Popradu do Vernaru, a zaraz dalej linię kolejową koszycko-bogumińską obok przystanku Ganowce. Jest to bardzo interesujący dolinny odcinek działu wodnego, wynikły z dokona-

nego geologicznie niedawno kaptazu potoku, płynącego dawniej od sanatoryjnej osady Kwietnica na północ do Popradu, przez energicznie wcinający się dopływ Hornadu płynący przez Hilice i Horkę w kierunku Hrabuszyc. Podobny los groziłby zapewne niedługo biegnącemu nieco dalej na zachód potokowi Teplica, który płynie z minimalnym spadkiem do Popradu. Zmiany nastąpią jednak szybciej, gdyż plany gospodarcze ČSRS przewidują w tym rejonie sztuczne dokonanie spiętrzenia wód Popradu koło wsi Spiska Teplica i skierowanie ich wytyczoną już częściowo przez naturę drogą do Hornadu. Ten fakt powoduje, że obszar, na którym mają zajść tak poważne zmiany, zasługuje na szczególne zainteresowanie geografów. Dział wód biegnie dalej na E, przecina szosę z Popradu do Lewoczy we wsi Hozelec i wznosi się na łagodne garby przedgórza fliszowych Gór Lewockich, a dalej wchodzi już w same góry, przecinając cały rozległy maszyn mniej więcej w połowie w ogólnym kierunku NE. Z ostatniego wybitnego szczytu Kuligura 1252 m schodzi dalej w głębokie obniżenie 703 m na S od wsi Bajerovce, wkraczając następnie w strefę pienińskiego pasa skałkowego. W jego obrębie osiąga największe obniżenie w przekopie kolejowym linii Muszyna—Preszów obok stacji Puste Pole 601 m n.p.m. Następnie jeszcze przez kilka drobnych skałek pasa pienińskiego wchodzi znów w strefę fliszu zewnętrznego, wznosząc się na główny grzbiet gór Czergowskich na najwyższym szczycie tej grupy Minczoł 1157 m.

Spadki po obu stronach działu wodnego wykazują wszędzie przewagę po stronie Hornadu i Torysy z wyjątkiem krótkiego odcinka w centrum Gór Lewockich między kotami 1217 i 1229 m, gdzie źródłowe strugi Lubickiego Potoku są nieco głębiej wcięte od źródłowych strug Torysy (przewaga pochyłości 30‰ na stronę dorzecza Popradu). Cała pozostała część tego odcinka działu wodnego daje średnią przewagę spadków 36‰ w stronę dorzecza Hornadu. Największe różnice obserwuje się w okolicy między Lewoczą i Ruskinowcami (do 80‰) oraz w sąsiedztwie NE krańca Gór Lewockich (do 55‰). Bardzo intensywne procesy degradacyjne na niekorzyść dorzecza Popradu, przyspieszane przez dominację gruntów ornych, następują szczególnie w sąsiedztwie przełączki 703 m między Górami Lewockimi i pasem skałek.

10. *Odcinek między Popradem i Toplą.* Ten kolejny odcinek ma 33,5 km długości, z czego pierwszych 10 km przypada jeszcze na terytorium ČSRS, pozostała część stanowi granicę Polski i CSRS. Dział wód pozostaje już przez cały czas w obrębie zewnętrznych Karpat fliszowych. Od szczytu Minczoł biegnie grzbietem grupy Czergowskiej na N, obniża się na przełęcz Obruczne 671 m, gdzie styka się z granicą polską, następnie granicznym grzbietem Beskidów przez Przełęcz Tylicką dochodzi do Dzielec 794 m między miejscowościami Tylicz i Izby. Tu kończy się kontakt dorzecza Popradu z głównym działem wodnym. Przez pierwszych 6 km tego odcinka, od Minczoła po szczyt Dołha 1006 m, obserwuje się lekką przewagę spadków w kierunku Popradu (około 17‰), po czym już bez przerwy występuje zdecydowana przewaga pochyłości stoków południowych, czechosłowackich. Wynosi ona dla pozostałego odcinka średnio 43‰. Najsilniej atakowany procesami degradacyjnymi jest wododzielny grzbiet w okolicy Muszynki, szczególnie na NE od tej wsi, gdzie wylesienie przyspiesza degradację stoków słowackich, wykazujących tutaj pochylenie o 85‰ wyższe niż po stronie polskiej.

11. *Odcinek między Białą Dunajcówą i Toplą.* Jest to niewielki fragment działu wodnego o długości 7 km, ciągnący się od Dzielca przez Lackową do Ostrego Wierchu 938 m n.p.m. Ponieważ kierunek przebiegu struktur geologicznych jest tu zbliżony do prostopadłego w stosunku do linii działu wodnego, a Beskid Niski ma charakter rzeźby rusztowej, linia ta przeskakuje na przemian grzbiety i obniżenia między nimi. I tutaj konsekwentnie zaznacza się przewaga pochyłości w kierunku południowym, wynosząca średnio 23‰ na korzyść dorzecza Topli.

12. *Odcinek między Ropą i Toplą.* Ten ostatni z rozpatrywanych odcinków działu wodnego ciągnie się na przestrzeni 22 km. Pierwsza jego część o długości 9 km biegnie zgodnie z kierunkiem struktur geologicznych od Ostrego Wierchu ku SE aż do szczytu Płaziny 804 m. Pozostała część skręca pod kątem prostym na NE, a przecinając szereg grzbietów i obniżen jest hipsometrycznie silnie zróżnicowana. Ostatnim grzbietem dział wód obniża się ku wschodowi na przełęcz Beskidek 559 m i tutaj nieco na E od miejsca, gdzie nieczynna obecnie na odcinku granicznym droga z Gorlic przez Konieczną do Bardiowa przekracza dział wodny, kończy się kontakt dorzecza Ropy z Toplą. Stosunkowo bliskie, głębokie zapadlisko Niziny Panońskiej powoduje, że i na tym odcinku występuje wyraźna przewaga spadków na południowych stokach głównego karpackiego działu wodnego. W przygranicznym pasie wynosi ona średnio 28‰, przy czym najsilniejsza jest w bezpośrednim sąsiedztwie przełęczy Beskidek, sięgając tutaj 40‰. Jednak warunki ukształtowania dolin i lejków źródłowych nie wskazują tu nigdzie na możliwość szybkiego przesuwania się linii wododzielnej.

Na podstawie powyższych rozważań można stwierdzić, że przebieg głównego działu wodnego w Karpatach wiąże się z wielu zagadnieniami ich budowy geologicznej, ewolucji morfologicznej, a także gospodarki człowieka. Jego przebieg wprawdzie wywarł wpływ na dzieje społeczeństw zamieszkujących po obu stronach Karpat, jednak w szczególności nie stanowił on czynnika imperatywnego w tych dziejach. Granice państw znajdujących się na północ i na południe od Karpat nigdy nie trzymały się ściśle przebiegu działu wodnego, a rozsiadanie poszczególnych narodów wykazywało jeszcze mniejszy związek z linią wododziału. Postępujący rozwój techniki, który doprowadził do tego, że już od kilkudziesięciu lat człowiek stał się najpotężniejszym czynnikiem przeobrażenia powierzchni ziemi sprawia dzisiaj, że i w tym zakresie człowiek jest w stanie hamować naturalne procesy ewolucji działów wodnych, a z drugiej strony wprowadzać pożądane dla siebie zmiany w tempie nieporównanie szybszym niż dokonują tego siły przyrody.

LITERATURA

- (1) Gerlach T. *Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Grajcaraka.* „Prace Geograficzne IG PAN” nr 52. Warszawa 1966.
- (2) Klimaszewski M. *Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym.* „Prace Wrocł. Tow. Nauk.”. Seria B, Nr 7. Wrocław 1948.
- (3) Klimaszewski M. *Views on the Geomorphological Development of the Polish Western Carpathians during the Quaternary. Geomorphological Problems of Carpathians.* „Geographia Polonica” 10. Warszawa 1966.
- (4) Starkel L. *Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie.* „Prace Geograficzne IG PAN” nr 22. Warszawa 1960.

АНТОНИ ВЖОСЭК

ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНОГО ВОДОРАЗДЕЛА
В ЗАПАДНЫХ КАРПАТАХ

Автор обстоятельно измерил различия в наклонах с обеих сторон главного водораздела в Карпатах от Яблонковского перевала до Седловины Бескидек (длина 406 км), выделяя участки с более крутыми наклонами на северных и южных склонах. Решающими являются высотное расположение низменностей окружающих Карпаты с севера и с юга, а в глубине гор, высота тектонических котловин.

Пер. Б. Миховского

ANTONI WRZOSEK

CHARACTERISTICS OF THE MAIN WATERSHED IN THE WESTERN
CARPATHIANS

The author analyzes the course the main European watershed line in the Western Carpathians for a length of some 406 km, from the Jabłonków Pass in the west to the Beskidek passes in the Low Beskidy in the east. In order to estimate the trend which might in time change the present course of the dividing line, the author measured slope inclinations on both sides of the watershed line and reports in his paper the differences in inclination he determined in the individual sectors of the line. These measurements were made on topographical maps for all depressions and for all most important elevations of the watershed line, within a 2 km distance both ways of the line. The author also paid attention to all sites, where in recent times what is called river capture has taken place, or where this can be expected to occur in the near future. He also stresses the effect which the pattern of land use has upon the rate of degradation processes, and cites examples of how the course of the watershed line has been changed artificially.

Translated by *Karol Jurasz*

WINCENY OKOŁOWICZ

Warszawa

Pochodne pojęcia „klimat” i ich skala

Derivatives of notion „climate” and their scale

Zarys treści. W artykule przedstawiono kolejną próbę uporządkowania pojęć pochodnych od terminu „klimat” w zależności od ich skali i wiążąc je z geograficznymi jednostkami taksonomicznymi. Na skraju szeregu stosowanych w literaturze terminów umieszcza autor pojęcia: klimat powierzchni granicznej oraz klimat planetarny.

Do literatury naukowej wprowadzono z biegiem lat wiele terminów utworzonych przez dodanie do słowa „klimat” pewnych przedrostków, jak aero-, agro-, bio-, fito-, mikro-, makro- i inne. Dało to początek nazwom pewnych wyspecjalizowanych działów czy kierunków klimatologii zajmujących się agroklimatem, bioklimatem itd. Treść dwóch ostatnio wymienionych terminów odpowiada zagadnieniom ograniczonym do wpływu klimatu:

1. na produkcję rolniczą pojętą szeroko, to znaczy na produkcję roślinną, hodowlaną i leśną, na trwałość produktów rolnych przy ich magazynowaniu i transporcie, na pojaw szkodników itd.;

2. na organizmy żywe w ogóle i na organizm człowieka w szczególności (bioklimatologia medyczna).

W tych przypadkach klimat jest potraktowany jako czynnik oddziałujący w pewien sposób na jakiś przedmiot (zespół przedmiotów) lub na jakiś proces (zespół procesów) znajdujący się w ognisku naszych zainteresowań naukowych, ewentualnie praktycznych, gospodarczych. Istnieją poza tym przypadki, w których dany termin określa nieco inaczej rolę klimatu. Na przykład termin fitoklimat oznacza taki klimat lub te jego cechy, które pojawiły się w wyniku wpływu wywieranego obecnością określonego zespołu roślinnego lub lepiej taki klimat, który panuje wewnątrz tego zespołu, np. klimat lasu, łąny zboża itp. W takich przypadkach klimat jest po części podmiotem podlegającym wpływowi otaczającego środowiska roślinnego. Można powiedzieć, że pewien fitoklimat jest nieodłącznie związany z określonym biotopem. Powiązania między jednym i drugim są, jak zwykle w podobnych sytuacjach, dwustronne. Ich cechy są wzajemnie uwarunkowane, nie licząc tych, które są efektem wpływu czynników działających z zewnątrz.

Omówione przykładowo terminy, wywodzące się od słowa klimat i ograniczające jego ogólny sens do bardziej szczegółowego (cząstkowego) wycinka zainteresowań, nie nastroczają w praktyce większych trudności lub wątpliwości. Zupełnie inaczej przedstawia się kwestia z terminologią zmierzającą do powiązania pojęcia „klimat” z określoną skalą, z pewnymi

wymiarami przestrzennymi rozważanego obiektu: mikro-, topo-, mezo-, makroklimatu. We współczesnej literaturze biologicznej, geofizycznej i geograficznej używa się ostatnio wspomnianych określeń w najrozmaitszych znaczeniach, jeśli chodzi o skalę lub rodzaj przedmiotu, którego one dotyczą. Jedni wiążą pojęcie mikroklimatu z klimatem całego, przeważnie dużego miasta, inni z otoczeniem polany leśnej, lub wreszcie ptasiego gniazda. W ten sposób uzasadniona tendencja, której celem była większa precyzja w określaniu skali klimatu, została zupełnie zagubiona.

Autor wypowiadał się już w tej sprawie w kilku publikacjach, co zwalnia go od obowiązku powtarzania wielu szczegółów.¹ W niniejszym artykule przedstawiono wyniki poszukiwań jako dalszą próbę w dążeniu do uporządkowania pojęć zawierających w sobie bliżej nie sprecyzowane określenie przestrzennych wymiarów klimatu. O ile w poprzednich publikacjach autor poprzestawał w zasadzie na terminach dość powszechnie stosowanych przy różnych okazjach, o tyle obecnie wprowadza do tej terminologii pewne dodatkowe uzupełnienia.

Warto przypomnieć, że podobne próby podejmowali inni autorzy, między innymi Mörikofer.² Jego propozycje w tym zakresie ujęto w tabeli 1. Terminologia niemiecka podana w tab. 1 nie jest powszechnie przyjęta i jednolicie rozumiana nawet w literaturze niemieckiej. Jej tłumaczenie na nasz język, może nie w pełni adekwatne, ma na

Tabela 1

Pojęcia klimatu i rząd ich wielkości według Mörikofera (za Blüthgenem, 1964)

Określenie	Rząd wielkości	Przykłady
Klimat strefowy (Zonenklima)	5000 km	Strefa umiarkowana
Klimat wieloprzestrzenny (Grossraumklima)	1000 km	Środkowa Europa
Klimat wielokrajobrazowy (Grosslandschaftsklima)	100 km	Alpy Retyckie
Klimat krajobrazu (Landschaftsklima) Klimat okolicy (Geländeklima)	10—20 km	Okolice Davos
Klimat miejscowy (Standortklima): a) równinny b) górski	2000—4000 m 100—1000 m	Szersza, dolina. Dno i zbocze doliny
Klimat małej przestrzeni (Kleinklima) — jednocześnie warstwy przygrun- towej powietrza	10—50 m	Wcięcie erozyjne
Klimat powierzchni granicznej	cm—mm	Powierzchnia skały

¹ W. Okołowicz — *Macro-, Meso- and Microclimate*. „Przegl. Geogr.” Vol. XXXII. Suppl. 1960; *Der Begriff des Klimas*. „Idojaras” Vol. 65, z. 4. 1961; *Zadania i metody współczesnej klimatologii*. (Wstęp). „Przegląd Zagr. Liter. Geograf.” IG PAN, 1964, z. 2; *Klimatologia ogólna* (PWN — w druku).

² Patrz: J. Blüthgen — *Allgemeine Klimageographie*. Berlin 1964 S. P. Chromow — *Klimat, makroklimat, klimat lokalny, mikroklimat* (tłum. polskie). „Przegl. Zagr. Liter. Geograf.” IG PAN, 1964, z. 2; V. Krečmer — *Pojęda podstawowe w klimatologii (mezo-, makroklimat)* — jak wyżej, 1964, z. 2.

Różne skale pochodnych pojęcia „klimat” i ich charakterystyka

	Klimat powierzchni granicznych	Mikroklimat		Topoklimat	Mezoklimat	Makroklimat	Geoklimat	Klimat planetarny
		a) jednostkowy	b) warstwy					
Skala wielkości — wymiary przestrzenne	Wymiary przestrzenne — znikome, powierzchniowe odpowiadające wielkościom naturalnym, jak np. powierzchnia liścia (wymierzalne w mm i cm)	Odpowiadają elementarnym, przestrzennym jednostkom środowiska przyrodniczego, w zasadzie o wymiarach ageograficznych, odpowiadających jednostkowym środowiskom ekologicznym, jak korona drzewa, kępa traw, otoczenie większych głązów, stogu siana itp. Uwaga: „a” — nie występuje nad większymi jednorodnymi powierzchniami, np. wodnymi (jeziora, morza)	Ograniczony do warstwy przygruntowej powietrza (nad jednolitym podłożem do 2 m miąższości) stanowiącej zintegrowaną całość licznych zespołów mikroklimatów jednostkowych i transmitującej wpływ powierzchni czynnej (gruntu i przedmiotów pokrywających teren) na procesy atmosferyczne i vice versa	Odnosi się do elementarnych geograficznych jednostek taksonomicznych nie będących jednostkami samoistnymi, lecz komponentami tych ostatnich, np. klimat brzegu jeziora, szczytu, zbocza, dna, (doliny, rynny, kotliny), polany leśnej, ulicy w mieście itp. lub kompleksu bardzo małych form	Określone wielkością obiektów geograficznych samoistnych jednostek taksonomicznych, np. klimat doliny, kompleksu jezior, lasów, zespołu wydm, klimat miasta	Określone wielkością regionu geograficznego, subregionu lub obszaru podobnej kategorii, odpowiadający subregionowi lub regionowi klimatycznemu, np. klimat Wyżyny Śląsko-Małopolskiej	Odpowiadają znacznej części kontynentu względnie oceanu, np. klimat Europy Środkowej, Zachodniej części Ameryki i przyległego oceanu	Odpowiadające całej, względnie znacznej części powierzchni Ziemi, np. klimat półkuli północnej, klimat strefy umiarkowanych szerokości, strefy międzyzwrotnikowej itp.
Stopień rozprzestrzenienia podobnych cech fizycznych	Prawie powszechny przy tym samym chemiczno-fizycznym rodzaju powierzchni np. skóra ludzka, powierzchnia igieł drzew iglastych, powierzchnia granitu	Wysoki stopień powszechności w granicach: podobnych jednostek środowiskowych Możliwość szerokiego stosowania prawa analogii	przy podobnych zespołach jednostek elementarnych, nad podobnym podłożem	Znaczny stopień powszechności przy tego samego rodzaju jednostkach taksonomicznych i ich usytuowaniu przestrzennym, np. klimat zboczy eksponowanych na południe	Dość znaczny odnośnie samoistnych jednostek geograficznych tego samego typu przy podobnych warunkach otoczenia, np. w przypadku dolin w krajinach górskich lub dolin wciętych w równinę	Ograniczony w zasadzie do zbliżonych typów klimatu, obszarów podobnie usytuowanych względem mórz i lądów tej samej strefy obu półkul	Jedynie w zakresie pewnych cech przy podobnym usytuowaniu względem oceanów i lądów oraz ich ogólnych rysów rzeźby	W granicach podobieństwa procesów występujących na obu półkulach
Stopień trwałości (zmienności)	Bardzo różny, zależny od trwałości cech danej powierzchni granicznej i trwałości samej powierzchni (danego obiektu)	Różny, zmienność w zasadzie duża zależy od trwałości charakteru podłoża i otoczenia: jest uwarunkowany przez procesy naturalne i działalność ludzką (sposób użytkowania terenu); może być sezonowo zmienny (np. na polu przy płodozmianie)		Odnośnie form rzeźby — mała zmienność; w zależności od pokrycia terenu może być znaczna, powiązana ze zmianą struktury mikroklimatu	W zasadzie dość trwałe, zmienność powolna uzależniona od dużych zmian w środowisku geograficznym	Zmienność bardzo mała, jak dotychczas mniej zależna od czynników geograficznych, raczej ogólnych geofizycznych	Zmienność w geologicznej skali czasu (wahania wiekowe) uzależniona od czynników astrofizycznych i geofizycznych	
Struktura, stosunek względem innych kategorii wielkości, ewentualny podział	Struktura elementarna (zmienna od miejsca do miejsca). Liczny zespół klimatów powierzchni granicznych stanowi jeden z czynników kształtujących mikroklimat (stosunki energetyczne i wilgotnościowe) Odpowiada „Powierzchni czynnej”	Struktura polielementarna (zmienna od jednostki do jednostki oraz w czasie). Powiązany z wyższą kategorią (topoklimatem) przeważnie przez „b” mikroklimat warstwy. Możliwy podział na typy zależnie od charakteru i morfologii najbliższego otoczenia — „podłoża” Uwaga: „b” — nad jednorodnymi powierzchniami, np. wodnymi — monostrukturalne, odpowiadające topoklimatom.	Odpowiada „warstwie czynnej”	Podział na typy możliwy zależnie od rodzaju elementarnych jednostek geograficznych i ich budowy (np. klimat zbocza); może być monostrukturalny (przy zboczu o jednorodnej budowie i pokryciu). Topoklimaty są komponentami i czynnikami kształtującymi klimat jednostek wyższego rzędu (mezoklimatu)	Liczne samoistne typy klimatu mono- i polistrukturalnego odpowiadające typom jednostek geograficznych, np. klimat miejski, dolinny itp. Stanowią komponenty makroklimatu	Ze względu na strukturę dzieli się na: — jednorodne (homogeniczne, monostrukturalne) zgodne z charakterem mezoklimatu, np. klimat stepu — złożone (polistrukturalne) w skład których wchodzi wiele mezoklimatów różnego typu, np. klimat wyżyny pociętej dolinami lub urozmaiconych obszarów polodowcowych. Wchodzi w skład wyższej kategorii (geoklimatu)	Podział na wielkie jednostki geograficzne takie jak: morza, lądy lub ich wydzielone części oznaczone nazwą szczegółową, np. klimat Północno-Zachodniej Europy. Z zasady polistrukturalne, gdy obejmują obszary lądowe	Podział wg stref, np. ogólnej cyrkulacji atmosferycznej jak pasatowa, stref oświetlenia i innych
Metody badań (przyrządy, materiały wyjściowe)	Metody fizyczne i biofizyczne, wyłącznie specjalne precyzyjne przyrządy W znacznym stopniu badania typu laboratoryjnego	Metody i przyrządy specjalne, obok nich również standardowe przy specjalnym nie standardowym sposobie ustawienia dostosowanym do badanego obiektu, stopnia zróżnicowania, otoczenia i podłoża. (Z reguły na wysokościach poniżej 2 m) Częściowo mogą być wspólne dla badań mikro- i topoklimatu Obserwacje i materiał pomiarowy zbierane bezpośrednio w terenie		Częściowo standardowe metody i przyrządy z rozstawieniem dostosowanym do typu danego obiektu, jego budowy, ekspozycji itp.	Standardowe metody i przyrządy ze specyficzną lokalizacją dostosowaną do typu obiektu Archiwalne materiały meteorologiczne uzupełnione badaniami specjalnymi w terenie	Przyrządy i metody standardowe ze sposobem rozstawienia reprezentatywnym dla dużego obszaru	Z wykorzystaniem gotowych opracowań (charakterystyk) ważniejszych składowych makroklimatów lub ich grup	

celu pokazanie, że wprowadzenie do literatury naukowej takiej terminologii, przynajmniej w skali międzynarodowej, nie byłoby wcale łatwe. Jeśli się przy tym uwzględni podany w tab. 1 rząd wielkości przestrzennych zasięgów stosowalności poszczególnych terminów, to nawet przy dużej tolerancji w stosowaniu liczbowych kryteriów, wyrażonych w kilometrach, metrach i centymetrach, należałoby je odrzucić ze względu na zbyt formalny i, jak się wydaje, dowolny charakter.

Klimat jest pojęciem geograficznym, gdyż nie może on występować poza przestrzenią będącą przedmiotem badań geografii. Jest zawsze umiejscowiony w konkretnym środowisku fizyczno-geograficznym w najszerszym sensie tego określenia. Można w tym przypadku abstrahować od klimatu panującego np. na Księżycu lub na dowolnej planecie. Ale nawet i tam przydadzą się zapewne terminy jednoznacznie rozumiane w zastosowaniu do przestrzeni geograficznej ziemskiej.

Z tego względu najbardziej logicznym i najprostszym wyjściem z trudności sprecyzowania pojęć określających skalę klimatu jest ich powiązanie z pewnymi pojęciami geograficznymi, odpowiednimi jednostkami taksonomicznymi. Próbę takiego rozwiązania przedstawia tab. 2.

W porównaniu z poprzednimi propozycjami autora do powyższej tabeli wprowadzono pojęcia zasugerowane przez Morikofera: „klimat powierzchni granicznej” i „klimat planetarny” (lub strefowy) poza tym dodano „geoklimat”. Uzupełnienia te są uzasadnione potrzebą zamknięcia dość długiego szeregu stosowanych terminów.

Proces przemiany energii, np. promieniowania, w ciepło i szereg innych procesów zachodzi na powierzchni granicznej dzielącej atmosferę od podłoża. Jest to powierzchnia wyjątkowo różnorodna, zbudowana z najrozmaitszych minerałów i substancji organicznych, żywych i obumarłych, z których każda posiada inne właściwości fizyczne i chemiczne. Badanie „klimatu” powierzchni granicznej wykracza praktycznie poza normalne zainteresowania klimatologii i należy raczej do fizyki molekularnej oraz do bio- i geochemii.

Geoklimat³ i klimat planetarny odpowiadałyby klimatom bardzo dużych obszarów, w pierwszym przypadku nie związanych z określoną strefą klimatyczną, np. klimat dowolnego kontynentu lub jego znacznej części, w drugim — związanych z daną strefą, np. klimat strefy międzyzwrotnikowej.

W tab. 2. podano również próbę charakterystyki różnych właściwości klimatu zależnie od jego wymiarów przestrzennych, jak stopień różnorodności podobieństwa cech, ich trwałość itd. Istnienie tego rodzaju różnic potwierdza, jak się wydaje, trafność proponowanego powiązania poszczególnych pojęć klimatu z odpowiednimi geograficznymi jednostkami taksonomicznymi.

ВИНЦЕНТЫ ОКОЛОВИЧ

ПРОИЗВОДНЫЕ ПОНЯТИЯ „КЛИМАТ” И ИХ МАСШТАБ

В статье представлена очередная попытка приведения в порядок производных термина „климат” в зависимости от их масштаба и их связи с географичес-

³ Przedrostek „geo” podkreślałby wielkość rozważanego obszaru (jednostki), podobnie jak w geologii przedstawia się sprawa z terminami synklina i geosynklina.

кими таксономическими единицами. По краям ряда применяемых в литературе терминов, автор помещает следующие понятия: климат предельной поверхности и планетарный климат.

Пер. Б. Миховского

WINCENTY OKOŁOWICZ

DERIVATIVES OF NOTION "CLIMATE" AND THEIR SCALE

The author calls attention to the fact, that during recent years there has been introduced into scientific literature a number of terms formed by adding to the word "climate" certain prefixes like *aero-*, *agro-*, *bio-*, *phyto-*, *micro-*, *macro-*, etc. This has initiated names of a number of specialized branches or trends of climatology dealing, respectively, with *agroclimate*, *bioclimate*, *microclimate*, *macroclimate*, etc. In several earlier publications the author has already expressed his opinion on the concept of a *macro-*, *meso-* and *microclimate*. In the present paper he adds the results of his recent studies as a further attempt of putting in order the variety of concepts containing definitions only vaguely specified as to the spatial extent of the climate. In context with previous suggestions he now introduces notions like: "climate of a marginal surface", "planetary climate" and "geoclimate". The author considers these supplementary notions justified by the necessity of putting an end to the fairly extensive series of terms applied on climatic topics.

Translated by *Karol Jurasz*

MIECZYŚLAW HESS
Kraków

Piętra klimatyczne w Alpach Wschodnich, Karpatach Zachodnich i w Sudetach

*Vertical climatic zones in the Eastern Alps, the Western Carpathians
and the Sudetes*

Zarys treści. W artykule autor prezentuje nową metodę wydzielenia i charakteryzowania pięter klimatycznych w obszarach górskich, wyróżnia na jej podstawie piętra klimatyczne w Alpach Wschodnich, Karpatach Zachodnich i w Sudetach oraz podaje ilościową charakterystykę każdego z nich.

Dla wydzielenia i scharakteryzowania pięter klimatycznych w Alpach Wschodnich, Karpatach Zachodnich i w Sudetach w oparciu o kryteria klimatologiczne autor zastosował metodę, która polega na szczegółowej analizie zależności między wysokością nad poziomem morza a wartościami poszczególnych elementów klimatu w profilu pionowym gór, przy równoczesnym określeniu ilościowych zależności między różnymi elementami klimatu (2). Dzięki niej można było stwierdzić, że zarówno poszczególne elementy klimatu, jak i ich zespoły, podlegają stopniowym zmianom z wysokością, a tylko w niektórych częściach profilu pionowego gór następuje zwiększenie ich gradientu. Wynika z tego, że po przekroczeniu określonych wartości progowych stwarzają one jakościowo inne stosunki klimatyczne. Na przykład, zwiększony począwszy od wysokości 2200 m w Alpach Wschodnich i od 2000 m w Karpatach Zachodnich gradient spadku z wysokością n.p.m. liczby dni ze średnią dobową temperaturą wyższą od $+5^{\circ}\text{C}$ powoduje, że w wysokości 2400 m w Alpach i w poziomie 2250 m w Karpatach zanika okres wegetacyjny (tab. 3). Te jakościowe zmiany klimatu mają więc wyraźne odzwierciedlenie w krajobrazie, szczególnie w szacie roślinnej; we wspomnianych bowiem wysokościach ciągnie się w Alpach i Karpatach granica między piętrem hal (alpejskim) i seminiwalnym.

Przy wyróżnianiu więc pięter klimatycznych zastosowałem metodę wartości granicznych, lecz, aby nie rozpatrywać klimatu w oderwaniu od innych elementów środowiska geograficznego, wybrałem takie wartości progowe, które stwarzają jakościowo inne stosunki klimatyczne. Przejawiają się one najwyraźniej na granicach pięter roślinnych. Nie jest to więc podział oparty na kryteriach florystycznych, gdyż o klimacie poszczególnych pięter klimatycznych nie dowiadujemy się na podstawie szaty roślinnej. Wręcz przeciwnie, szczegółowa charakterystyka klimatu w profilu pionowym gór umożliwiła określenie stosunków klimatycznych panujących w poszczególnych piętrach roślinnych omawianych obszarów górskich. Granice pięter roślinnych wskazują tylko

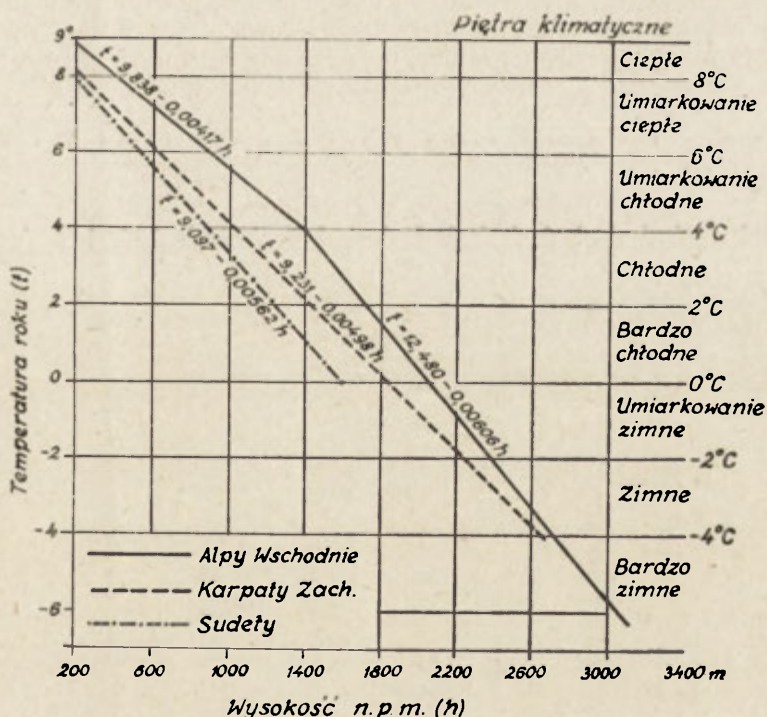
Tabela 1

Zależności między średnią temperaturą roku (t) a niektórymi elementami klimatu (y)
w Alpach Wschodnich, Karpatach Zachodnich i w Sudetach

Elementy klimatu (y)	Alpy Wschodnie		Karpaty Zachodnie		Sudety	
	postać równania	r	postać równania	r	postać równania	r
Liczba dni z mrozem (t. maks. $< 0^\circ$)	$y (t < 0^\circ) = 117,6 - 18,4 t$ $y (t > 0^\circ) = 117,3 - 10,3 t$	- 0,99 - 0,99	$y = 139,3 - 13,4 t$	- 0,98	$y - 138,8 - 15,6 t$	- 0,98
Liczba dni z mrozem i przy- mrozkiem (t. maks. + min. $< 0^\circ$)	$y (t < -2^\circ) = 181,0 - 19,5 t$ $y (t > -2^\circ) = 196,9 - 11,5 t$	- 0,99 - 0,99	$y = 225,7 - 15,5 t$	- 0,99	$y = 219,4 - 14,2 t$	- 0,98
Liczba dni gorących (t. maks. $> 25^\circ$)	$y = 6,04 t - 10,5$	0,96	$y = 5,71 t - 16,7$	0,95	$y = 3,36 t - 7,6$	0,95
Śr. temperatura stycznia	$y (t < +4^\circ) = 0,856 t - 7,521$	0,999	$y = 0,824 t - 8,586$	0,990	$y = 0,723 t - 7,262$	0,990
Śr. temperatura lipca	$y = 1,176 t + 8,242$	0,998	$y = 1,167 t - 8,632$	0,999	$y = 1,125 t + 8,570$	0,998
Liczba dni z pokrywą śnieżną	$y = 233,2 - 21,20 t$	- 0,998	$y = 215,0 - 18,75 t$	- 0,980	$y = 188,0 - 16,86 t$	- 0,980

na te wysokości, w których następują tak duże zmiany klimatu, że uniemożliwiają dalsze rozprzestrzenianie się określonych zespołów roślinnych. Oznacza to, że granice między piętrami klimatycznymi nie zostały ustalone dowolnie, lecz że mają one głębokie uzasadnienie fizyczne.

Piętra klimatycznych nie można wyróżnić na podstawie wszystkich elementów klimatu. U podstaw każdego systemu klasyfikacyjnego powinien istnieć jeden wskaźnik, który podkreślałby najistotniejsze różnice między wyróżnionymi piętrami klimatycznymi. Taki wskaźnik winien być jednoznacznie określony, prosty i kompleksowy, czyli powinien odzwierciedlać wpływ możliwie największej ilości elementów i czynników klimatu. Takie warunki spełnia w wilgotnych obszarach bardzo dobrze średnia temperatura roku. Jest ona bowiem realnym i kompleksowym zjawiskiem klimatycznym (3), będącym w ścisłej, często liniowej zależności z wieloma elementami i czynnikami klimatu, w tym ze średnimi miesięcznymi temperaturami (tab. 1). Istnieją też ścisłe powiązania między średnimi miesięcznymi temperaturami a miesięcznymi wartościami wielu elementów klimatu (2, 3, 4). Na podstawie więc stwierdzonych ilościowych zależności między średnią temperaturą roku a innymi elementami klimatu można uzyskać szczegółową charakterystykę stosunków klimatycznych zarówno dla całego roku, jak i dla poszczególnych miesięcy.



Ryc. 1. Zależność między wysokością nad poziomem morza (h) a średnią temperaturą roku (t) oraz piętra klimatyczne w Alpach Wschodnich, Karpatach Zachodnich i w Sudetach

Interpendence between altitude a.s.l. (h) and mean annual temperature (t), and climatic stages in the Eastern Alps, the Western Carpathians and the Sudetes

Wychodząc z tych stwierdzonych współzależności, wydzielałam piętra klimatyczne na podstawie średniej rocznej temperatury, a granice między nimi przeprowadzam w tych wysokościach, gdzie ciągną się granice między poszczególnymi piętrami roślinnymi. Średnia temperatura roku staje się więc szkieletem całego schematu klasyfikacyjnego, wokół którego znajduje się wiele innych elementów i wskaźników klimatu, związanych z temperaturą roku ścisłymi zależnościami funkcyjnymi (tab. 1).

W profilu pionowym Alp Wschodnich średnia temperatura roku zmienia się od $+9^{\circ}\text{C}$ do -6°C , Karpat Zachodnich: od $+8^{\circ}\text{C}$ do -4°C , Sudetów: od $+8^{\circ}\text{C}$ do 0°C (ryc. 1). Między wysokością nad poziomem morza (h) a średnią temperaturą roku (t) istnieją też bardzo ścisłe zależności liniowe i dla rozpatrywanych obszarów górskich mają one następującą postać:

Alpy Wschodnie: od 200 do 1400 m npm: $t = 9,838 - 0,00417 h$; $r = -0,996$
 powyżej 1400 m npm: $t = 12,480 - 0,00606 h$; $r = -0,996$

Karpaty Zachodnie: $t = 9,231 - 0,00498 h$; $r = -0,998$

Sudety: $t = 9,097 - 0,00562 h$; $r = -0,999$

Jeśli porównamy wysokości granic poszczególnych pięter roślinnych z wysokościami, w których przebiegają izotermy roku, stwierdzimy, że górna granica piętra seminiwalnego (subniwalnego) znajduje się tam, gdzie ciągnie się izoterma roku -4°C , górna granica piętra hal (alpejskiego) — gdzie izoterma -2°C , górna granica piętra kosodrzewiny — gdzie izoterma 0°C , górna granica lasu — gdzie izoterma $+2^{\circ}\text{C}$, górna granica piętra lasów jodłowo-bukowych — gdzie izoterma $+4^{\circ}$, a górna

Tabela 2

Piętra klimatyczne w Alpach Wschodnich, Karpatach Zachodnich i w Sudetach

Piętra klimatyczne	Średnia temperatura roku ($^{\circ}\text{C}$)	Wysokość nad poziomem morza (metry)		
		Alpy Wschodnie	Karpaty Zachodnie	Sudety
Bardzo zimne	< -4	od szczytów do 2720		
Zimne	od -4 do -2	od 2720 do 2400	od szczytów do 2250	
Umiarkowanie zimne	od -2 do -0	od 2400 do 2050	od 2250 do 1850	
Bardzo chłodne	od 0 do 2	od 2050 do 1730	od 1850 do 1450	od szczytu do 1260
górną gr. lasu Chłodne	od 2 do 4	od 1730 do 1400	od 1450 do 1050	od 1260 do 900
Umiarkowanie chłodne	od 4 do 6	od 1400 do 920	od 1050 do 650	od 900 do 550
Umiarkowanie ciepłe	od 6 do 8	od 920 do 400	od 650 do przedpola	od 550 do przedpola
Ciepłe	> 8	od 400 do przedpola		

Charakterystyka pięter klimatycznych w Alpach Wschodnich, Karpatach Zachodnich i w Sudetach

Piętro klimatyczne		Przeciętna wysokość granic (m n.p.m.)	Średnia temperatura (°C)				Okres ze śr. dobową temperaturą > +5° (liczba dni)	Roczna liczba dni:					Wilgotność względna powietrza (%)	Suma roczna opadów (mm)	Liczba dni:		Względna częstotliwość (%) opadu śnieżnego		Liczba dni z opadem śnieżnym	Maksymalna grubość pokrywy śnieżnej (cm)
			rok	styczeń	lipiec	amplituda		z mrozem (maks. < 0°)	z mrozem i przy-mrozkiem (maks. + min. < 0°)	z przy-mrozkiem (maks. > 0° min. < 0°)	bez mrozu i przy-mrozku (min. > 0°)	gorących (maks. > 25°)			z suchą powierzchnią gruntu	z pokrywą śnieżną				
																	w zimie	w lecie		
Alpy Wschodnie	bardzo zimne	(3050 m)	-6	-12,6	1,2	13,2		228	298	70	67		84		360	100	71	192	570	
	zimne	2720	-4	-10,9	3,5	14,4		191	259	68	106		81		18	318	100	51	168	415
	klimat. gr. w. śniegu	2400	-2	-9,2	5,9	15,1		154	220	66	145		78		40	276	100	34	145	296
	umiarkowanie zimne	2050	0	-7,5	8,2	15,7	100	118	197	79	168		74	1870	63	233	99	19	122	210
	bardzo chłodne	1730	2	-5,8	10,6	16,4	140	97	174	77	191	2	73	1653	84	191	97	8	98	160
	górną gr. lasu	1400	4	-4,1	12,9	17,0	170	76	151	75	214	14	73	1430	107	148	93	2	75	129
	chłodne	920	6	-3,9	15,3	19,2	200	56	128	72	237	26	77	1104	139	106	82		51	87
	umiarkowanie chłodne	400	8	-2,5	17,6	20,1	220	35	105	70	260	38	74	752	174	64	61		28	31
	umiarkowanie ciepłe	200 (przedpole)	9	-1,4	18,8	20,2	230	25	93	68	272	44	71	616	187	42	49		16	20
Karpaty Zachodnie	zimne	(2665 m)	-4	-11,9	4,0	15,9		193	286	93	79		80	1625	36	290	100	51	168	600
	klimat. gr. w. śniegu	2250	-2	-10,2	6,3	16,5		166	257	91	108		82	1750	57	252	100	34	145	460
	umiarkowanie zimne	1850	0	-8,5	8,6	17,1	100	139	226	87	139		79	1800	78	215	99	19	122	205
	bardzo chłodne	1450	2	-7,0	11,0	18,0	140	112	192	83	170		74	1600	100	178	97	8	98	215
	górną gr. lasu	1050	4	-5,3	13,3	18,6	170	86	164	78	201	6	76	1400	121	140	93	2	75	140
	chłodne	650	6	-3,6	15,6	19,2	200	59	133	74	232	18	78	1000	143	103	82		51	82
	umiarkowanie chłodne	230 (przedpole)	8	-2,0	18,0	20,0	220	32	102	70	263	29	79	800	165	65	61		28	42
Sudety	bardzo chłodne	(1600 m)	0	-7,2	8,6	15,8	100	139	219	80	146		78	1590	95	188	99	19	122	240
	górną gr. lasu	1260	2	-5,8	10,8	16,6	140	108	191	83	174		74	1340	114	154	97	8	98	180
	chłodne	900	4	-4,4	13,1	17,5	170	76	162	86	203	6	77	1080	174	121	93	2	75	110
	umiarkowanie chłodne	550	6	-2,9	15,3	18,2	200	45	134	89	231	13	78	710	154	87	82		51	70
	umiarkowanie ciepłe	200 (przedpole)	8	-1,5	17,6	19,1	220	14	106	92	259	19	79	560	173	53	61		28	35

granica piętra lasów dębowo-grabowych, gdzie izoterma roku $+6^{\circ}\text{C}$. Ta zależność istnieje we wszystkich rozpatrywanych obszarach górskich. To upoważnia do wyróżnienia w tych regionach odpowiedniej ilości pięter klimatycznych (ryc. 1, tab. 2). Ilość pięter klimatycznych zależy od wysokości, masywności i ekspozycji danego regionu górskiego. W rozpatrywanych obszarach górskich ilość pięter klimatycznych jest więc różna, granice między tymi samymi piętrami klimatycznymi znajdują się w innych wysokościach nad poziomem morza, a na stokach o ekspozycji południowej znajdują się one wyżej aniżeli na stokach półn.

W Karpatach Zachodnich i w Sudetach jest mniej pięter klimatycznych aniżeli w Alpach Wschodnich; ponieważ te masywy są bardziej wysunięte ku północy, brak w nich piętra ciepłego, a ponieważ są one niższe, nie ma w Karpatach piętra bardzo zimnego (niwalnego), a w Sudetach brak zarówno piętra bardzo zimnego (niwalnego), zimnego (seminiwalnego) a nawet umiarkowanie zimnego (ryc. 1 i tab. 2).

Dla charakterystyki wyróżnionych pięter klimatycznych przytaczam roczne wartości różnych elementów i wskaźników klimatu (tab. 3), które znajdują się najczęściej w ścisłej zależności ze średnią roczną temperaturą. Te wartości dotyczą granic poszczególnych pięter klimatycznych. Odpowiednie dane dla dowolnego punktu w profilu pionowym rozpatrywanych obszarów górskich można wyliczyć przy pomocy wyprowadzonych równań (tab. 1) lub z gradientów poszczególnych elementów klimatu (tab. 3). Wiele istotnych cech charakteryzujących dane piętra klimatyczne będzie można uchwycić dopiero przez szczegółową charakterystykę stosunków mezo- i mikroklimatycznych w każdym z nich (4).

LITERATURA

- (1) Geiger R. *Das Klima der bodennahen Luftschicht*, 4. Auflage. Braunschweig 1961.
- (2) Hess M. *Piętra klimatyczne w polskich Karpatach Zachodnich*. „Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Jagiellońskiego” Prace Geograficzne, z. 11 Kraków 1965.
- (3) Hess M. *Znaczenie średniej temperatury roku dla poznawania warunków klimatycznych*. „Przegl. Geogr.” t. XXXVIII. Warszawa 1966
- (4) Hess M. *Metoda określania ilościowego zróżnicowania mezoklimatycznego w terenach górskich*. „Zeszyty Naukowe U.J.” Prace Geograficzne z. 18. Kraków 1968.
- (5) Steinhäuser F. *Ein Vergleich meteorologischer Beobachtungen aus der Hohen Tatra mit Beobachtungen auf Ostalpengipfeln und in der freien Atmosphäre über Wien*. „Pripsevok k meteorologii Karpat” Bratislava 1961.

МЕЧИСЛАВ ХЕСС

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ КЛИМАТИЧЕСКИЕ ПОЯСА В ВОСТОЧНЫХ АЛЬПАХ, ЗАПАДНЫХ КАРПАТАХ И СУДЕТАХ

I В настоящей статье автор представляет новый метод выделения и характеристики климатических поясов в горных районах. На его основе он выделяет климатические пояса в Восточных Альпах, Западных Карпатах и Судетах, а также дает количественную характеристику каждого из них.

Пер. с. Б. Миховского

MIECZYŚLAW HESS

VERTICAL CLIMATIC ZONES IN THE EASTERN ALPS, THE WESTERN CARPATHIANS, AND THE SUDETES

In his effort of distinguishing and characterizing climatic zones in the Eastern Alps, the Western Carpathians and the Sudetes with climatological criteria as basis, the author started by studying the variableness of the different climatic elements and indices in the vertical profiles of each of these mountain chains. At the same time he established the quantitative interdependences between the mean annual temperature and other elements of the climate (Table 1, Fig. 1). This enabled him to distinguish climatic zones on the basis of a comprehensive index which is closely linked with an entire series of other climatic elements. The author determined, that boundaries of successive plant zones tally very well with the mean annual temperatures: +8, +6, +4, +2, 0, -2 and -4°C. In consequence the author distinguishes in the investigated mountain regions a corresponding number of climatic zones (Table 2). For characterizing the distinguished climatic zones he cites annual values for a variety of climatic elements and indices (Table 3) which for the most part depend intimately on the respective mean annual temperatures. By the use of linear equations referring to the interdependence between altitudes a.s.l. and mean annual temperatures, as well as between mean annual temperatures and other climatic elements, exact climatic values can be calculated for any point in the vertical profile of the mountain regions under investigation.

Translated by *Karol Jurasz*

TADEUSZ NIEDŹWIEDŹ
Kraków

Częstotliwość występowania układów barycznych, mas powietrza i frontów atmosferycznych nad Polskimi Karpatami Zachodnimi

Frequency of occurrence of baric configurations, air masses, and atmospheric fronts above the Polish Western Carpathians

Zarys treści. Na podstawie map synoptycznych Europy autor opracował częstotliwość występowania układów barycznych, mas powietrza i kierunków spływu oraz frontów atmosferycznych w Polskich Karpatach Zachodnich za okres 1956—1965. Nad Karpatami najczęściej występują układy wyżowe, masy powietrza polarno-morskiego napływające z kierunków zachodnich oraz fronty zimne.

Wstęp. Cyrkulacja atmosferyczna jest bardzo ważnym czynnikiem decydującym w dużym stopniu o pogodzie i klimacie Polski, tym bardziej że kraj nasz jest położony w strefie o dużej zmienności mas powietrza. Stąd celowe jest poznanie częstotliwości występowania niektórych elementów cyrkulacji atmosfery nad najbardziej zróżnicowanym pod względem klimatycznym obszarem Karpat. Istnieje szereg podobnych opracowań dla innych obszarów Polski (2, 5, 8, 12, 13, 14), jednak „dotychczas nie opracowano dla Karpat Zachodnich ani częstotliwości mas powietrza, ani tym bardziej związanych z nimi typów pogody”, na co zwraca uwagę autor *Pieter klimatycznych w Polskich Karpatach Zachodnich* M. Hess (3), który zachęcił mnie do podjęcia niniejszego opracowania. Istnieje jednak kilka prac omawiających pewne wybrane zagadnienia dotyczące warunków synoptycznych w Karpatach (4, 9, 10, 11).

Metoda opracowania. Jako materiał wyjściowy posłużyły dolne mapy synoptyczne Europy za okres dziesięciolecia 1956—1965. Za lata 1956—1962 wykorzystałem mapy opublikowane przez PIHM (1, 6), natomiast dane za okres 1963—1965 opracowałem na podstawie roboczych map synoptycznych Okręgowego Biura Prognoz PIHM w Krakowie (7). Według tych materiałów, na podstawie map z godziny 00 GMT zestawilem dla każdego dnia kalendarz układów barycznych, mas powietrza i kierunków ich spływu oraz frontów atmosferycznych dla obszaru Karpat Zachodnich, mieszczącego się pomiędzy Tatrami a Krakowem oraz między Beskidem Żywieckim i Beskidem Niskim. W przypadku dużej zmienności sytuacji barycznej w ciągu doby lub przy sytuacjach trudnych do określenia, a także w celu ustalenia, czy w danym dniu nad opracowywanym obszarem przechodził front atmosferyczny, wykorzystywałem również mapy synoptyczne z innych terminów.

<http://rcin.org.pl>

Układy baryczne. Opierając się na klasyfikacji W. Parczewskiego (12) wydzieliłem w opracowaniu układy wysokiego ciśnienia: W — wyż, K — klin wyżowy, Wa — wał wysokiego ciśnienia, oraz układy niskiego ciśnienia: N — niż, Z — zatokę niskiego ciśnienia, B — bruzdę niskiego ciśnienia i układ o charakterze przejściowym, — siodło baryczne (S). Częstotliwość występowania poszczególnych układów barycznych w Karpatach Zachodnich podaje tab. 1.

Tabela 1

Średnia częstotliwość występowania poszczególnych układów barycznych (w %),
w Karpatach Zachodnich za okres 1956—1965

Układ baryczny	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Wyż	22,6	22,3	20,2	10,8	11,9	16,2	16,5	22,6	30,3	31,3	14,0	17,1	19,6
Klin	25,2	26,3	28,2	28,7	36,7	28,2	31,8	30,8	26,5	24,7	25,8	24,8	28,2
Wał	5,0	6,0	3,5	3,7	4,5	5,3	5,9	4,7	3,2	5,8	4,0	4,0	4,6
Niż	4,7	11,8	9,0	14,5	10,0	9,5	8,5	5,8	4,7	8,2	9,8	7,4	8,6
Zatoka	40,9	30,3	37,7	39,2	33,3	35,2	35,4	32,9	34,3	28,9	43,7	45,0	36,4
Bruzda	0,3	0,7	0,6	1,8	1,0	3,3	1,6	2,6	—	0,6	0,7	0,7	1,2
Siodło	1,3	2,6	0,8	1,3	2,6	2,3	0,3	0,6	1,0	0,5	2,0	1,0	1,4
Układy wyżowe	52,8	54,6	51,9	43,2	53,1	49,7	54,2	58,1	60,0	61,8	43,8	45,9	52,4
Układy niżowe	45,9	42,8	47,3	55,5	44,3	48,0	45,5	41,3	39,0	37,7	54,2	53,1	46,2

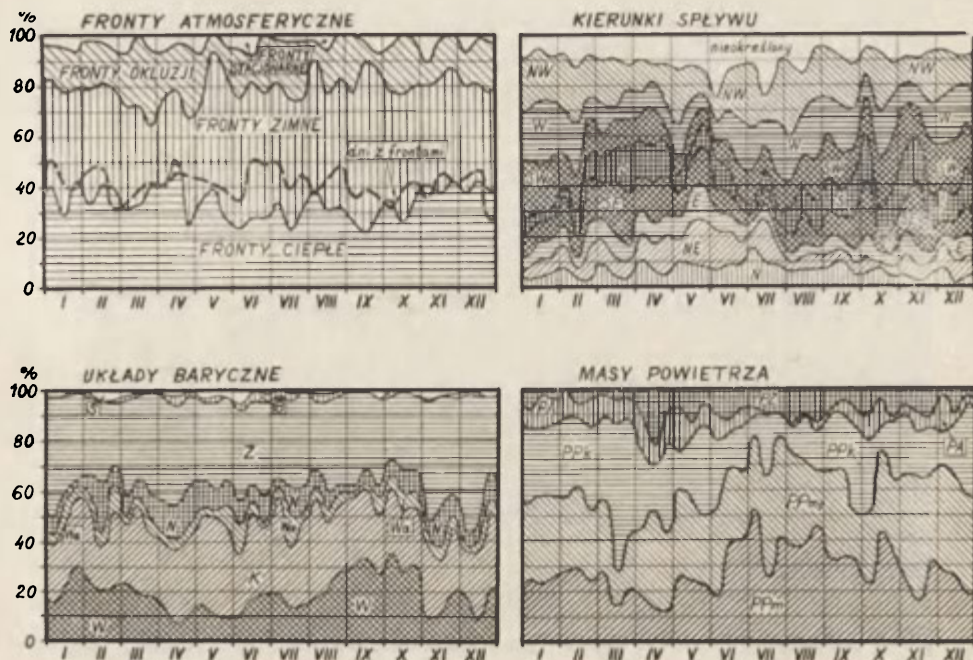
W ciągu roku układy wysokiego ciśnienia przeważają nad układami niżowymi, z maksimum występowania w jesieni, zaś drugorzędne maksimum występuje w lutym. Układy niżowe stanowią przewagę tylko przez trzy miesiące w roku (IV, XI i XII). Z wartości dekadowych (ryc. 1) wynika, że w obrębie poszczególnych miesięcy zachodzi jeszcze silne zróżnicowanie w występowaniu układów barycznych.

Masy powietrza. W niniejszym opracowaniu zastosowałem ogólnie przyjętą geograficzną klasyfikację mas powietrza (2, 8. 14). Ponieważ jest ona subiektywna, uwzględniłem tylko powietrze polarno-morskie świeże —

Tabela 2

Średnia częstotliwość występowania poszczególnych mas powietrza (w %)
w Karpatach Zachodnich za okres 1956—1965

Masa powietrza	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
PPm	26,1	24,7	21,0	15,5	24,7	32,5	40,0	41,4	32,8	33,8	23,8	23,9	28,4
PPms	31,8	28,1	21,8	31,3	31,3	31,2	36,3	29,7	29,2	29,7	41,9	39,8	31,8
PPm+PPms	57,9	52,8	42,8	46,8	56,0	63,7	76,3	71,1	62,0	63,5	65,7	63,7	60,2
PPk	28,4	32,9	45,9	27,9	25,1	19,3	13,7	15,0	25,9	20,6	19,8	24,8	24,9
PA	9,7	11,1	8,1	12,0	10,0	7,2	1,1	1,3	4,8	7,2	5,3	6,3	7,0
PZ	4,0	3,2	3,2	13,3	8,9	9,8	8,9	12,6	7,3	8,7	9,2	5,2	7,9



Ryc. 1. Przebieg roczny dekadowych wartości częstotliwości występowania układów barycznych, mas powietrza i kierunków ich spływu oraz frontów atmosferycznych w Polskich Karpatach Zachodnich za okres 1956—1965 (w %).

Annual course of 10-day values (in per cent) of frequencies of baric configurations, of air masses and their directions of flow, as well as of atmospheric fronts above the Polish Western Carpathians, for the period from 1956 to 1965.

PPm, polarno-morskie stare, przetransformowane — PPms, polarno-kontynentalne — PPK, arktyczne — PA i zwrotnikowe — PZ. Częstotliwość występowania poszczególnych mas powietrza nad Karpatami zestawiam w tab. 2.

Masy powietrza polarnomorskiego stanowią 60% wszystkich mas powietrza zalegających nad Karpatami. Najczęściej występują one w lecie i w jesieni z maksimum w lipcu (76%). Ryc. 1 przedstawia przebieg roczny dekadowych wartości częstotliwości występowania mas powietrza.

Kierunki spływu. Spływ powietrza opracowano według przebiegu izobar metodą stosowaną przez J. Michalczewskiego (8). Wyniki przedstawia tab. 3.

W ciągu roku zachodnie kierunki spływu (NW, W, SW) stanowią 46% przypadków. Dość duży jest także udział kierunku południowego i południowo-wschodniego. W przebiegu rocznym zaznacza się wyraźna zmienność kierunków spływu (ryc. 1).

Fronty atmosferyczne. Około 42% dni w roku w Karpatach Zachodnich stanowią dni z frontami atmosferycznymi (tab. 4).

Podobną wartość (45%) uzyskał J. Michalczewski (8) dla Górnego Śląska. W przebiegu rocznym występują dwa wyraźne maksima: jedno w lutym (45%) i w styczniu (44%), drugie w miesiącach letnich (43—45%).

Tabela 3

Srednia częstotliwość występowania poszczególnych kierunków spływu mas powietrza nad Karpatami Zachodnimi w latach 1956—1965 (w %)

Kierunek spływu	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
N	5,0	5,3	6,0	7,8	9,5	8,6	11,6	7,0	7,9	5,8	4,0	4,8	6,9
NE	5,5	8,1	8,2	12,0	14,6	12,8	10,5	5,2	4,9	3,9	6,5	8,5	8,4
E	6,6	7,2	8,2	8,7	12,3	7,0	4,5	3,5	5,3	6,5	7,0	6,8	7,0
SE	8,2	12,6	19,0	14,8	11,9	8,5	4,7	8,5	10,3	12,4	15,3	8,4	11,2
S	4,7	7,5	13,5	14,7	6,8	8,5	5,4	10,7	13,4	14,3	17,4	12,7	10,8
SW	20,8	14,2	10,3	10,5	7,7	9,5	12,3	13,3	14,3	18,1	17,0	18,9	14,0
W	22,6	15,8	9,6	9,7	10,0	13,0	16,1	19,7	16,4	15,6	10,7	18,1	14,8
NW	19,8	20,5	15,2	11,5	14,8	15,1	20,4	21,7	19,5	16,0	13,8	14,4	16,8
nieokr.	6,8	8,8	10,0	10,3	12,4	17,0	14,5	10,4	8,0	7,4	8,3	7,4	10,1

Tabela 4

Srednia liczba dni z frontami (w % ogólnej liczby dni) oraz udział poszczególnych rodzajów frontów w ogólnej liczbie dni frontalnych (w %)

Element	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Liczba dni frontalnych	44,5	45,2	38,7	44,0	41,3	44,7	44,5	43,2	37,0	38,1	40,7	38,1	41,6
Fronty													
ciepłe	38,0	38,6	35,6	39,0	33,9	26,7	29,8	34,0	25,9	33,1	40,4	39,9	34,8
zimne	42,3	41,8	34,2	34,8	50,0	52,0	47,2	49,7	58,8	45,6	43,6	39,9	44,8
okluzji	15,4	17,7	26,2	21,9	12,3	17,3	21,1	13,9	12,2	19,1	12,3	16,9	17,2
stacjonarne	4,3	1,9	4,0	4,3	3,8	4,0	1,9	2,4	3,1	2,2	3,7	3,3	3,2

Najmniej dni frontalnych posiadają IX (37%) i X (38%) oraz III (39%). Prawie połowę (45%) wszystkich frontów stanowią fronty zimne. Maksimum ich występowania przypada na okres półrocza letniego (V—X).

Wnioski. Analiza powyższych faktów pozwala na stwierdzenie, że na kształtowanie pogody i klimatu w Polskich Karpatach Zachodnich duży wpływ wywierają układy wysokiego ciśnienia (52%), szczególnie pod koniec lata i w jesieni (VIII—X) oraz w I, II i III. Układy niżowe są przeważające tylko w IV, XI i XII.

Z układami wyżowymi wiąże się występowanie mas powietrza polarno-kontynentalnego, które osiągają maksimum występowania w zimie, a głównie w III (46%) oraz w IX. W sumie jednak przeważają masy powietrza polarnomorskiego (60%) z maksimum w miesiącach letnich (VII 76%), co wiąże się ze wzmożoną aktywnością, spływu z kierunków zachodnich (NW, W, SW — 46%).

W występowaniu kierunków spływu mas powietrza zaznacza się wyraźna sezonowość. Na szczególną uwagę zasługuje silny wzrost aktywności spływów z południowego wschodu w III i IV oraz spływów południowych i południowo-zachodnich w okresie od X do XII.

Fronty atmosferyczne występują średnio w ciągu 152 dni w roku

(42%). Zdecydowaną przewagę stanowią fronty zimne (45%), z maksimum występowania w lecie. Najwięcej dni frontalnych występuje w I i II, w IV oraz w lecie.

W obrębie poszczególnych miesięcy zaznacza się silne zróżnicowanie we wszystkich elementach cyrkulacji atmosfery.

LITERATURA

- (1) Biuletyn Synoptyczny PIHM, 1959—1962, Warszawa.
- (2) Bołaszewska J., Reutt Fr. *Частотliwość występowania poszczególnych mas powietrza w Polsce w okresie 10 lat 1946—1956*. „Prace PIHM”, z. 66, Warszawa 1962.
- (3) Hess M. *Piętra klimatyczne w Polskich Karpatach Zachodnich*. „Zeszyty Naukowe UJ”. *Prace Geograficzne*, z. 11, Kraków 1965.
- (4) Konček M., Orlicz M., Sladkovič P. *Ustłowija pogody w Wysokich Tatrach w zawisimosti ot tipicznych sinopticeskich položenij*. pr. zb. *Uticaј. Karpata na Vreme — III Konferencija za Karpatsku Meteorologiju*. Beograd 1966.
- (5) Kosiba A. *Wstęp do klimatologii Polski*. Wrocław 1952.
- (6) Mapy synoptyczne PIHM (publikowane), 1956—1958, Warszawa.
- (7) Mapy Synoptyczne Okręgowego Biura Prognoz PIHM w Krakowie, 1963—1965.
- (8) Michalczewski J. *Powtarzalność typów pogody na obszarze Górnego Śląska*. „Przeł. Geofiz.”, R. V, z. 3, Warszawa 1960.
- (9) Milata W. *Synoptyka wielkich opadów atmosferycznych w Karpatach*. „Przeł. Met. i Hydr.”, 1955, z. 3—4.
- (10) Obrębska-Starkel B. *Klimat Babiej Góry* — pr. zb. *Babiogórski Park Narodowy*, Warszawa 1963.
- (11) Okołowicz W. *Zachmurzenie Polski* — „Prace Geograficzne IG PAN” nr 34, Warszawa 1962.
- (12) Parczewski W. *Układy ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza w Polsce Środkowej*. „Przeł. Geofiz.”, R. VII, 1962, z. 2.
- (13) Parczewski W. *Fronty atmosferyczne nad Polską*. „Wiadomości Służby Hydr. i Met.”, z. 59 (4), 1964, Warszawa 1965.
- (14) Zinkiewicz W., Warakowski W. *Zarys klimatu Lublina*. „Annales UMCS”, Vol. XIV, 1959, ser. B, Lublin 1960.

ТАДЭУШ НЕДЗЬВЕДЗЬ

ПОВТОРЯЕМОСТЬ ПРОЯВЛЕНИЯ БАРИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ, ВОЗДУШНЫХ МАСС И АТМОСФЕРНЫХ ФРОНТОВ НАД ПОЛЬСКИМИ ЗАПАДНЫМИ КАРПАТАМИ

На основании синоптических карт Европы автор разработал повторяемость барических полей, воздушных масс и направлений переноса воздуха, а также атмосферных фронтов в польских западных Карпатах в период 1956—1965 гг. Над Карпатами преимущественно наблюдаются высокое давление с западным переносом масс полярно-морского воздуха, а также холодные фронты.

Пер. Б. Миховского

TADEUSZ NIEDŹWIEDŹ

FREQUENCY OF OCCURRENCE OF BARIC CONFIGURATIONS, AIR MASSES,
AND ATMOSPHERIC FRONTS ABOVE THE POLISH WESTERN CARPATHIANS

For the period from 1956 to 1965, the author presents, the frequency of the occurrence of baric configurations, of air masses and the directions of their flow, and of atmospheric fronts above the Polish Western Carpathians. He brought to light that of great influence on weather and climate in the Western Carpathians are high-pressure configurations (52%). Most often masses of polar-marine air occur here (60%) — a fact connected with the most frequent air flow from the west, i.e. from NW, W and SW (46%). On the average, atmospheric fronts occur during 152 days of the year (42%), and here cold fronts definitely predominate (45%).

Translated by *Karol Jurasz*

MARIA MORAWSKA
Kraków

Wpływ Tatr na kierunek i prędkość wiatru

Effect of Tatra Massif on directions and velocity of the wind

Zarys treści. Różnice kierunku i prędkości wiatru zachodzące między Kasprowym Wierchem i swobodną atmosferą wskazują na ich zależność od ukształtowania terenu i kierunku wiatru.

Wstęp

Wiatr w Tatrach jako element meteorologiczny kształtujący w dużej mierze ich klimat jest od dawna przedmiotem zainteresowania wielu meteorologów. Najobszerniejsze i bardzo wnikliwie studium tego zagadnienia dla szczytowej partii Tatr stanowi praca M. Orlicza (1). Wspólną cechą większości prac dotyczących wiatru w Tatrach jest rozpatrywanie jego właściwości w oparciu o dane pochodzące z pomiarów w przyziemnej warstwie powietrza. Wyjątek stanowią prace E. Romera i W. Parczewskiego. E. Romer (3), nie posługując się wynikami pomiarowymi, daje syntetyczny i niezwykle sugestywny obraz stosunków wiatrowych w Tatrach. W. Parczewski (2) wykorzystuje w swej pracy relacje pilotów szybowcowych i dane dotyczące pojawienia się chmur gatunku *lenticularis*. Rozważania tego autora odnoszą się do wiatrów wiejących z kierunków południowych.

W niniejszym opracowaniu postawiono sobie zadanie zbadania wpływu Tatr na swobodnie płynącą strugę powietrza, biorąc pod uwagę jej kierunek i prędkość. Zbadanie tego problemu nastęrcza wiele trudności. Jedną z nich jest mała liczba punktów obserwacyjnych na szczytach Tatr. Następną trudność stanowi brak na obszarze Pogórza Karpackiego i Kotlin Podkarpackich radiolokacyjnych pomiarów kierunku i prędkości wiatru. Pozostają tylko obserwacje wiatrów górnych za pomocą balonów pilotażowych, ale są one uzależnione od warunków pogody. Poważną trudność sprawia także niedostępność odpowiednich danych aerologicznych z południowej strony Tatr.

Metoda opracowania

Spośród stacji wykonujących na obszarze Polski Południowej obserwacje wiatrów górnych za pomocą balonów pilotażowych wybrano Kraków i pochodzące stąd wyniki porównano z wynikami uzyskanymi na Kasprowym Wierchu. Wybór Krakowa jako punktu porównawczego po-

dyktowany był tym, że spośród stacji znajdujących się poza obrębem Pogórza Karpackiego leży on najbliżej Tatr i w bardzo bliskim sąsiedztwie południka przechodzącego przez Kasprowy Wierch. Łomnica jako drugi wysokogórski punkt obserwacyjny nie mogła być wykorzystana ze względu na jej wysokość wynoszącą 2 634 m n.p.m. Wysokość ta nie należy do standardowych poziomów, na jakich wykonywane są pomiary pilotażowe, brak zatem dla niej odpowiednich danych porównawczych. Okresem, dla którego dokonano porównania wyników Krakowa i Kasprowego Wierchu są lata od 1961 do maja 1964. (W okresie późniejszym nastąpiła w Krakowie ze względów technicznych wielomiesięczna przerwa w obserwacjach wiatrów górnych). Biorąc pod uwagę, że wiatromierz na Kasprowym Wierchu wznosi się na wysokości 2 002 m n.p.m., wybrano z krakowskich obserwacji te, które były wykonane na najbliższym poziomie, czyli na wysokości 2 000 m n.p.m. Przyjęto, że na wysokości 2 000 m n.p.m. w krakowskich obserwacjach pilotażowych nie odzwierciedla się już wpływ tarcia i panują tam warunki właściwe dla swobodnej atmosfery. (Czyżyny, gdzie wykonano większość wykorzystanych tu obserwacji, leżą na wysokości 213 m n.p.m., a Balice, dokąd następnie przeniesiono obserwacje, położone są na wysokości 237 m n.p.m.). Następnym poziomem, na jakim dokonano porównania wyników anemometrycznych obu punktów, jest poziom 700 mb, odpowiadający w przybliżeniu wysokości 3 000 m n.p.m. Brak równoczesnych pomiarów na wysokości 4 000 m uniemożliwił dokonania porównań na tym poziomie. Obserwacje wiatru w Krakowie wykonywane były około godz. 00 i 12 GMT, do 1963 r. za pomocą teodolitu marki Meopta, a następnie posługiwano się teodolitem samorejestrującym. Na Kasprowym Wierchu mierzono wiatr za pomocą anemografu, a na poziomie 700 mb za pomocą teodolitu marki Kölzer-Sprenger, około godz. 00 GMT. Pomiary wiatrów górnych wykonywane za pomocą teodolitu dają wyniki, których błąd odnośnie do kierunku może wynosić $\pm 10^\circ$, a błąd odnośnie do prędkości może dochodzić do ± 5 m/sek. Zatem odchyłki leżące w obrębie tych wartości mieszczą się w granicach błędu (w tabelach oddzielono je linią przerywaną). Ze względu na to, że punkt porównywany z Kasprowym Wierchem znajduje się na północ od Tatr, jako swobodnie płynącą strugę powietrza można rozpatrywać tylko wiatry wiejące z północnej połowy horyzontu. Opracowano jednak także wiatry południowe, z uwagi na to, że uzyskane wyniki mogą mieć pewne znaczenie dla celów synoptycznych.

W celu zbadania wpływu Tatr na stosunki wiatrowe wzięto pod uwagę tylko te dni, w których Kraków i Kasprowy Wierch znajdowały się w tej samej masie powietrza. Wykluczono zatem dni, w których wspomniane punkty rozdzielala powierzchnia frontu. Wspomnianej selekcji dokonano w oparciu o analizę map synoptycznych. Stwierdzono, że większość obserwacji wykonana była podczas pogody wyżowej, którą między innymi charakteryzują słabe zmienne wiatry. Aby niezależnie wyniki od chwilowej zmienności wiatru, opracowano odnośnie kierunku tylko te obserwacje, podczas których prędkość wiatru w obu punktach obserwacyjnych przekraczała 5 m/sek. Obliczając odchyłki kierunku wiatru na Kasprowym Wierchu od kierunku wiatru w swobodnej atmosferze przyjęto, że dodatnia odchyłka zachodzi w kierunku zgodnym z ruchem wskazówek zegara, a odchyłka ujemna w kierunku przeciwnym. Odchyłki kierunku i prędkości wiatru opracowano dla ośmiokierunkowej róży wiatrów.

Zmiany kierunku i prędkości wiatru nad Tatrami w porównaniu ze swobodną atmosferą na wysokości 2000 m n.p.m. i na poziomie 700 mb

Odchyłki kierunku wiatru na Kasprowym Wierchu od kierunku w swobodnej atmosferze obrazują tab. 1. i ryc. 1. Jak widać z tab. 1. zakres odchyłek jest duży, a skrajne ich wartości wynoszą od -90° do $+110^\circ$. Ryc. 1. wskazuje, że znaki odchyłek kierunku wiatru na Kaspro-



Ryc. 1. Rozkład dodatnich i ujemnych odchyłek kierunku wiatru na Kasprowym Wierchu od kierunku w swobodnej atmosferze dla wiatrów o prędkości większej od 5 m/sec

Distribution of positive and negative deviations of wind direction on Kasprowy Wierch from the wind direction in unobstructed air, for winds of velocities higher than 5 m/sec

wym Wierchu mają związek z kierunkami wiatru w swobodnej atmosferze. Kierunki 360° i 140° wykazują wyłącznie odchyłki dodatnie. Kierunki 080° (dla kierunku 090° brak danych), 220° i 270° wykazują wysokie wartości odchyłek ujemnych. Kierunki 040° i 180° wykazują wyłącznie odchyłki zerowe. Jeżeli chodzi o wiatr wiejący z kierunku 180° , to brak zmiany tego kierunku nad Krakowem jest wywołany zapewne tym, że wieje on zwykle z dużą siłą, dzięki czemu nad Krakowem nie zdoła jeszcze ulec odkształceniu. Brak zmiany kierunku 040° na Kasprowym Wierchu należy przypisać układowi sąsiednich kotlin i dolin pokrywających się z tym kierunkiem. Porównanie występowania prawdopodobieństwa znaków uzyskanych odchyłek kierunku wiatru z mapą Tatr Zachodnich ujawnia ich związek z konfiguracją otoczenia Kasprowego Wierchu.

Wpływ Tatr na prędkość wiatru uwidacznia tab. 2. Jak widać odchyłki prędkości wiatru na Kasprowym Wierchu od prędkości wiatru w swobodnej atmosferze na tej samej wysokości leżą najczęściej w granicach błędu pomiaru, które są dość rozległe. Mimo tego widać, że znaki odchyłek uzależnione są od kierunku wiatru, co obrazuje ryc. 2. Wpisane na rysunku wartości procentów z wyjątkiem wartości dla kierunków 360° i 040° obliczono, przyjmując za 100 odchylenia leżące w tab. 2

Tabela 1

Prawdopodobieństwo odchyłek kierunku wiatru na Kasprowym Wierchu od kierunku w swobodnej atmosferze dla wiatru o prędkości większej od 5 m/sec.

** \ *	-90°	-80°	-70°	-60°	-50°	-40°	-30°	-20°	-10°	0°	+10°	+20°	+30°	+40°	+50°	+60°	+70°	+80°	+90°	+100°	+110°	
360°	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	—	—	—	—	—	—	—	—
040°	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
080°	—	—	—	—	—	60	—	—	40	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
140°	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100
180°	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
220°	—	—	—	10	—	16	—	44	—	16	—	—	5	—	5	5	—	—	—	—	—	—
270°	6	—	31	—	6	—	—	31	—	14	—	14	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
320°	—	—	25	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	50	—	25	—	—	—	—	—	—

* odchyłki, ** kierunków

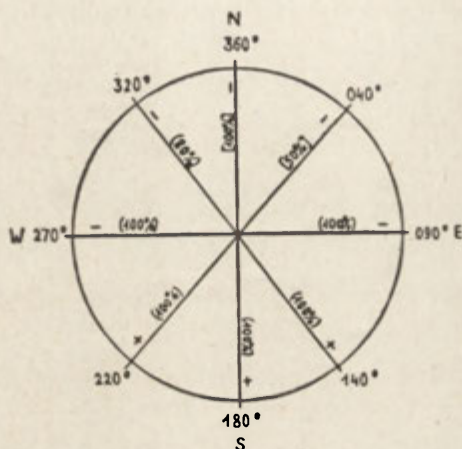
Tabela 2

Prawdopodobieństwo odchyłek prędkości wiatru na Kasprowym Wierchu od prędkości wiatru w swobodnej atmosferze

** \ *	-13	-12	-11	-10	-9	-8	-7	-6	-5	-4	-3	-2	-1	0	+1	+2	+3	+4	+5	+6	+7	+8	+9	+10	+11	+12	+13	+14	
360°	—	—	—	—	—	—	—	—	10	10	20	50	10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
040°	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	33	—	17	33	—	—	—	17	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
090°	—	—	—	—	11	—	11	—	—	22	11	11	11	—	22	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
140°	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	25	12	12	12	12	—	—	—	—	—	—	—	25	—	—	—	—	—
180°	—	—	—	—	—	—	—	—	—	12	—	12	—	12	—	25	—	12	—	12	12	—	—	—	—	—	—	—	—
220°	—	—	—	—	—	6	6	6	3	6	9	9	13	—	6	6	—	3	6	6	3	3	3	—	—	—	—	3	—
270°	3	3	—	—	—	7	13	—	3	3	17	10	10	13	3	3	7	—	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
320°	—	—	—	—	6	12	—	6	12	6	6	18	6	6	6	12	—	—	—	—	6	—	—	—	—	—	—	—	—

* m/sec, ** kierunki

poza granicami błędu. Widać, że nad Tatrami na wspomnianej wysokości przeważają ujemne odchyłki prędkości, które są dominujące dla kierunków od 270° do 090° . Dodatnie odchyłki prędkości wykazują kierunki od 140° do 220° . Są to kierunki, z których wieje wiatr halny. Większa prędkość wiatrów południowych w Tatrach niż w swobodnej atmosferze pozostaje w związku z procesami katabatycznymi, jakie częstokroć towarzyszą tym wiatrom.



Ryc. 2. Rozkład dodatnich i ujemnych odchyłek prędkości wiatru na Kasprowym Wierchu od prędkości w swobodnej atmosferze
Distribution of positive and negative deviations of wind velocities on Kasprowy Wierch from wind velocities in a free air space

Dla poziomu 700 mb uzyskano bardzo mało danych, gdyż w rozpatrywanym okresie tylko w ciągu 21 dni stwierdzono równoczesne pomiary pilotażowe sięgające do tej wysokości w Krakowie i na Kasprowym Wierchu. Z tej liczby tylko w ciągu sześciu pomiarów wystąpiły w obu punktach wiatry o prędkości większej od 5 m/sek. Pomimo bardzo skąpej liczby danych zaznacza się podobieństwo odchyłek kierunku wiatru na poziomie 700 mb z ich rozkładem na wysokości 2 000 m. Jednakże zakres odchyłek, jeżeli chodzi o wiatry o prędkości większej od 5 m/sek, jest znacznie mniejszy, gdyż sięga od -20° do $+20^\circ$, co może być w pewnej mierze wywołane ubóstwem liczby obserwacji. Odchyłki dotyczące prędkości wiatru na tym poziomie leżą, z wyjątkiem jednego przypadku, w granicach błędu pomiaru. Na podstawie tak skąpej liczby obserwacji trudno wyciągać wnioski, wydaje się jednak, że na wysokościach odpowiadających poziomowi 700 mb wpływ rozpatrywanej części Tatr na prędkość wiatru jest na ogół niewielki.

Wnioski

Wyniki uzyskane z porównań danych anemometrycznych Kasprowego Wierchu i swobodnej atmosfery na tej samej wysokości wskazują, że Tatry powodują znaczne zmiany kierunku i prędkości przepływających przez nie strug powietrza. Odchylenia kierunku wiatru wykazują ścisły

związek z konfiguracją terenu. Jeżeli chodzi o odchylenia prędkości wiatru, to pozostają one w związku z jego kierunkiem.

Znajomość odchylen kierunku i prędkości wiatru wywołanych przemieszczaniem się powietrza przez Tatry mogłaby znaleźć zastosowanie dla celów prognostycznych. Dzięki temu, że na Kasprowym Wierchu obserwacje wykonywane są co godzinę, po zastosowaniu odpowiednich poprawek można by uzyskać informacje o kierunku i prędkości wiatru nad Krakowem na wysokości 2 000 m w każdej godzinie, co może być wykorzystane dla celów lotniczych. Wymagałoby to jednak opracowania znacznie większej liczby obserwacji w celu uzyskania ściślejszych wyników.

LITERATURA

- (1) Orlicz M. *O stosunkach anemometrycznych na szczytach tatrzańskich*. „Wiadomości Służby Hydrol. i Meteor.” 3, 1954.
- (2) Parczewski Wł. *O przepływie powietrza przez wyniosłości terenowe ze szczególnym uwzględnieniem Tatr*. „Wiad. Służby Hydrol. i Meteor.” 6, 1959.
- (3) Romer E. *Rozmyślenia klimatyczne*. „Czasop. Geogr.” 17, 1939—1946.

МАРИЯ МОРАВСКА

ВЛИЯНИЕ ТАТР НА НАПРАВЛЕНИЕ И СКОРОСТЬ ВЕТРА

Различия в направлении и скорости ветра между Каспровым Верхом и свободной атмосферой указывают на их зависимости от рельефа местности и направления ветра.

Пер. Б. Миховского

MARIA MORAWSKA

EFFECT OF TATRA MASSIF ON DIRECTION AND VELOCITY OF THE WIND

The comparison of the wind direction on Kasprowy Wierch with the direction of winds in an unobstructed air space at 2000 m altitude a.s.l. disclosed considerable differences between these two values. The directions towards 040° and 180° were the only ones which suffered no disturbing effect. — Wind velocities also differed very much, but at the level of 700 millibar (some 3000 m a.s.l.) these differences became less distinct. The deviation shown by the wind direction on Kasprowy Wierch from the direction the wind assumes when unobstructed, indicates that the cause lies in the ground relief. Difference in wind velocities also depend on from the wind blows.

Translated by Karol Jurasz

BARBARA OBREŃSKA-STARKŁOWA
Kraków

Wpływ lasu na mezoklimat w górach na przykładzie stosunków termicznych w Gorcach

*Effect of forests on mesoclimate in mountain regions with thermal
conditions in the Gorce region as example*

Zarys treści. W oparciu o trzyletnią serię obserwacji mezoklimatycznych na stacji leśnej i poza lasem w Gorcach dokonano analizy wpływu lasu na warunki termiczne w terenie górskim. Stwierdzono, że badane środowisko leśne nie różni się pod względem średniej rocznej temperatury od otwartej przestrzeni, ale zmniejsza amplitudy temperatur średnich miesięcznych, działając „ochładzająco” w półroczu ciepłym i łagodząc spadki temperatur w półroczu zimnym.

Badania Denglera (1), Geigera (2), Molczanowa (6), Obmińskiego (7), Tomanka (9) i innych wykazały, że zbiorowiska leśne modyfikują mezoklimat w obszarach niżowych. Natomiast dotychczas mało wiadomo o wpływie zbiorowisk leśnych na mezoklimat w obszarach górskich. Dla wyjaśnienia tego zagadnienia w okresie od września 1962 r. do sierpnia 1965 r. autorka prowadziła badania w dolinie potoku Jaszczę *), rozcinającego południowe stoki głównego pasma Gorców. Badany teren położony jest głównie w umiarkowanie chłodnym piętrze klimatycznym (4), któremu odpowiada piętro regła dolnego. Zastosowałam metodę „podwójnych stacji”, wyposażonych w termohygrografy, termometry zwykłe, maksymalne i minimalne oraz ewaporometry Piche'a, umieszczone w zwykłych klatkach na wysokości 1,5 m nad powierzchnią gruntu. Znajdowały się one w dolnej części stoku o wystawie południowej. Dolina potoku Jaszczę ma tu charakter głębokiej doliny V-kształtnej, o zboczach nachylonych 25—40% i porośniętych głównie buczyną karpacką. Spotyka się też niewielkie polany śródleśne.

Wobec trudności zlokalizowania obydwu stacji na identycznej wysokości punkt pomiarowy na łące usytuowałam na 862 m n.p.m. (wysokość względna 45 m nad dnem doliny) i przy nachyleniu 25%. Punkt w lesie na wysokości 885 m (wysokość względna 68 m), przy spadku 35% leżał w obrębie płatu przejściowego od *Piceetum abietetosum* do *Fagetum carpaticum*. W warstwie drzew występowała jodła na równi z bukiem i małą domieszką świerka. Przeciętna wysokość drzew 20—30 m, maksymalna 30 m (jodły), stopień zwarcia 70%. Podszycie tworzyła jodła i w niewielkiej mierze buk o zwarciu koron 25—30%. W runie występowały: *Oxalis acetosella*, *Homogyne alpina*, *Vaccinium myrtillus* i *Rubus*

* Badania te były subwencionowane przez Komitet Ochrony Przyrody i jej Zasobów PAN.

hirtus. Klatka meteorologiczna znajdowała się w odległości 40 m od skraju lasu. Różnica wysokości 25 m na zboczu poza obrębem dna doliny nie miała większego znaczenia w kształtowaniu się temperatury bacznych środowisk.

W półroczu letnim las w Jaszczem wpływa na obniżenie średnich miesięcznych temperatury powietrza. W okresie listnienia w kwietniu i utraty liści we wrześniu różnice między lasem a łąką niemal zanikają: od maja do sierpnia wnętrze lasu jest chłodniejsze o $0,5-0,9^{\circ}$, w grudniu i styczniu cieplejsze o $1,0-1,3^{\circ}$ od wolnej przestrzeni. Podczas pełni zimy (luty) stagnacja powietrza w drzewostanie prowadzi do zrównania temperatury obydwu środowisk. Operując wartościami średnimi dla poszczególnych pór roku stwierdzono, że średnia temperatura zimy $\left(\frac{t^{\text{I}}+t^{\text{II}}+t^{\text{XII}}}{3}\right)$ na łące ($-7,4^{\circ}$) jest o $0,8^{\circ}$ niższa niż w lesie ($-6,6^{\circ}$); w okresie lata kalendarzowego $\left(\frac{t^{\text{VI}}+t^{\text{VII}}+t^{\text{VIII}}}{3}\right)$ obszary bezleśne są cieplejsze średnio o $0,6^{\circ}$; wiosną $\left(\frac{t^{\text{III}}+t^{\text{IV}}+t^{\text{V}}}{3}\right)$ o $0,4^{\circ}$, jesienią $\left(\frac{t^{\text{IX}}+t^{\text{X}}+t^{\text{XI}}}{3}\right)$ o $0,1^{\circ}$. Średnia roczna amplituda temperatury jest na łące o 1° większa niż w lesie.

Średnie maksima miesięczne na łące są w ciągu całego roku — z wyjątkiem stycznia — wyższe, zaś średnie miesięczne minima zdecydowanie niższe niż w lesie (tab. 1). Stwierdziłam istnienie ścisłej zależności prostoliniowej między średnimi miesięcznymi temperaturami powietrza w lesie (B) i na łące (A):

1. średnia temperatura miesięczna $B = 0,93 A + 0,3^{\circ}$ ($r = 0,999$)
2. średnia miesięczna temperatura maks. $B = 0,9 A - 0,7^{\circ}$ ($r = 0,918$)
3. średnia miesięczna temperatura min. $B = A + 1,1^{\circ}$ ($r = 0,968$).

Łagodzący wpływ drzewostanu przejawia się wyraźniej w przebiegu rocznym średnich miesięcznych temperatur dnia rzeczywistego od wschodu do zachodu słońca) i nocy rzeczywistej (tab. 1). Temperatury dnia na łące są wyższe od lutego do października, temperatury nocy są w ciągu całego roku niższe niż w lesie. Obrazują to równania:

1. śr. miesięczna temp. dnia rzecz. $B = 0,93 A - 0,2^{\circ}$ ($r = 0,998$)
2. śr. miesięczna temp. nocy rzecz. $B = 0,98 A + 0,9^{\circ}$ ($r = 0,999$).

Największe różnice średnich miesięcznych temperatur dnia pomiędzy lasem a łąką przypadają od kwietnia do sierpnia, nocy — w grudniu i styczniu.

Opracowywana seria obserwacji reprezentowała skrajne warunki termiczne, obejmując bardzo surową zimę 1962/63 i bardzo ciepłe okresy letnie 1963 i 1964 r. Termiczna zima surowa i właściwa są w lesie krótsze (odpowiednio o 3 i 2 dni), za to przedwiośnie i wiosna trwają tu dłużej (o 3 dni), co wiąże się z ekstynkcją energii promienistej i zużyciem jej na proces nagrzewania koron (tab. 2). Ma to znaczenie szczególnie w kwietniu, powodując dłuższe retencjonowanie pokrywy śnieżnej na obszarach leśnych. W Karpatach powyżej 800 m n.p.m. przedlecie, lato i polecie jako okresy termiczne nie występują (4). W r. 1964 pojawił się jednak w Jaszczem krótkotrwały okres lata o średniej dobowej temperaturze wyższej od 15° , który na łące trwał około miesiąca, w lesie 9 dni. W świetle średnich 3-letnich okresów wegetacyjny jest w lesie krótszy o 3 dni niż na łące, okres aktywnych procesów rozwoju roślin o 7 dni.

Tabela 1

Różnice pomiędzy średnimi miesięcznymi temperaturami w lesie i na łące w Jaszczem w okresie od września 1962 do sierpnia 1965 r.

		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok	Ampl.
Średnia temp. miesięczna	Łąka	-8,0	-7,9	-2,4	4,5	9,5	14,0	14,9	13,1	10,5	6,0	2,3	-6,3	4,2	22,9
	Las	-6,7	-7,7	-2,3	4,2	8,6	13,5	14,1	12,6	10,3	6,2	2,6	-5,3	4,2	21,8
	Różn.	-1,3	-0,2	-0,1	0,3	0,9	0,5	0,8	0,5	0,2	-0,2	-0,3	-1,0	0,0	1,1
Średnia mies. maks. temp.	Łąka	-4,2	-4,2	1,6	9,6	14,7	19,8	21,0	19,5	16,4	10,9	6,1	-3,0	9,0	25,2
	Las	-3,8	-5,4	0,3	7,8	12,4	17,3	18,2	15,9	14,2	9,8	5,0	-3,2	7,4	23,6
	Różn.	-0,4	1,2	1,3	1,8	2,3	2,5	2,8	3,6	2,2	1,1	1,1	0,2	1,6	1,6
Średnia mies, min. temp.	Łąka	-11,2	-11,1	-6,0	0,4	5,5	8,5	9,8	8,3	6,2	2,2	-0,6	-9,2	0,2	21,0
	Las	-9,6	-10,5	-5,0	1,1	5,4	10,1	10,8	9,9	7,1	3,5	0,4	-7,4	1,3	21,3
	Różn.	-1,6	-0,6	-1,0	-0,7	0,1	-1,6	1,0	-1,6	-0,9	-1,3	-1,0	-1,8	-1,1	-0,3
Średnia mies. temp. dnia rzeczywist.	Łąka	-6,9	-6,6	-0,8	6,5	11,0	15,0	15,9	14,6	12,0	7,9	3,5	-5,2	5,6	22,8
	Las	-6,1	-7,2	-1,6	5,3	9,3	14,0	14,8	13,3	11,1	7,3	3,6	-4,8	5,0	20,9
	Różn.	-0,8	0,6	0,8	1,2	1,7	1,0	1,1	1,3	0,9	0,6	-0,1	-0,4	0,6	0,9
Średnia mies. temp. nocy rzeczywist.	Łąka	-8,6	-9,0	-3,7	2,5	7,1	11,4	12,6	11,1	8,8	4,6	1,6	-7,0	2,6	21,6
	Las	-7,3	-8,6	-2,8	3,1	7,7	12,1	13,1	11,8	9,3	5,4	2,1	-5,7	3,4	21,7
	Różn.	-1,3	-0,4	-0,9	-0,6	-0,6	-0,7	-0,5	-0,7	-0,5	-0,8	-0,5	-1,3	-0,8	-0,1

Daty następowania i czas trwania termicznych pór roku w lesie i na łące
w Jaszczem w okresie od września 1962 do sierpnia 1965

	Początek średnich dobowych temp.					Koniec średnich dobowych temp.				
	—5°	0°	2,5°	5°	10°	10°	5°	2,5°	0°	—5°
Łąka	11.XII	23.XI	6.IV	18.IV	18.V	18.IX	24.X	11.XI	25.III	28.II
Las	14.XII	25.XI	6.IV	21.IV	24.V	17.IX	24.X	15.XI	25.III	28.II
Różn.	—3	—2	0	—3	—6	1	0	—4	0	0
Czas trwania pór roku										
	zima surowa	zima	przed- wiośnie	wiosna	jesień	szaruga jes.	okres gospo- darczy	okres wegeta- cyjny	okres akt. proc.	okres bez- zimia
Łąka	79	122	24	30	38	38	219	189	123	243
Las	76	120	27	33	37	32	223	186	116	245
Różn.	3	2	—3	—3	1	6	—4	3	7	—2

Zima surowa — średnia dobową temp. poniżej —5°.

Zima — średnia dobową temp. poniżej 0°.

Przedwiośnie — średnia dobową temp. 0—5°.

Wiosna — średnia dobową temp. 5—10°.

Jesień — średnia dobową temp. 10—5°.

Szaruga jesienna — średnia dobową temp. 5—0°.

Bezzimie — średnia dobową temp. powyżej 0°.

Okres gospodarczy — średnia dobową temp. powyżej 2,5°.

Okres wegetacyjny — średnia dobową temp. powyżej 5°.

Okres aktywnych procesów rozwoju roślin — średnia temp. do-
bowa powyżej 10°.

Tabela 3

Różnice w częstotliwości dni o charakterystycznych temperaturach na łące i w lesie w Jaszczem w okresie od września 1962 do sierpnia 1965 r.

		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
B. mroźne temp. min. poniżej -10°	Łąka	14,7	16,0	7,3	12,0	50,0
	Las	13,0	15,3	4,0	8,3	40,7
	Różn.	1,7	0,7	3,3	3,7	9,3
Mroźne temp. max. poniżej 0°	Łąka	22,3	22,3	12,0	1,3	0,3	3,3	22,3	84,0
	Las	22,7	25,7	13,3	2,3	5,0	22,0	91,0
	Różn.	-0,4	-3,4	-1,3	-1,0	0,3	-1,7	0,3	-7,0
Przymrozk. temp. max. $> 0^{\circ}$ temp. min. $< 0^{\circ}$	Łąka	8,3	6,0	15,7	9,3	2,7	.	.	.	0,3	6,0	14,7	7,7	70,7
	Las	8,3	2,7	9,7	8,3	1,3	3,0	10,0	6,3	49,6
	Różn.	0,0	3,3	6,0	1,0	1,4	.	.	.	0,3	3,0	4,7	1,4	21,1
Odwilżowe temp. max. $> 0^{\circ}$ t śr. dob. $< 0^{\circ}$	Łąka	4,7	5,3	9,3	5,3	0,3	2,7	5,3	33,0
	Las	7,0	2,7	6,7	2,0	0,3	2,3	4,7	25,7
	Różn.	-2,3	2,6	2,6	3,3	-0,3	0,3	0,4	0,6	7,3
Gorące temp. max. powyżej 25°	Łąka	.	.	.	1,0	1,7	7,3	9,7	5,0	3,7	.	.	.	28,3
	Las	1,0	2,3	2,0	0,3	.	.	.	5,7
	Różn.	.	.	.	1,0	1,7	6,3	7,4	3,0	3,4	.	.	.	22,6
Upalne temp. max. powyżej 30°	Łąka	0,3	0,7	0,3	0,7	.	.	.	2,0
	Las	0,3	0,3
	Różn.	0,3	0,4	0,3	0,7	.	.	.	1,7

Wnętrze lasu ma mniej niż łąka dni przymrozkowych (o 21) i bardzo mroźnych (o 9), przy jednoczesnym wzroście liczby dni mroźnych (o 7). Dni z odwilżą pojawiają się tu rzadziej (o 7 dni mniej; tab. 3). W półroczu letnim niższe maksima dobowe temperatury decydują o pięciokrotnie niższej liczbie dni gorących. Czas trwania okresu bezprzymrozkowego pod okapem koron jest ponad 3 tygodnie dłuższy (tab. 4), a okres bez mrozu — o 9 dni krótszy niż na łące. W lesie od ostatniego dnia mroźnego do ostatniego dnia przymrozkowego upływa około 3 tygodni, na łące — 6 tygodni.

Tabela 4

Średnie daty pojawiania się przymrozków i mrozów. Liczba stopniodni i sumy średnich temperatur dobowych w Jaszczem w okresie od września 1962 do sierpnia 1965

Stacja	Przymrozki			Mrozy		Okres bez mrozu	Liczba stopniodni	
	średnia data		okres bezprzymr.	średnia data			powyżej 10°	powyżej 5°
	początku	końca		początku	końca			
Łąka	11.X	14.V	150	16.XI	31.III	230	1106	5561
Las	19.X	27.IV	175	14.XI	7.IV	221	795	4784
Różnica	-8	17	-25	2	-8	9	311	777
Suma średnich temperatur dobowych								
Stacja	powyżej 15°	powyżej 10°	powyżej 5°	powyżej 0°	poniżej 0°	poniżej -5°	poniżej -10°	
Łąka	862,0	1651,2	21685	2352,6	-818,5	-645,1	-465,3	
Las	693,6	1548,1	20987	2197,9	-711,4	-563,1	-330,5	
Różnica	168,4	103,1	698	154,7	-108,1	-82,0	-134,8	

Sumy średnich temperatur dobowych powyżej i poniżej określonych progów termicznych (obliczone z codziennych wartości średnich dobowych temperatur powietrza) potwierdzają łagodzący wpływ drzewostanu w okresie zimowym (tab. 4). Obniżenie temperatur w ciepłym półroczu znajduje odzwierciedlenie w liczbie stopniodni, których powyżej 10° jest o 311, a powyżej 5° o 777 mniej niż na łące, tudzież w obniżeniu sum temperatur powyżej 0, 5, 10 i 15°.

Wnioski

1. Średnia roczna temperatura powietrza w lesie i na otwartej przestrzeni była w analizowanym okresie jednakowa, co wiąże się ze złożonym składem drzewostanu i z małym udziałem podszycia (por. S a c h a r o w w g 6, 8).

2. „Ochładzający” wpływ lasu przejawiał się głównie w miesiącach letnich poprzez obniżenie: wartości średnich miesięcznych temperatur, liczby dni gorących i upalnych, liczby stopniodni powyżej 5 i 10°, sumy temperatur powyżej 0, 5, 10 i 15°, przez skrócenie okresu wegetacyjnego i aktywnych procesów rozwoju roślin.

3. Fitoklimat zbiorowiska *Piceetum abietetosum* — *Fagetum carpaticum* charakteryzowała łagodniejsza zima, mniejsza częstotliwość dni

z przymrozkiem i silnym mrozem, dłuższe okresy: bezzimnia, bezprzymrozkowy i gospodarczy, co stwarza warunki dla przedłużenia okresu fotosyntezy u roślin wnętrza lasu. W okresie przedwiośnia powolniejszy wzrost temperatury sprzyjał zachowaniu płatów śnieżnych.

4. Las położony w dolinie górskiej łagodził skrajny charakter klimatu wklęsłej formy terenowej, zmniejszając amplitudy dobowe temperatury i podnosząc średnie temperatury nocy rzeczywistej.

Zakład Klimatologii i Meteorologii
przy Katedrze Geografii Fizycznej UJ.

LITERATURA

- (1) Dengler A. *Waldbau auf ökologischen Grundlage*. Berlin 1944.
- (2) Geiger R. *Das Klima der bodennahen Luftschicht*. Braunschweig 1961.
- (3) Gumiński R. *Las jako czynnik makroklimatyczny*. „Wiad. Śl. Hydr. i Met.” t. III, z. 2. Warszawa 1951.
- (4) Hess M. *Piętra klimatyczne w Polskich Karpatach Zachodnich*. „Zeszyty Naukowe UJ.” „Prace geogr.” z. 11. Kraków 1965.
- (5) Medwecka-Kornasiowa A. *Zbiorowiska roślinne dolin Jaszczce i Jamne*. „Studia Naturae” S. A., cz. I. Kraków 1968.
- (6) Mołczanow A. *Les i klimat*. Moskwa 1961.
- (7) Obmiński Z. *Badania nad klimatem siedliskowym borów Białowieskiego Parku Narodowego*. „Roczniki Nauk Leśnych” t. XII. Warszawa 1955.
- (8) Pelišek J. *Dynamika mikroklimatu behem vyvoje borovych porostu na Jižni Morave*. Souhrny IV Českoslov. Bioklimatol. Konference. Brno 1965.
- (9) Tomanek J. *Badania nad przebiegiem skrajnych temperatur powietrza w biotopach leśnych B. P. N.* „Roczniki Nauk Leśnych” t. VIII. Warszawa 1953.

БАРБАРА ОБРЭМБСКА-СТАРКЛЕВА

ВЛИЯНИЕ ЛЕСА НА МЕЗОКЛИМАТ В ГОРАХ (НА ПРИМЕРЕ ТЕРМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ В ГОРЦАХ)

На основании трехлетней серии наблюдений температуры воздуха на лесной станции (885 м. в.у.м.; переходная полоса (*Piceetum abietetosum*, *Fagetum carpaticum*) и на станции находящейся за пределами леса, расположенных в одинаковых условиях рельефа, на склоне с южной экспозицией, установлено, что среднегодовая температура в лесу и на лугу была одинаковой (табл. 1), что вяжется со сложным составом древостоя и с малым участием редкого подлеска. „Охлаждающее” влияние леса проявлялось в летние месяцы снижением: среднемесячных температур (табл. 1), числа жарких и знойных дней (табл. 3), числа градусодней выше чем 5 и 10°, сумм температур свыше 0, 5, 10 и 15° (табл. 4), а также сокращением вегетативных периодов и активных процессов развития растений (табл. 2). Фитоклимат леса определялся мягкой зимой (табл. 1), более длительными периодами: отсутствия зимы, отсутствия заморозков и хозяйственной деятельности, меньшей повторяемостью дней с заморозками и сильными морозами (табл. 3).

BARBARA OBRĘBSKA-STARKŁOWA

EFFECT OF FORESTS ON MESOCLIMATE IN MOUNTAIN REGIONS
(WITH THERMAL CONDITIONS IN THE GORCE REGION AS EXAMPLE)

The author used as basis a 3-year series of air temperature observations made at a forest station which is situated at 885 m a.s.l., (with a transition growth of *Piceetum abietetosum* — *Fagetum carpaticum*), and a station outside the forest (862 m). Both stations occur under identical relief conditions on a south-facing slope. In the forest and on the meadow the mean annual temperatures were identical (Table 1). This fact can be ascribed to the composite tree cover and the negligible effect of a sparse undergrowth. The „cooling” effect of the forest appeared in the summer months in the form of a decrease in mean monthly temperatures (Table 1), as well as number of warm and hot days (Table 3), the number of degree-days above 5° and 10°C, and the sums of temperatures above 0, 5, 10 and 15°C (Table 4), and in the form of a shortening of the vegetative period and of active processes of plant growth (Table 2). The phytoclimate of the forest was characterized by a less severe winter (Table 1), by longer periods lacking winter phenomena and night frosts and permitting land cultivation, and by a lower frequency of days with night frosts and severe frost (Table 3).

Translated by *Karol Jurasz*

JANINA LEWIŃSKA
Kraków

O pionowym gradiencie temperatury w przyziemnej warstwie powietrza

On the vertical temperature gradient in near-ground air layer

Zarys treści. W artykule podano charakterystykę jakościową i ilościową gradientów temperatury powietrza w warstwie ograniczonej poziomami 50 cm — 200 cm nad gruntem.

Terminem „pionowy gradient temperatury w przyziemnej warstwie powietrza” określono różnice temperatury powietrza między poziomami 200 cm—50 cm nad gruntem. Warstwa powietrza ograniczona od góry poziomem 2 m jest tą, w której zachodzą istotne procesy ważne dla biocenozy, geomorfologii i innych zjawisk na Ziemi i równocześnie tą, której w zagadnieniach ogólnoklimatycznych poświęca się stosunkowo bardzo mało miejsca.

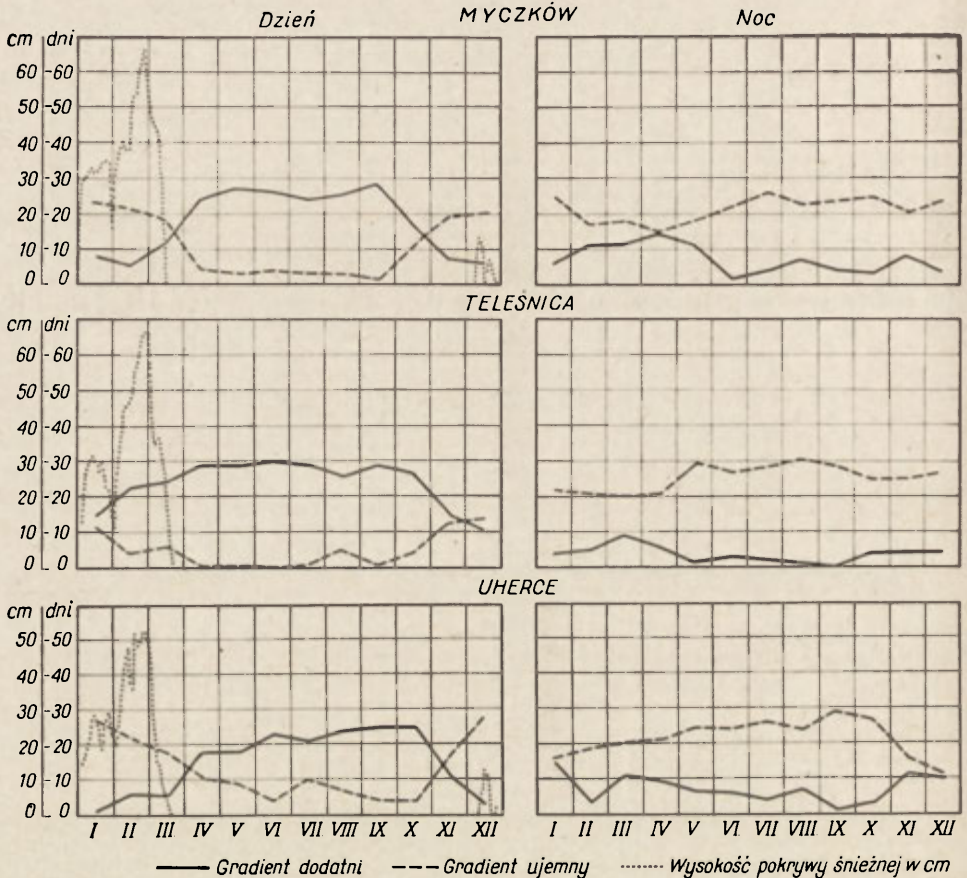
Metoda opracowania i analiza wyników

Punktem wyjścia dla określenia pionowych gradientów temperatury powietrza w przyziemnej warstwie były pomiary wartości ekstremalnych, wykonane na poziomach 200 cm i 50 cm nad podłożem z okresów 1965 i 1966 r. na czterech stacjach meteorologicznych w regionie górnego Sanu, usytuowanych w odmiennych pod względem geomorfologicznym warunkach. Przyjmując jako podstawę przewagę odmiennych stanów równowagi dnia i nocy, osobno rozpatrzono gradienty temperatury z nocy, gdy przeważa proces wypromieniowania i osobno gradienty temperatury z dnia, gdy przeważa ogrzanie dolnych warstw powietrza od podłoża w wyniku nasłonecznienia tegoż.

Rozpatrzono również wpływ turbulencji na wielkość występujących gradientów, określając ją na podstawie prędkości wiatru (6), przy czym przyjęto dwie wielkości: 1) cisze atmosferyczne, tj. te sytuacje, przy których turbulencja praktycznie nie występuje, 2) prędkość wiatru ≥ 4 m/sek, odpowiadającą znacznemu wzrostowi turbulencji w powietrzu.

Ponadto, biorąc pod uwagę wypowiedzi różnych autorów (3, 7, 8 i in.), zbadano związek czasu zalegania pokrywy śnieżnej z charakterem gradientu (+, -) i wreszcie przeprowadzono próbę ustalenia związku występowania dodatnich gradientów termicznych w ciągu dnia z długością dnia liczoną jako wartość średnia dla 15 dnia każdego miesiąca, dla szerokości geograficznej $49^{\circ}30'$.

Rok 1965

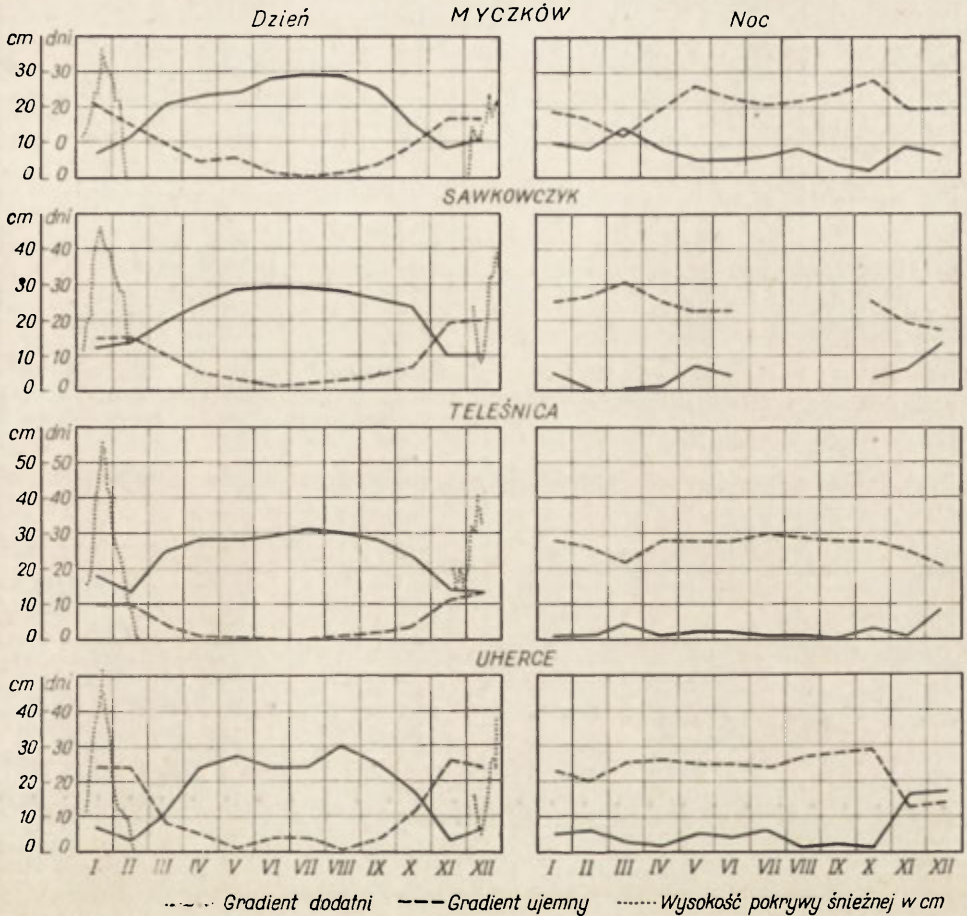


Ryc. 1a. Częstość gradientów temperatury powietrza dla wartości ekstremalnych dnia i nocy. Rok 1965

Frequency of air temperature gradients for extreme day-time and nocturnal values, 1965 — positive gradient, --- negative gradient, ... height of snow cover, in cm

Z ryc. 1a, 1b z łatwością można odczytać wpływ dnia i nocy na zróżnicowanie jakościowe gradientów. W nocy w przekroju całego roku przeważa zdecydowanie uwarstwienie inwersyjne, podczas gdy w ciągu dnia dominuje uwarstwienie normalne. Jak widać z powyższego, krzywe dla nocy są w pewnym przybliżeniu odwrotnością krzywych dla dnia. Dla dziennej pory doby charakterystyczne uwarstwienie normalne przeważa od III do X lub XI, czyli ogólnie w ciepłej porze roku. Natomiast w chłodnej porze roku występuje albo przewaga uwarstwienia inwersyjnego analogicznie jak w nocy lub częstość obydwu układów to jest inwersyjnego i normalnego są do siebie zbliżone. Próba ustalenia związku występowania przewagi uwarstwienia inwersyjnego dla dnia w chłodnej porze roku z czasem zalegania pokrywy śnieżnej (ryc. 1a, 1b) nie dała w pełni pozytywnej oceny zależności, bowiem jak widać z wykresów,

Rok 1966



Ryc. 1b. Częstość gradientów temperatury powietrza dla wartości ekstremalnych dnia i nocy. Rok 1966

Frequency of air temperature gradients for extreme day-time and nocturnal values, 1966. — positive gradient, -.- negative gradient, ... height of snow cover, in cm

w listopadzie pokrywy śnieżnej nie było, a mimo to przeważało już uwarstwienie inwersyjne. Spostrzeżenie to stało się podstawą do porównania czasowego występowania uwarstwienia inwersyjnego dla dziennej pory doby z długością dnia liczoną od wschodu do zachodu Słońca. Okazało się, że inwersyjna stratyfikacja termiczna przeważała, gdy długość dnia nie przekroczyła 10 godzin i odwrotnie, przeważało uwarstwienie normalne, gdy długość dnia przekroczyła wartość 10 godzin. Warto podkreślić, że na związek występowania uwarstwienia termicznego z wysokością Słońca, z którą związana jest długość dnia, zwracano uwagę w pracach (4, 7, 8), w których przytoczono szereg własnych i obcych pomiarów w zakresie tego tematu.

Jak wspomniano wyżej, analizie poddano nie tylko gradienty pod

Charakterystyka bezwzględnych wielkości gradientów temperatury powietrza

Rok	Dzienna pora doby								
	stacja	gradient temperatury podczas wiatru o prędkości ≥ 4 m/sek				gradient temperatury podczas ciszy atmosferycznej			
		% obser- wacji rocznych	wielkość gradientu			% obser- wacji rocznych	wielkość gradientu		
			w % obserwacji		razem		0—1°	>1—2°	razem
0—1	>1°—2°	razem	0—1°	>1—2°		razem			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	
1965									
Myczków	6,6	83	13	96	19,6	79	19	98	
Teleśnica	5,8	86	14	100	9,3	68	6	74	
Uherce	4,7	88	11	99	17,7	88	6	94	
1966									
Myczków	4,1	100	0	100	20,0	78	22	100	
Sawkow- czyk	8,0	86	11	97	—	—	—	—	
Teleśnica	14,2	91	8	99	6,8	44	45	89	
Uherce		sporadycznie			16,7	90	10	100	

Objaśnienie: wartość rubryki 2 = 100% dla wartości rubryk od 3 do 5 i od 10 do 12, od VII do IX, — nie obserwowano cisz atmosferycznych przez okres od 07 do 21 cz.

względem jakościowym, lecz również ich wielkości w celu zbadania wpływu turbulencji wyrażonej prędkością wiatru. Zagadnienie to ilustruje tab. 1, w której podano procentowy udział wielkości gradientów termicznych przy założonych prędkościach wiatru oraz częstość występowania gradientów o założonych progach wielkości. Z powyższych danych liczbowych wynika, że w badanej warstwie powietrza utrzymują się dość ustabilizowane warunki termiczne oraz, że turbulencja przy powierzchni Ziemi nie odgrywa poważniejszej roli. Spostrzeżenie to jest zgodne z wnioskiem Sapożnikowej (7) o znikomie małym współczynnikiem turbulencji przy powierzchni gruntu.

Wnioski

Na podstawie powyższych udokumentowanych wyników badań należy sądzić, że warstwa powietrza ograniczona poziomami 200 cm—50 cm nad gruntem wykazuje:

przeważająco odmienne uwarstwienie termiczne — inwersyjne dla nocy, normalne dla dziennej pory doby,

istnienie związku między długością dnia a przeważającym typem uwarstwienia termicznego dziennej pory doby, przy czym za wartość graniczną należy przyjąć długość dnia równą 10 godz.

małą zmienność wartości bezwzględnych gradientów temperatury tej warstwy powietrza, z czego wynika, że wpływ turbulencji przy powierzchni Ziemi jest znikomie mały,

Tabela 1

w warstwie 200 cm — 50 cm nad podłożem w % % obserwacji

Nocna pora doby						ogółem obserwacji z gradientem od 0 do 2° C	
gradient temperatury podczas wiatru o prędkości ≥ 4 m/sek			gradient temperatury podczas ciszy atmosferycznej				
wielkość gradientu			wielkość gradientu			dzień	noc
0—1°	>1—2°	razem	0—1°	>1—2°	razem		
10	11	12	13	14	15	16	17
87	9	96	78	18	96	98	99
67	32	99	83	17	100	87	99
82	18	100	92	4	96	95	95
100	0	100	94	6	100	97	99
77*)	13	100	—	—	—	91	97
97	3	100	80	20	100	100	96
sporadycznie			87	12	99	99	98

wartość rubryki 6 = 100% wartości dla rubryk od 7 do 9 i od 13 do 15; *) brak pomiarów miejscowego.

brak wyraźnego wpływu położenia miejsca pomiarów na zróżnicowanie jakościowe i ilościowe gradientów temperatury powietrza.

LITERATURA

- (1) Geiger R. *Das Klima der bodennahen Luftschicht*. Braunschweig 1942.
- (2) Kosiba A. *Zagadnienie pionowych różnic klimatycznych w przyziemnych warstwach powietrza*. „Przegl. Met. i Hydrolog.” R. 1950/51. Warszawa 1951.
- (3) Kosiba A. *Częstość szaty śnieżnej na ziemiach śląskich*. „Prace Wrocł. Tow. Nauk.” Seria B, nr 21. Wrocław 1949.
- (4) De Marrais G. A. *The temporal changes of vertical temperature differences after sunrise*. „Jour. Appl. Meteorology”, z. 4, 1956.
- (5) Molga M. *Różnice pionowych dobowych temperatur powietrza na wysokości 2 m oraz 5 cm nad powierzchnią ziemi*. „Przegl. Met. Hydrolog.” R. 1952, z. 1—2. Warszawa 1952.
- (6) Parczewski Wł. *Klasyfikacja przedziałów prędkości wiatru w zastosowaniu do opracowań klimatycznych i bioklimatycznych*. „Przegl. Geofiz.” R. V. (XIII), z. 2. Warszawa 1960.
- (7) Sapożnikowa S. *Mikroklimat i klimat lokalny* — przełożyła mgr inż. Z. Pieślak. Warszawa 1953.
- (8) Sutton O. C. *Micrometeorology*. New York—Toronto—London 1953.

ЯНИНА ЛЕВИНЬСКА

О ВЕРТИКАЛЬНОМ ГРАДИЕНТЕ ТЕМПЕРАТУРЫ В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ
ВОЗДУХА

В настоящей статье дается качественная и количественная характеристика градиентов температуры в слое воздуха на уровне от 50—200 см над почвой.

Пер. Б. Миховского

JANINA LEWINSKA

ON THE VERTICAL TEMPERATURE GRADIENT IN NEAR-GROUND AIR
LAYER

This paper brings the qualitative and quantitative characteristics of temperature gradients determined in an air layer 50 cm to 200 cm above ground surface. The scrutiny of these measurements shows that the differences in the thermal layers depend on what state of equilibrium predominates: this state oscillates in day-time and is stable at night; it also depends on the length of the day and, therefore, on the duration of insolation. In the nocturnal part of the day an inverse stratification rules throughout the year. In day-time, on the other hand, lasting on the average 10 hours from sunrise to sunset, predominantly a normal stratification becomes stabilized, whereas for a day-time of less than 10 hours an inverse stratification prevails again.

It further came to light, that the variability of absolute values of the gradient of air temperatures oscillates, in 90% of the cases observed, within a 0° — 2°C limit — evidence that near the ground surface air turbulence is a negligible factor.

Translated by *Karol Jurasz*

MARIA KŁAPOWA
Zakopane

Wpływ temperatury powietrza na temperaturę gruntu w obszarze górnej granicy lasu w Tatrach

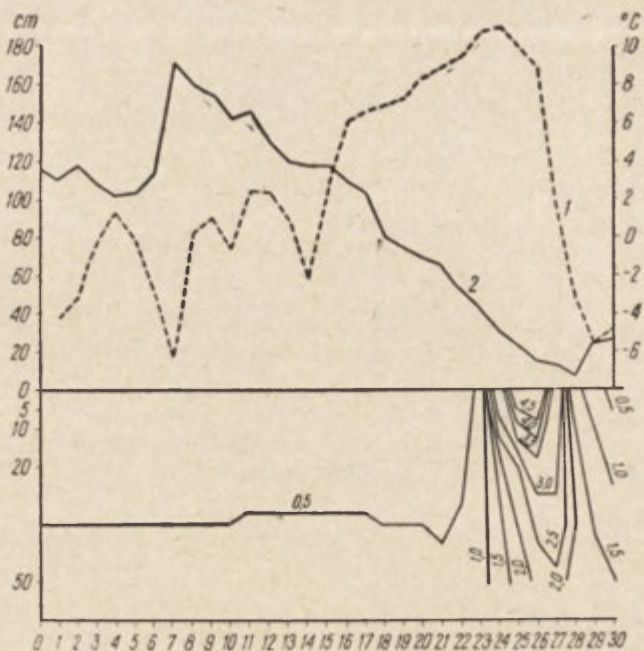
*Effect of air temperature on ground temperature at the upper tree line
in the Tatra*

Zarys treści. Autorka omawia roczny przebieg temperatury w gruncie na różnych głębokościach. Wykazuje wpływ temperatury powietrza na podłoże tylko w okresie bezśnieżnym lub przy cienkiej warstwie śniegu. Przedstawia również przebieg dobowy temperatury na powierzchni gruntu i w gruncie oraz związek ich z temperaturą powietrza.

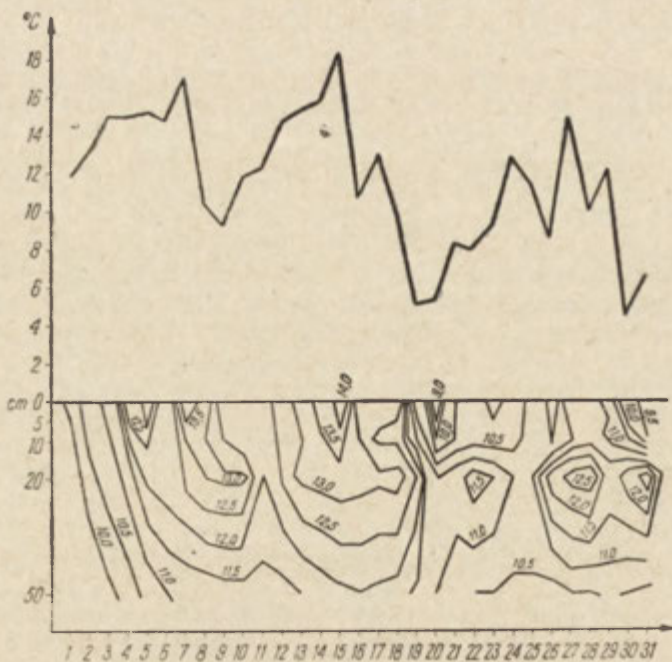
W krajach alpejskich, ze względu na duże gospodarcze znaczenie regeneracji szaty roślinnej w górach, dziedzina badań klimatyczno-glebowych jest szeroko rozwinięta. Szczególnie wiele uwagi poświęca się obserwacjom nad temperaturą gruntu, wykonywanym w różnych warunkach orograficznych i w poszczególnych piętrach klimatyczno-roślinnych (1, 2). W Tatrach dopiero w ostatnich latach podjęto pomiary nad kształtowaniem się stosunków termicznych w podłożu. Na uwagę zasługują: pomiary patrolowe wykonywane na południowym skłonie Tatr, przedstawione w pracy J. Orliczowej i V. Peterki (5); badania fitoklimatyczne na granicy lasu i w kosodrzewinie, prowadzone przez K. Ermicha (3); studia nad klimatem periniwalnym M. Hessa (4).

Na stacji meteorologicznej PIHM na Hali Gąsienicowej położonej na górnej granicy lasu (1520 m), od r. 1961 prowadzi się systematyczne pomiary temperatury gruntu, na głębokościach: 5, 10, 20, 50 cm. Termometry zainstalowane są w glebie morenowej gliniasto-skalistej, porośniętej trawą. Dodatkowo wykonywano pomiary temperatury powierzchni gruntu w okresie 14.VII—28.VIII i 15.IX—15.XI 1962. Z tego też względu wybrano r. 1962 w niniejszym opracowaniu.

Na podstawie analizy wykresów termozoplei gruntu wyróżniono w rocznym przebiegu dwa różne okresy, oddzielone od siebie krótkimi fazami przejściowymi: 1) zimowy (XII—IV) z grubą pokrywą śnieżną, bez większych zmian temperatur gruntu; 2) przeważnie bezśnieżny lub z cienką pokrywą śnieżną, z dużymi zmianami temperatur gruntu. Okres pierwszy rozpoczyna przejście temperatury gruntu przez próg 0° , w 5 cm warstwie, w 3 dek. grudnia 1961 r. W ciągu dalszego okresu zimy zaznaczyło się tu tylko niewielkie obniżenie temperatury $< 0^{\circ}$ ($-0,2$). Termozopleta 0° przebiegała w tym okresie w warstwie 10 cm, a dodatnie temperatury na głębokości 50 cm wynosiły około 1° . Pod koniec zimy nastąpiło ogólne wyrównanie temperatury w glebie do przeciętnej wartości $0,5^{\circ}$. Zmniejszenie się pokrywy



Ryc. 1. Termoizoplety, IV 1962 r. 1 - - - temperatura powietrza 2 — pokrywa śnieżna
 Thermoisopleths for April 1962. 1 — air temperatures, 2 — snow cover

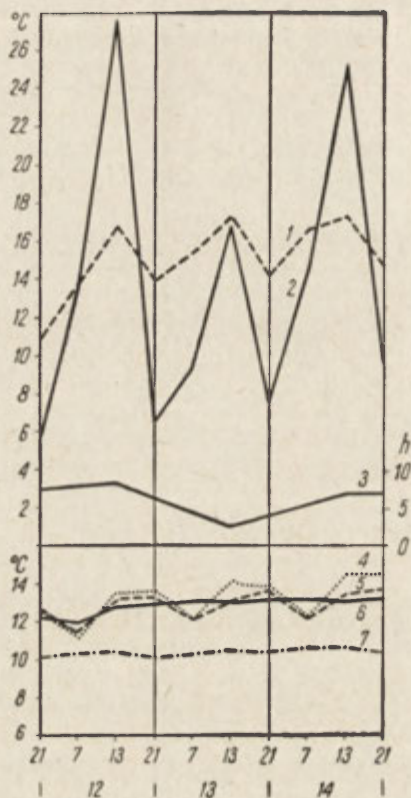


Ryc. 2. Termoizoplety, VIII 1962 r., temperatura powietrza
 Thermoisopleths for August 1962, giving air temperatures

śnieżnej do 30 cm w 3 dek. kwietnia spowodowało gwałtowny wzrost temperatury gruntu, co stanowiło wiosenną fazę przejściową (ryc. 1). Z zanikiem pokrywy śnieżnej w 1 dek. maja, okres drugi, zaznaczał się coraz bardziej wpływ temperatury powietrza w gruncie, zwłaszcza w warstwie 0—10 cm, gdzie wzrosła ona do $8,5^{\circ}$. W sierpniu wszystkie już warstwy gruntu posiadały temperaturę $\geq 10^{\circ}$ (ryc. 2). Absolutne maximum, o wartości $14,3^{\circ}$, wystąpiło dn. 15.VIII 1962 r. na głębokości 5 cm. Od tej pory rozpoczął się postępujący od powierzchni spadek temperatury. Najpierw oziębiała się warstwa 0—10 cm, a we wrześniu ochłodzenie objęło już warstwę do 50 cm. Z chwilą pojawienia się cienkiej pokrywy śnieżnej temperatura przy powierzchni gruntu wynosiła $1,5^{\circ}$, a w głębi dochodziła do $3,5^{\circ}$. Spadły śnieg w drugiej połowie listopada spowodował oziębienie gruntu, w warstwach płytszych o około 1° , w głębszych o około $0,5^{\circ}$, co zalicza się do jesiennej fazy przejściowej. Dalszy bowiem wzrost grubości pokrywy śnieżnej do 80 cm spowodował zahamowanie spadku temperatury w gruncie.

Wpływ temperatury powietrza na podłoże w okresie bezśnieżnym jest oczywisty. Zaznacza się on wzrostem temperatury w gruncie podczas ciepłych okresów, a spadkiem w czasie inwazji chłodu. Znaczenie pokrywy śnieżnej w kształtowaniu się stosunków termicznych w podłożu polega na: oziębieniu podłoża oraz opóźnieniu reakcji podłoża na zmiany zachodzące w atmosferze, a przy grubszej warstwie śniegu także na izolowaniu wpływów zewnętrznych. Przykładem tego może być następująca sytuacja pogodowa. W czasie kilkudniowej inwazji mrozu w 1 dek. czerwca 1962 r. temperatura powietrza spadła do -5° i utworzyła się 96 cm warstwa śniegu. Spowodowało to również znaczny spadek temperatury gruntu, ale zachowała ona dodatnią wartość. Intensywniejsze nagrzanie gruntu w lecie wiąże się z okresami wzmózionej insolacji i wysokich temperatur powietrza w miesiącach lipcu i sierpniu. Wtedy właśnie osiągnął grunt maksymalne wartości temperatury, zaznaczające się we wszystkich warstwach. Bezpośredni wpływ temperatury powietrza najlepiej uwydatniał się w warstwie 0—10 cm, która wykazywała zmiany zgodne z wahaniami temperatury powietrza. Zmiany w głębszych warstwach gruntu występowały z opóźnieniem, a wartości były niższe około 2° — $2,5^{\circ}$. Natomiast w jesieni zachodziła w gruncie inwersja termiczna. Pod wpływem spadku temperatury powietrza ochładzała się również warstwa przypowierzchniowa. Natomiast głębsze warstwy utrzymywały jeszcze wyższe temperatury o około 2° .

Dla bliższego poznania reakcji podłoża na czynniki radiacyjne prowadzono w 3 terminach pomiary temperatury powierzchni gruntu. Przebieg dobowy temperatury powierzchni gruntu charakteryzował się dużą zmiennością w zależności od pory dnia, występujących typów pogody oraz pór roku. W pogodne dni letnie (VII, VIII) najwyższa temperatura na gruncie występowała w II terminie, osiągając przeciętne wartości około 21° . W terminie tym w dniu 2.VIII absolutne maximum temperatury wyniosło 29° . Najniższą temperaturę na gruncie notowano w terminie III, średnio około 8° (amplituda 13° , ryc. 3). W jesieni (IX, X) najwyższe temperatury na gruncie zaznaczały się w ter. II i wynosiły 12° — 15° . Najniższa natomiast występowała w ter. I i miała przeważnie wartości ujemne, -2° — -4° (amplituda

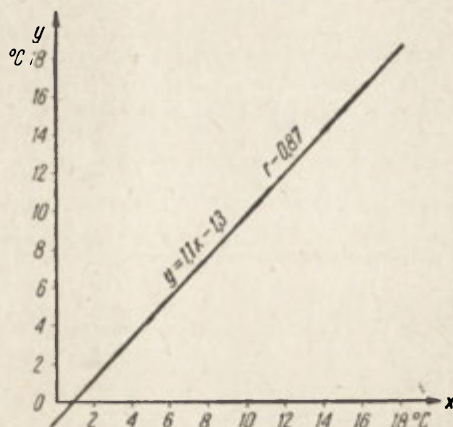


Ryc. 3. Dobowy przebieg temperatury gruntu i powietrza, VIII 1962 r. 1 - - - temperatura powietrza, 2 — temperatura powierzchni gruntu, 3 — uśonecznienie; temperatury gruntu na głębokości: 4 5 cm, 5 - - - - 10 cm, 6 — 20 cm, 7 - - - - 50 cm

Diurnal course of ground and air temperatures for August 1962. 1 - - - - air temperatures; 2 — temperatures of ground surface; 3 — insolation; ground temperatures at depths of: 4 5 cm; 5 - - - - 10 cm; 6 — 20 cm; 7 - - - - 50 cm

14°—19°). W przedzimmu (XI), najwyższa temperatura w ter. II osiągała 7—10°, najniższa w I ter. około 0° (amplituda 7°).

Wpływ temperatury powietrza na temperaturę gruntu zależał przede wszystkim od warunków insolacyjnych. W wyniku silnego nagrzania gruntu różnice między temperaturą na powierzchni gruntu a temperaturą w klatce w godzinach południowych dochodziły do 15°. Natomiast duże wypromieniowanie gruntu po zachodzie słońca powodowało gwałtowny spadek temperatury na gruncie i wówczas amplituda między powierzchnią gruntu a klatką wynosiła 8°. W czasie pochmurnych dni nie zachodziły większe różnice między porównywanymi temperaturami. Związek, jaki zachodzi między temperaturą gruntu a temperaturą powietrza przedstawia ryc. 4, sporządzona na podstawie średnich dobowych temperatur, w przedziale -1°—18°. Jak wynika z ryc. 4, przy wartości 13° nie występują różnice między temperaturami gruntu a temperaturami powietrza. Powyżej tej wartości granicznej temperatura gruntu jest wyższa od



Ryc. 4. Związek między temperaturą powierzchni gruntu (Y), a temperaturą powietrza (X)

Interrelation between temperatures of ground surface (Y) and air temperatures (X)

temperatury powietrza o $0,1^{\circ}$ — $0,5^{\circ}$, zaś poniżej — temperatura powietrza jest wyższa od temperatury gruntu o $0,1^{\circ}$ — $-1,4^{\circ}$.

W warstwie 5 cm dobowy przebieg temperatury w gruncie zgodny jest z przebiegiem temperatury na powierzchni gruntu z tym, że najmniejsza jej wartość występuje w I ter. Amplitudy dobowe są tutaj niewielkie, $2,5^{\circ}$ — 3° . W warstwie 10 cm, minimalna temperatura występuje w I ter., a maksymalna dopiero w III ter. W głębszych warstwach nie zauważa się większych zmian termicznych w przebiegu dobowym.

PIŚMIENNICTWO

- (1) Aulitzky H. *Die Bodentemperaturverhältnisse an einer Zentralalpinen Hanglage beiderseits der Waldgrenze*. „Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie”. Ser. B, Bd. 10, H. 4, 1961.
- (2) Aulitzky H. *Die Bodentemperatur in ihren Beziehungen zu anderen Klimafaktoren*. „Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie” Bd. 11, H. 3, 1962.
- (3) Ermich K. *Stosunki fitoklimatyczne na górnej granicy lasu i w piętrze kosodrzewiny w Tatrach*. „Acta Agraria et. Silv” vol. 2, 1962 r.
- (4) Hess M. *Problems of the Perinival Climate in the Tatra Mountains*. „Bulletin de L'Académie Polonaise des Sciences”, Série des sci. géol. et geogr.” Vol. XI, No. 4, 1963.
- (5) Orliczowa J., Peterka V. *Kilkę zagadnień z klimatu lokalnego Tatr na podstawie badań terenowych w 1959 r.* „Prace PIHM, z. 70, 1962 r.

МАРИЯ КЛАПОВА

ВЛИЯНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА НА ТЕМПЕРАТУРУ ПОЧВЫ В ОБЛАСТИ ВЕРХНЕЙ ГРАНИЦЫ ЛЕСА В ТАТРАХ

В настоящей статье рассматриваются результаты полученные по измерениям температуры почвы на Гали Гонсеницовой (1520 м) в 1962 г. на глубине 5—50 см., а также периодических измерений температуры поверхности почвы. В годовом ходе выделяются 2 периода, которые разделены короткими переходными

фазами (весенней и осенней). I-й период с высоким снежным покровом, изолирующим основание без значительных изменений температуры в почве (средняя величина: 0° — $0,5^{\circ}$), рис. 1. 2-ой период, в среднем бесснежный или с тонким снежным покровом, с большими изменениями температуры в почве, вызванными влиянием внешней температуры (15.VIII максимум 14°), рис. 2. Суточный ход температуры почвы проявлялся значительными изменениями в зависимости от радиационных факторов температуры воздуха и от времен года. Взаимосвязь между температурой почвы и температурой воздуха представляется на кривой зависимости рис. 4. Суточные колебания температуры отчетливо выступают на глубине 0—5 см, но в более глубоких слоях их ход более выраженный.

Пер. Б. Миховского

MARIA KŁAPOWA

EFFECT OF AIR TEMPERATURE ON GROUND TEMPERATURE AT THE UPPER TREE LINE IN THE TATRA

This paper brings the results of measurements of ground temperatures made in 1962 at Hala Gašienicowa (1520 m) at depths from 5 to 50 cm below ground surface, as well as periodical measurements of temperatures on the ground surface. In its annual course the author distinguishes 2 periods separated by short transitional phases in spring and autumn. Period 1: a thick snow cover isolates the ground surface; minor temperature changes in the ground, the average being 0 — $0,5^{\circ}\text{C}$ (Fig. 1). Period 2: usually without or with a thin snow cover, with greater temperature changes in the ground caused by the effect of air temperatures, with a maximum of 14°C on August 15 (Fig. 2). The course of diurnal temperature changes in the ground revealed a conspicuous variableness depending on the radiating effect of air temperatures and on individual seasons. The interrelation between temperatures on the ground surface and air temperatures is illustrated by a graph (Fig. 4). Diurnal temperature changes are distinct at depths from 0 to 5 cm, while in deeper strata these changes are very graded.

Translated by Karol Jurasz

SVETOZAR ILEŠIĆ
Lublana

Reżimy rzek w Jugosławii

Les régimes fluviaux en Yougoslavie

Zarys treści. W oparciu o wyniki własnych badań i istniejący schemat klasyfikacyjny M. Parde'go autor wyróżnia następujące typy reżimów rzek w Jugosławii: 1) reżim śniegowy właściwy, 2) reżim śniegowy przejściowy — ograniczone swym zasięgiem do pn. zach. alpejskich regionów Jugosławii (rz. Drawa, Mura, Zilj), 3) reżim śniegowy deszczowy, a w jego obrębie a) typ alpejski (Górna Sawa), b) typ dynarsko-macedoński (rz. Piwa, Tara i Lim, Czarny Drin, Tetovska Bistrica), 4) reżim deszczowo-śniegowy, a w jego obrębie a) typ panoński-karpacki (rz. Cisa), b) typ środkowoeuropejski przejściowy (Sawa poniżej Zagrzebia, Una, Wrbas, Bosna, Sotla), c) śródziemnomorski umiarkowany (rz. środkowej i południowej Słowenii, Bośni, Starej Serbii, region Kosovo — Metohija), d) typ kontynentalny umiarkowany oraz bałkański (rz. Morawa i Timok), e) typ macedoński (rz. Wardar), f) typ śródziemnomorski (rz. Neretwa i inne rzeki pobrzeża dalmatyńskiego), 5) reżim deszczowy (rz. nizinnej części Hercegowiny i Macedonii). Duże rzeki Jugosławii, które przepływają przez obszary o różnym ukształtowaniu i różnych klimatach, zmieniają stopniowo reżim według swojego biegu (reżimy złożone).

Badania rocznego przebiegu stanów wody na rzekach Jugosławii dla okresu 1923—1938¹⁾, ich porównanie z danymi dla okresu 1945—1963²⁾, oraz rezultaty kilku prac szczegółowych dla niektórych rzek³⁾ upoważniają już do syntetycznego przedstawienia wpływu rozmaitych czynników na kształtowanie się reżimów rzek jugosłowiańskich. Reżimy rzek Jugosławii pozostają głównie pod wpływem deszczów, przy czym należy wyróżnić tu deszcze strefy śródziemnomorskiej (obfite opady jesienne i jesienno-zimowe) oraz deszcze strefy umiarkowanej kontynentalnej (opady wiosenne i letnie). Ponieważ deszcze strefy śródziemnomorskiej sięgają daleko poza główny dział wód, biegnący w obszarze dynarskim, oddzielający dorzecza adriatyckie od dorzecza Dunaju, rzeki wnętrza

¹ Ilešić S., *Rečni režimi v Jugoslaviji*. Geografski vestnik, Ljubljana. XIX, 1947, p. 71—110. Dukić D., *Prilog regionalnom poznavanju rečnih režima u Jugoslaviji*. Glasnik Srpskog Geografskog Društva, Beograd. XXXIV, 2, 1954, p. 119—136.

² Hidrološki godišnjak, Beograd, r. 1945—1963.

³ Vujević P., *Die Theiss, eine potamologische Studie*. Pencks Geogr. Abh., VII, 4, 1906; Lazić A., *Le régime de la Trebisnjica, rivière karstique*. Mémoires de la Société de Géographie de Beograd. Vol. 5, 1936. — Dukić D., *Gustina recne mreže u slivu Ibra i režim Ibra*. Zbornik radova Geografskog Instituta SAN knj. 1, Beograd 1951. — Lazić A., *Režim Drine*. Posebna izdanja Srpskog Geografskog Društva, sv. 30, Beograd 1952. — Dukić D., *Sava, potamološka studija*. Srpska Akademija Nauka, Geografski institut. Posebna izdanja, knj. 12, Beograd 1957. — Lazić A., *Režim Neretve*. Posebna izdanja Srpskog Geografskog Društva sv. 35, Beograd 1958.

Jugosławii (Słowenii, Czarnogóry, Starej Serbii) pozostają też częściowo pod ich wpływem. Wykazują one jesienne podnoszenie się stanów wody. Również pod wpływem deszczów obu stref — śródziemnomorskiej i umiarkowanie kontynentalnej są rzeki w dorzeczu Wardaru (Macedonia). Jednakże prawie wszędzie z zasilaniem deszczowym łączy się zasilanie śniegowe (niwalne), powodujące znaczne podniesienie wody na wiosnę, jak i niżówkę w zimie, których czas i trwanie zależą od wysokości i rzeźby obszarów zalegania i topnienia śniegów. O ile chodzi o wiosenny przybór wody, nie zawsze łatwo można wydzielić udział wód śniegowych i wód opadowych, ponieważ deszcze wiosenne są też dość obfite, zarówno w kontynentalnym wnętrzu kraju, jak w północnej części strefy śródziemnomorskiej.

W północno-zachodniej części kraju, w górnym dorzeczu Drawy, oprócz zasilania deszczowego i śniegowego dołącza się jeszcze wpływ lodowca (Wysokie Taury na terenie Austrii). Wpływ ten wyraża się wysokim stanem wody latem. Również parowanie w okresie letnim ma znaczny wpływ na stany wody, szczególnie w obrębie nizin Jugosławii centralnej i pobrzeża Adriatyku, tak że reżim kształtuje się pod wpływem czynnika deszczowo-termicznego a nie tylko deszczowego.

Na podstawie naszych badań i klasycznej klasyfikacji M. Pardé⁴), dostosowanej do warunków środkowoeuropejskich oraz jugosłowiańskich, można wyróżnić następujące typy reżimów rzek Jugosławii.

1. Reżim śniegowy właściwy (niwalny) w górnym biegu Drawy przekształcony jest w biegu środkowym w reżim śniegowy z łagodzony (maksimum w czerwcu, które przedłuża się na lipiec i nawet sierpień). Drawa jest jedyną rzeką w Jugosławii, odznaczającą się wysokim stanem wody w lecie, co odróżnia ją od wszystkich innych rzek.

2. Reżim śniegowy przejściowy (maksimum w maju, przedłużone na czerwiec) jest tak samo ograniczony swym zasięgiem do północno-zachodnich, alpejskich regionów Jugosławii. Reprezentują go rzeki Mura, Zilja (w Karyntii), Soča. Retencja zimowa śniegowo-lodowcowa jest jeszcze bardzo wyraźna. Jednakże w górnym biegu Soły wydatnia się już wpływ obfitych deszczów jesiennych północnej części strefy śródziemnomorskiej (drugorzędne maksimum w jesieni, najczęściej w listopadzie).

3. Reżim śniegowo-deszczowy (niwalno-pluwialny) występuje na rzekach wypływających ze średnio wysokich obszarów górskich. Główne maksimum (śniegowe) występuje na wiosnę, główne minimum (retencyjne) w zimie. Zaznacza się jednak dość wyraźne maksimum drugorzędne, deszczowe w jesieni albo w okresie późnowiosennym oraz drugorzędne minimum w lecie, spowodowane parowaniem. Można rozróżnić kilka odmian tego reżimu: a) Typ alpejski ze znaczną retencją śniegową w zimie i stosunkowo słabym parowaniem w lecie (Sawa w górnym biegu z maksimum w maju i drugorzędnym w listopadzie). Jednak w południowo-wschodnich częściach obszaru alpejskiego, gdzie już zachodzi wyraźny wpływ opadów jesiennych, podniesienie się stanu wody w listopadzie dochodzi do wysokości wzniosu wiosennego lub nawet jest większe (dzienne stany wody jesienią trwające tylko kilka dni przewyższają wartości średnich miesięcznych). Cho-

⁴ Pardé M., *Fleuves et rivières*. Paris 1955. Tłumaczenie polskie „Rzeki”, PWN, Warszawa 1957.

dzi tu o odmianę umiarkowaną śródziemnomorską reżimu niwalno-pluwialnego alpejskiego (prawie dopływy Sawy w Kotlinie Lublańskiej: Tržiška Bistrica, Kokra, Kamniška Bistrica). b) Typ dynarsko-macedoński reżimu niwalno-pluwialnego. Zasilanie śniegowe staje się słabsze i jest mniej trwałe (główne maksimum w maju i główne minimum w lutym, zaznaczające się słabiej). Reżim ten upodabnia się do reżimu pluwialno-niwalnego (rzeki Piwa, Tara i Lim w Czarnogórze, Czarny Drin i Tetowska Bistrica w Macedonii). c) Typ karpacki, z wiosennym wzniosem (śniegowym) słabszym niż w typie alpejskim, lecz wyraźniejszym niż w typie dynarsko-macedońskim. Natomiast brak wpływu opadów jesiennych.

4. Reżim deszczowo-śniegowy (pluwialno-niwalny), w którym czynnik deszczowo-termiczny przeważa nad czynnikiem śniegowym. Maksimum wiosenne występuje już w kwietniu albo nawet w marcu, podczas gdy minimum letnie jest już wyraźnie niższe od zimowego, retencyjnego. Można wyróżnić kilka typów tego reżimu z wieloma odmianami przejściowymi: a) Typ pannońsko-karpacki, w ogólności podobny do typu „jurańskiego” Parde’go, tylko trochę bardziej kontynentalny. Zasilanie śniegowe jest znaczne, jak również retencja śniegowa. Drugorzędny wznios jesienny jest bardzo słaby (rzeka Cisa). b) Typ środkowo-europejski przejściowy oraz typ dorzecza Sawy. Nieznaczne zasilanie śniegowe i wyraźny wpływ opadów klimatu śródziemnomorskiego. Wyraźny wznios w okresie jesiennym (dorzecza Uny, Wrbasu, Bosny, Sotly, samej Sawy w jej biegu od Zagrzebia w dół). c) Typ śródziemnomorski umiarkowany. Wielkość wzniosu zbliża się do maksimum wczesnowiosennego (z zasilania śniegowego) albo nawet przewyższa go. Ten typ jest charakterystyczny dla rzek Słowenii środkowej i południowej (Ljubljana, Krka, Kolpa), gdzie opady jesienne już są obfite, jak również dla rzek Starej Serbii i regionu Kosowo-Metohija (górny bieg Ibru, Sitnica, Biały Drim). Na obszarze Słowenii i Bośni ten typ przechodzi w typ „dorzecza Sawy”, a gdzie indziej (w Chorwacji i przede wszystkim w Serbii i w Macedonii) bezpośrednio w typ kontynentalny umiarkowany. d) Typ kontynentalny, umiarkowany oraz bałkański. Wzniosu jesiennego już się nie obserwuje. Wahania są niewielkie z jednym tylko maksimum śniegowo-deszczowym na wiosnę (w marcu albo w kwietniu) i tylko jednym minimum w lecie oraz na początku jesieni (dorzecza Morawy i Timoku). Niekiedy można obserwować słaby wznios drugorzędny jesienny przed okresem retencji zimowej (Kolubara, Morawa Zachodnia). e) Typ macedoński reżimu pluwialno-niwalnego. Wpływ pluwialny śródziemnomorski jest słaby; przeważa wznios wiosenny jako rezultat jednoczesnego topnienia śniegów i opadów wiosennych. Od typu kontynentalnego reżim ten różni się dość wysokimi wodostanami jesiennymi, jak również wyraźnie niskimi stanami wód w okresie letnim (Wardar w górnym biegu Treska, Pčinja itd). f) Typ śródziemnomorski. Cechy klimatu śródziemnomorskiego (opady jesienno-zimowe, brak opadów latem) znajdują pełny wyraz w reżimie rzek Morača, dolny bieg Neretwy, Cetina, Krka, Zrmanja, Rječina, Vipava). Maksima przypadają zazwyczaj w marcu oraz listopada albo w grudniu, wpływ retencji zimowej zaledwie się zaznacza. Wyraźniejszy jest wpływ retencji zimowej na rzekach wypływających z wyższych gór (np. Neretwa). Należy podkreślić, że we wszystkich

typach reżimu pluwalno-niwalnego wysokość górnej części dorzecza i związana z tym miąższość pokrywy śnieżnej, wpływa decydująco na udział zasilania śniegowego i deszczowego we wznosie wiosennym oraz na czas występowania tego wzniosu (w kwietniu, maju, marcu). Zróżnicowanie opadów deszczowych, spowodowane warunkami meteorologicznymi w całej strefie częstych zmian wędrowek cyklonów i zmiennej linii frontu polarnego, powoduje znaczną zmienność reżimu tej samej rzeki z roku na rok i to nie tylko w ramach poszczególnych typów reżimu pluwalno-niwalnego, lecz nawet pomiędzy reżimem pluwalno-niwalnym i niwalno-pluwalnym.

5. Reżim deszczowy (pluwalny). Występuje tu tylko jedno maksimum w chłodnej porze roku (zazwyczaj w lutym oraz w marcu). Charakterystyczny jest dla rzek obszarów nizinnych, gdzie miąższość pokrywy śnieżnej jest bardzo mała lub brak jej całkowicie. Wyróżnić można typ deszczowy kontynentalny w rejonie zasięgu klimatu kontynentalnego: rzeki Spreča, Čazma, dorzecze Morawy Południowej oraz deszczowy śródziemnomorski w rejonie wpływu klimatu śródziemnomorskiego: rzeki nizinnej części dorzecza Istrii, np. Rasa, rzeki nizinnej części Hercegowiny oraz południowo-wschodniej Macedonii, np. Strumica. Zasadniczo oba te typy są podobne. Na rzekach pluwalnych obszaru kontynentalnego wpływ opadów na początku lata jest redukowany znacznym parowaniem, w wyniku czego stan wody jest najwyższy w chłodnej porze roku, kiedy parowanie jest, bez względu na ilość opadów, najmniejsze.

Oczywiście dłuższe rzeki Jugosławii, które przepływają przez obszary o różnej rzeźbie i różnych klimatach, zmieniają stopniowo, mniej albo bardziej wyraźnie, reżim wzdłuż swojego biegu (reżimy złożone). Tak na przykład Sawa, w swym górnym biegu (w Słowenii) wyraźnie alpejska rzeka o reżimie niwalno-pluwalnym, staje się już w południowo-wschodniej Słowenii, po otrzymaniu kilku prawych dopływów (Krka, Kolpa), rzeką pluwalno-niwalną typu umiarkowanego śródziemnomorskiego. Następnie po otrzymaniu rzek dynarskich Bośni przekształca swój reżim na reżim środkowo-europejski (typ dorzecza „Sawy”). Poniżej ujścia Driny, wypływającej z wysokich gór Czarnogóry (o reżimie niwalno-pluwalnym), a więc zasilanej częściowo z topnienia śniegów, zmienia się też reżim Sawy, czego wyrazem jest przesunięcie maksimum wodostanów z marca na kwiecień. Na Sawie w jej biegu nizinnym nawet mogą się z roku na rok zmieniać cechy pluwalno-niwalne na niwalno-pluwalne, a także w zakresie i jednego i drugiego typu na silniej lub słabiej kształtujące się wpływy jesiennych deszczów. Podobnie Drawa w górnym biegu rzeka o reżimie wybitnie śniegowym na obszarze Jugosławii zmienia reżim na śniegowy „przejściowy”. Tak samo inne rzeki wypływające z wysokich gór (Drina, Wardar, Neretwa, Soča) przechodzą wyraźnie od ustroju przeważnie niwalnego w swym górnym biegu do reżimu pluwalnego w dolnym biegu. Najbardziej typowym przykładem reżimu złożonego jest Dunaj. Rzeka ta wpływając na teren Jugosławii posiada wyraźny, chociaż już przekształcony reżim niwalny. Stopniowo, szczególnie poniżej ujścia Sawy (na obszarze Jugosławii) na jej reżim znaczny wpływ wywierają deszcze powodując drugorzędny wznios jesienny, osłabienie retencji zimowej oraz pojawienie się niskich stanów wody późnym latem i wczesną jesienią (od sierpnia do października) charakterystycznych dla typu kontynentalnego.

СВЕТОЗАР ИЛЕШИЧ

РЕЖИМЫ РЕК В ЮГОСЛАВИИ

На основе результатов исследований автора и классификационной схемы М. Парде, автор выделяет следующие типы режимов рек Югославии: 1) подлинный снеговой режим; 2) снеговой переходный режим — ограниченный своим распространением до северо-западных альпийских районов Югославии (реки Дрва, Мура, Зиль); 3) снего-дождевой режим, а в его пределах а) альпийский тип (Верхняя Сава), б) динарско-македонский тип (реки Пива, Тара и Лим, Черный Дрин, Тетовска Быстрица); 4) дождево-снеговой режим, а в его пределах а) панонско-карпатский тип (р. Тисса), б) средневропейский переходный тип (Сава ниже Загреба, Уна, Врбас, Босна, Сотла), в) средиземноморской умеренный тип (реки средней и южной Словении, Боснии, Древней Сербии, район Косово-Метхия, д) континентальный умеренный и балканский тип (р. Морава и Тимок), е) македонский тип (р. Вардар), ф) средиземноморский тип (р. Неретва и другие реки далматского побережья); 5) дождевой режим (реки низменной части Герцеговины и Македонии). Крупные реки Югославии, которые текут по территориям с различным рельефом местности и с разными климатическими условиями, постепенно изменяют режим вдоль своего течения (сложные режимы).

Пер. Б. Миховского

SVETOZAR ILESIC

LES REGIMES FLUVIAUX EN YOUGOSLAVIE

L'étude des variations saisonnières sur les rivières yougoslaves (période d'observation 1923—1938, 1945—1963) démontre un jeu complexe des diverses influences. Ce sont surtout deux éléments pluviaux qui s'y font sentir: le méditerranéen (pluies abondantes d'automne) et le continental modéré (pluies de printemps et d'été). Le premier exerçant son influence sur le régime pluviométrique jusqu'au delà de la ligne de partage des eaux dinarique principale, les rivières de l'intérieur même (de la Slovénie, de la Crna Gora, de la Vieille Serbie) le reflètent dans leur recrudescence automnale. Les influences de deux régimes pluviométriques se combinent aussi dans le bassin de Vardar (Macédoine). Mais presque partout l'élément nival s'y mêle, provoquant une forte poussée printanière dont la date et la durée varient selon l'altitude et le relief des régions d'où la fusion de neige l'alimente. On peut distinguer, sur les rivières yougoslaves, les régimes suivants (d'après la classification de M. Pardé, modifiée pour les conditions yougoslaves): 1) le régime nival pur et le régime nival mitigé (la Drave); 2) le régime nival de transition (Mura, Soca); 3) le régime nivopluvial avec plusieurs sous-catégories: le type alpin, le type méditerranéen modéré, le type dinaro-macédonien et le type carpatique; 4) le régime pluvio-nival avec plusieurs sous-catégories: le type carpato-pannonien, le type centro-européen de transition (le type du bassin de la Save), le type méditerranéen modéré, le type continental modéré ou balkanique, le type macédonien et le type méditerranéen propre; 5) le régime pluvial avec deux sous-types: le type pluvial continental et le type pluvial méditerranéen. Cependant, les rivières d'une longueur assez grande (la Save, la Drave, le Danube) subissent, vers l'aval des transformations graduelles remarquables (affaiblissement du facteur nival, renforcement du facteur pluvial).

IRENA DYNOWSKA, JERZY DYNOWSKI
Kraków

Zarys stosunków wodnych powiatu chrzanowskiego

Outline of hydrological conditions in Chrzanów county

Zarys treści. W artykule omówiono reżim rzek, zanieczyszczenia, termikę, zjawiska lodowe i materiał unoszony. Scharakteryzowano zbiorniki wód podziemnych, wahania zwierciadła wody podziemnej, związek z wodostanami rzek, źródła. W zakończeniu podano podział na regiony hydrogeograficzne.

Opracowania hydrograficzne dotyczą zazwyczaj poszczególnych zlewni, stanowiących naturalne jednostki — można wówczas przedstawić obieg wody. Niekiedy opracowania dotyczą arkuszy map. Ostatnio zarysowuje się coraz częściej konieczność opracowań hydrograficznych dla regionów gospodarczych lub administracyjnych. Dla potrzeb planowania bowiem takie ograniczenie obszaru badań jest najbardziej celowe. Niniejszy artykuł jest przykładem przedstawienia zarysu stosunków wodnych powiatu.

Obszar powiatu chrzanowskiego (łącznie z obszarem wydzielonego m. Jaworzna) odznacza się typową budową zrębową. Wyróżnić tu można szereg rozległych wzniesień i wielkich form zapadliskowych. Zręby, rowy i niecki zaznaczają się wyraźnie w rzeźbie tego obszaru. Ośią regionu jest zespół form zapadliskowych o kierunku wschód—zachód (Rów Krzeszowicki, Niecka Dulowska, Kotlina Chrzanowska), wzdłuż których wznoszą się w kierunku północnym i południowym zręby tektoniczne. Północno-zachodnia część obszaru należy do Wyżyny Śląskiej, wschodnia do Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej a południowa do Kotliny Oświęcimskiej.

Na północnym zachodzie zrębowe wzniesienia zbudowane są z wodonośnych dolomitów triasowych (Garb Jaworzna, Garb Ciężkowicki). We wschodniej części obszaru, Wysoczyznę Paczółtowicką budują głównie wodonośne wapienie jurajskie oraz dolomity, martwica karniowicka i zlepieńce myślachowickie. Utwory mezozoiczne zapadają generalnie ku północnemu wschodowi.

Na południe od zespołu form zapadliskowych znajduje się również szereg zrębów, jak Wzgórza Chełmka, Wzgórza Libiąskie i Tarcza Płaziańska zbudowane z wapieni muszlowych i piaskowców kwaczalskich. Dalej w kierunku wschodnim ciągnie się rozległy, bo sięgający do Krakowa, Garb Tenczyński, zbudowany głównie z wapieni jurajskich, a także z permskich melafirów. W obrębie wapiennych obszarów Wysoczyzny Paczółtowickiej i Garbu Tenczyńskiego występują liczne zjawiska krasowe. Mają one wpływ na krążenie wody.

Skąły mezozoiczne budujące garby przykryte są na znacznych powierzchniach lessem. Garby porozcinane są licznymi, krótkimi dolinami o skalistych zboczach, co sprzyja spływowi powierzchniowemu. Większość dolin ma przebieg uwarunkowany tektonicznie. Zaznacza się dość wyraźny kratowy układ sieci rzecznej, typowy dla obszarów o budowie zrębowej.

Obszar powiatu chrzanowskiego o powierzchni około 720 km² odwadniany jest w południowej części bezpośrednio przez Wisłę, w zachodniej i północno-zachodniej części przez Przemszę i Białą Przemszę, a we wschodniej przez górną Rudawę. Reżim tych rzek oraz całokształt stosunków hydrograficznych jest zróżnicowany, co spowodowane jest odmiennymi warunkami naturalnymi w obszarach alimentacyjnych, a także znaczną aglomeracją przemysłu, głównie w zlewni Przemszy.

Stosunki hydrograficzne opracowane zostały dla dekady hydrologicznej 1951—1960, ze szczególnym uwzględnieniem lat o ekstremalnym przebiegu zjawisk hydrologicznych; 1954 — jako ostatni rok wieloletniej suszy; 1958 — jako rok w ogólności mokry i 1960 — rok z katastrofalną powodzią w lipcu.

Największe znaczenie dla badanego obszaru mają rzeki Wisła i Przemsza.

Przemsza łącznie z Białą Przemszą płyną w obrębie powiatu na odcinku 39,3 km, odwadniając część powiatu o pow. 274 km². *Przemsza* charakteryzuje się niezwykle wyrównanym reżimem stanów wód. Stosunek stanów maksymalnych do minimalnych wyniósł w 10-leciu 1951—1960 zaledwie 1,25. Ten wyrównany reżim stanów wody spowodowany jest stałym doprowadzaniem do rzeki ścieków przemysłowych oraz wód kopalnianych, niezależnie od zmian meteorologicznych.

Wisła płynie wzdłuż południowej granicy powiatu na odcinku 36 km, odwadniając bezpośrednio obszar o pow. 270,25 km² (bez zlewni *Przemszy*). Średni przepływ *Wisły* w Dworach wynosi 56 m³/sek. Na reżim *Wisły* wpływ wywierają jej dopływy, głównie *Przemsza* i *Soła*. *Soła* jest rzeką typowo karpacką, odznaczającą się dużą zmiennością przepływów (1:1500) i wodostanów. Natomiast *Przemsza* wpływa wyrównując na reżim *Wisły* przy stanach niżówkowych (tab. 1). Niewyrównane przepływy poza *Sołą* ma również *Skawa*, co ma niewątpliwie wpływ na reżim *Wisły* poniżej ujścia *Skawy*. Stwierdzić to można porównując w latach charakterystycznych stany wody *Wisły*, *Przemszy*, *Soły* i *Skawy* (tab. 1). Na chrzanowskim odcinku *Wisły* może zachodzić nakładanie się wezbrań lub zwiększenie ich częstotliwości w zależności od opadów i przebiegu roztopów w zlewniach górnej *Wisły*, *Soły* i *Skawy*.

Najwyższe miesięczne stany wody na *Wiśle* w Dworach najczęściej występowały w miesiącach późnowiosennych. Podobnie kształtował się reżim stanów wód w Smolicach (stacja wodowskazowa poniżej ujścia *Skawy*), mimo że na większych dopływach *Wisły* (*Przemsza*, *Soła*, *Skawa*), a także na górnej *Wiśle* (powyżej ujścia *Przemszy*) najwyższe średnie stany występowały również i w innych miesiącach. To wyrównanie w występowaniu maksymalnych stanów wody pomiędzy Dworami i Smolicami powodują lewoboczne mniejsze dopływy *Wisły* z obszaru wyżyny i Rowu *Wisły*. W przebiegu minimalnych miesięcznych stanów pomiędzy Dworami i Smolicami występuje większe zróżnicowanie. Najniższe stany notowano w miesiącach jesiennych oraz w sierpniu.



Ryc. 1. Schematyczna mapa hydrograficzna pow. chrzanowskiego

1. granica powiatu chrzanowskiego, 2. dział wodny, 3. ciek stały, 4. ciek okresowy, 5. rów melioracyjny, 6. zbiornik wodny, 7. wybrane źródła,
8. obszar podmokły, 9. wodowskaz, 10. granica jednostek fizycznogeograficznych

Hydrographical map of the Chrzanów County. 1961

1. boundary line of Chrzanów County, 2. watershed divide, 3. constant flow stream, 4. seasonal flow stream, 5. drainage ditch, 6. water basin,
7. some springs, 8. waterlogged area, 9. watergauge, 10. boundary between physico-geographical units

Tabela 1

Współczynnik stanów wody dla lat o ekstremalnym przebiegu zjawisk hydrogeologicznych

Rzeka	Postereunek wodowskazu	Rok hydrologiczny	Maks. stan miesięczny do min. stanu miesięcznego	Maks. stan miesięczny do średniego stanu z 10-lecia 1951 — 60	Min. stan miesięczny do średniego stanu z 10-lecia 1951 — 60	Średni stan roku do średniego stanu z 10-lecia 1951 — 60
Wisła	Nowy Bieruń	1954	1,95	1,16	0,59	0,82
		1958	2,30	1,60	0,69	1,04
		1960	3,50	2,12	0,68	1,00
Przem-sza	Chelmek	1954	1,18	1,07	0,90	0,97
		1958	1,32	1,19	0,90	0,98
		1960	1,36	1,07	0,79	0,89
Wisła	Pustynia	1954	1,34	1,17	0,84	0,98
		1958	1,80	1,28	0,71	0,94
		1960	2,32	1,57	0,68	0,88
Soła	Oświęcim	1954	1,32	1,07	0,81	0,94
		1958	1,34	1,15	0,86	0,99
		1960	1,58	1,34	0,85	0,98
Wisła	Dwory	1954	2,50	1,20	0,45	0,76
		1958	2,47	1,65	0,61	1,02
		1960	3,84	2,12	0,55	0,98
Skawa	Zator	1954	1,51	1,13	0,75	0,91
		1958	1,53	1,30	0,89	1,05
		1960	1,84	1,45	0,79	0,98
Wisła	Smolice	1954	2,39	1,19	0,50	0,80
		1958	2,78	1,80	0,65	1,08
		1960	3,48	2,14	0,62	1,02

Uwaga: Dla wodowskazu Zator średnie wieloletnie z lat 1954—60.

Lewobrzeżne dopływy Wisły odwadniające wyżynę oraz obniżenia zapadliskowe odznaczają się różnymi reżimami wahań wodostanów, w zależności od retencyjności ich zlewni.

Chechło odwadnia obszary Niecki Dulowskiej, Kotliny Chrzanowskiej, Rowu Wisły i część Tarczy Płazińskiej. Są to ogólnie obszary o średniej zdolności retencyjnej. Amplituda dziennych stanów wody wynosiła w poszczególnych latach od 83 do 108 cm.

Zlewnia *Rudawy* posiada zróżnicowaną zdolność retencyjną. Zlewnie w obrębie wyżyny odznaczają się znaczną retencją, natomiast szerokie dno Rowu w zasadzie jest mało przepuszczalne i wskutek tego nie zatrzymuje większych ilości wody. Amplituda dziennych wodostanów dochodziła do 250 cm.

Filipówka i Krzeszówka (dopływy *Rudawy*) odwadniają zlewnie zbudowane ze skrasowiałych wapieni, gdzie przeważa wsiąkanie nad spły-

wem powierzchniowym. Woda jest gromadzona w podziemiu, a następnie równomiernie oddawana w okresie bezdeszczowym.

Stany maksymalne rzek odwadniających wyżynę i obniżenia występowały najczęściej w miesiącach letnich (VII) — spowodowane rozlewnymi opadami oraz na przełomie zimy i wiosny (II—IV) w związku z roztopami i odwilżami. *Stany minimalne* najczęściej występowały w miesiącach IX—XI (susze jesienne) i późnowiosennych (IV—VI). Stwierdzić można znaczne zróżnicowanie w występowaniu stanów ekstremalnych w zlewniach sąsiednich. Zjawisko to tłumaczyć należy nie tyle różnicą w wielkości opadów, która na obszarze powiatu jest nieznaczna, ile różną przepuszczalnością a tym samym różną retencyjnością podłoża oraz urozmaiconą rzeźbą.

Bardzo ważnym zagadnieniem jest zanieczyszczenie wód płynących o tendencji wzrastającej i przybierającej niepokojące rozmiary. Największy stopień zanieczyszczenia wykazuje Przemsza. Ogółem odprowadza się do niej około 12,1 m³/sek. ścieków przy średnim przepływie 19,2 m³/sek, przy czym w 93% są one pochodzenia przemysłowego. Przemsza z kolei zanieczyszcza Wisłę, która wpływa na teren pow. chrzanowskiego już poważnie zanieczyszczona. Na odcinku chrzanowskim Wisłę dodatkowo zanieczyszczają zrzuty z Dworów oraz przez Chechło ścieki z Trzebini i Chrzanowa. Stosunkowo czyste wody posiadają rzeki w zlewni Rudawy oraz odwadniające południowe stoki Tarczy Płazińskiej i Garbu Tenczyńskiego.

Zanieczyszczenie ścieków ma wpływ na temperaturę wody. Wisła, Przemsza z Białą Przemszą oraz Chechło nie zamarzają na skutek zanieczyszczenia ściekami przemysłowymi. Na pozostałych ciekach utrzymuje się pokrywa lodowa grubości od kilku do kilkunastu cm w miesiącach XI — początek III. Na Rudawie oraz Filipówce i Krzeszówce, a także innych dopływach Rudawy, oprócz lodu tworzy się śryż, który powoduje często zatykanie profilu koryta i lokalne krótkotrwałe spiętrzenia wody.

Roczna temperatura Przemszy w 10-leciu wynosiła od 11,5° do 13,7°C, średnia zimy od 5,7 do 8,7 ze stałą tendencją wzrostową w ostatnim 5-leciu (o 2°), średnia lata od 15,1° do 16,4° również wykazuje nieznaczny, ale stały wzrost. Soła posiada wody chłodniejsze o temperaturze średniej rocznej od 8,5° do 9,0°. Wskutek takiego rozkładu temperatur na dopływach Wisły temperatura wody Wisły w Dworach jest tylko nieznacznie podwyższona.

Material unoszony mierzony był jedynie w Przemszy w latach 1956—1960. Ładunki maksymalne dochodziły od 336 do 720 g/m³, a ładunki minimalne do 136 g/m³. W dużej mierze są to pyły węglowe, które osadzają się częściowo w Wiśle, skąd bywają przenoszone w dół aż do Krakowa. Dopływy karpackie Wisły wykazują bardzo dużą amplitudę ładunku unosin. Skawa od 1 do 4934 g/m³, pochodzących z erozji gleb. W ogólności jednak przeważają ładunki niewielkie. Natomiast zdecydowanie minimalne ładunki unosin posiada Wisła Górna, rzędu kilku g/m³.

Wody podziemne występują w utworach litych i luźnych. Zwierciadło wody w utworach luźnych, a więc w piaskach i żwirach dolin rzecznych, w glinach i innych utworach czwartorzędowych i miocenijskich zalega na głębokości od 0 do kilku metrów. Woda ta znajduje się pod dużym wpływem czynników atmosferycznych, jak opady i temperatury powietrza. Sezonowe wahania zwierciadła wody dochodzą do 3 m, a tem-

peratura latem wynosi do około 15°, z amplitudą dobową do 5°C. Woda jest słabo filtrowana, z wyjątkiem zalegającej w utworach piaszczystych, a po deszczach mętna.

Wody w utworach litych mogą zalegać w jednym lub kilku poziomach. Na obszarach zbudowanych z wapieni jurajskich (zlewnia Rudawy, Sanki, Tarcza Płazy) zwierciadło wody zalega stosunkowo głęboko i stąd ludność odczuwa brak wody, dowożąc ją z odległych źródeł. Dość częste jest zaopatrywanie się ludności w wodę z sadzawek gromadzących wodę opadową. Zbiornik jurajski jest bardzo zasobny. Również bogate w wodę są utwory triasowe w rejonie Trzebini i Chrzanowa. Woda zalega tu w zasadzie w kilku poziomach, jednak reżim tego zbiornika jest silnie zaburzony przez roboty górnicze. W rezultacie tego obserwuje się ucieczkę wód w głąb i znaczne obniżenie zwierciadła wody gruntowej, co przejawia się wysychaniem studzien i zalewaniem kopalń. Wodę tę wydobywa się na powierzchnię i odprowadza do cieków. Stąd obliczenia odpływu jednostkowego tych zlewni jest problematyczne. Studnie gospodarskie kopane w utworach skalnych zazwyczaj nie odczuwają braku wody, z wyjątkiem położonych w strefie obniżania się zwierciadła wody na skutek robót górniczych. Głębokość zalegania wody wynosi od kilku do kilkudziesięciu metrów, zwłaszcza na wierzchowinach. Woda z utworów litych odznacza się lepszą jakością, stosunkowo stałą temperaturą, odpowiadającą średniej rocznej temperaturze powietrza oraz małą amplitudą wahań zwierciadła wody.

Wahania zwierciadła wody zalegającej w utworach luźnych dużych dolin (Wisły i Przemszy) związane są w zasadzie z wodostanami rzek. Wysokie stany wody gruntowej w latach obfitych opadów są zbieżne z maksymalnymi wodostanami rzeki. Natomiast w latach posusznych są one w stosunku do wodostanów rzek opóźnione o dwa do trzech miesięcy (głównie w miesiącach III—VII). Niskie stany wody gruntowej w latach obfitych opadów występują w miesiąc do dwóch po minimach wodostanów rzeki (najczęściej w miesiącach X, XII—II) na skutek przesiąknięcia podłoża wodą, natomiast w okresie długotrwałej suszy obserwuje się wyraźną zbieżność obniżania się stanów wód gruntowych i rzek.

Źródła najliczniej występują we wschodniej części powiatu chrzanowskiego w zlewniach Rudawy, Regulki, Rudna i Sanki. Związane to jest z uszczelinieniem wapieni, w których woda krąży i wydostaje się na powierzchnię w rozcięciach dolinnych i w korytach cieków. Mamy tu też do czynienia ze spiętrzeniem wód na dyslokacji krzeszowickiej, przy czym hamującą rolę odgrywają nieprzepuszczalne iły miocenijskie oraz również gliny plejstocenijskie. W związku z tym w dnie Rowu Krzeszowickiego i w obniżeniu koło Tenczynka występują wody artezyjskie i subartezyjskie. W zlewniach Regulki, Rudna i Sanki podobną rolę piętrzącą spełniają mało przepuszczalne aluwia w dolinie Wisły. Źródła skalne wykazują małe wahania wydajności, zwiększenie wydajności następuje w kilka dni po dużych opadach. W niektórych źródłach krasowych zwiększenie wydajności połączone ze zmętnieniem wody stwierdza się równoległe z opadami burzowymi. Najbardziej wydajne źródła typu wywierzykowego znajdują się w Regulicach (około 70 l/sek) i Czyżówce (60—70 l/sek). Temperatura źródeł skalnych mierzona w lecie wynosiła 7 do 10°, w większości 7 do 8°C.

Źródła w utworach luźnych, pokrywowych, wykorzystywane są w mniejszym stopniu, posiadają duże wahania wydajności aż do całkowitego wyschnięcia, a temperatura ich wynosi od 10 do 15°C. Naj-

częściej, wskutek małego odpływu wody, źródła te są zarośnięte. Podobnie jak obniżanie się poziomu wody w studniach, stwierdza się całkowite wysychanie źródeł lub przesuwanie się wypływów wód (początków cieków) w dół doliny. Dotyczy to zarówno źródeł skalnych, jak i pokrywowych.

Na terenie powiatu występuje jedno źródło mineralne, siarczanowo-wapienne w Krzeszowicach, obecnie nie wykorzystywane do celów leczniczych.

Biorąc pod uwagę całokształt stosunków wodnych, można wydzielić bardzo ogólnie następujące regiony hydrogeograficzne.

1. Region wschodni, którego zachodnią granicę stanowi dział wodny pomiędzy Rudawą i Kozim Brodem oraz Rudawą i Chechłem. Występuje tu dużo źródeł, stosunkowo gęsta sieć cieków okresowych, głębokie zaleganie zwierciadła wód gruntowych. W obrębie tego regionu oddzielną jednostkę stanowi Rów Krzeszowicki, gdzie występuje znacznie mniej źródeł. Woda gruntowa zalega w dnie Rowu płytko, co powoduje liczne podmokłości. Na krawędziach Rowu u podnóża progu Wyżyny nawiercono wody artezyjskie i subartezyjskie.

2. Region niecek i kotlin z subregionem Rowu Wisły (zlewnia Przemszy i Białej Przemszy oraz górnego Chechła). Jest to strefa znacznego przeobrażenia warunków hydrograficznych przez człowieka. Występuje tu stałe obniżanie się zwierciadła wód gruntowych aż do całkowitego wyschnięcia studzien, brak źródeł, silne zanieczyszczenie cieków. W dolinie Przemszy liczne lokalnie występujące podmokłości. W Rowie Wisły występuje gęsta sieć rowów melioracyjnych i małych cieków (dawne starorzecza Wisły), dużo podmokłości, stosunkowo płytko zalegające zwierciadło wody gruntowej o złej jakości, mało źródeł (tab. 2).

Tabela 2

Charakterystyka regionów hydrogeograficznych

Region — jednostki geograficzne	Spadki cieków ‰	Gęstość sieci rzecznej		Uźródłowienie Ilość km ² /1 źródło
		Cieki stałe km/km ²	Cieki okresowe km/km ²	
Region wschodni — Wysoczyzna Paczółtowska, Garb Tenczyński, Tarcza Płaziańska	7,0—27,5	0,64—1,30	1,12—1,58	0,84—2,20
Region niecek i kotlin zachodniej części powiatu, Rów Wisły	0,6—3,2	0,39—0,75	0,24—0,48	13,7

Dla gospodarki wodnej powiatu chrzanowskiego zarysowują się dwa główne problemy: zabezpieczenie wody dla potrzeb ludności i przemysłu oraz ochrona zasobów wodnych przed dalszym zanieczyszczeniem i ograniczenie ich obecnego stanu zanieczyszczenia.

LITERATURA

- (1) Chachulska K. *Opis hydrograficzny górnej i środkowej części dorzecza Koziogo Brodu*. Kraków 1953 (praca magisterska).
- (2) Gaudyn A. *Stosunki hydrograficzne dorzecza Będkówki, Kobylanki, Bolechówki i Kluczwoły*. Kraków 1959 (praca magisterska).
- (3) Gaudyn-Tłałka A. *Charakterystyka hydrograficzna dorzecza Będkówki, Bolechówki, Kobylanki i Kluczwoły*. „Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Jagiellońskiego”, *Prace Geograficzne*, z. 7. Kraków 1963.
- (4) Gil E., Kaszowski L., Kostorz J., Kowalska Z., Pieczyk H., Rauczyńska D. *Wody podziemne południowej części Wyżyny Krakowskiej*. „Zeszyty Naukowe UJ”. *Prace Geograficzne*, z. 16. Kraków 1967.
- (5) Gołąb J. *Krótką charakterystyka źródeł okolic Krzeszowic*. „Biuletyn PIG”, 32, 1947.
- (6) Marek A. *Gospodarka wodna Śląsko-Krakowskiego Okręgu Przemysłowego*. Kraków 1960 (praca magisterska).
- (7) Michalec W. *Hydrografia dorzecza Raciawki i Szklarki*. Kraków 1959 (praca magisterska).
- (8) Państwowa Służba Hydrograficzna w Polsce (oprac. Radomska-Swidzińska L.). *Szczegółowy podział dorzeczy Gostynki, Przemszy i Chechła* Warszawa 1935.
- (9) Państwowy Instytut Hydrologiczno-Meteorologiczny, „Roczniki Hydrograficzne”. 1950—1960.
- (10) Polaczek St. *Powiat Chrzanowski w Wielkim Księstwie Krakowskim. Monografia historyczno-geograficzna*. Kraków 1914.
- (11) Polska Akademia Nauk. Komitet Gospodarki Wodnej. „Prace i Studia Komitetu Gospodarki Wodnej”, cz. II. Warszawa 1958.
- (12) Wróbel R. *Hydrografia górnej części zlewni Rudawy*. Kraków 1955 (praca magisterska).
- (13) Zabagło Z. *Stosunki hydrograficzne na arkuszu mapy 1:25 000 Krzeszowice*. Kraków 1961 (praca magisterska).

ИРЕНА ДЫНОВСКА, ЕЖИ ДЫНОВСКИ

ОЧЕРК ПО ВОДАМ В ХШАНОВСКОМ ПОВЯТЕ

В статье рассматривается режим рек, загрязнения, температурные условия, ледовые явления, твердый расход. Дается характеристика подземных водоемов, колебаний зеркала подземной воды, взаимосвязи с уровнями воды в реках, источники. В заключение приводится подразделение на гидрографические районы.

Пер. Б. Миховского

IRENA DYNOWSKA, JERZY DYNOWSKI

OUTLINE OF HYDROLOGICAL CONDITIONS IN CHRZANÓW COUNTY

The surface relief of the investigated area (720 sq. km) is variegated. The elevated parts are for the most part built of limestones, dolomites and conglomerates covered by loess. The depressed basins and grabens are filled with sands and poorly permeable alluvia. The principal rivers are Przemsza, Vistula and Rudawa.

The river Przemsza has a mean flow of 19 cu.m/sec and a balanced water level. The water is heavily polluted and this causes its temperature to be raised. This pollution of the Przemsza water affects the flow in the Vistula channel as far as Kraków.

The Vistula has a mean flow of some 56 cu.m/sec; abrupt fluctuations of its water level are caused by its Carpathian tributaries, the Soła and the Skawa. This river is also polluted by industrial waste water and this is why it does not freeze.

In the valleys the groundwater table is affected by the water level of the rivers. In the north-western part of the County the observed lowering of the groundwater table is caused by mining activities. On the other hand, in the eastern part of Chrzanów County a great many springs of considerable discharge occur; this must be ascribed to the local geological structure (karsted limestones) and to the numerous faults. This region has numerous artesian springs.

Translated by *Karol Jurasz*

ALICJA TLAŁKA, KRYSZTOF WAKSMUNDZKI
Kraków

Wyniki badań źródeł w Polsce Południowej

The results of examinations of springs in Southern Poland

Zarys treści. Autorzy omawiają wyniki badań źródeł na terenie Karpat i Wyżynie Śląsko-Krakowsko-Miechowskiej: położenie źródeł, wydajność, temperaturę i chemizm wód; możliwość wyznaczania zbiorników podziemnych na podstawie źródeł; wpływ wód podziemnych na wody powierzchniowe oraz gospodarcze znaczenie źródeł.

Celem artykułu jest poinformowanie o wynikach badań źródeł prowadzonych w Katedrze Geografii Fizycznej Uniwersytetu Jagiellońskiego. Źródła są kartowane według *Instrukcji do zdjęcia hydrograficznego Polski* (6, 7). Wykonano również kilka opracowań poświęconych wyłącznie źródłom (9, 11, 12). Badaniami objęte są Karpaty i Wyżyna Śląsko-Krakowsko-Miechowska.

Położenie źródeł. W Tatrach Zachodnich źródła występują głównie w dnach dolin, natomiast w Tatrach Wysokich mamy do czynienia zarówno ze źródłami dennymi, jak i zboczowymi. W Beskidach i na Pogórzu przeważają źródła zboczowe. Są one zasilane wodą zatrzymującą się w zwietrzelinie, lub z warstw litych wodonośnych poprzez zwietrzelinę. W czasie kartowania źródeł w Beskidach poczyniono interesujące spostrzeżenia dotyczące występowania źródeł na załomach morfologicznych i związanego z tym zjawiska przechodzenia źródeł w młaki i odwrotnie (10, 16). Przy wyższych stanach wód gruntowych (lata wilgotne) wypływ wody podziemnej w postaci źródeł występuje nad załomem (ryc. 1a). Okresowe obniżenie zwierciadła wody (lata suche) powoduje wypływ wody na załomie w postaci młaki (ryc. 1b), lub pod załomem w postaci źródła (ryc. 1c).



Ryc. 1. a) Wypływ wody nad załomem w postaci źródła, b) Wypływ wody na spłaszczeniu w postaci młaki, c) Wypływ wody poniżej załomu w postaci źródła
a) Water outflow above a slope angle, in the form of a spring, b) Water outflow on a flattened surface, in the form of a swamp, c) Water outflow below a slope angle, in the form of a spring

Przechodzenie źródeł w młaki i odwrotnie uchwycić można drogą kilkakrotnego kartowania tego samego obszaru. Zjawisko to wiąże się ze zmianami stanów wód gruntowych w wieloletniu i określonymi warunkami morfologicznymi. Na Wyżynie Krakowskiej w obrębie utworów krasowych źródła występują głównie w dnach dolin. Wskazują one na istnienie jednego głównego zbiornika wód podziemnych. Występujące w tym obszarze zawieszane zbiorniki wód gruntowych mają nieraz ujście w źródłach zboczowych. W utworach niekrasowiejących spotykamy zarówno źródła zboczowe, jak i denne. Świadczą one o piętrowo zalegających nad sobą poziomach wód gruntowych. W obrębie Wyżyny Krakowskiej stwierdzono w pobliżu linii dyslokacyjnych istnienie dużej ilości rozproszonych źródeł, co wiąże się z dużym spękaniami utworów w strefach przyskokowych. W centralnej części wyżyny źródła tworzą większe skupienia, które nawiązują do linii spękań o większej gęstości.

Wydajność. W Tatrach przeważają źródła o wydajnościach do 1 l/sek. Spotyka się też źródła o wydajnościach kilkudziesięciu, a nawet powyżej 100 l/sek. W Beskidach i na Pogórzu przeważają źródła o wydajnościach do 0,1 l/sek, rzadko przekraczają 0,5 l/sek. W obszarach zbudowanych z utworów fliszowych częstą formą wypływu wód podziemnych na powierzchnię są młaki, wycieki i wysięki. Na Wyżynie przeważają źródła o wydajnościach od 1 do 4 l/sek. Duży procent stanowią wywierzyska o wydajnościach kilkudziesięciu, a nawet powyżej 100 l/sek. Na Wyżynie Krakowskiej stwierdzono związek między wydajnością a gęstością i wielkością spękań ciosowych oraz dyslokacji tektonicznych o charakterze nieciągłym (12). W miejscach krzyżowania się spękań ciosowych i szczelin uskokowych występują duże wywierzyska. Na podstawie systematycznych pomiarów wydajności wybranych źródeł ustalono ich współczynnik nieregularności. Zawarty on jest w granicach od 1,8 do 7,6. Źródła wypływające na liniach tektonicznych posiadają współczynnik nieregularności od 1,8 do 2,5. Stałe pomiary wydajności kilku źródeł wypływających z wapieni jurajskich i karbońskich pozwoliły określić ich ustrój. W ciągu roku zaznaczają się 3 maksima: wiosenne, letnie i późno-jesienne, oraz 2 minima: wczesno-jesienne i zimowe (12). Wywołane są one określonymi warunkami pogodowymi. Reakcja źródeł na roztopy i duży opad rzędu 20 mm i powyżej wynosi od 2 dni do 3 tygodni.

Temperatury. W Tatrach rozpiętość temperatury wód źródłanych zawarta jest w granicach od 1,9—18,5°C, przeważają temperatury od 4 do 8°C. Stwierdzono tu zależność temperatury wody w źródłach od wysokości położenia n.p.m. Przy wzroście wysokości o 100 m temperatura obniża się w źródłach krasowych o 0,45°C, w źródłach wypływających ze skał krystalicznych o 0,50°C, w źródłach wypływających z utworów morenowych o 0,55°C. Wartości te są obliczone dla wysokości zawartych między 1050 a 1600 m n.p.m. (18). Na Wyżynie Krakowskiej przeważają temperatury od 7,5 do 8,5°C (12). Duży procent źródeł wypływających wzdłuż linii tektonicznych posiada temperatury od 8,4 do 12°C. Temperatury wód źródłanych, stale wyższe od średniej rocznej temperatury powietrza okolicy, wywołane są dopływem szczelinami uskokowymi cieplejszych wód ze znacznych głębokości. Termika wód źródłanych uzależniona jest w dużym stopniu od rodzaju warstwy zasilającej. Systematyczne pomiary temperatury wybranych źródeł pozwoliły na dokładne ustalenie warstwy zasilającej. Na przykład źródło okre-

ślone jako rumowiskowe ze względu na prawie stałą w ciągu roku temperaturę wody zostało przeklasyfikowane na skalno-rumowiskowe.

Chemizm. Przeprowadzone na Wyżynie pomiary chemizmu wody wybranych źródeł, w oparciu o znajomość składu chemicznego skał, przez które woda przepływa zanim wydostanie się na powierzchnię, pozwoliły stwierdzić komunikowanie się wód z różnych poziomów stratygraficznych. Jako przykład mogą posłużyć wody wypływające z wapieni jurajskich, posiadające znaczną zawartość jonów magnezowych. Sole te wskazują na pochodzenie tych wód z pobliskich dolomitów dewońskich i zdolomityzowanych wapieni dolnokarbońskich. Sezonowe badania chemizmu wody źródlanej na Wyżynie Krakowskiej były podstawą ustalenia wpływu środowiska geograficznego na zróżnicowanie w zawartości soli mineralnych w wodzie w cyklu rocznym (9). W okresie wiosennym i deszczowym letnim ilość poszczególnych jonów ulega zmniejszeniu. Następuje rozcieńczenie zmineralizowanych wód podziemnych przesiąkającymi wodami roztopowymi i deszczowymi. Dzięki analizom chemicznym określono w tym regionie przydatność wód podziemnych do celów gospodarczych i leczniczych (9).

Wydzielanie zbiorników wód podziemnych. W obszarach gdzie brak jest studni i otworów wiertniczych: w Tatrach, w niektórych partiach Beskidów, Pogórza oraz na Wyżynie Krakowskiej, źródła stanowiły podstawę do wydzielenia zbiorników wód podziemnych. Wzięto pod uwagę cechy fizyczno-chemiczne źródeł: wydajność, temperaturę, twardość wody, pH (a w miarę możliwości i dane z analiz chemicznych). Dokładne badania źródeł na Wyżynie Krakowskiej w oparciu o analizę środowiska geograficznego zdecydowały o wydzieleniu jednego zbiornika skalnego w obrębie różnowiekowych utworów wapienno-dolomityczno-marglistych (5). Stwierdzono w nim kilka głównych stref przepływu wód podziemnych oraz szereg drugorzędnych związanych ze szczelinami ciosowymi i uskokowymi.

Powiązanie wód podziemnych z powierzchniowymi. W obszarach, w których występuje duża ilość wydajnych źródeł, wody powierzchniowe wykazują zależność od wód podziemnych. Jako przykład mogą posłużyć tereny krasowe: Tatry Zachodnie, Wyżyna Krakowska, gdzie udział wód gruntowych w odpływie stanowi około 70% (15, 18). Znajduje to odbicie w wyrównanym, rocznym przebiegu przepływów w ciekach. Natomiast w obszarze beskidzkim wpływ licznych, ale małowydajnych źródeł na przebieg stanów wody jest niewielki. Największy udział w odpływie mają wody śnieżne i deszczowe. Wody źródlane, ciepłe zimą, a chłodne latem, które zasilają w dużym stopniu cieki, wpływają na temperatury wód powierzchniowych. Stwierdzono to na małych ciekach na Wyżynie Krakowskiej (15). Zimą cieki te w górnych i środkowych biegach rzadko zamarzają, natomiast latem posiadają temperatury o kilka stopni niższe od recypienta (3 do 5°C). W obszarach krasowych duża i ulegająca niewielkim wahaniom rocznym mineralizacja ogólna wód powierzchniowych (14) jest wynikiem stałej dostawy wód podziemnych o podwyższonej mineralizacji (9).

Gospodarcze znaczenie źródeł. Badanie i rejestrowanie wpływów wód podziemnych ma duże znaczenie w życiu gospodarczym: zaopatrzenie w wodę miast i osiedli, przemysłu, rolnictwa, leśnictwa. W opracowaniach dotyczących pewnych partii Tatr, Beskidów, Pogórza i Wyżyny Krakowskiej autorzy wskazują na możliwość wykorzystania

niektórych źródeł przy budowie lokalnych wodociągów. Wpływy te jednak przed ujęciem do celów komunalnych winny być poddane dłuższym badaniom: wydajności, temperatury i chemizmu. Badania te pozwolą określić pojemność zbiornika zasilającego dane źródło i jego reżim. Przy określaniu przydatności danego źródła do ujęć wodociągowych obok wydajności i chemizmu wody należy wziąć pod uwagę jego położenie morfologiczne w stosunku do danej miejscowości oraz odległość i różnicę wysokości. Jako przykład może posłużyć teren Beskidów, gdzie występują głównie źródła zbozowe sprzyjające grawitacyjnemu doprowadzeniu wody do osiedli położonych w dolinach. Odmienna sytuacja występuje na Wyżynie Krakowsko-Miechowskiej, gdzie doprowadzenie wody ze źródeł występujących w dnach dolin do osiedli położonych przeważnie na wierzchołkach, wymaga dodatkowych nakładów inwestycyjnych na budowę stacji pomp, zbiorników wodnych.

W Beskidach w obszarach źródliskowych występują często ruchy masowe. Środkiem zaradczym są tu odpowiednio przeprowadzane zalesienia, do planowania których konieczna jest znajomość rozmieszczenia źródeł.

LITERATURA

- (1) Dynowska I. *Obieg wody w obszarze wyżynnym zbudowanym z marglu kredowego na przykładzie Górnej Szreniawy*. „Zesz. Nauk. UJ”, t. LXXX, „Prace Geogr.”, z. 8, Prace IG. z. 30, Kraków 1964.
- (2) Dynowska I. *Prace magisterskie z zakresu hydrografii wykonane w KGF UJ*. „Zesz. Nauk. UJ”, t. LXXXVIII, „Prace Geogr.” z. 10, Kraków 1964.
- (3) Dynowska I. *Zakres i metody badań hydrograficznych w Katedrze Geografii Fizycznej UJ w Krakowie. Materiały z konferencji naukowej w Gdańsku*. 8—10.X.1965. Polskie Tow. Geogr. Warszawa 1966.
- (4) Dynowski J. *Z badań hydrograficznych w zlewni Białej i Czarnej Wisłki*. „Czasopismo Geogr.” t. XXXII, z. 1. Wrocław 1961.
- (5) Gil E., Kaszowski L., Kosterz J., Kowalska Z., Pieczyk H., Rauczyńska D. *Wody podziemne południowej części Wyżyny Krakowskiej*. „Zesz. Nauk UJ” t. CLVI Prace Geogr. z. 16. Kraków 1967.
- (6) *Instrukcja do zdjęcia hydrograficznego Polski*. „Dokumentacja Geogr.” z. 3. Warszawa 1958. IG PAN.
- (7) *Instrukcja opracowania mapy Hydrograficznej Polski 1 : 50 000*. „Dokumentacja Geogr.” z. 3. wyd. III. Warszawa 1964.
- (8) Kostrakiewicz L. *Hydrografia Pienin*. „Zesz. Nauk. UJ”, CXVII, „Prace Geogr.” z. 12, Kraków 1965.
- (9) Niemczyk E. *Stosunki krenologiczne w dorzeczu Górnej Rudawy*. Praca magisterska, rękopis w KGF UJ. Kraków 1965.
- (10) Nowak W. *Hydrografia dorzecza Górnej Wisły*. Praca magisterska, rękopis w KGF UJ. Kraków 1963.
- (11) Pawlik-Dobrowolski J. *Uźródłowienie Południowej Polski*. „Zesz. Nauk. UJ CXVIII”. „Prace Geogr.” z. 12. Kraków 1965.
- (12) Sekcja Hydrograficzna Koła Geograficznego U.J. *Stosunki krenologiczne południowej części Wyżyny Krakowskiej*. Rękopis w Arch. Koła Geogr. UJ. Kraków 1963.
- (13) Stachnal-Talanda D. *Stosunki wodne wschodniej części Kotliny Nowotarskiej oraz prognoza zmian w środowisku geograficznym w przypadku budowy zapory na Dunajcu w Czorsztynie*. „Ochrona Przyrody” R. 31. Kraków 1965.

- (14) Tłałka A. *Chemizm wody rzeki Rudawy i jego zmiany w ciągu roku*. „Przegl. Geogr.” t. XXXIX, z. 3, 1967.
- (15) Tłałka A. *Obieg wody w dorzeczu Rudawy*. Kraków 1967. Praca przygotowywana do druku.
- (16) Waksmundzki K. *Hydrografia dorzecza Górnej Wisły — zlewnia III*. Praca magisterska, rękopis w KGF UJ. Kraków 1963.
- (17) Wit K., Ziemońska Z. *Hydrografia Tatr Zachodnich. Objasnienie do mapy hydrograficznej „Tatry Zachodnie” 1:50 000*. IG PAN. Kraków 1960.
- (18) Ziemońska Z. *Obieg wody w obszarze górskim na przykładzie górnej części dorzecza Czarnego Dunajca*. „Prace Geogr.” IG PAN nr 55. Warszawa 1966. Wyd. Geol.

АЛИЦИЯ ТЛЯЛКА, КРЫСТИАН ВАКСМУНДЗКИ

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ИСТОЧНИКОВ В ЮЖНОЙ ПОЛЬШЕ

В настоящей статье рассматриваются результаты исследований источников на территории Карпат и Силезско-Краковско-Меховской возвышенности. В Татрах и на возвышенности преобладают источники, находящиеся в днах долин, а в Бескидах и на Погуже — на склонах долин. В Бескидах обращается внимание на переход источников в „млаки” и на обратный процесс на морфологических уступах. Это связано с колебанием уровня подземных вод. Дебит источников в Татрах доходит до 1 л/сек, в Бескидах до 0,1 л/сек, на возвышенности от 1 до 4 л/сек. В Татрах и на плато наблюдаются источники с дебитом в несколько десятков литров в секунду, а даже свыше 100 л/сек. Температура воды в источниках в Татрах преимущественно 4—8°, на плато — 7,5—8,5°, причем у сбросовых источников температура от 8,4 до 12°. Анализ химического состава вод позволил установить существование их взаимных контактов на разных стратиграфических пластов. Исследованные источники в некоторых районах Татр, Бескидов, Погуже и плато явились основанием для выделения бассейнов подземных вод. В карстовых областях подземные воды принимают большое участие в поверхностном стоке. Они оказывают влияние на выравнивание уровней воды (Татры, плато), на температурные условия и ледовые явления, а также на химический состав поверхностных вод. В заключение рассматривается хозяйственное значение источников.

Пер. Б. Миховского

ALICJA TLAŁKA, KRYSZTYAN WAKSMUNDZKI

THE RESULTS OF EXAMINATIONS OF SPRINGS IN SOUTHERN POLAND

The authors report the results they obtained from examinations of springs issuing in the Carpathians and in the Silesia—Kraków—Miechów Plateau. The Tatra and the Upland show a predominance of springs in the valley floors, while in the Beskidy and the mountain foreland the springs appear rather on the slopes of valleys. Remarkable is that in the Beskidy springs issuing at morphological angles often change into swamps, and vice versa — a phenomenon due to differences in groundwater level. In the Tatra the average yield of a spring is as much as 1 l/sec, in the Beskidy it does not exceed 0.1 l/sec, while on the Upland the flow is between 1 and 4 l/sec. Even so, both in the Tatra and on the Upland

one finds also springs delivering some 50 l/sec, some even more than 100 l/sec. — Most often the water temperature in the Tatra springs is from 4 to 8°C, on the Upland it is from 7.5 to 8.5°C; springs issuing from faults show temperatures from 8.4 to 12°C. — As to the chemical properties of the water, examinations revealed that it consists of mixtures from different stratigraphical horizons. These examinations enabled the authors to distinguish different basins of ground waters in some regions of the Tatra, the Beskidy, the Carpathian foreland and the Upland. In karst regions the ground waters participate to a high degree in the surface flow; they also contribute to the general water balance (in the Tatra and the Upland), they affect thermal conditions, ice formation and chemical conditions of the surface waters. — In conclusion the authors discuss the economic significance of springs.

Translated by *Karol Jurasz*

„Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica”. Polska Akademia Nauk — Oddział w Krakowie. Komisja Geograficzna. Vol. I. Kraków 1967.

Ukazał się pierwszy zeszyt nowego polskiego periodyku geograficznego, wydawanego przez Oddział Krakowski Polskiej Akademii Nauk pod redakcją doc. dra L. Starkla i poświęconego geomorfologii Karpat i Bałkanów. Pojawienie się tego organu jest wynikiem ożywionego zainteresowania badaniami geomorfologicznymi w Karpatach we wszystkich krajach, obejmujących części tego łańcucha górskiego, a więc poza Polską w Czechosłowacji, Rumunii, ZSRR, na Węgrzech, a także w Bułgarii. I sympozjum geomorfologii karpackiej odbyło się w r. 1963 na terenie Polski i Czechosłowacji i doprowadziło do powstania Geomorfologicznej Komisji Karpacko-Bałkańskiej. II sympozjum, firmowane już przez tę komisję, odbyło się w dniach 27.9. — 5.10. 1966 r. w Bułgarii. Materiały z I sympozjum ukazały się w nr 9 „Geographia Polonica” (1966), a niezależnie od tego wyszły z druku dwa tomy, zatytułowane *Geomorphological Problems of Carpathians*”, z których pierwszy, dotyczący ewolucji rzeźby w trzeciorzędzie, wydał w r. 1965 Instytut Geografii Słowackiej Akademii Nauk w Bratysławie, drugi, zaś — na temat rozwoju rzeźby w czwartorzędzie, wydał w r. 1966 Instytut Geografii Polskiej Akademii Nauk jako nr 10 „Geographia Polonica”. Nowy periodyk jest więc niejako kontynuacją wymienionych publikacji i został przez Geomorfologiczną Komisję Karpacko-Bałkańską uznany za jej organ.

Wydane poprzednio publikacje zawierały ogólne przedstawienie problemów rozwoju rzeźby w Karpatach przez czołowych badaczy tych zagadnień w poszczególnych krajach. Z niezupełnie zrozumiałych powodów niektóre artykuły z małymi zmianami drukowane były dwukrotnie (co prawda w dwóch wersjach językowych — angielskiej i francuskiej) w „Geographia Polonica” nr 9 i w *Geomorphological Problems of Carpathians*, t. I.

Pierwszy zeszyt „Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica” zawiera 5 artykułów, 4 recenzje z prac czechosłowackich i rumuńskich (pisane przez Pola-ków) i kronikę, na którą składa się sprawozdanie i rezolucja II sympozjum karpacko-bałkańskiego. Dwa pierwsze artykuły mają podobnie syntetyczny charakter, jak we wspomnianych poprzednio publikacjach, mianowicie V. Mihailescu i Gh. Niculescu omawiają powierzchnie zrównań w Karpatach Rumuńskich, a M. Pécsi poziome i pionowe zróżnicowanie lessów na Węgrzech, natomiast trzy następne artykuły autorów polskich, tj. J. Dziewańskiego i L. Starkla o pokrywach stokowych na średnim tarasie Sanu w Zabrodziu, T. Zawory o współczesnych procesach fluwialnych w korycie Hoczewki oraz L. Kaszowskiego i A. Kotarby o charakterystyce morfodynamicznej koryta Sanu koło Myczkowiec są raczej ciekawymi przyczynkami lokalnymi. Zeszyt ma 100 stron, drukowany jest na dobrym papierze, artykuły ilustrowane są rysunkami i fotografiami. Prace mogą być publikowane w językach: rosyjskim, angielskim, francuskim i polskim z 2 streszczeniami obcojęzycznymi, tak żeby zawsze artykuł lub streszcze-

nie miały wersję polską. Przedmowa redaktora i rezolucje II sympozjum zostały wydrukowane w pełnym brzmieniu w dwóch językach: polskim i francuskim.

Trzeba wyrazić radość, że mamy nowy polski periodyk geograficzny o charakterze międzynarodowym i życzyć Redakcji pełnego sukcesu. Warto przy tym przypomnieć, że Kraków ma szczególnie piękne tradycje badań w Karpatach, a twórca krakowskiej szkoły geomorfologicznej, prof. Ludomir Sawicki, był jednym z pionierów nowoczesnych badań geomorfologicznych tych gór.

Jerzy Kondracki

J. Tricart. *Géomorphologie et aménagement rural (exemple du Venezuela)*. „Coopération Technique”, N° 44—45. Paris 1966, s. 13, 2 ilustracje fotograficzne, 2 wykresy, 2 mapy.

Edytorem czasopisma „Coopération Technique” jest Institut d'Etude du Développement Economique et Social w Sorbonie. Czasopismo publikuje prace z różnych dziedzin. Pewne numery poświęcone są problematyce ogólnej, inne znów mają profil wyraźnie specjalistyczny i zmagają się do rozwiązania określonego zagadnienia. Cel czasopisma podyktowany jest względami praktycznymi. Jego hasło naczelne można by sformułować następująco: nauka i postęp techniczny w służbie człowieka.

W numerze 44—45 odnajdujemy wypowiedź profesora J. Tricarta, dyrektora Centre de Géographie Appliquée (Institut de Géographie de l'Université de Strasbourg), na temat przydatności szczegółowej mapy geomorfologicznej dla potrzeb rolnictwa. Rozwój geomorfologii dynamicznej, która bada procesy modelujące formy powierzchni ziemi sprawił, że geomorfologia stała się nauką o dużym praktycznym zastosowaniu.

Typy gleb są ściśle związane z tworzeniem utworów powierzchniowych, powstających z przeobrażenia skał podłoża, a równocześnie z procesami morfogenetycznymi, które wpływają na ich dynamikę. Gdy bilans morfogeneza-pedogeneza jest pozytywny, gleby znikają gwałtownie pod działaniem denudacji (spłukiwania powierzchniowego, skoncentrowanego, erozji itp.), określanej przez agronomów nazwą „erozja gleb”. Wówczas potencjał rolniczy obszaru ulega zniweczeniu. Współczesna geomorfologia dzięki dostatecznej znajomości utworów powierzchniowych i dynamiki terenu jest w stanie dać pewne wyjaśnienia zadowalające zarówno pedologa, jak i agronoma.

Dla uzasadnienia takiego stanowiska autor prezentuje mapę geomorfologiczną i pochodną od niej mapę ograniczeń geomorfologicznych przy użytkowaniu rolniczym. Szczegółowa mapa geomorfologiczna opracowana metodą Tricarta uwzględnia koncepcje i doświadczenia wielu geomorfologów zagranicznych, a w szczególności polskich. Na treść mapy składają się dane topograficzne, litologiczne oraz formy i procesy morfogenetyczne. Interesującym wydaje się sposób przedstawienia elementu litologii. Mapa informuje o stopniu przekształcenia skał podłoża przez czynniki zewnętrzne, czym różni się zasadniczo od map geologicznych. Można z niej odczytać gdzie występują skały lite, gdzie o zwietrzałym stropie, a gdzie dokonuje się akumulacja. Odpowiednim znakiem określona jest wielkość i kształt frakcji utworów powierzchniowych. Ułatwia to rozpoznanie terenów podatnych na niszczenie czy rozcinanie, a także akumulację. A więc przez cechy utworów powierzchniowych pokazana jest tendencja rozwojowa rzeźby. Formy i procesy morfogenetyczne wyrażone są w postaci barwnych sygnatur nałożonych na tło topograficzno-litologiczne. Ich kolor oznacza wiek formy, czy procesu.

Z takiego ujęcia wynikają sugestie, w jakim materiale i przy jakim nachyleniu rozwija się dany typ procesu.

W oparciu o tę szczegółową mapę geomorfologiczną autor rysuje mapę pochodną bonitacyjną, zawierającą klasyfikację rolniczą obszaru i wskazania praktyczne.

Szczegółowe mapy geomorfologiczne ze względu na kryteria dynamiczne są wysoko cenione przez UNESCO jako ważna podstawa dokumentacyjna dla racjonalnego planowania przestrzennego.

Cecylia Radłowska

Essays in Geomorphology, edited by G. H. Dury. New York 1966.

Studia z geomorfologii ukazały się w roku 1966 pod redakcją G. H. Dury'ego. Na tom składa się 9 artykułów. W pierwszych sześciu pracach autorzy omawiają wyniki badań geomorfologicznych przeprowadzonych w różnych regionach. Trzy ostatnie zajmują się zagadnieniami ogólnymi.

Celem omawianego zbioru, jak pisze we wstępie G. H. Dury, jest systematyczne zapoznanie czytelnika z ciekawymi problemami z geomorfologii. Praca przeznaczona jest dla specjalistów geomorfologów i dla studentów lat starszych z geografii i geologii.

Zbiór otwiera praca N. Stephensa i F. M. Synga o zmianach linii brzegowej w plejstocenie. Autorzy problem ten rozważają szczególnie w odniesieniu do północno-zachodniej Europy, na obszarach objętych i nieobjętych zlodowaczeniami plejstoceniowymi. Zwracają oni uwagę na złożoność zmian linii brzegowej w plejstocenie i holocenie. Uważają, że przy badaniach linii brzegowej należałoby prowadzić szczegółowe studia glebowe oraz botaniczne i zoologiczne nad migracją roślin i zwierząt. N. Stephens i F. M. Syngue mówią o kopalnych wybrzeżach morskich znajdujących się powyżej obecnych wybrzeży, o kopalnych równinach nadmorskich i dawnych wybrzeżach ukrytych pod młodszymi osadami lub zatopionych przez obecne morze. Autorzy dają szczegółowe mapki i wykresy pokazujące między innymi zmiany linii brzegowej w północno-zachodniej Europie w plejstocenie i holocenie, ruchy eustatyczne i izostatyczne na tym samym obszarze oraz tworzenie się tarasów w zależności od ruchów eustatycznych morza.

R. Common zajmuje się zagadnieniem niszczenia stoku w różnych regionach morfogenetycznych wskutek takich procesów, jak osuwanie, obrywanie, osiadanie, spływanie, spływanie i inne. Autor opisuje przebieg tych zjawisk z północno-zachodniej Europy, Macedonii i Stanu Alberta w Kanadzie. Zamieszcza on szereg interesujących map klimatycznych świata, a mianowicie mapę z zaznaczeniem stref ze średnimi temperaturami o pewnych klasach istotnych dla przebiegu procesów rzeźbotwórczych (np. obszar o temperaturze średniej poniżej 0°C przez cały rok, obszar o temperaturze średniej powyżej 21°C przez cały rok, zasięg wiecznej zmarzliny, obszar na którym dzienne wahania temperatur przekraczają wahania roczne), następnie mapy pokazujące rozkład i typ opadu oraz mapy z wielkością opadu.

J. A. Mabbutt przedstawia wyniki badań geomorfologicznych przeprowadzonych w Australii, należącej do najsuchszych kontynentów (trzy-czwarte obszaru znajduje się w strefie suchej lub półsuchej). Za szczegółowy obszar studiów autor wybrał zachodnią część Macdonnell Ranges w Centralnej Australii. Pasma Macdonnell Ranges jest obszarem wododzielnym pomiędzy zlewnią jeziora Eyre

oraz mało zorganizowanym systemem suchych dolinek uchodzących na równiny w kierunku północnym i północno-zachodnim. Obszar ten został wybrany do szczegółowych studiów, zarówno z racji znacznego wyniesienia i silnego urzeźbienia, co powoduje, że mogą zachodzić na nim obecnie procesy morfogenetyczne, jak i dlatego, że historia rozwoju rzeźby tego obszaru sięga aż do paleozoiku. Zagadnienie przetrwania starych form z poprzednich epok geologicznych o odmiennym klimacie i stosunku ich do dzisiejszej rzeźby jest głównym problemem pracy. Autor wielką rolę w ukształtowaniu rzeźby i tworzeniu się form przypisuje okresowym wahaniom klimatycznym i na podstawie charakteru odziedziczonych form oraz zmian w charakterze skał (np. głębokie poziomy wietrzeniowe) mówi o paleoklimacie.

Dwa następne artykuły odnoszą się do form rzeźby i krajobrazu afrykańskiego. J. C. Pugh zajmuje się zagadnieniem cofania się stoku, pedymencacji i korelacji wielkich powierzchni ścięć. Autor podkreśla, że nie wszystkie formy opisane dla niskich szerokości muszą być produktem obecnie istniejących warunków, część z nich może mieć dużo bardziej skomplikowaną genezę. W. W. Bishop zwraca uwagę na ścisły związek stratygrafii i geomorfologii i ich wzajemną współzależność. Proponuje on, aby dla Afryki, a szczególnie dla Afryki wschodniej, gdzie prowadził badania, ustalić pewne obszary geomorfologiczno-stratygraficzne, nazwane lokalnymi nazwami geograficznymi jako oznaczeniami identyfikującymi. Obszary te powinny odznaczać się typowymi formami rzeźby i być traktowane jako standartowe i podstawowe dla dalszych, dokładniejszych studiów.

M. M. Sweeting rozważa problem wietrzenia wapieni. Na podstawie długoletnich obserwacji i badań eksperymentalnych przeprowadzonych na wapieniach karbońskich w północnej Anglii oraz na podstawie szczegółowych analiz chemicznych stwierdza ona, że rozpuszczanie skały wapiennej jest dużo bardziej intensywnym czynnikiem rzeźbotwórczym, niż pęknięcie skał i ich odpadanie. Autorka podkreśla wielką rolę rozpuszczania wapieni przez kwasy humusowe. M. M. Sweeting oblicza szybkość rozpuszczania wapieni, co wyraża wielkością obniżania się powierzchni wapiennej. Wartość ta dla północno-zachodniego Yorkshire wynosi około 0,041 mm na rok, to jest średnio 41 mm na 1000 lat. Mnożąc tę wartość przez 12000 lat, jakie minęły od ostatniego okresu glacialnego w północno-zachodniej Anglii, autorka otrzymuje wynik mówiący, że powierzchnia zbudowana z wapieni obniżyła się w tym czasie o około 49 cm. Oczywiście lokalnie wartość ta może być znacznie wyższa, szczególnie tam, gdzie płyną strumienie o dużej kwasowości wody: wówczas mogą powstawać wąwozy o głębokości 6 metrów i szerokości 1,5 metra.

Serię artykułów ogólnych otwiera praca G. H. Dury'ego. Autor zajmuje się tzw. pojęciem równowagi w najogólniejszym znaczeniu. Geomorfolog ten krytycznie podchodzi do tego pojęcia i uważa, że jest ono nieprzydatne zarówno w badaniach konkretnych terenów, jak i w teoretycznej analizie form rzeźby. Sądzi on, że większość dotychczasowych dyskusji nad pojęciem równowagi wywołana była nie dość ściśle zdefiniowanym zagadnieniem i wynikającymi stąd różnicami terminologicznymi, a nie samą istotą rzeczy.

John J. Clarke omawia zagadnienie morfometrii na podstawie map. Autor jest wielkim zwolennikiem stosowania tej metody w badaniach geomorfologicznych i przypisuje jej bardzo dużą rolę. W pracy swej przedstawia on kolejno różne sposoby pokazywania hipsometrii terenu, konstrukcję krzywych klinograficznych (tu omawia metodę hipsografoïdu F. Uhorczaka, którą uważa zresztą za mało przydatną) oraz analizy altymetryczne.

Książkę *Essays in Geomorphology* zamyka najobszerniejsza praca (112 stron) Richarda J. Chorley'a o zastosowaniu metod statystycznych w geomorfologii.

W tym zarysie statystyki autor opisuje klasy zjawisk geomorficznych, które mogą być wyrażone w sposób ilościowy, jednostki i skalę pomiaru, błąd pomiaru, próby i dane populacje oraz analizę statystyczną danych geomorficznych, jak charakterystyka zbioru, porównywanie dwu prób, porównywanie trzech lub więcej prób i inne.

Przeszło 400-stronicowa publikacja zredagowana przez G. H. Dury'ego jest na pewno wydawnictwem cennym. Daje ona szereg interesujących obserwacji i stwierdzeń głównie z geomorfologii klimatycznej, gdyż zagadnienie rzeźba a klimat wydaje się wspólnym tematem łączącym sześć pierwszych opracowań. Poza artykułami wyraźnie traktującymi o formach rzeźby w różnych regionach klimatycznych (Centralna Australia, Wschodnia Afryka, Macedonia, północna Europa, Kanada), prace o zmianach linii brzegowej w plejstocenie i holocenie oraz praca o wietrzeniu wapieni w północno-zachodniej Anglii mogą mieć również aspekt klimatyczny. Trzy ostatnie prace, bardzo potrzebne i przydatne w badaniach geomorfologicznych, a szczególnie mało znane geomorfologom zasady statystyki, mają raczej charakter podręcznikowy i może lepiej byłoby, gdyby znalazły się w innym zbiorze.

Autorami poszczególnych prac są wyłącznie Anglicy, stąd też książkę tę można traktować jako, wycinkowy oczywiście, przekrój przez tematykę, jaką zajmują się geomorfologowie angielscy oraz metody badawcze, jakie stosują.

Instytut Geografii PAN, Warszawa

Danuta Kosmowska-Suffczyńska

Continental drift. The Royal Society of Canada. Special publications, no. 9. Edited by G. D. Garland, F. R. S. C. Published by the University of Toronto Press in co-operation with The Royal Society of Canada. 1966. ss. 140.

Problem ruchów skorupy ziemskiej interesuje uczonych od wielu dziesiątków lat. Szczególnie żywą dyskusję wywołała koncepcja ruchów poziomych, znana jako tzw. teoria Alfreda Wegenera. A. Wegener przyjmował, że dzisiejsze kontynenty stanowiły jeden zwarty blok i że blok ten ulegał stopniowemu rozrywaniu, począwszy od karbonu, na poszczególnie kontynenty, które odbywają ruch poziomy pod wpływem siły wynikającej z rotacji.

A. Wegener zbudował swoją teorię na podstawie podobieństwa wybrzeży, głównie zaś na podstawie zmian długości i szerokości geograficznej, jakie wynikały z porównania pomiarów na wyspie Sabine'a (NE Grenlandia), wykonanych przez wyprawę w latach 1823, 1870 i w 1907, w której Wegener brał udział.

Późniejsze badania często nie potwierdzały ruchów poziomych kontynentów. Problem w dalszym ciągu wymaga dokładnych badań.

W 1964 roku w Charlottetown w Kanadzie odbyło się specjalne sympozjum poświęcone dryftowi kontynentów. Recenzowany tom zawiera referaty wygłoszone na tym sympozjum. W czasie sympozjum prezentowali swoje poglądy m. in. geofizycy, geolodzy, oceanografowie, botanik i astronom.

W pierwszej części tomu zawarte są prace na tematy ogólniejsze. J. T. Wilson — *Niektóre prawa ruchu kontynentów*, Gordon J. F. MacDonald — *Właściwości skorupy a dryft kontynentalny*, Ernst R. Deutsch — *Skąty magnetyczne jako dowód dryftu kontynentów*, N. W. Radford, F. R. S. C. — *Roślinność kopalna a dryft kontynentów*, R. W. Tanner — *Astronomiczne dowody obecnego tempa dryftu kontynentów*.

J. T. Wilson, na podstawie badań na obszarze tarczy kanadyjskiej, uważa, że z punktu widzenia paleogeografii dryft jest możliwy. Autor daje klasyfikację i charakterystykę rowów tektonicznych. Wymienia m. in. wielkie szczeliny (wschodnia Afryka), rowy przybrzeżne (rów Bahía w Brazylii), podłużne rowy w górach (dolina Chile), podmorskie rowy z łukami wysp i początkowymi górami i in.

Autor uważa, że szczeliny tworzą na kuli ziemskiej jeden system i reprezentują ewolucyjny ciąg. Ocean Atlantycki powstał w górnej jurze (150 000 000 lat), Morze Czerwone w dolnym miocenie (25 000 000 lat) a szczeliny wschodniej Afryki w górnym miocenie (12 000 000 lat). Niektóre wielkie grzbiety i obniżenia Pacyfiku, chociaż asejsmiczne i bez czynnego wulkanizmu, należą również do światowego systemu szczelin. Prawdopodobnie reprezentują one starsze stadium w ewolucyjnym cyklu.

N. W. Radforth, powołując się na Axelroda, stwierdza, że nie ma wyraźnych dowodów paleoflorystycznych na dryft kontynentów.

R. W. Tanner, uważa że przy obecnym stanie pomiarów trudno jest stwierdzić, czy kontynenty przesuwały się, gdyż różnice są minimalne i często mieszczą się w skali błędu. Użycie do pomiarów sztucznych satelitów może się przyczynić do bliższego wyjaśnienia problemu.

Druga część tomu zawiera artykuły, w których omawiana jest skomplikowana struktura obszarów Północnej Ameryki; jest w nich próba zrekonstruowania północnej Ameryki jako części Europy.

B. R. Pelletier w artykule *Rozwój rzeźby podmorskiej w Arktyce kanadyjskiej i jej związek z ruchami skorupy* omawia system starych dolin. Autor stwierdza, że obecne kanały pomiędzy licznymi wyspami są zalanymi (zanurzonymi) dolinami trzeciorzędowymi. Doliny te wykazują zmodyfikowanie przez lodowce. Zanurzenie dolin przekracza często 600 m. Zjawiska tego nie można wytłumaczyć naciskiem lodowca. Takie duże zmiany mogły być wywołane jedynie ruchami tektonicznymi.

Ukształtowanie i tektonika północnej Grenlandii i wysp Arktyki kanadyjskiej wskazują, że mają one identyczną przeszłość. Cieśnina Nares, pomiędzy Grenlandią i wyspą Ellesmere, wydaje się częścią poprzedniego systemu rzecznoego z wyrażnymi działami wodnymi, dopływami. Od końca plejstocenu na obszarze arktycznych wysp kanadyjskich miały miejsce pionowe, a nie poziome ruchy skorupy ziemskiej.

Artykuł ilustrowany jest licznymi, ciekawymi profilami i mapami przedstawiającymi rzeźbę dna zatok i cieśnin pomiędzy wyspami. Jon Berger, A. E. Cook, J. E. Blanchard i M. J. Keen w pracy *Morfologiczne i geofizyczne studia na wschodnim wybrzeżu Kanady: szelf Nowej Szkocji* stwierdzają, że szelf Nowej Szkocji pod względem topograficznym i sedymentologicznym jest podobny do szelfu kontynentalnego wschodniej części USA. Morfologia obszarów szelfowych jest bardzo skomplikowana, występują często bardzo duże różnice wysokości (90—380 m). Charakter rzeźby szelfów wskazuje, że miała tu miejsce akumulacja lodowcowa w plejstocenie. Autorzy stwierdzają, że obecne obszary szelfowe po okresie kredowym były wynurzone do wysokości większej niż 350 n.p.m.

Omawiany tom zamyka artykuł A. K. Goodacre'a i E. Nylanda *Pomiary podwodnej grawitacji w zatoce St. Lawrence* oraz H. L. Camerona *Strefa uskoku Kobot*.

Autorzy przedstawionych artykułów dają bardzo często własny pogląd na przesuwanie się kontynentów. Można stwierdzić, że nie ma jednomyślności w poglądach. Prawie wszyscy podkreślają możliwość oddzielenia się Ameryki od

Europy i Afryki. Wykonano porównawcze studia struktur po obu stronach Oceanu Atlantyckiego. Ważne znaczenie dla omawianej problematyki mają studia przeprowadzane przez geologów i geofizyków w Arktyce i na wschodnich wybrzeżach Kanady.

Miroslaw Bogacki

E. Neef. *Die theoretischen Grundlagen der Landschaftslehre*. Gotha — Leipzig 1967. s. 152, fig. 3.

Stosunkowo nieduża książka profesora politechniki w Dreźnie Ernsta Neefa stanowi ważny wkład w teorię geografii. Prof. E. Neef znany jest jako autor szeregu prac na temat ekologii krajobrazu i regionalizacji fizycznogeograficznej*). Nauka o krajobrazie na podstawie ekologicznej, jego zdaniem, stwarza możliwość nowych dróg w geografii fizycznej. Omawiana książka jest pierwszą częścią szerszej pomyślanej całości, na którą oprócz *Teoretycznych podstaw nauki o krajobrazie* złożą się ponadto studia nad „naturalnym porządkiem przestrzennym” (*naturraumliche Ordnung*) oraz podstawy systematyki krajobrazu kulturalnego.

Treść książki została podzielona na dwie części: 1. *Realne istnienie krajobrazów* i 2. *Problemy metodyczne*. W części pierwszej E. Neef precyzuje pojęcia podstawowe, do których należy pojęcie geosfery i krajobrazu, rozumianego jako konkretna część zewnętrznej sfery Ziemi (geosfery) o swoistej strukturze, genezie i swoistych powiązaniach wewnętrznych. Tu trzeba zauważyć, że niemiecki termin „Landschaft” ma inną etymologię i nieco inny sens niż jego polski odpowiednik „krajobraz”: *Land* to po polsku kraj, ale końcówka *-schaft* wyraża przynależność, związek, a nie fizjonomię, jak polski „obraz”. Niemniej również w niemieckim rozumieniu krajobrazu tkwi jego wygląd zewnętrzny. W badaniach naukowych nie poprzestaje się jednak na obserwacji wizualnej, która jest ważna, ale analizuje się strukturę i dynamikę kompleksu. Precyzując pojęcia, E. Neef określa jako elementy krajobrazu poszczególne zjawiska i cechy fizyczne, jak np. temperatura powietrza, opady atmosferyczne, struktura gleby itp.), natomiast komponentami nazywa uogólnione, złożone obiekty; rzeźbę, gleby, szatę roślinną, wody podziemne i powierzchniowe, a także klimat. Strukturę krajobrazu tworzy układ wszystkich komponentów. Ich współwystępowanie na jakimś obszarze nazywa zjawiskiem synchorycznym, a wzajemne powiązanie — synergicznym. Ten ostatni termin pochodzi od J. Schmithüsen a, który proponował zastąpić kontrowersyjny *Landschaft* w znaczeniu ogólnym terminem synergia, a w znaczeniu indywidualnym — terminem synergoza (por. „Przegl. Geogr.” t. XXXVII, s. 681). Poza materialnymi komponentami w system krajobrazowy wchodzi działające siły, zmiany zachodzące w czasie (rozwój i rytmika) i układ przestrzenny.

Realne istnienie obiektu wymaga sformułowania podstawowych zasad koniecznych w jego badaniu naukowym. Za punkt wyjścia dalszych sformułowań autor przyjmuje następujące pewniki: 1) „aksjomat planetarny”. Wszystkie fakty geograficzne są związane z planetą Ziemią i wskutek tego uzyskują pewne istotne cechy; 2) „aksjomat krajobrazowy”. W każdym punkcie powierzchni Ziemi elementy, komponenty i czynniki substancji geograficznej znajdują się w różnorodnych, prawidłowo ukształtowanych zależnościach i wzajemnych związkach; 3) „aksjomat chorologiczny”. Wszystkie fakty geograficzne mają swoje określone miejsce,

*) M. in. dwa z nich zostały opublikowane w skrócie po polsku w „Przeglądzie Zagranicznej Literatury Geograficznej” (1965, z. 4), a omówienie poglądów E. Neefa zamieścił w „Przeglądzie Geograficznym” (t. XXXVII, s. 669—684) podpisany.

które charakteryzuje się położeniem, a zwłaszcza stosunkiem położenia do sąsiednich miejsc i obszarów.

Z pierwszego pewnika wynikają proporcje geograficznych wielkości liniowych i powierzchniowych, konsekwencje ruchów Ziemi, pojęcie strefowości i inne.

Drugi pewnik stanowi podstawę geografii jako nauki zajmującej się badaniem kompleksów geograficznych.

Trzeci pewnik mówi o związkach przestrzennych i jest niezbędnym aspektem badań geograficznych, choć nie wyczerpuje zadań geografii, jak przyjmowali niektórzy badacze.

Opierając się na powyższych aksjomatach, autor formułuje następujące tezy: 1) teza o geograficznym kontinuum; 2) teza o geograficznych granicach; 3) teza o geograficznym przedmiocie.

Pierwsza teza brzmi: „Wszystkie zjawiska geograficzne i wszystkie regionalne wycinki powierzchni Ziemi w ostatecznym wyniku wykazują związek ogólnoziemski i są zrozumiałe tylko poprzez ten związek”. Z tezy tej wynika potrzeba hologicznego rozpatrywania zjawisk.

Druga teza mówi, że wszystkie granice geograficzne są granicami w kontinuum i nie dzielą niezależnych od siebie części Ziemi, lecz są rubieżami, na których zmieniają się formy materii i zjawisk. Wynika stąd, że linijne granice krajobrazów w rzeczywistości nie istnieją i mają tylko znaczenie porządkujące. Są one niejako rzutowanymi na geograficzną rzeczywistość liniami, koniecznymi dla praktycznych badań geograficznych, ale nie wchodzącymi integralnie w pojęcie krajobrazu, jak to ma miejsce np. w definicji krajobrazu u S. Kałesnika.

Trzecią tezę autor formułuje następująco: „W rzeczywistości geograficznej nie ma żadnego obiektu, który by nie wykazywał geograficznych właściwości położenia i wynikających z niego zależności”.

W konkluzji rozważań nad istotą pojęcia krajobrazu autor dochodzi do kilku interesujących stwierdzeń. Po pierwsze więc według niego krajobraz nie jest ani typem, ani indywidualum, ani podstawową jednostką przestrzenną, lecz odpowiednikiem istoty geograficznej rzeczywistości. Z tego względu uważa on, że nie można mówić o krajobrazach naturalnych i kulturalnych, lecz o istniejących realnie. Jest to pogląd głoszony również przez J. Schmithüsen. Jednakże taka realna jednostka nie jest możliwa do zbadania jednolitym postępowaniem naukowym. Dążenie do objęcia rzeczywistości postuluje jedność geografii, ale różnorodność metod badawczych prowadzi do podziału na geografie fizyczną i ekonomiczną.

W drugiej, obszerniejszej części książki E. Neef omawia różne problemy metodyczne: krajobraz geograficzny jako compositum i jako kompleks, przyczynowość zjawisk geograficznych, opanowanie różnorodności przez generalizację, postępowanie typologiczne i chorologiczne, uwzględnienie czynnika czasu, porównania geograficzne i zagadnienie syntezy. We wnioskach końcowych podkreśla potrzebę uformowania ogólnej teorii geografii, do czego krokiem mają być omówione w książce zagadnienia.

Geografia ma do czynienia z różnymi systemami materialnymi: z systemem nieorganicznym, z systemami biologicznymi i przekształceniami spowodowanymi przez działalność ludzką. Geografia bada całości złożone, a poszczególne obiekty muszą być rozpatrywane według ich treści i położenia, toteż pierwszym zadaniem jest ustalenie zasad ich uporządkowania. Drugim zadaniem jest wyprowadzenie twierdzeń i praw geograficznych, trzecim wypracowanie metod badawczych ze szczególnym uwzględnieniem matematycznych form wyrażania, czwartym ustalenie pojęć i terminów, wreszcie piątym — powiązanie analizy i syntezy, do czego może doprowadzić systematyka w przestrzeni według różnych stopni wielkości-

wych. Są to ogólne zadania teorii geografii, do których pewnym wkładem ma być omawiana książka.

Teoretyczne podstawy nauki o krajobrazie są prawie pozbawione ilustracji graficznych (tylko 3 proste rysunki!) i aparatu bibliograficznego, co E. Neef tłumaczy na wstępie chęcią zwięzłego przedstawienia problematyki, bez wdawania się w historię rozwoju pojęć, choć oczywiście opiera się na dorobku poprzedników. Poglądy jego w wielu punktach zbieżne są z radziecką szkołą geografii fizycznej, ale odbiegają od niej swoistym rozumieniem krajobrazu, który u Neefa jest synonimem geokompleksu, a nie pojęcia ogólnego, typologicznego czy regionalnego. W przeciwieństwie do dawnych poglądów A. Hettnera oraz szkoły amerykańsko-szwajcarskiej (np. H. Carola) uważa on takie geokompleksy za twory realne, natomiast ich granice liniowe — za konwencjonalne.

Jerzy Kondracki

C. Troll. *Ökologische Landschaftsforschung und vergleichende Hochgebirgsforschung. Erdkundliches Wissen*. „Schriftenreihe für Forschung und Praxis”. Heft 11. Carl Troll ausgewählte Beiträge, I. Zusammengestellt und gewidmet Carl Troll zum 65 Geburtstag von seinen Kollegen und Mitarbeitern. Franz Steiner Verlag. Wiesbaden 1966. S. 366, fig. 41, tabl. 39, mapa wielobarwna 1.

Z okazji 65-lecia jednego z najwybitniejszych geografów niemieckich Carla Trolla, prezesa Międzynarodowej Unii Geograficznej w latach 1960—1964, wydano zbiór jego prac dotyczących badań ekologiczno-krajobrazowych oraz wysokich gór. Wybór ten obejmuje publikacje z okresu ponad 20 lat — od r. 1941 do 1963 — łącznie 13 pozycji. Trzy pierwsze dotyczą bezpośrednio ekologii krajobrazu, za której twórcę uważa się właśnie C. Trolla. Pozostałe prace stoją na pograniczu ekologii roślin, klimatologii i geografii fizycznej, ze szczególnym uwzględnieniem problematyki pięter klimatyczno-roślinnych w różnych górach Ziemi, znanych Trollowi osobiście z licznych wypraw w Ameryce, Afryce i Azji, poczynając od r. 1928, kiedy brał udział w niemieckiej ekspedycji alpinistycznej w Cordillera Real w Boliwii. M. in. uczestniczył również w r. 1937 w wyprawie na Nanga Parbat w Himalajach. Można podziwiać szerokie pole działalności Trolla jako biogeografa, klimatologa, geomorfologa i geografa fizycznego, ogarniającego w sposób porównawczy rozległe obszary Ziemi i wnoszącego nowe koncepcje do badań geograficznych. Prace jego są niejako bezpośrednim nawiązaniem do tradycji A. Humboldta. Pozycje wznwione w omawianym tomie dotyczą takich problemów, jak geografia porównawcza wysokich gór (1941), przedmiot i zadania badań ekologiczno-krajobrazowych (1950)*, szata roślinna strefy gorącej i jej zależność od klimatu, gleb i człowieka (1951), przebieg pór roku w różnych strefach klimatycznych Ziemi (1955), woda jako czynnik fitogeograficzny (1956), trójwymiarowy układ klimatu, roślinności i krajobrazów na Ziemi (1962 i 1963), zagadnienie sukcesji krajobrazów (1963) i in. W skład tomu weszła tylko część prac Trolla z omawianego zakresu. Na końcu tomu znajduje się wykaz 49 innych prac na podobne tematy oraz 14 dysertacji współpracowników.

* Artykuł *Krajobraz geograficzny i jego badanie* został opublikowany po polsku (w skrócie) w „PZLG”, 1965, z. 4.

W następnym zeszytcie (12) tej samej serii wyszedł również drugi zbiór prac C. Trolla, zatytułowany *Luftbildforschung und landeskundliche Forschung*, a zapowiedziany jest jeszcze trzeci zeszyt, poświęcony krajom rozwijającym się.

Jerzy Kondracki

H. J. Klink. *Naturräumliche Gliederung des Ith-Hils Berglandes. Art und Anordnung der Physiotope und Okotope.* „Forschungen zur Deutschen Landeskunde” Bd. 159. Bundesanstalt für Landeskunde und Raumforschung. Bad Godesberg 1966, s. 257, tabl. 32, map. 2 (3 dalsze mapy mają być opublikowane później).

W wydawanej od r. 1885 znanej serii „Forschungen zur Deutschen Landeskunde” ukazała się obszerna publikacja H. J. Klinka, stanowiąca cenny wkład nie tylko do regionalnej geografii fizycznej Niemiec, lecz również do metodyki badań z zakresu ekologii krajobrazu. Niedawno przedstawiłem niektóre nowsze poglądy niemieckie na problematykę badań krajobrazu¹, omawiając przede wszystkim prace z zakresu ekologii krajobrazu w NRD i wyjaśniając niektóre pojęcia. Recenzowana praca została wydana w NRF i dotyczy części Średniogórza Niemieckiego na południe od Hanoweru, mianowicie monoklinalnych pasemek pomiędzy dolinami Wezery i Leiny, zbudowanych głównie z utworów kredowych, jurajskich i triasowych. Wzniesienia te osiągają w najwyższym punkcie 477 m n.p.m. Publikacja składa się z części wstępnej, obejmującej rozważania teoretyczne, ogólną charakterystykę poszczególnych składników krajobrazu na opisywanym terenie oraz omówienie stosowanych metod. Następnie autor rozpatruje poszczególne „podjednostki”, których wyróżnia sześć i których charakterystyka stanowi główną treść pracy, dając w zakończeniu podsumowanie wyników regionalnych i wyników ogólnych. Spis literatury składa się prawie wyłącznie z pozycji w języku niemieckim. Wyjątek przedstawia kilka prac w języku angielskim, dotyczących geografii roślin i geografii gleb i trzy prace autorów rosyjskich: Isaczenki, Kalessnika i Sukaczowa (dwie pierwsze w tłumaczeniach amerykańskich). Ilustrację kartograficzną stanowią tylko 2 mapki: „przeglądowa”, pokazująca w sposób schematyczny strukturę jednostek orograficznych, sieć rzeczną i działy wodne, oraz glebowa, ilustrująca „zespoły glebowe” i charakterystyczne profile glebowe na tle budowy geologicznej, jednak obejmująca tylko mały wycinek terenu w skali 1:10 000. Tak więc strona kartograficzna przedstawia się uboga, a podstawowa mapa struktury przestrzennej, mapa podziału regionalnego i mapa roślinności fragmentu terenu mają ukazać się później. Liczne są natomiast profile, przekroje i schematy, zamieszczono również kilka dobrych fotografii, w tym dwa zdjęcia lotnicze i trzy panoramiczne.

H. J. Klink we wstępie definiuje ekologię krajobrazu jako naukę o wzajemnym oddziaływaniu jego składników abiotycznych i biotycznych, przy czym chodzi tu nie tylko o współzależności poszczególnych komponentów w kierunku „pionowym”, lecz również o oddziaływanie „poziome”, wynikające z sąsiedztwa w przestrzeni. Zamiast określenia „krajobraz naturalny” proponuje „krajobraz uwarunkowany przyrodniczo” (naturbedingte Landschaft), co bardziej odpowiada przedmiotowi badań fizycznogeograficznych, ponieważ odnosi się również do terenów silnie przekształconych przez działalność gospodarczą, w których przedmiotem studiów jest przyczynowa współzależność czynników ekologicznych — przede wszystkim podłoża, rzeźby i klimatu. To sprecyzowanie autora wydaje się słuszne.

¹ „Przegl. Geogr.” t. XXXVII, z. 4, s. 667—684.

Dalej autor określa bliżej pojęcia fizjotopu i ekotopu. Za fizjotop uważa najmniejszą jednostkę przestrzenną uwarunkowaną jednakowymi cechami abiotycznymi, natomiast za ekotop — najmniejszą jednostkę przestrzenną, powstającą w wyniku wzajemnego oddziaływania czynników biotycznych i abiotycznych. Jest to siedlisko określonego zespołu roślinnego — przestrzenny odpowiednik biogeocoenozy w biogeografii i funkcjonalnego pojęcia ekosystemu w ekologii. Fizjotop jest pojęciem szerszym i bardziej stabilnym niż ekotop.

W zakresie pojęciowym H. J. Klink nie uwypukla wieloznaczności terminu „Landschaft” używając go raz w znaczeniu ogólnym, kiedy indziej w znaczeniu regionalnym lub typologicznym, wskutek czego powstają czasem niejasności. Kiedy np. polemizuje z tymi badaczami, którzy kwestionują realne istnienie krajobrazów, ma na myśli realne istnienie jednostek regionalnych. Przeciwstawia się tezie o ciągłości i niepodzielności powłoki krajobrazowej (nazywanej „strefą globalną” — Globalsphere), ponieważ jest ona wypełniona różnymi przedmiotami, zróżnicowanie jej jest widoczne i można je badać empirycznie. Wprawdzie nie wszędzie występują w przyrodzie wyraźne granice, można jednak wykryć gradienty natężenia zjawisk, toteż kartograficznie granice jednostek krajobrazowych (zwłaszcza w mniejszych skalach) można przedstawić liniśnie. Przykładem realnie istniejących jednostek przestrzennych są poszczególne formy rzeźby, zbiorowiska roślinne, a także obszary o różnych właściwościach klimatycznych.

Z przeprowadzonych przez H. J. Klinka badań wynika, że większość fizjotopów wyodrębnionych na podstawie cech rzeźby wykazuje charakterystyczne zespoły ekotopów, toteż przy kartowaniu krajobrazowym można się ograniczyć do wyróżniania elementów mezorzeźby, którym odpowiadają takie zespoły — *Ökotoptgefüge* (w literaturze rosyjskiej są to uroczyska — przyp. rec.). Za dominanty określające specyfikę jednostek naturalnego podziału przestrzennego, autor uważa: skałę wyjściową dla procesów glebotwórczych, urzeźbienie, gospodarkę wodną gruntu i topoklimat (w warunkach wilgotnego klimatu umiarkowanego). Stopień oddziaływania tych czynników w różnych punktach terenu jest różny, a zadaniem badacza jest właśnie poznanie ekologicznej roli każdego z nich i w miarę możliwości ilościowe jej określenie.

Rozważania H. J. Klinka nie nawiązują do prac, wykonywanych na terenach położonych na wschód od granic NRF, jednakże istota badań „krajobrazowych” w obu państwach niemieckich, ZSRR i Polsce jest w gruncie rzeczy taka sama.

Jerzy Kondracki

Z życia geograficznego

Prof. dr Bolesław Olszewicz powołany został na członka-korespondenta Międzynarodowej Akademii Historii Nauki z siedzibą w Paryżu. (Uchwała zgromadzenia ogólnego z dnia 8.I.1968 r.).

KONFERENCJA NARODOWYCH KOMITETÓW GEOGRAFICZNYCH
PAŃSTW SOCJALISTYCZNYCH W MOSKWIE

Z inicjatywy Węgierskiego Komitetu Geograficznego na zaproszenie Radzieckiego Komitetu Geograficznego odbyła się w dniach 29—31 stycznia 1968 r. w Moskwie narada Komitetów Geograficznych Państw Socjalistycznych. W konferencji wzięli udział: P. Penczew (Bułgaria), Sz. Rado (Węgry), H. Kohl, E. Lehman (NRD), Sz. Cegmid (Mongolia), J. Kondracki, S. Leszczycyki (Polska), K. Ivanička, J. Demek (Czechosłowacja). Z ramienia gospodarzy: I. Gierasimow, F. Dawitaja, S. Kalesnik, E. Murzajew, K. Saliszczew, K. Lange, A. Baranow, M. Budyko, G. Hanieszyn, A. Kapica, O. Konstantinow, A. Marynicz.

Na naradzie omówiono sprawy uczestnictwa geografów państw socjalistycznych w XXI Międzynarodowym Kongresie Geograficznym oraz Międzynarodowej Asocjacji Kartograficznej w 1968 r. w New Delhi, a w szczególności liczebność i skład delegacji, referaty w sekcjach i komisjach oraz na zebraniach plenarnych, udział w sympozjach i studiach terenowych. Omówiono przygotowywane wydawnictwa, udział w organizowanych wystawach. Przedmiotem narad była też przyszła działalność Międzynarodowej Unii Geograficznej, działalność i liczba jej komisji, wreszcie skład Zarządu Unii. Komitet Radziecki uzyskał zgodę Prezydium Akademii Nauk, aby XXII Międzynarodowy Kongres Geograficzny odbył się w 1972 r. w Moskwie.

S. L.

KOMUNIKAT O I ZEBRANIU GRUPY ROBOCZEJ DLA OPRACOWANIA
PRZEGLĄDOWEJ MAPY GEOMORFOLOGICZNEJ W SKALI 1 : 500 000

W czasie od 29 do 31 sierpnia 1967 r. odbyło się w Brnie pierwsze zebranie grupy roboczej dla opracowania przeglądowej mapy geomorfologicznej Europy przy Podkomisji Kartowania Geomorfologicznego MUG, zorganizowane przez Instytut Geograficzny Czechosłowackiej Akademii Nauk.

W zebraniu wzięli udział: *przewodniczący* Podkomisji Kartowania Geomorfologicznego MUG — prof. dr M. Klimaszewski (Kraków); *członkowie grupy roboczej* dla opracowania przeglądowej mapy geomorfologicznej Europy 1 : 500 000 (doc. dr N. W. Baszenina, Moskwa, doc. J. Demek, Brno, N. W. Dumitraszko, prof. J. F. Gellert, Poczdam, prof. F. Joly, Paryż, dr H. Kug-

ler, Lipsk, prof. L. Linton, Birmingham, prof. M. Pécsi, Budapest, doc. dr L. Starkel, Kraków; oraz dr T. Czudek, Brno, inż. D. Čmolikova, Praga, V. Dittrichova, Brno, dr H. Fischer, Wiedeń, dr M. Hradek, Brno, dr A. Ivan, Brno, doc. E. Mazur, Bratysława, inż. dr V. Novak, Brno, P. Polyanzky, Budapeszt, dr E. Scholz, Poczdam, dr O. Stehlik, Brno. Prócz tego byli zaproszeni: prof. I. P. Bakker (Amsterdam), prof. N. V. Ganeszin (Leningrad), dr D. St. Onge (Kanada), prof. T. Morariu (Cluj), prof. P. Macar (Liège).

Zagajając obrady prof. Klimaszewski zarysował zadania stojące przed grupą roboczą: opracowanie zasad koncepcji i metod opracowania przeglądowej mapy geomorfologicznej Europy 1 : 500 000.

Mapa powinna służyć nie tylko celom naukowym i dydaktycznym, lecz również praktyce. Do dyskusji nad tymi zagadnieniami przedstawili pisemne propozycje pp.: Baszenina, Demek, Dumitraszko, Fischer, Ganeszyn, Gellert, Kugler, Linton, Pécsi, Savigear, Scholz i St. Onge. Służyły one za podstawę do dyskusji. Propozycje uzupełnione były różnymi wnioskami ustnymi i wystawą map.

Zywa i szczegółowa dyskusja z udziałem wszystkich uczestników wykazała że istnieje możliwość wykonania tych map w powiązaniu z mapami geomorfologicznymi szczegółowymi i mapami ogólnymi w podziale 1 : 2 500 000.

Mapa 1 : 500 000 powinna w konsekwencji zawierać elementy obydwu grup map: z jednej strony, poprawnie zgeneralizowane znaki stosowane do przedstawienia szczegółowych form, typów form i grup form, z drugiej strony — charakterystykę kompleksów form jako rzeźby na tle morfostruktur.

Idąc po tej myśli, a także w nawiązaniu do osiągnięć mapy geomorfologicznej Czechosłowacji, wykonanej przez dra Stehlika w 1965 r., prac Komisji Geomorfologicznej Karpacko-Bałkańskiej i propozycji prof. Pécsiego, prof. Joly'ego, doc. Starkla i doc. Dumitraszko przyjęto, że na tle hipsometrycznym zostaną przedstawione:

1. zespoły form (lub formy złożone) — typy rzeźby, wielkie formy z podkreśleniem ich morfostruktury przedstawione będą barwami powierzchniowymi,
2. formy w grupach genetycznych przedstawione będą kolorowymi sygneturami,
3. chronologia form rzeźby będzie przedstawiona literami zgodnie z legendą międzynarodowej mapy geologicznej.

Dyskusja wykazała, że dotychczasowa terminologia i klasyfikacja (zespołów form, form dużych, typów rzeźby) na bazie morfostrukturalnej jest niedostateczna i nie odpowiada obecnemu stanowi wiedzy geomorfologicznej. Dlatego dla mapy 1 : 500 000 Europy należy znaleźć odpowiednie wyrażenia morfologiczne.

Dla realizacji tych zadań Komitet Grupy Roboczej wybrał zespół w składzie: doc. Baszenina, doc. Demek, doc. Dumitraszko, prof. Gellert, prof. Joly, prof. Klimaszewski, prof. Linton, prof. Pécsi oraz ich miejscowi współpracownicy. Zespół ten został zobowiązany do wypracowania odpowiednich terminów i klasyfikacji typów rzeźby.

Ustalono następujący plan pracy:

1. członkowie zespołu roboczego do 31.XII.1967 r. prześlą do doc. Demka i prof. Klimaszewskiego propozycje dotyczące klasyfikacji, terminologii i barwnej legendy kompleksów form (duże formy, typy rzeźby), nawiązujących do elementów morfostrukturalnych,

2. doc. Demek skoordynuje te propozycje i roześle członkom grupy roboczej do końca lutego 1968 r.,

3. wszyscy członkowie zespołu opracowującego mapę geomorfologiczną Europy w skali 1 : 500 000 prześlą prof. Gellertowi do Poczdamu do 31 października 1968 r. mapy i legendy wypracowane w ich kraju,

4. prof. Gellert i dr Scholz przygotowują na tej podstawie projekt zestawienia form, nawiązujący do legendy szczegółowej mapy geomorfologicznej. Projekt ten zostanie rozesłany członkom zespołu do końca lutego 1968 r.,

5. zespół grupy roboczej zorganizuje dwudniowe spotkanie w Budapeszcie bezpośrednio przed Sympozjum dla gór średnich w kwietniu 1968 r. W czasie tego drugiego spotkania przedyskutuje się propozycje odnośnie do zespołów form i form oraz wypracuje się konkretny projekt,

6. po przedstawieniu projektu uczestnikom Sympozjum w Budapeszcie zespół roboczy przedstawi go następnie jako projekt na Międzynarodowym Kongresie Geograficznym w New Delhi w 1968 r.,

7. po uzgodnieniu w Budapeszcie specjaliści z różnych krajów opracują przykłady map, które zostaną przedstawione na Kongresie w New Delhi w 1968 r.,

8. na Międzynarodowym Kongresie w New Delhi poinformuje się geografów krajów europejskich o koncepcji i metodzie opracowania geomorfologicznej mapy Europy w skali 1 : 500 000, proponując utworzenie komitetów regionalnych dla wypracowania takich map. Jako przykład posłuży Geomorfologiczna Komisja Karpacko-Bałkańska.

Członkowie grupy roboczej podziękowali Wydawnictwu Kartograficznemu w Pradze za gotowość przygotowania podkładów topograficznych dla przeglądowej mapy geomorfologicznej Europy mieszczących w sobie hipsometrię i urzeźbienie oraz podjęcia druku map.

Zespół prosi Wydawnictwo Kartograficzne, aby wraz z Instytutem Geografii ČSAV opracowało podkład zapewniający plastyczność rzeźby. Propozycje te będą przedstawione i przedyskutowane w Budapeszcie.

Członkowie I zebrania grupy roboczej dla opracowania przeglądowej mapy geomorfologicznej Europy w skali 1 : 500 000 stwierdzają wspólną organizację spotkania przez Instytut Geografii Czechosłowackiej Akademii Nauk. Dziękują za to serdecznie Prezydium Czechosłowackiej Akademii Nauk, Dyrektorowi Instytutu Geografii doc. Demkowi i wszystkim jego współpracownikom.

Brno, 31.VIII.1967 r.

Tłum. A. Galiszkiewicz i L. Starkel

**SYMPOZJUM KOMISJI GEOMORFOLOGII PERYGLACJALNEJ I KOMISJI
DO BADAŃ ROZWOJU STOKÓW MUG W POLSCE
w dniach 20—29.IX.67 r.**

Sympozjum było zorganizowane pod auspicjami Polskiej Akademii Nauk, Uniwersytetu Jagiellońskiego w Krakowie, uniwersytetów w Łodzi, Toruniu i Wrocławiu oraz Łódzkiego Towarzystwa Naukowego i dofinansowane przez Polską Akademię Nauk, Ministerstwo Oświaty i Szkolnictwa Wyższego, Międzynarodową Unię Geograficzną i UNESCO.

Organizatorami Sympozjum były instytuty geograficzne uniwersytetów: łódzkiego, toruńskiego, wrocławskiego oraz Zakład Geomorfologii i Hydrografii Gór i Wyżyn Instytutu Geografii PAN w Krakowie. Przygotowaniem zjazdu kierował Komitet Organizacyjny w składzie: prof. dr Jan Dylík — przewodniczący, prof. dr Anna Dylíkówna, prof. dr Alfred Jahn, prof. dr Rajmund Galon, prof. dr Mieczysław Klimaszewski, doc. dr Leszek Starkel.



Fot. 1. Prof. J. Dylík demonstruje odkrywkę w Walewicach



Fot. 2. Uczestnicy sympozjum przed odkrywką w Karpaczu

W spotkaniu wzięło udział 68 osób z 17 krajów*, w tym 14 członków Komisji Geomorfologii Peryglacjalnej, 9 członków Komisji do Badań Rozwoju Stoków MUG oraz 4 gleboznawców zajmujących się rozwojem gleb w warunkach peryglacjalnych.

Symposium było pierwszym wspólnym zjazdem dwóch Komisji MUG, poświęconym wyłącznie zagadnieniom dotyczącym wspólnych zainteresowań obydwu komisji. Obradowano nad problemem rozwoju stoków w warunkach peryglacjalnych. Prezentowany dorobek naukowy mieścił się w ramach podanej przez Komitet Organizacyjny następującej problematyki:

1. *Klasyfikacja genetyczna peryglacjalnych osadów stokowych oparta na cechach litologicznych,*
2. *Klasyfikacja peryglacjalnych procesów stokowych,*
3. *Sposób kształtowania stoków peryglacjalnych w różnych warunkach określonych przez: a) odmiany lub fazy klimatu (peryglacjalnego), b) własności skały (np. tors), c) rzeźbę uprzednią,*
4. *Najbardziej typowe formy stoków peryglacjalnych,*
5. *Glacis denudacyjne, terasy altyplanacyjne, glacis akumulacyjne, wzajemne związki między obydwoma typami glacis oraz zagadnienie „backwearing” i „downwearing” w warunkach peryglacjalnych,*
6. *Rola rzek peryglacjalnych w kształtowaniu stoków,*
7. *Rola rzeźbienia peryglacjalnego w rozwoju poligenicznych stoków plejstocenijskich i przedplejstocenijskich,*
8. *Procesy glebotwórcze, opracowanie ilościowe i jakościowe plejstocenijskich gleb kopalnych oraz tworzenie się gleb w regionach arktycznych i antarktycznych.*

Otwarcie Sympozjum dokonał dnia 20 września 1967 Rektor Uniwersytetu Wrocławskiego, prof. dr Alfred Jahn. Przemówienie wstępne wygłosił prof. dr Jan Dylík, a prof. Paul Macar przemawiał w imieniu gości.

Na Sympozjum złożyły się 3 dni referatowe we Wrocławiu i w Łodzi oraz 7 dni wycieczki naukowej na trasie Wrocław—Karpacz—Kraków—Zakopane—Łódź—Toruń.

W myśl założeń Komitetu Organizacyjnego referaty wygłaszali tylko goście z zagranicy — wygłoszono łącznie 17 referatów według kolejności podanych wyżej problemów. Polacy natomiast wyniki swoich badań przedstawiali w terenie. W czasie wycieczki 16 osób zaprezentowało 32 stanowiska. Fakt, że trasa wycieczki przebiegała przez Sudety, Karpaty, Wyżynę Łódzką, Pojezierze Dobrzyńskie i Chełmińskie umożliwił pełny przegląd metod i dorobku naukowego w dziedzinie rozwoju stoków peryglacjalnych w Polsce.

Posiedzenie zamykające Sympozjum odbyło się w Łodzi dnia 28 września pod przewodnictwem prof. dr Jana Dylíka. Celem posiedzenia było podsumowanie wyników obrad i dyskusji terenowych dotyczących poszczególnych punktów problematyki. Dyskusję rozpoczęły cztery referaty wygłoszone przez referentów generalnych, dotyczące problemów 1 i 2 (prof. prof. L. A. Washburn, G. C. Maarleveld), 3 i 4 (prof. prof. J. Höverman, R. S. Waters), 5 i 7 (prof. P. Macar, doc. J. Demek) oraz 8 (prof. J. C. F. Tedrow, dr J. Brown).

W czasie Sympozjum oprócz wspólnych obrad odbyły się zebrania organizacyjne obydwu Komisji.

Z okazji zjazdu wydano program imprezy wraz z listą uczestników, przewodnik wycieczkowy i streszczenia wygłoszonych referatów. Pełne teksty referatów oraz naukowe opracowanie trasy wycieczki będzie opublikowane w 18 nr „Biuletynu Peryglacjalnego”.

Krystyna Kuydowiczówna, Jadwiga Wieczorkowska

* Austria, Belgia, Bułgaria, Czechosłowacja, Francja, Holandia, India, Kanada, Kongo, NRD, NRF, Polska, Rumunia, Szwecja, USA, Wielka Brytania, ZSRR.

SYMPOZJUM PODKOMISJI HOLOCENU INQUA
Jena — Praga 2—9.X.1967

W ostatnich latach wzrasta zainteresowanie zagadnieniami paleogeografii holocenu. W kwietniu 1966 r. odbyło się w Londynie sympozjum poświęcone zmianom klimatu świata w holocenie, zorganizowane przez Royal Meteorological Society. W styczniu 1967 r. odbyła się w Krakowie krajowa konferencja poświęcona zagadnieniom paleogeografii holocenu i późnego glacjału. Istniejąca od szeregu lat Podkomisja Holocenu w ramach czwartorzędowej asocjacji INQUA odbywała spotkania wyłącznie przy okazji kongresów (Warszawa 1961, USA 1965).

Pierwsze specjalne sympozjum podkomisji zorganizował Komitet Czwartorzędowy przy Akademii Nauk NRD (przewodniczący prof. dr H. Klie we) przy współpracy Pracowni Czwartorzędu Instytutu Geologicznego Czechosłowackiej Akademii Nauk.

Celem pierwszego sympozjum było przedyskutowanie metod i wyników badań na przykładzie prac z Europy Środkowej (NRD, CSR) i przedyskutowanie programu badań holoceńskich na przyszłość.

Sympozjum rozpoczęło się w Jenie, a zakończyło w Pradze. Program obejmował 1 dzień obrad w Jenie, 1 dzień obrad w Pradze oraz 6 dni studiów terenowych (w tym 3 1/2 dnia na terenie NRD). Trud przygotowania programu sympozjum i wycieczek spoczywał w rękach 2 wybitnych specjalistów: dra K. D. Jägera z Berlina i dr V. Ložka z Pragi.

W sympozjum wzięło udział około 50 osób. Obok dużej grupy niemieckiej i kilkunastoosobowej czechosłowackiej uczestniczyły: 3 osoby z ZSRR (prof. Neustadt, prof. Gudelis, dr Czebotariewa); 2 osoby z Holandii (w tym prof. Hageman — przewodniczący Podkomisji), 1 ze Szwecji, 1 z Danii, 1 z USA (prof. Faibridge), 1 z Francji, 1 z NRF, 1 z Węgier oraz 5 osób z Polski. W obu częściach (NRD i CSR) brali udział prof. Galon, dr Kowalkowski i niżej podpisany, natomiast jedynie w części pierwszej prof. Kondracki i dr Rosa.

W ciągu 2 dni posiedzeń wygłoszono 17 referatów. Miały one charakter wprowadzenia do studiów terenowych. Były to podsumowania wyników badań w obrębie poszczególnych dyscyplin lub studiów nad określonymi typami osadów. Niezmiernie interesujące były referaty o stratygrafii wapieni słodkowodnych (K. D. Jäger), o stratygrafii osadów stokowych (V. Ložek), o madach holoceńskich (tzw. Anelehm — Jäger), ujmujące zagadnienia szeroko. Niektóre były tylko przyczynkami do badań regionalnych. W Pradze referaty wygłosili goście. M. Neustadt mówił o zagadnieniu tzw. horyzontu granicznego, L. Starkeł o fazach erozji i akumulacji rzecznej w holocenie na terenie Europy Środkowej.

Wycieczka prowadząca przez Turyngię, Saksonię, dolinę Łaby aż do Czeskiego Krasu dała przegląd osadów holoceńskich w różnych regionach. W rejonie Jeny K. D. Jäger przedstawił wyniki badań trawertynów w oparciu o metody paleontologiczne, paleobotaniczne, paleopedologiczne, archeologiczne i geologiczne, wykazując w okresie subborealnym powtarzanie się krótkotrwałych faz tworzenia trawertynów (typowych głównie dla optimum klimatycznego), przegradzanych glebami kopalnymi. Podobne badania nad stopniami martwicowymi należałoby zainicjować na Wyżynie Małopolskiej. W strefach obniżen paleobotanik E. Lange zwrócił uwagę, że zazębienie się osadów organogenicznych i aluwiiów stwarza możliwości datowania tych ostatnich. Profile aluwiiów holoceńskich prezentowano w Turyngii (K. D. Jäger, K. Werner, H. Schulz i in.) w rejonie Lipska (R. Händel). Na temat wieku mad zdania były podzielone. R. Fuhrmann przedstawił w dolinie Klosterbuch koło Döbeln drobniawo opracowane profile holoceńskich aluwiiów, martwic i pokryw stokowych. Datowania C¹⁴ i inne badania umożliwiały ustalenie zmienności osadów w profilu podłużnym dolinki. W dolinie Łaby V. Lo-

żek demonstrował aluwia i młodoholocenijskie pokrywy stokowe. Bogatą, opartą na ślimakach, stratygrafię osadów aluwialnych, trawertynów, pokryw stokowych i jaskiniowych zaprezentowali na terenie Czeskiego Krasu V. Ložek i J. Kukla. Pokrywy gruzowe z chłodnego okresu subatlantyckiego, a często i z subborealnego, spoczywają tu na trawertynach z optimum. Związek sedymentacji ze zmianami klimatu najlepiej ilustrował klasyczny profil Svaty Jan pod Skalou.

Materiały terenowe opublikowano w specjalnym powielanym tomie pt. *Probleme und Befunde der Holozenstratigraphie in Thüringen, Sachsen und Böhmen*, zawierającym bogaty, konkretny materiał dokumentacyjny oraz syntetycznie omówione zagadnienia, prezentowane w terenie.

Wycieczka pokazała, jaką wartość mają różne metody badawcze w różnych środowiskach. W regionach wapiennych, gdzie pyłki zachowują się słabo, pierwszorzędne usługi oddaje metoda malakologiczna. Dobre rezultaty, jakie osiągnięto w prezentowanych regionach, były możliwe dzięki stosowaniu wielu metod, dzięki współpracy różnych specjalistów. Dyskusyjne były te stanowiska, gdzie brak było jeszcze pełnego obrazu paleogeograficznego, np. profil nie był zlokalizowany w profilu podłużnym stoku czy doliny. Wiąże się to z ogólnie słabym, jak dotychczas, udziałem geomorfologów w badaniach stratygraficznych zarówno w NRD, jak i Czechosłowacji.

Podsumowaniem sympozjum była generalna dyskusja w Pradze, która prócz pozytywnych odsłoniła istniejące trudności i braki.

Porównując metody badawcze obok metody palynologicznej podkreślono wagę metody malakologicznej (przestrzennie jednak ograniczonej) i konieczność stosowania wielu metod. Nie wystarczą badania reperowych stanowisk, konieczne są studia w przekrojach, wiążących różne regiony i strefy klimatyczne — roślinne, poznanie poszczególnych facji osadów lądowych i morskich.

W dyskusji nad granicą plejstocenu i holocenu Hageman podkreślił, że granice czasowe są umowne, w naturze istnieją tylko granice litostratygraficzne, Fairbridge i Gudelis zauważyli, że śródowniska reagują z różnym opóźnieniem zmiany w natężeniu promieniowania. Granica ta, podobnie jak inne granice geologiczne, powinna być oparta na osadach głębokomorskich — w nich rzeczywiście zaznacza się zmiana, której wiek można przyjąć na ok. 10.500 lat B.C.

Mówiąc o stratygrafii holocenu Jäger i inni zwrócili uwagę na okres dużych wahań wilgotnościowych, ale okres ciepły (ok. 3000—1350 B.C.), który proponuje się nazwać *epiatlanticum*. Dyskutowano też sprawę innych wskaźników dotyczących zmian klimatu.

Na zamkniętym zebraniu członków Podkomisji Holocenu postanowiono zorganizować następne spotkanie w Holandii i powołać nowych członków zwyczajnych i korespondentów. Na członków zwyczajnych powołano V. Ložka, K. D. Jägera i L. Starkla.

Leszek Starkel

III SYMPOZJUM NA TEMAT REGIONALIZACJI FIZYCZNOGEOGRAFICZNEJ

W dniach od 19 do 22 września 1967 r. odbyło się w Morawanach koło Piszczan na Słowacji III z kolei sympozjum o charakterze międzynarodowym na temat regionalizacji fizycznogeograficznej¹. Organizatorem tym razem był Instytut Geo-

¹ I sympozjum odbyło się w r. 1965 w Lipsku (por. „Przegl. Geogr.” t. XXXVIII, z. 2, s. 313—318), II w r. 1966 w Polsce („Przegl. Geogr.” t. XXXIX, z. 1, s. 262—265).

graficzny Słowackiej Akademii Nauk w Bratysławie przy współudziale Instytutu Geografii Czechosłowackiej Akademii Nauk w Brnie. W ten sposób została podtrzymana ciągłość dyskusji nad problematyką regionalnej geografii fizycznej. Ciągłość ta zarysowała się w sposób spontaniczny, bez jakichkolwiek ram organizacyjnych. Skład uczestników tych sympozjów ulega wprawdzie z roku na rok zmianom, ale jest pewna grupa stale biorących w nich udział osób. Tym razem w obradach i wycieczkach uczestniczyło ponad 70 osób, a więc nieco więcej niż w Polsce, choć liczba osób z zagranicy była taka sama, tj. 23, ale aż z ośmiu krajów: 8 osób z NRD, (w tym stali dotychczasowi uczestnicy prof. E. Neef i dr G. Haase), 4 — z NRF (m. in. prof. J. Schmithüsen), 3 — z Polski, 2 — z ZSRR (prof. W. Soczawa i L. Muchina z Instytutu Geografii AN ZSRR), 2 — z Węgier (prof. M. Pečsi i jeden młodszy geograf), 2 — z Jugosławii (prof. J. Roglić i doc. T. Rakicević), 1 — z Rumunii (prof. T. Morariu) i 1 — z Holandii (prof. J. Zonneveld). Jak z tego widać, krąg zainteresowanych dyskutowaną problematyką rozszerza się. Sympozjum składało się z dwudniowych obrad, na których wygłoszono 20 referatów i komunikatów oraz przeprowadzono dyskusję, a ponadto z dwóch jednodniowych wycieczek w nizinną część południowo-zachodniej Słowacji.

Do najciekawszych wystąpień należały referaty W. Soczawy i J. Schmithüsen — czołowych przedstawicieli geografii fizycznej o silnym zaakcentowaniu biogeograficznym przodujących w tej dziedzinie szkół radzieckiej i niemieckiej. Wnikliwe, jak zwykle, naświetlenie ogólnej problematyki dał E. Neef.

W. Soczawa podkreślił konieczność bardziej precyzyjnego wypracowania schematów regionalizacyjnych w oparciu o wskaźniki ilościowe i o ustalenie modeli liczbowych wyróżnianych jednostek (taksonów). Jako ogólne określenie takich jednostek zaproponował nazwę „geosystemy” (w sensie cybernetycznym) zamiast używanego w literaturze niemieckiej określenia „geokompleksy”. Jako przykład stosowanych w Instytucie Geografii w Irkucku metod przedstawił szczegółowy transekt wybranego odcinka terenu o długości niespełna 2 km, na którym zebrano szereg danych ilościowych, poczynając od radiacji na powierzchni gleby przez stosunki geomorfologiczne, litologiczne, glebowe aż do biogeograficznych, przedstawionych także w postaci obliczenia biomasy. Elementy te analizowane są na maszynach matematycznych i ujęte we wzory w celu skonstruowania matematycznych modeli jednostek naturalnych („metoda ordynacji”). Oczywiście badania tego rodzaju są skomplikowane i kosztowne, toteż mogą być prowadzone tylko przez Akademię. Przyspieszenie w uzyskiwaniu wyników dają nowe, często prototypowe, zautomatyzowane przyrządy. Systemy regionalizacyjne muszą się opierać zarówno na dedukcji, jak i na indukcji — żadna z tych metod sama nie wystarczy. Jako przykład dał indukcyjną mapę typów terenu Kraju Zabajkalskiego w skali 1 : 2,5 mln (obszar 750 tys. km²) oraz oparty na niej schemat regionalizacyjny, który jednak został wpisany w „planetarny” podział na wielkie obszary.

W. Soczawa rozróżnia (podobnie jak E. Neef, choć używając częściowo innych określeń) 3 stopnie regionalizacji: „planetarny” (u Neefa — geosferyczny); „prowincjalny” lub „regionalny” (u Neefa — chorologiczny) oraz topologiczny (grupy uroczysk, uroczyska). Sądzi, że regionalizacja wszystkich stopni ma nie tylko charakter systematyczno-naukowy, lecz i praktyczny.

J. Schmithüsen przypomniał swoje poglądy na temat regionalizacji krajobrazowej i fizycznogeograficznej, wprowadzając wyraźne rozróżnienie między tymi pojęciami. Wszystkie trzy „sfery” geograficzne, tj. świat nieorganiczny, organiczny i człowiek, są w istocie zawsze zintegrowane, czego przykładem są tego rodzaju obiekty geograficzne, jak pola uprawne, łąka czy nawet las. Rola „sfery ludzkiej”

jest różna w różnych częściach Ziemi i przy braku jej oddziaływań lub minimalnym zaznaczaniu się, pojęcia „Landschaft” i „Naturraum” pokrywają się.

W Europie „obszary naturalne” są abstrakcją, ale nie pozbawioną znaczenia praktycznego, ponieważ wyrażają potencjalne możliwości tkwiące w przyrodzie. Najlepszym odbiciem całego kompleksu nieorganicznego jest szata roślinna, skąd wynika znaczenie takiej płaszczyny odniesienia, jaką stanowi rekonstruowana roślinność potencjalna. Można również rozpatrywać poszczególne elementy abiotyczne oddzielnie z punktu widzenia takich lub innych poczynań technicznych, analizując np. rzeźbę z punktu widzenia budowy dróg, wody z punktu widzenia budowy zapór na rzekach itp. Na niektórych terenach podział naturalny odgrywa bardzo małą rolę — wystarczy tu przytoczyć tytułem przykładu Zagłębie Ruhry, gdzie działalność ludzka stworzyła specjalny typ geosystemu.

Podział fizycznogeograficzny jest synonimem terminu „naturalny podział przestrzenny” (naturraumliche Gliederung) i jak wspomniano, ma znaczenie nie tylko czysto naukowe, lecz i praktyczne. Przykładem jest wykorzystanie naturalnego podziału Niemiec w statystyce rolnej, badaniu rozmieszczenia ludności itp. Numeracja dziesiętna jednostek ogromnie ułatwia operacje maszynowe wszelkimi danymi statystycznymi. W Niemczech wykonywane są zarówno dedukcyjne mapy regionalizacyjne drobnoskalowe (od 1 : 1 mln), jak też indukcyjne wielkoskalowe (do 1 : 100 tys.) oraz średnioskalowe (1 : 200 tys. — 1 : 500 tys.). Te ostatnie mogą powstawać na drodze dedukcyjnej, jak również indukcyjnej. Mapy w różnych skalach i stosowane przy ich konstrukcji metody wyrażają wspomniane przez W. Soczawę i E. Neefa różne zakresy regionalizacji. E. Neef wypowiedział pogląd, że oprócz płaszczyny odniesienia, jaką stanowi roślinność potencjalna, można również dać zintegrowany podział świata nieorganicznego, który nie jest chaosem, lecz tworzy system zjawisk wzajemnie powiązanych. Podkreślił znaczenie danych ilościowych, zwracając jednak uwagę na niedokładności stosowanych obecnie metod pomiarowych, które powodują znaczny procent błędów. Geograf fizyczny nie powinien robić studiów z punktu widzenia poszczególnych potrzeb, tylko dawać jedno opracowanie podstawowe, E. Neef jest jednak zdania, że geograf fizyczny lepiej niż geograf ekonomiczny może ocenić przydatność zbadanego terenu dla określonych celów.

Wystąpienia gospodarzy (m. in. prof. M. Lukniša, doc. E. Mazura, prof. P. Plesnika) dotyczyły zarówno problemów regionalizacji kompleksowej, jak i cząstkowej — geomorfologicznej, hydrologicznej, klimatycznej, glebowej i biogeograficznej. Wynik ostateczny według nich uzyskuje się drogą analizy elementów. Zapoczątkowano opracowanie mapy regionalizacyjnej całej Czechosłowacji w skali 1 : 200 tys., przy czym istnieją już gotowe koncepty arkusza Brno (wykonanego w Instytucie Geografii Czechosłowackiej Akademii Nauk) oraz arkusza Bratysława (wykonanego w Instytucie Geografii Słowackiej Akademii Nauk). Koncepcją i treścią tych map różni się — mapa słowacka ma charakter przede wszystkim typologiczny i oparta jest na systemie taksonomicznym, wyrażonym w układzie dziesiętnym. Demonstracja jednostek wyróżnionych na arkuszu Bratysława była treścią dwóch dni wycieczek: z Piszczan przez Nitru na Żytńi Ostrów aż do głównego koryta Dunaju oraz z Piszczan przez Bratysławę do słowackiej części Kotliny Wiedeńskiej z dwukrotnym przecięciem pasma Małych Karpat. Krajobraz dwu oglądanych Nizin Słowackich jest bardzo różny: na Nizinie Nadunajskiej (stanowiącej część Kotliny Panońskiej) obok szerokich równin rzecznych występują przede wszystkim żyzne wysoczyzny lessowe, na Nizinie Zagórskiej (tj. w Kotlinie Wiedeńskiej) znaczne przestrzenie zajmują piaski eoliczne, porośnięte borem sosnowym. Specyficzne typy krajobrazu na skałach węglanowych lub na granitach występują w Małych Karpatach, które ponadto, mimo małej wysokości bezwzględnej (maks. 761 m), wykazują pewną piętrowość w składzie la-

sów. Na zróżnicowanie mikroregionalne tych gór wpływ ma ich struktura geologiczna i młode dyslokacje tektoniczne. U podnóża gór zaznaczają się po obu ich stronach dwie strefy: bezpośrednio z nimi kontaktujące podmokłe obniżenia (tzw. „Sury”) oraz rozległe stożki napływowe.

Spośród gości zagranicznych, oprócz wspomnianych, referaty przedstawili: T. Morariu — o podziale regionalnym doliny Dunaju, J. Roglić — o Górach Dynarskich, M. Pećsi — o krajobrazach Węgier, T. Rakičević — o regionalizacji Macedonii, L. Muchina — o zasadach konstrukcji map krajobrazowych oraz M. Bürgener o stanie opracowania mapy podziału regionalnego Niemiec w skali 1 : 200 000.

Podpisany mówił o zamierzonych przez wszystkie ośrodki uczelniane w Polsce kompleksowych opracowaniach powiatów oraz o doświadczeniach w tym zakresie Katedry Geografii Fizycznej Uniwersytetu Warszawskiego, rozróżniając metodyczne prace badawcze w terenie od przeważnie kameralnego opracowania fizyczno-geograficznych map powiatów z punktu widzenia potrzeb planowania, wykonywanych przez wojewódzkie pracownie urbanistyczne, przedsiębiorstwo „Geoprojekt”, a także ośrodki uniwersyteckie oraz Instytut Geografii PAN.

W dyskusji na posiedzeniach zabierało głos ponad 20 osób, a na zakończenie Komisja w składzie: J. Kondracki, E. Mazur, E. Neef, J. Schmithusen, W. Soczawa i J. Zonneveld opracowała rezolucję, w której nawiązano do poprzednich fizyczno-geograficznych sympozjów w NRD i w Polsce, wyrażoną potrzebę dalszych spotkań dla precyzowania pojęć i terminologii oraz wdrażania metod ilościowych i ponowiono postulat powołania odpowiedniej Komisji w ramach Międzynarodowej Unii Geograficznej. Prof. J. Schmithusen zaprosił zainteresowanych na IV sympozjum, które zostanie zorganizowane w NRF.

Gospodarze słowaccy włożyli wiele trudu w zorganizowanie tego spotkania i zgromadzenie rozszerzonego grona uczestników. Szkoda jednak, że tradycyjna pogoda wrześniowa niezupełnie dopisała, co odbiło się niekorzystnie na przebiegu wycieczek, zwłaszcza drugiego dnia. Specyfiką ostatniego sympozjum było położenie nacisku na opracowanie średnioskalowe (1 : 200 tys.) podczas gdy w NRD demonstrowano głównie metody wielkoskalowe, a w Polsce mówiło się przede wszystkim o regionalizacji całego kraju i terenów sąsiednich na tle podziału Europy. Metody zastosowane przez kolegów czechosłowackich są również nieco inne niż demonstrowane dotychczas: nie bezpośrednie kartowanie jednostek topologicznych i nie kryterium czynnika przewodniego przy wyróżnianiu dużych jednostek, lecz analiza komponentów i ich wzajemne powiązanie, czego jednak nie rozpatrzono w sposób bardziej szczegółowy.

Jerzy Kondracki

III ANGLO-POLSKIE SEMINARIUM GEOGRAFICZNE

1—10.IX.1967

Trzecie z kolei anglo-polskie seminarium geograficzne odbyło się w Polsce. Udział w nim wzięła 12-osobowa ekipa Anglików, reprezentujących 9 uniwersytetów brytyjskich, pod przewodnictwem prof. R. H. Osborne'a i kilkunastoosobowa grupa geografów polskich, reprezentujących IG PAN i wszystkie ośrodki uniwersyteckie, pod przewodnictwem prof. S. Leszczyckiego. W stosunku do poprzednich seminariów, a także w porównaniu z grupą polską, ekipa angielska była znacznie zmieniona i odmłodzona.



Fot. 1. Otwarcie obrad III anglo-polskiego seminarium geograficznego na zamku w Baranowie Sandomierskim. Przemawia przewodniczący delegacji polskiej, prof. S. Leszczycki. Obok przewodniczący grupy brytyjskiej, prof. R. H. Osborne.

Fot. G. Michalak

Pierwszego dnia goście zwiedzili warszawskie instytuty geograficzne, oglądając m. in. specjalnie zorganizowaną wystawę prac badawczych, prowadzonych w poszczególnych zakładach i pracowniach IG PAN. Następnego dnia uczestnicy seminarium przejechali do Baranowa Sandomierskiego, zatrzymując się w Lublinie, gdzie zapoznali się z pracami prowadzonymi w tamtejszym ośrodku geograficznym oraz zwiedzili miasto.

Trzydniowe obrady odbyły się w Baranowie w pięknie odrestaurowanym zamku, udostępnionym przez kierownictwo Ministerstwa Przemysłu Chemicznego. Wszyscy uczestnicy mieszkali w pobliskim hotelu. Obrady, które otworzył i zamknął prof. S. Leszczycki, podzielone były na 6 sesji. Przewodniczyli na nich kolejno prof. prof. R. Galon, K. C. Edwards, J. Kostrowicki, K. Clayton, R. H. Osborne, K. Dziewoński. Tematem obrad, zgodnie ze wcześniejszymi ustaleniami, było zastosowanie ścisłych metod w badaniach geograficznych.

Na pierwszej sesji, poświęconej problematyce geomorfologicznej, wygłoszono 4 referaty: dr V. B. Proudfoot (Uniwersytet w Durham) mówił o eksperymentach terenowych i laboratoryjnych w geomorfologii; pani dr M. Sweeting (Uniwersytet w Oxfordzie) o problemach i technikach badawczych w studiach nad geomorfologią krasu; doc. B. Dumanowski (Uniwersytet Warszawski) o metodach ilościowych w polskich badaniach geomorfologicznych, a doc. Z. Czeppe (Uniwersytet Jagielloński) przedstawił metody i rezultaty badań nad współczesnymi procesami morfotwórczymi na przykładzie prac prowadzonych w ośrodku krakowskim.

Druga sesja poświęcona była zagadnieniom terminologii, dokumentacji i przekazywania wyników prac. Interesujący referat pt. *Publikacje i komunikowanie się w geografii* przedstawił główny redaktor londyńskiej serii bibliografii adnotowanej „Geoabstracts”, prof. K. Clayton (Londyńska Szkoła Ekonomiczna). O polskich pracach dokumentacyjnych i publikacjach geograficznych mówił prof. K. Dziewoński (IG PAN). Referat pani C. Sunley (Queen Mary College, Londyn) nosił tytuł *Precyzja terminologiczna na przykładzie geomorfologii fluwialnej*.

W trzeciej sesji poświęconej modelom w geografii przedstawiono cztery referaty. Dr D. Harvey (Uniwersytet w Bristol) mówił o budowie teorii w geografii człowieka w świetle postulatów nauki o zachowaniu, a D. Thompson (Uniwersytet w Sheffield) omówił zastosowanie analizy wieloczynnikowej do badań geograficznych. Doc. Z. Chojnicki (Uniwersytet Poznański) mówił o niektórych teoretycznych aspektach zastosowania modeli matematycznych w geografii ekonomicznej, wreszcie doc. A. Wróbel (IG PAN) przedstawił referat zatytułowany *Model grawitacji dla macierzy międzyregionalnych przepływów towarowych*.

Czwarta sesja nie miała jednolitego charakteru. Dr E. C. Barrett (Uniwersytet w Bristol) omówił możliwości wykorzystania zdjęć satelitów do badań klimatologicznych i przedstawił bogaty zespół zdjęć czarno-białych i barwnych. Doc. L. Ratajski (Uniwersytet Warszawski) przedstawił zaś zagadnienie węzłów generalizacji jakościowej i ilościowej w kartografii.

Piąta sesja poświęcona była problematyce użytkowania ziemi. Dr C. Board (Londyńska Szkoła Ekonomiczna) przedstawił metodę ilościowego badania typów użytkowania ziemi i jej zastosowanie do analizy map użytkowania ziemi. Prof. J. Kostrowicki (IG PAN) omówił metody badań nad typologią rolnictwa, a mgr J. Grocholska (IG PAN) studia nad użytkowaniem ziemi w miastach.

W czasie ostatniej sesji zajęto się problematyką ludnościową. Dr J. H. Johnson (University College, Londyn) przedstawił przeglądowy referat o współczesnych badaniach w zakresie geografii ludności w Wielkiej Brytanii. Dr H. B. Rodgers (Uniwersytet w Keele) omówił metody ankietowe i reprezentacyjne w geografii miast. Wreszcie doc. L. Kosiński przedstawił metody i rezultaty badań nad migracjami ludności w Polsce w latach 1961—1965.

W zbiorczych dyskusjach, prowadzonych w każdej sesji po wysłuchaniu wszystkich referatów, brało udział szereg osób, zarówno spośród uczestników polskich, jak angielskich.

Na zakończenie obrad przyjęto jednomyślnie rezolucję następującej treści:

REZOLUCJA

*uchwalona przez uczestników III brytyjsko-polskiego
seminarium geograficznego*

Trzecie Brytyjsko-Polskie Seminarium Geograficzne obradujące w dniach 3—5 września 1967 roku w Baranowie Sandomierskim (Polska) uchwaliło, co następuje:

- 1. Dokonana wymiana poglądów i doświadczeń oceniana jest przez uczestników jako wysoce wartościowa.*
- 2. Nauki geograficzne odgrywają poważną rolę w bardziej efektywnej analizie i zagospodarowaniu obszaru obu krajów.*

3. Sprawozdanie z Seminarium zostanie opublikowane w polskich i brytyjskich czasopismach geograficznych jak również w I.G.U. Newsletter, pełne zaś materiały ze spotkania będą opublikowane w Polsce w „Geographia Polonica”.

4. Następne Seminarium odbędzie się za kilka lat w Wielkiej Brytanii; data i tematyka IV Seminarium zostanie ustalona w drodze konsultacji między Instytutem Geografów Brytyjskich a Instytutem Geografii Polskiej Akademii Nauk.

5. Uczestnicy Seminarium wyrażają podziękowania Polskiej Akademii Nauk za pomoc finansową niezbędną dla przeprowadzenia Seminarium oraz Ministerstwu Przemysłu Chemicznego za udostępnienie zamku w Baranowie Sandomierskim.

Richard H. Osborne
Przewodniczący i Sekretarz
grupy brytyjskiej

Stanisław Leszczycki
Przewodniczący grupy polskiej

Keith M. Clayton
Honorowy Skarbnik Instytutu
Geografów Brytyjskich

Leszek Kosiński
Sekretarz grupy polskiej

Instytut Geografów
Brytyjskich

Instytut Geografii
Polskiej Akademii Nauk

Baranów Sandomierski, dnia 5 września 1967 r.

W przerwach między obradami uczestnicy seminarium odbyli krótkie wycieczki do klasztoru romańskiego w Koprzywnicy, do Sandomierza oraz zwiedzili odkrywkową kopalnię siarki w Piasecznie, kombinat siarkowy w Machowie i nowe dzielnice mieszkalne w Tarnobrzegu.

Po zakończeniu obrad wszyscy goście angielscy i część uczestników polskich przejechali przez Krosno—Biecz—Gorlice do Krynicy, nazajutrz odbyli spływ Dunajcem, a na trzeci dzień powrócili przez Tarnów do Warszawy. 9 września rano odbyło się zwiedzanie Warszawy, a końcowym akcentem była wizyta w Teatrze Wielkim.

Część uczestników angielskich została jeszcze przez parę dni w Warszawie, a prof. R. H. Osborne zatrzymał się w drodze powrotnej w Łodzi i Wrocławiu.

III seminarium anglo-polskie wykazało znaczny rozwój geografii brytyjskiej w ciągu ostatnich lat, zarówno jeśli idzie o postęp metodyczny, jak i rozwój kadry. Pozwoliło ono skonfrontować osiągnięcia brytyjskie i polskie wykazując, że także w geografii osiągnięcia naukowe zależne są od rozwoju bazy materiałowej, który w naszym kraju nie jest tak szybki, jak należałoby sobie tego życzyć. Przebiegając w serdecznej, koleżeńskiej atmosferze, seminarium umożliwiło pogłębienie starych i nawiązanie nowych kontaktów.

Leszek Kosiński

SYMPOZJUM INSTYTUTU STUDIÓW SPOŁECZNYCH W HADZE

Instytut Studiów Społecznych w Hadze dla uczczenia 15-lecia swego istnienia oraz w związku z bliskim (jesień 1968 r.) zorganizowaniem specjalnego, podypłomowego Studium Planowania Regionalnego, zorganizował w dniach 5—7.X.1967 r. sympozjum na temat programowania rozwoju regionalnego. Sam Instytut ma cha-

rakter międzynarodowego uniwersytetu dla cudzoziemców. Językiem wykładowym jest angielski. W Radzie Zarządzającej (Board of Trustees) Instytutu zasiadają przedstawiciele wszystkich uniwersytetów holenderskich, w Senacie — stali pracownicy nauki Instytutu, wśród nich liczni cudzoziemcy. Do założycieli Instytutu należą również Oskar Lange.

Symposium miało charakter zamknięty. Wzięło w nim udział 18 osób, wybitnych działaczy i fachowców (nie licząc, oczywiście, kilkuosobowej grupy obsługującej — technicznej). Wśród osób spoza Holandii wystąpili: prof. prof. J. Boudeville z Paryża, K. Dziewoński z Warszawy, J. Friedmann z Bostonu i Santiago de Chile, J. Ginsburg z Londynu, A. Kukliński z Warszawy i Genewy, J. Lasuen z Barcelony i Waszyngtonu oraz dr dr P. Vicinelli z Rzymu, D. Dunham z Londynu i R. Carrillo Aronzo z Meksyku. Z Holandii w symposium udział wzięli: rektor Instytutu prof. J. F. Glastra van Loon (który przewodniczył w czasie obrad), prof. prof. F. van Hock, H. Lindemann, J. A. Ponsioen, J. P. Thijsse i J. Tinbergen oraz dr dr J. G. M. Hilhorst, H. P. A. van Roosmalen i A. P. G. N. van Suylichem.

Podstawą obrad było 6 referatów i 8 koreferatów, powielonych i rozesłanych do uczestników przed symposium. Autorzy opracowań wygłaszali jedynie krótkie zagajenie dyskusji. Referaty dotyczyły: nowych metod w dziedzinie analizy regionalnej i techniki planowania regionalnego w Polsce (K. Dziewoński), hipotezy urbanizacji i ewolucji układu miast w Hiszpanii (J. R. Lasuen), doświadczeń i trudności w realizacji planów rozwoju regionalnego w krajach rozwijających się (J. Friedmann). Koreferaty opracowali odpowiednio: A. Kukliński, B. van Suylichem, H. van Roosmalen i J. Friedmann, J. Hilhorst, H. Linnemann oraz L. Ginsburg i D. Dunham. Dyskusja odbywała się w formie krótkich, bezpośrednich, żywych wypowiedzi, które były nagrywane na taśmę magnetofoniczną. Całość materiałów ma być ogłoszona drukiem.

Kazimierz Dziewoński

III OGÓLNOPOLSKA KONFERENCJA FOTINTERPRETACYJNA

W dniach 7—9 IX 1967 r. odbyła się w Lublinie trzecia z kolei konferencja, poświęcona zagadnieniom interpretacji zdjęć lotniczych¹.

Konferencja została zorganizowana przez Komisję Fotointerpretacji Polskiego Towarzystwa Geograficznego oraz Katedrę Kartografii Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej. Wśród około 100 uczestników reprezentowane były wszystkie uniwersyteckie ośrodki geograficzne, a także przedstawiciele wojska oraz zainteresowanych instytutów resortowych, jak IUNG w Puławach, IBL, IGiK, przedsiębiorstwo „Geoprojekt” i in. Konferencję otworzyli profesorowie: F. Uhorczak i W. Walczak (przewodniczący Komisji Fotointerpretacji), po czym 19 prelegentów wygłosiło na 4 posiedzeniach 22 komunikaty i referaty, dotyczące następujących problemów: fotointerpretacja elementów fizycznych środowiska geograficznego, fotointerpretacja elementów biogeograficznych środowiska geograficznego (tylko 2 referaty: na temat gospodarki leśnej i rolniczego użytkowania ziemi, a więc nie zupełnie zgodnie z tematem), fotointerpretacyjne studia syntetyczne (dla celów topograficznych, badań krajobrazowych, a także komunikacyjnych) i wreszcie

¹ I konferencja odbyła się w Warszawie w dniach 21—22.IV.1964 r. (por. „Przegl. Geogr.” t. XXXVII, s. 252—256), II we Wrocławiu w dniach 24—25.V.1965 r. (por. „Czasop. Geogr.” t. XXXVII, s. 101—102).

dydaktyka fotointerpretacyjna. Referaty wywołały ożywioną dyskusję. Z okazji konferencji otwarto małą wystawę pt. *Zdjęcia lotnicze w geografii*, a trzeciego dnia odbyła się wycieczka, w czasie której zapoznano się m. in. z „poligonem” fotointerpretacyjnym, tj. terenem, wytypowanym do praktycznych zajęć ze zdjęciami lotniczymi.

Spośród wygłoszonych referatów warto wymienić ciekawe studium m. in. mgra J. Miszałskiego na temat przesuwania się wydm ruchomych nad Łebą w świetle kolejnych zdjęć lotniczych (przy czym autor przedstawił to zagadnienie dynamicznie i ilościowo), następnie uwagi dra T. Witka o wielkim znaczeniu zdjęć lotniczych dla wykonania szczegółowej przyrodniczej mapy gleb, opartej na planach klasyfikacyjnych, następnie zreferowanie przez dra K. Wojciechowskiego próby zinterpretowania zdjęć lotniczych dla oceny warunków wpływu i wsiąkania w dorzeczu Rio Aconcagua w Andach (teren badań wyprawy PTG na jachcie „Śmiały”), komunikat A. Ciołkosza o pomiarach napięcia ruchu ulicznego w Warszawie, jak również różne nowe próby z zakresu metod nauczania fotointerpretacji, pomocy naukowych itp.

Konferencja dowiodła intensywnego rozwoju nowej w Polsce metody badawczej, a dużym sukcesem młodej Komisji Fotointerpretacyjnej jest wprowadzenie tego przedmiotu do geograficznych studiów uniwersyteckich oraz wydawanie periodyku „Fotointerpretacja w Geografii”, którego ukazało się już 5 numerów.

Jerzy Kondracki

KONFERENCJA PODKOMISJI BAŁTYCKICH LINII BRZEGOWYCH — INQUA

W dniach od 24 września do 1 października 1967 r. odbywała się w Warnemünde (NRD) III konferencja robocza Podkomisji Bałtyckich Linii Brzegowych (INQUA). Powołanie do życia Podkomisji nastąpiło w r. 1961 podczas VI Kongresu INQUA w Warszawie i w tym czasie odbyło się jej I posiedzenie. II konferencja odbyła się w r. 1965 w Uppsali, gromadząc 45 badaczy krajów nadbałtyckich. W międzyczasie odbyło się zebranie robocze zorganizowane przez Zakład Geomorfologii i Hydrografii Niżu PAN w Toruniu.

Pracami Subkomisji w latach 1961—1965 kierował J. J. Donner z Helsinek. Aktualnym jej przewodniczącym jest Sten Florin z Uppsali.

Podstawowa działalność Podkomisji jest związana z badaniami nad paleogeograficznymi warunkami powstawania i rozwoju Morza Bałtyckiego. W tym celu Podkomisja skupia prawie wszystkich zainteresowanych badaczy państw nadbałtyckich. Aktywna działalność członków Subkomisji znajduje swój wyraz w referatach przedstawianych na kongresach międzynarodowych i w publikacjach. Większość prac członków Podkomisji ukazuje się w specjalnym wydawnictwie INQUA pt. „Baltica”, redagowanym przez prof. dr V. Gudelisa z Wilna. Kolejny III tom tego wydawnictwa ukazał się w r. 1967.

III plenarne posiedzenie Podkomisji zwołane do Warnemünde zorganizowała Niemiecka Akademia Nauk w Berlinie, reprezentowana przez „Institut für Meereskunde der DAW” i głównych organizatorów w osobach prof. dr H. Kliewego z Uniwersytetu w Jenie i doc. dr O. Kolpa ze wspomnianego Instytutu w Warnemünde. W posiedzeniu brało udział 41 badaczy z 10 różnych krajów. Z Polski przybyli: dr Bogusław Rosa z Uniwersytetu im. M. Kopernika w Toruniu, mgr Kazimierz Wypych z Zakładu Oceanografii PIHM w Gdyni i z ramienia Instytutu Geografii PAN dr J. Bączyk. Na obrady plenarne zgłoszono 18 referatów, w tej liczbie 2 z Polski.

Przedstawioną przez referentów na posiedzeniach problematykę można podzielić na następujące grupy tematyczne:

I. *Transgresje holoceni i ich skutki geologiczne na obszarach Morza Bałtyckiego* (S. Florin, V. Gudelis, K. Orviku, C. Freden, L. K. Königsson, B. Rosa).

II. *Geochronologia Bałtyku w świetle badań nad sedymentacją lądową i morską na wybrzeżach* (H. Kliewe, O. Kolp, A. Ludwig, F. Werner, J. Bączyk, G. Bublitz, G. Neumann).

III. *Znaleziska kulturowe na wybrzeżach i ich związek z fazami rozwijającego się morza* (B. Gramsch, P. Herfert, H. Hafsten, E. Lange).

Najlepiej znane skutki transgresji holoceni pochodzą z obszarów państw skandynawskich, bowiem stare linie brzegowe są wyniesione powyżej współczesnego poziomu morza. Dno bałtyckie jest stosunkowo słabo poznane i w tym zakresie istnieje szereg przypuszczeń nie popartych szczegółowymi badaniami. Zmiana poglądów następuje dzięki pobieranym próbom osadów dennych o miąższości do 8 m i dokonany wszechstronnym analizom. Prace te są szeroko rozwijane w NRD, a zapoczątkowano je również w Polsce.

Geochronologia późnego plejstocenu i okresu holoceni w basenie Morza Bałtyckiego oparta była początkowo na badaniach skandynawskich, lecz wraz z rozwojem prac na wybrzeżach południowobałtyckich uległa dalszemu uściśleniu. Na szczególną uwagę zasługują w tym zakresie prace związane z badaniami maksymalnego zasięgu transgresji atlantyckiej. Okres transgresji atlantyckiej ma swój odpowiednik bałtycki pod nazwą morza litorynowego. Starsze poglądy zakładały w tej fazie znaczne obniżenie wybrzeży południowobałtyckich. Ostatnie badania V. Gudelisa na Litwie i H. Kliewego w NRD ujawniły, że transgresja litorynowa narastała w trzech fazach i największe jej natężenie zaznaczyło się pod koniec okresu atlantyckiego osiągając swe absolutne maksimum z początkiem okresu subborealnego. Znalazło to swój wyraz w referatach i w ten sposób uzyskano nie tylko potwierdzenie dla krzywej wahań poziomu wód oceanicznych w holocenie R. W. Fairbridge'a, lecz podane fakty stanowią rozwinięcie prac polskich z tego zakresu, przedstawionych przez J. Bączyka z lat 1962—1967, dla polskiej części południowych wybrzeży Bałtyku. W świetle referatów zagadnienie geochronologii bałtyckiej jest rezultatem relatywnej zależności między wahaniami eustatycznymi poziomu wód oceanicznych i epejrogenicznym wyrównywaniem skorupy ziemskiej po ustąpieniu zlodowaceń skandynawskich.

Ważnym potwierdzeniem wiekowym dla ostatnio odnalezionych form litorynowych są szeroko stosowane analizy paleozoologiczne i paleobotaniczne, datowania resztek organicznych metodą C-14 oraz szczegółowe analizy mineralne osadów morskich. Uzupełnieniem są równolegle prowadzone badania archeologiczne, szczególnie na wybrzeżach NRD, związane z wczesnym osadnictwem słowiańskim, którego resztki z reguły odnajdywane są na brzegach najmłodszych faz litorynowych (tzw. *Lietzov Kultur*).

Pełniejsze wyjaśnienie transgresji na obszarze Bałtyku będzie możliwe po przeprowadzeniu dalszych badań w rejonie cieśnin duńskich i przylegających partii Morza Północnego. Znalazło to swój wyraz m. in. w podjęciu uchwały przez Podkomisję, aby kolejne czwarte posiedzenie zwołać w r. 1969 do Bergen w Norwegii.

Druga część konferencji związana była ze studiami terenowymi w formie wycieczki naukowej na wybrzeża NRD. Zasadniczym celem wycieczki było zapoznanie uczestników w terenie z wynikami prac niemieckich prezentowanych w referatach. W tym celu pierwszego dnia udano się z Warnemünde do Schaprode na Rugii i dalej statkiem do Kloster na wyspę Hiddensee. Tam pod kierownictwem

doc. dr O. Kolpa zapoznano się z budową geologiczną ostańca plejstocenijskiego nadbudowanego mierzeją, jaki tworzy wyspę i niektórymi aspektami kulturowymi dotyczącymi początków osadnictwa na wyspie.

Następnego dnia wycieczkę poprowadził prof. dr H. Kliewe, przez Wittow, Rappin, Bergen, Mukran, Granitz do Sellin. Celem tej wycieczki autokarowej było objaśnienie w terenie położenia ciągów morenowych związanych z ostatnimi fazami zlodowacenia i ich stosunku do współczesnych linii brzegowych. Jednocześnie demonstrowano linie brzegowe późnych faz litorynowych z położonymi na nich resztkami kulturowymi osadnictwa słowiańskiego na Rugii, związanymi z tzw. *Lietzov Kultur*, występującymi w Ralswiek i Lietzov.

W trzecim dniu wycieczki jej uczestników podzielono na dwie grupy specjalistyczne. Jedna udała się statkiem oceanograficznym „Walther Penck” na wody przybrzeżne Greifswalder Bodden, dla zaznajomienia się z techniką pobierania prób osadów dennych, sondami rdzeniowymi o długości 4 i 8 m. Pracami na statku kierował doc. dr O. Kolp. Druga grupa w tym czasie zwiedzała wybrzeża w rejonie Sassnitz, Wissower Klinken, Stubbenkammer, pod kierownictwem dra A. Ludwiga.

Czwarty dzień poświęcony był zwiedzaniu m. Bad Doberan i Heiligendamm.

Na szczególną uwagę zasługują prace, których celem jest ustalenie dokładniejszej chronologii zdarzeń, które wpłynęły na powstanie Morza Bałtyckiego i szeroko stosowane kompleksowe metody badań. W tym zakresie zarówno metody, jak i wyniki otrzymane przez Podkomisję, mogą stanowić wzór dla innych Komisji Badań Linii Brzegowych INQUA w badaniach czwartorzędowych brzegów morskich, której to opinii dał wyraz w swoim wystąpieniu w czasie obrad przewodniczący Komitetu dla Badań Linii Brzegowych INQUA — prof. dr Rhodes W. Fairbridge z Columbia University w Nowym Yorku.

Organizacja techniczna i naukowa strona posiedzeń i wycieczek były wzorowe.

Józef Bączyk

SPIS TREŚCI

Mieczysławowi Klimaszewskiemu (*S. Leszczycki*) 237

ARTYKUŁY

Goetel W. — Ochrona przyrody i jej zasobów nową nauką	241
Охрана природы и ее ресурсов — это новая наука	247
Conservation of nature and its resources — a new branch of science	247
Zierhoffer A. — Nieznane studium Eugeniusza Romera na temat geografii i jej nauczania	249
Непубликованная статья Эугениуша Ромэра на тему географии и ее обучения	253
An unknown paper by Eugeniusz Romer on geography and how to teach it	253
Tricart J. — Problèmes de coordination internationale de la cartographie géomorphologique	255
Zagadnienia międzynarodowej koordynacji kartowania geomorfologicznego	262
Вопросы международной координации геоморфологического картирования	
(Роль подкомиссии Геоморфологического картирования МГС)	263
Baumgart-Kotarba M. i inni — Zróżnicowanie i etapy rozwoju rzeźby Południowej Polski na szczegółowych mapach geomorfologicznych	265
Различие и этапы развития рельефа южной Польши на геоморфологических картах	269
The presentation of various relief types and stages in relief evolution of Southern Poland on the detailed geomorphological maps	270
Wit-Józwick K. — Przykłady map hydrograficznych z Południowej Polski	271
Примеры гидрографических карт южной Польши	282
Examples of hydrographical maps of Southern Poland	282
Gilewska S. — Wybrane zagadnienia przeglądowej mapy geomorfologicznej Wyżyny Śląskiej	285
Избранные проблемы обзорной геоморфологической карты Силезской возвышенности (южная Польша)	288
Some problems of the geomorphological outline map of the Silesian Upland	288
Tada F., Oya M. — Geomorphological survey map of the Yoshino River Basin, Shikoku, in the Western part of Japan, showing classification of food stricken areas	289
Мапа геоморфологiczna obszarów dotkniętych powodzią w dorzeczu Josino, Sikoku, w zachodniej Japonii	291
Геоморфологическая карта территорий, постигнутых наводнением в бассейне Йошино, Шикоку, в западной Японии	292
Markow K. — Geografia древних ледниковых покровов	293
Geografia lodolodów plejstocenijskich	296
The Geography of the Pleistocene glaciations	297
Henoch W. — Badania glaciologiczne w Kanadzie	299
Глациологические исследования в Канаде	305
Glaciological research in Canada	305

Galon R. — New facts and problems pertaining to the origin of the Noteć-Warta Pradolina and the valleys linked with it	307
Nowe fakty i zagadnienia dotyczące genezy pradoliny Noteci—Warty i dolin z nią związanych	314
Новые факты и вопросы по генезису прадолины Нотеци—Варты и связанных с ней долин	315
Walczak W. O genezie tzw. „moren otmuchowsko-nyskich” na przedpolu Sudetów Wschodnich	317
О генезисе т. н. „отмуховско-нисских морен” на предполье Восточных Судет	323
On the origin of the so-called "Otmuchów-Nysa moraines" in the foreland of the Eastern Sudetes	323
Różycki St. Zb. — Zmiany zasięgów pojezierzy w Polsce w czasie interglacjalów	325
Изменения в распространении озерных зон в Польше во время межледниковий	330
Changes in range of glacial lake districts during interglacial periods	331
Cegła J., Klimek K. — Osady kopalnych zagłębień bezodpływowych jako wskaźnik degradacji moreny dennej w obszarach starszych zlodowaceń	333
Отложения ископаемых бессточных углублений в качестве показателя деградации донной морены (на территориях древних оледенений)	341
Deposits of fossil closed depressions as indicators of ground moraine degradation in areas of older glaciations	342
Oszaś J., Środoń A. — Wyniki badań palynologicznych nad łąkami zastoiskowymi z Wadowic	343
Результаты палинологических исследований глин плотинных озер в Вадовицах	349
Results of palynological examinations of ice-dammed clays from Wadowice	350
Kliewe H. — Periglazialphenomäne im Spätglazialgebiet der Weichselvereisung	351
Zjawiska peryglacjalne na obszarach zlodowacenia bałtyckiego	361
Периглациальные явления на территориях балтийского оледенения	362
Demek J. — Comparison of Cryoplanation terraces in Siberia and Europe	363
Porównanie teras krioplanacyjnych Syberii i Europy	370
Сравнение криопланационных террас Сибири и Европы	370
Lang S. — Problèmes discutés de la genèse du loess en Hongrie	371
Dyskusyjne zagadnienia pochodzenia lessu na Węgrzech	376
Дискуссионные вопросы происхождения лёсса в Венгрии	376
Rühle E. — Metoda paleogeomorfologiczna w geologii	377
Палеоморфологический метод в геологии	384
The paleogeomorphological method applied in geology	385
Bakker J. P., Kwaad F. J. P. M., Müller H. J. — Einige vorläufige Bemerkungen über Salz- und Tonsprengung besonders in Hinblick auf Granit	387
Kilka tymczasowych uwag o rozsadzaniu skał przez sole i ily ze szczególnym uwzględnieniem granitu	398
Несколько временных замечаний по разрушению пород солями и глинами (с особым учетом гранита)	398
Gaweł A. — Przejawy mineralne wietrzenia pustynnego w Południowej Polsce	401
Минеральные проявления выветривания в засушливом климате Южной Польши	406
Mineral phenomena of weathering in dry climate in Southern Poland	406

Krygowski B. — Kilka danych z graniformametrii mechanicznej w dynamice środowiska sandrowego	407
Несколько данных из механической граниформаметрии по динамике зандровой среды	410
Some data from mechanical graniformametry on the dynamics of outwash environment	411
Gellert J. F. — Das Yangtsekiang-Delta und die Yangtsekiang-Mundung	413
Delta i ujście rzeki Jangcy	417
Дельта и устье реки Янцзы	418
Jahn A. — Selektywna erozja gleb i jej znaczenie w badaniach geomorfologicznych	419
Селективная эрозия почв и ее значение в геоморфологических исследованиях	424
Selective soil erosion and its significance in geomorphological research	424
Drzał M., Smyk B. — Rola czynnika mikrobiologicznego w kształtowaniu struktur i form podłoża skalnego	425
Роль микробиологического фактора в формировании структур и форм рельефа скальных пород	429
The role of the microbiological element in the formation of structures and forms of rocky substratum	429
Kasowski L., Kotarba A. — Rozmiary przeobrażeń koryta Kobyłanki podczas wezbrania z dnia 27.VI.1965,г.	431
Размеры преобразования русла Кобылянки во время половодья 27.VI.1965 г. (баланс процессов)	436
Extent of transformation of Kobyłanka channel suffered by flood of June 27, 1965	437
Pécsi M. — Interpretation and nomenclature of the more important concepts of geomorphology	439
Интерпретация и номенклатура важнейших понятий геоморфологических	445
Interpretacja i nomenklatura ważniejszych pojęć geomorfologicznych	445
Интерпретация и номенклатура более важных, геоморфологических понятий	445
Pokorny J. — Podział geomorfologiczny regionu ibadańskiego	447
Геоморфологические подразделения ибаданской области	451
Main geomorphological units in the Ibadan area	452
Wrzosek A. — Charakterystyka głównego działu wodnego w Karpatach Zachodnich	453
Характеристика главного водораздела в западных Карпатах	461
Characteristics of the main watershed in the Western Carpathians	461
Okolowicz W. — Pochodne pojęcia „klimat” i ich skala	463
Производные понятия „климат” и их масштаб	465
Derivatives of notion "climate" and their scale	466
Hess M. — Piętra klimatyczne w Alpach Wschodnich, Karpatach Zachodnich i Sudetach	467
Климатические пояса в Восточных Альпах, Западных Карпатах и Судадах	471
Vertical climatic zones in the Eastern Alps, the Western Carpathians and the Sudetes	472
Niedźwiedz T. — Częstotliwość występowania układów barycznych, mas powietrza i frontów atmosferycznych nad Polskimi Karpataми Zachodnimi	473
Повторяемость проявления барических полей, воздушных масс и атмосферных фронтов над польскими западными Карпатами	477
Frequency of occurrence of baric configurations, air masses, and atmospheric fronts above the Polish Western Carpathians	477

Morawska M. — Wpływ Tatr na kierunek i prędkość wiatru	479
Влияние Татр на направление и скорость ветра	484
Effect of Tatra massif on directions and velocity of the wind	484
Obrębska-Starkłowa B. — Wpływ lasu na mezoklimat w górach na przykładzie stosunków termicznych w Gorcach	485
Влияние леса на мезоклимат в горах (на примере термических условий в Горцах)	491
Effect of forests on mesoclimate in mountain regions (with thermal conditions in the Gorce region as example)	492
Lewińska J. — O pionowym gradiencie temperatury w przyziemnej warstwie powietrza	493
О вертикальном градиенте температуры в приземном слое воздуха	498
On the vertical temperature gradient in near-ground air layer	498
Kłapowa M. — Wpływ temperatury powietrza na temperaturę gruntu w obszarze górnej granicy lasu w Tatrach	499
Влияние температуры воздуха на температуру почвы в области верхней границы леса в Татрах	503
Effect of air temperature on ground temperature at the upper tree line in the Tatra	504
Ileśiń S. — Reżimy rzek w Jugosławii	505
Режимы рек в Югославии	509
Les régimes fluviaux en Yougoslavie	509
Dynowska I., Dynowski J. — Zarys stosunków wodnych powiatu chrzanowskiego	511
Очерк по водам в Хшановском повяте	517
Outline of hydrological conditions in Chrzanów county	517
Tłałka A., Waksmundzki K. — Wyniki badań źródeł w Polsce Południowej	519
Результаты исследований источников в южной Польше	523
The results of examinations of springs in Southern Poland	523

RECENZJE

„Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica” vol. I (<i>J. Kondracki</i>)	525
Tricart J. — Géomorphologie et aménagement rural (<i>C. Radłowska</i>)	526
Essays in Geomorphology (<i>D. Kosmowska-Suffczyńska</i>)	527
Continental drift (<i>M. Bogacki</i>)	529
Neef E. — Die theoretischen Grundlagen der Landschaftslehre (<i>J. Kondracki</i>)	531
Tröll C. — Ökologische Landschaftsforschung und vergleichende Hochgebirgsforschung (<i>J. Kondracki</i>)	533
Klink H. J. — Naturräumliche Gliederung des Itho-Hils Berglandes (<i>J. Kondracki</i>)	534

KRONIKA

Z życia geograficznego	537
Konferencja Narodowych Komitetów Geograficznych państw socjalistycznych w Moskwie (<i>S. L.</i>)	537
Komunikat o I zebraniu grupy roboczej dla opracowania przeglądowej mapy geomorfologicznej Europy w skali 1 : 500 000. (<i>A. Galiszkievicz, L. Starkel</i>)	537

Symposium Komisji Geomorfologii Peryglacjalnej i Komisji do Badań Rozwoju Stoków MUG w Polsce (<i>K. Kuydowiczówna, J. Wieczorkowska</i>) . . .	539
Symposium Podkomisji Holocenu INQUA (<i>L. Starkel</i>)	542
III symposium na temat regionalizacji fizycznogeograficznej (<i>J. Kondracki</i>)	543
III anglo-polskie seminarium geograficzne (<i>L. Kosiński</i>)	546
Symposium Instytutu Studiów Społecznych w Hadze (<i>K. Dziewoński</i>) . . .	549
III ogólnopolska konferencja fotointerpretacyjna (<i>J. Kondracki</i>)	550
Konferencja Podkomisji Bałtyckich Linii Brzegowych INQUA (<i>J. Bączyk</i>)	551

Pod opaską znajdują się dwie mapy kolorowe: 1) przykłady mapy hydrograficznej z Polski Południowej (do artykułu Krystyny Wit-Józwik), 2) mapa geomorfologiczna terytorium miasta Krakowa (do artykułu Marii Baumgart-Kotarba i innych). Trudności techniczne sprawiły, że wycinki szczegółowej mapy geomorfologicznej Polski do drugiego z wymienionych artykułów oraz wycinek przeglądowej mapy geomorfologicznej Wyżyny Śląskiej do artykułu Sylwii Gilewskiej nie zostały wydrukowane na czas.

Redakcja przeprasza Czytelników i zawiadamia, że mapy zostaną załączone do innego numeru „Przeglądu Geograficznego”.

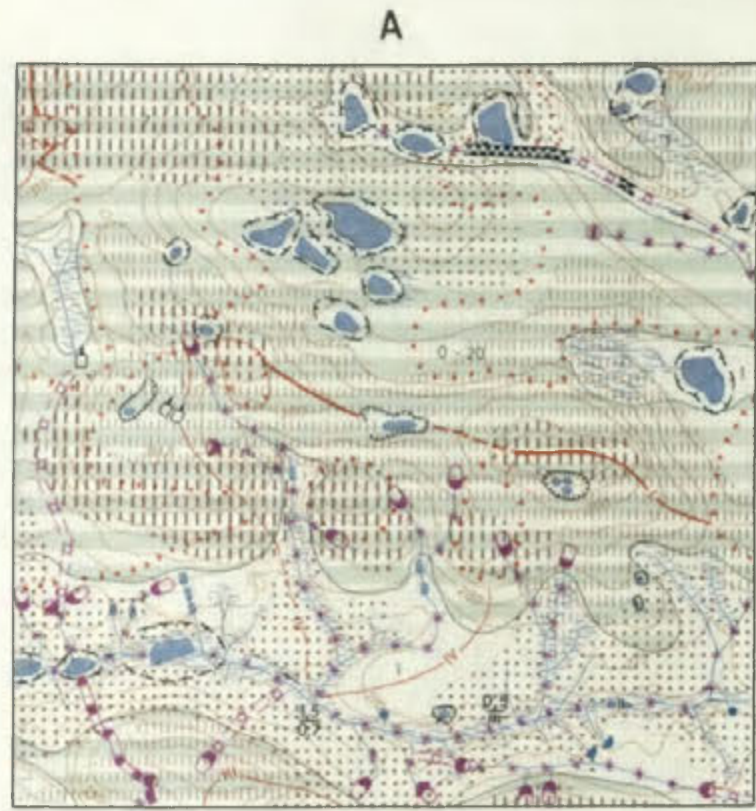
Под бандеролью находятся две цветные карты: 1) пример гидрографической карты из Южной Польши (к статье Крыстыны Вит-Юзьвик), 2) геоморфологическая карта территории г. Кракова (к статье Марии Баумгарт-Котарба и др.). Из-за технических трудностей части детальной геоморфологической карты Польши, являющиеся приложением ко второй статье, а также часть обзорной геоморфологической карты Силезской возвышенности к статье Сильвии Гилевской не напечатаны вовремя.

Редакция просит прощения у Читателей и извещает, что карты будут приложены к другому выпуску „Польского Географического обзора”.

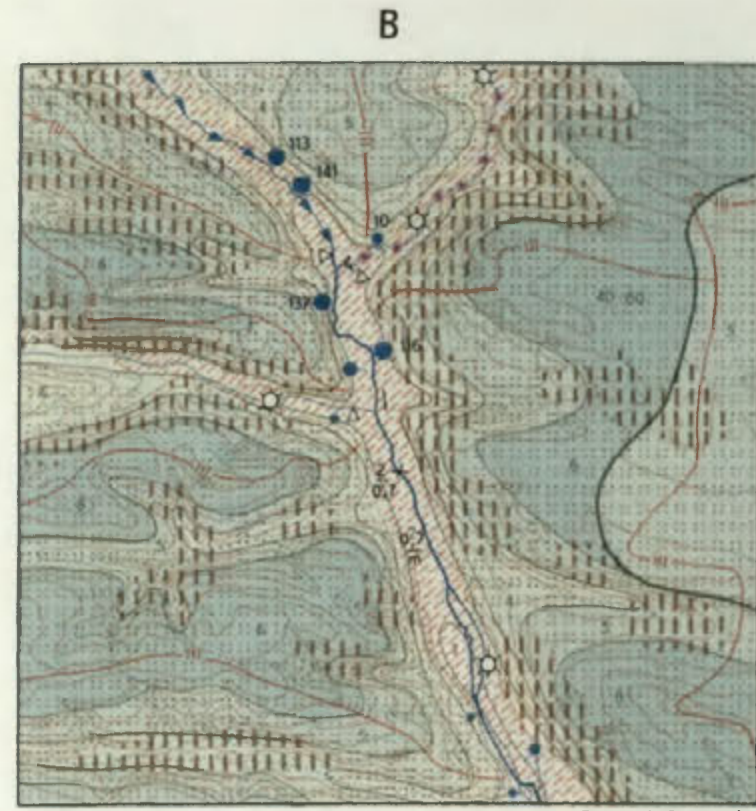
The back cover contains two coloured maps i.e. 1) samples of the hydrographic map of Southern Poland (appendix to the paper by Krystyna Wit-Józwik), and 2) a geomorphological map of the Krakow Area (appendix to the paper by Maria Baumgart-Kotarba et alii). Due to technical difficulties, samples of the detailed geomorphological map of Poland which should accompany the above paper, and a sample of the geomorphological outline map of the Silesian Upland which should accompany the paper by Sylwia Gilewska were not printed in due time.

The Editor wishes to offer the Readers his apology. The missing maps will be issued in another number of the „Polish Geographical Review”.

PRZYKŁADY MAP HYDROGRAFICZNYCH Z POLSKI POŁUDNIOWEJ
 EXAMPLES OF HYDROGRAPHIC MAPS FROM SOUTHERN POLAND



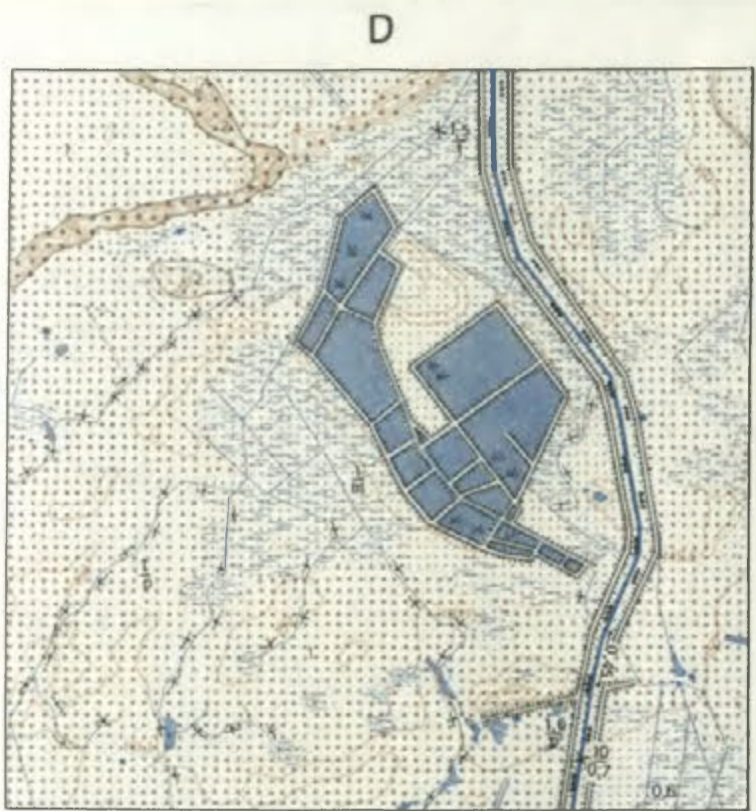
Uprac. K. Wit-Józwiak



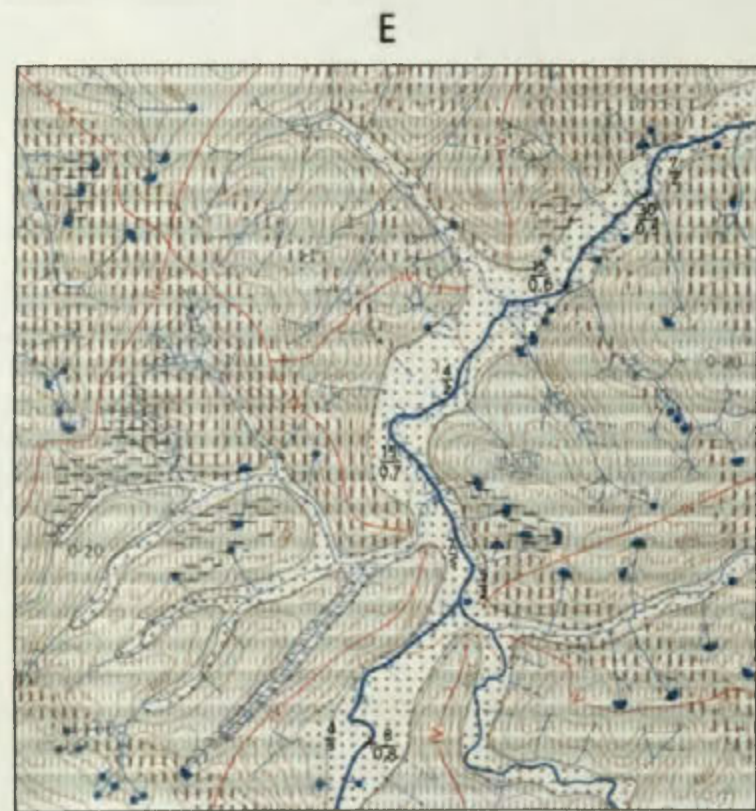
Oprac. I. Dynowska



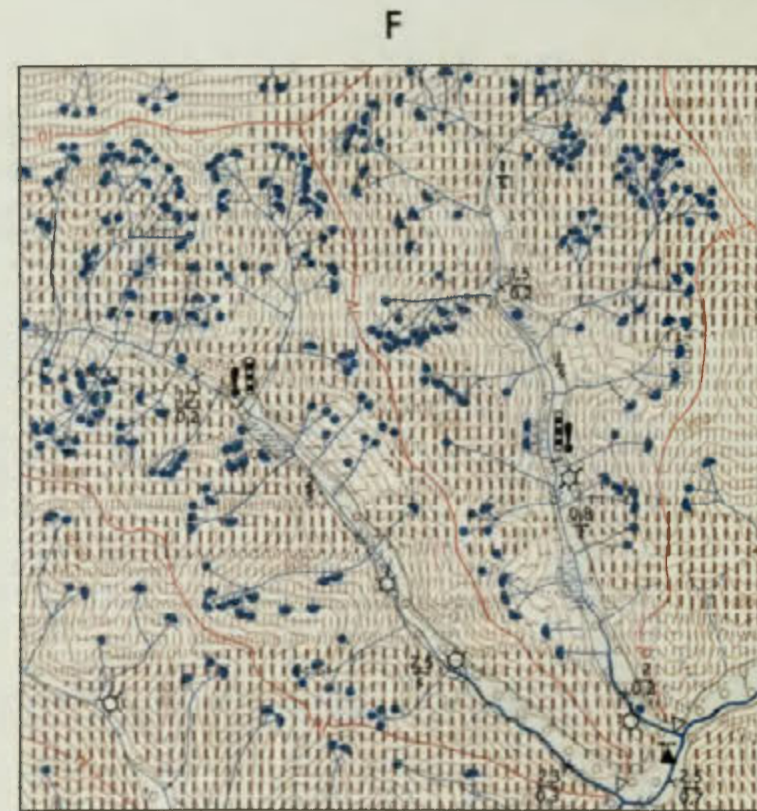
Oprac. K. Wojciechowski



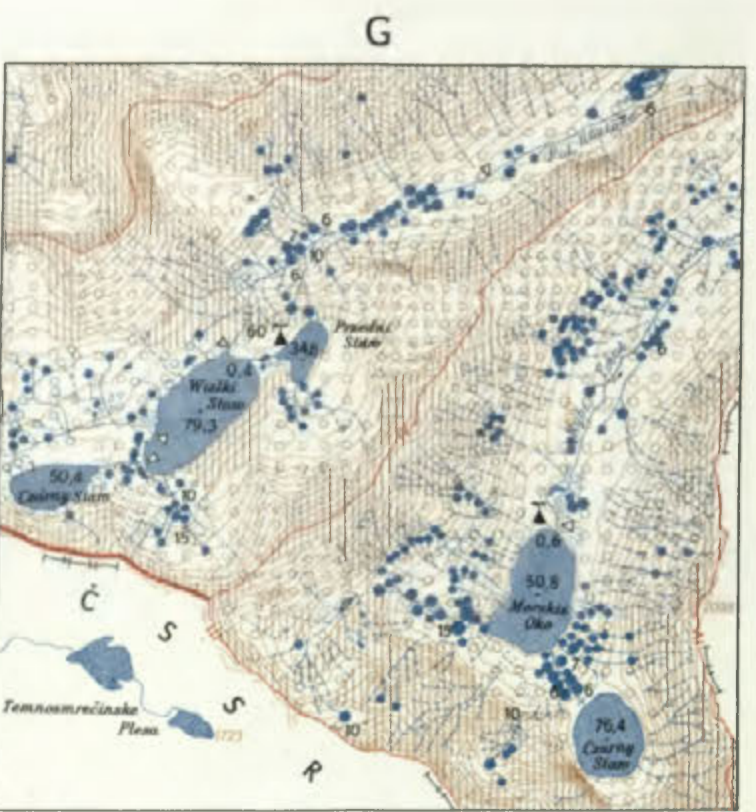
Oprac. E. Rederowa



Oprac. K. Wit-Józwiak



Oprac. J. Niemirowska



Uprac. K. Wit-Józwiak



ZDJĘCIA HYDROGRAFICZNE (ROK) - WYKONAWCA
 Wyc. A(1955) - J. Bzikot, M. Krasoń
 B(1957) - I. Dynowska
 C(1955) - St. Niedbała

Wyc. D(1962) - E. Rederowa, B. Szalkiewicz
 E(1954) - M. Małaszyńska, U. Tucholska, M. Klimek
 F(1965) - J. Niemirowska
 G(1960-62) - A. Rajwa, K. Wit-Józwiak

m 1000 500 0 1 2 km

Redakcja: K. Wit-Józwiak
 Rysunek: M. Klimek

OBJAŚNIENIE ZNAKÓW
 EXPLANATORY NOTES

SPŁYW POWIERZCHNIOWY I WSIĄKANIE
 SURFACE FLOW AND INFILTRATION

DZIAŁY WÓD POWIERZCHNIOWYCH
 SURFACE WATER DIVIDES

- Dział główny europejski
European Main divide
a) wyraźny distinct b) niepewny uncertain
- Dział wodny I rzędu
Divide of the I-st order
wyraźny distinct
- Dział wodny III rzędu
Divide of the III-rd order
wyraźny distinct
- Dział wodny IV rzędu i rzędów niższych
Divide of the IV-th order and lower orders
a) wyraźny distinct b) niepewny uncertain
- Dział wodny obszaru bezodpornego
Divide of an endoreic area
- Granica obszaru kanalizacji miejskiej
Limit of the communal sewerage

UTWORZY POWIERZCHNIOWE
 SURFACE ROCKS

PRZEPUSZCZALNOŚĆ UTWORÓW PERMEABILITY OF ROCKS	RODZAJ UTWORÓW POWIERZCHNIOWYCH ROCK TYPE					
	Skaly luźne Loose rocks			Skaly lite Solid rocks		
	rumoszone i zwirowe Rock-debris and gravelly	piaszczyste Sandy	pyłowe Dust-like	ilaste Clayey	osadowe Sedimentary	magmowe i zmetamorf. Igneous and metamorphic
Duża High	○○○○	++++				
Średnia Median	○○○○	++++				
Mala Little	○○○○	++++				
Praktycznie żadna Essentially none						

MOKRADŁA I WODY STOJĄCE
 SWAMP AND STAGNANT WATER

- Mokradło okresowe
Swamp temporary
- Mokradło stałe (liczba oznacza głębokość mokradła w m.)
Swamp permanent (the figure shows the depth of the swamp in m.)
- Jezioro i starorzecze stałe wypełnione wodą (liczba oznacza głębokość w m.)
Lake or ox-bow lake permanently filled with water (maximum depth in m. shown by a number)
- Amplituda lustra wody (liczba oznacza wielkość amplitudy w m.)
Amplitude of the fluctuations of the lakes level
- Jezioro i starorzecze zarastające
Overgrown lake or ox-bow lake
- Jezioro i starorzecze okresowo wypełnione wodą
Lake or ox-bow lake temporarily filled with water
- Oczka i sadzawki stałe wypełnione wodą
kettle-lake (solle) and pool
- Staw stałe wypełniony wodą
Pond permanently filled
- Staw okresowo wypełniony wodą
Pond filled temporarily
- Wyrobisko z wodą
Water filled pit
- Zapadisko z wodą
Subsidence hollow with water
- Osadnik
Slime-pit
- Zbiornik przemysłowy
Industrial water reservoir

WODY PODZIEMNE
 UNDERGROUND WATER

- Głębokość do zwierciadła wody w metrach w dniu pomiaru
Depth of the water table at the time of measurement in m.
0 - 2
- 2 - 5
- 5 - 10
- 10 - 20
- 20 - 40
- ponad 40
(liczby 40 - 60 oznaczają przypuszczalną głębokość do wody gruntowej w m.)
above 40 (numbers show the probable depth of the water table in m.)
- Głębokość do zwierciadła wody zródnicowana (liczby ozn. głęb. skrajne w m.)
Various depths of the water table (numbers show the extreme depth in m.)
- Wody wierzchołkowe
Subcutaneous water
- Głębokość do zwierciadła wody nieznaną
Depth of the water table unknown
- Granica różnych poziomów wodonośnych
Border between different water horizons

NATURALNE WYPŁYWY WÓD PODZIEMNYCH
 NATURAL OUTFLOWS OF UNDERGROUND WATER

- Źródło stałe
Permanent spring
- Źródło okresowe
Intermittent spring

- Wydajność źródła
Discharge of the spring
do 10 l/sec.
up to 10.0 l/sec.
- 1-10 l/sec. (cyfra oznacza wydajność źródła w dniu pomiaru powyżej 5 l/sec.)
(number shows discharge at the day of measurement for the springs over 5 l/sec.)
- 10 - 100 l/sec. (liczba oznacza wydajność źródła w dniu pomiaru powyżej 50 l/sec.)
(number shows discharge at the day of measurement for springs over 50 l/sec.)
- ponad 100 l/sec. (liczba oznacza wydajność źródła w dniu pomiaru)
over 100 l/sec. (number shows discharge of the spring at the day of measurement)
- Linia źródeł i wylewów (wydajność według klas jak wyżej)
Line of springs (discharge in classes given above)
- Młaka
Bog-spring
- Wyciek
Leakage
- Wysięk
Trickling outflow

SIEĆ RZECZNA
 RIVER NET

CIĘKI NATURALNE I SZTUCZNE
 NATURAL AND ARTIFICIAL STREAMS

- Ciek stały o szerokości koryta w metrach
Permanent stream with the width of bed in m.
0 - 2
- 2 - 5
- 5 - 10
- 10 - 30
- Odcinek cieków o całkowitym, stałym lub okresowym zaniku wody
Segment of stream where water completely disappears (permanently or periodically)
- Miejsce zaobserwowanego zmniejszenia przepływu
Segment of the stream where the flow discernibly decreases
- Ciek okresowy
Seasonal stream
- Ciek epizodyczny
Episodic stream
- Ciek o korycie zarastającym
Stream with overgrown bed
- Szyby i bystra w korycie
Rapids and steps in river bed
- Wodospad (cyfra oznacza wysokość wodospadu w m.)
Waterfall (number shows the height in m.)
- Opis cieków i kanałów:
Description of a stream or canal:
a) w liczniku szerokość w m w mianowniku głębokość w m
numerator - width in m. denominator - depth in m.
b) prędkość wody w m/sec
velocity of water flow in m/sec.
c) w liczniku wysokość brzozy w m w mianowniku rodzaj dna (m-muliste, p-piaszczyste, z-zwirowe, sk-skaliste)
numerator - height of the river bank denominator - character of the bottom: m-muddy, p-sandy, z-gravelly, sk-rocky
- Kanał o szerokości koryta w m
Canal width in m.
0 - 2
- Obszar zalewu katastrofalnego
Area covered by catastrophic floods

ZAGOSPODAROWANIE CIĘKÓW
 REGULATION AND UTILIZATION OF STREAMS

- Ciek uregulowany
Regulated stream
- Szczelna obudowa koryta - 2toł kamienny
Watertight casing of the river-bed
- Zastawka na ciekach
Water level regulator
- Zapora szutrowa
Gravel screen
- Młyn i tartak wodny
Water-mill and saw-mill
- Wał ochronny lub grobla
Embankment and dike

ZRRZUTY I PRZERZUTY
 REMOVAL OF POLLUTED WATER AND OTHER TRANSFERS OF WATER

- Przewód zamknięty nadziemny z wodą zanieczyszczoną
Closed collector above ground with polluted water
- Przewód zamknięty podziemny z wodą zanieczyszczoną
Closed collector underground with polluted water
- Wypływ wody zanieczyszczonej z kopalni
Outflow of polluted water from a mine
- Wypływ ścieków z hut i innych zakładów przemysłowych
Outflow of refuse from foundries and other industrial establishments
- Wypływ ścieków komunalnych
Outflow of communal sewage
- Ciek zanieczyszczony
Polluted stream

PUNKTY HYDROMETRYCZNE
 HYDROMETRIC STATIONS

- Stacja meteorologiczna
Meteorological station
- Stacja opadowa
Precipitation gauging station
- Limnigraf
Limnograph
- Miejsce pomiarów przepływów powtarzanych
Location of repeated measurements of discharge

Cena zł 40.—

Przegląd Geograficzny

Kwartalnik

Prenumerata krajowa

Zamówienia i wpłaty przyjmują:

- ◆ Centrala Kolportażu Prasy i Wydawnictw „Ruch”, Warszawa, ul. Wronia 23, konto PKO Nr 1-6-100.020
- ◆ Urzędy pocztowe i listonosze
- ◆ Oddziały i delegatury „Ruchu”

PRENUMERATA ROCZNA ZŁ 160.—

PÓŁROCZNA ZŁ 80.—

Zamówienia przyjmowane są do dnia 10 miesiąca poprzedzającego okres prenumeraty.

Zamówienia dla zagranicy przyjmuje Biuro Kolportażu Wydawnictw Zagranicznych „Ruch”, Warszawa, Wronia 23 (tel. 20-46-88), konto PKO nr 1-6-100.024. Koszt prenumeraty ze zleceniem wysyłki za granicę jest o 40 % wyższy.

Bieżące oraz archiwalne numery można nabywać lub zamawiać w księgarniach „Domu Książki” oraz we Wzorcowni Wydawnictw Naukowych PAN-Ossolineum-PWN, Warszawa, Pałac Kultury i Nauki (wysoki parter).

Archiwalne egzemplarze można nabywać także w Punkcie Wysyłkowym Prasy Archiwalnej „Ruch”, Warszawa, ul. Nowomiejska 15/17, konto PKO nr 114-6-700041 VII O/M.

TYLKO PRENUMERATA ZAPEWNIAREGULARNE OTRZYMYWANIE CZASOPISMA